

**ANÁLISIS DE LOS PROCESOS HIDRODINÁMICOS
DE MESO Y SUBMESOESCALA QUE CONDICIONAN
EL TRANSPORTE DE PROPIEDADES HACIA
EL MAR DE ALBORÁN A TRAVÉS DEL
ESTRECHO DE GIBRALTAR**

Marina Bolado Penagos
UNIVERSIDAD DE CÁDIZ (2020)

UNIVERSIDAD DE CÁDIZ
FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR Y
AMBIENTALES
DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA



**ANÁLISIS DE LOS PROCESOS HIDRODINÁMICOS
DE MESO Y SUBMESOESCALA QUE CONDICIONAN
EL TRANSPORTE DE PROPIEDADES HACIA EL MAR
DE ALBORÁN A TRAVÉS DEL ESTRECHO DE
GIBRALTAR**

TESIS DOCTORAL

Marina Bolado Penagos

Cádiz, 2020

ANÁLISIS DE LOS PROCESOS HIDRODINÁMICOS DE MESO Y SUBMESOESCALA QUE CONDICIONAN EL TRANSPORTE DE PROPIEDADES HACIA EL MAR DE ALBORÁN A TRAVÉS DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

Memoria presentada por Dña. Marina Bolado Penagos para optar al grado de **Doctora en Ciencias y Tecnologías Marinas** por la Escuela Internacional del Mar (EIDEMAR) de la Universidad de Cádiz.

Fdo.: Marina Bolado Penagos

Los directores:

Dr. D. Miguel Bruno Mejías
Catedrático de Universidad
Dpto. Física Aplicada

Dra. Dña. Águeda Vázquez López-Escobar
Profesora Titular de Universidad
Dpto. Física Aplicada

D. MIGUEL BRUNO MEJÍAS, Catedrático del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz, y Dña. ÁGUEDA VÁZQUEZ LÓPEZ-ESCOBAR, Profesora Titular del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz,

HACEN CONSTAR:

Que el trabajo recogido en la presentada Memoria de Tesis Doctoral, titulada “ANÁLISIS DE LOS PROCESOS HIDRODINÁMICOS DE MESO Y SUBMESOESCALA QUE CONDICIONAN EL TRANSPORTE DE PROPIEDADES HACIA EL MAR DE ALBORÁN A TRAVÉS DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR”, presentada por Dña. Marina Bolado Penagos, ha sido realizada bajo su dirección y autorizan su presentación y defensa para optar al grado de Doctora por la Universidad de Cádiz.

Puerto Real, 22 de junio del 2020

Dr. D. Miguel Bruno Mejías

Dra. Dña. Águeda Vázquez López-Escobar

La presente Tesis Doctoral ha sido realizada gracias a la concesión de un Contrato Predoctoral del programa Formación de Personal Investigador (FPI BES-2014-067920) por parte del Ministerio de Ciencia e Innovación, en el marco del Proyecto de la convocatoria del Programa Estatal de I+D+i orientada a los Retos de la Sociedad, titulado “CONEXIÓN ENTRE PATRONES HIDRODINÁMICOS DE MESO Y SUBMESOESCALA ENTRE EL GOLFO DE CÁDIZ Y EL MAR DE ALBORÁN” (CTM2013-49048-C2-2-R). El trabajo ha sido llevado a cabo en el Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz, formando parte del Grupo de Investigación “OCEANOGRAFÍA FÍSICA: DINÁMICA” (PAI: RNM-205). Parte de las investigaciones se realizaron en el Observatório Oceânico da Madeira (bajo la supervisión del Dr. Rui Caldeira), en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE, bajo la supervisión del Dr. José Ochoa), y en el Royal Netherlands Institute for Sea Research (NIOZ, bajo la supervisión del Dr. Hans van Haren). Todas las estancias fueron realizadas gracias a la concesión de ayudas para la movilidad predoctoral para la realización de estancias breves en centros de I+D+i en las convocatorias de 2016, 2017 y 2018 respectivamente.

¿Dónde está el centro del mar?

¿Por qué no van allí las olas?

¿Por qué me preguntan las olas

lo mismo que yo les pregunto?

¿Quién puede convencer al mar

para que sea razonable?

¿Por qué me he cerrado el camino

cayendo en la trampa del mar?

¿Y no estará prestado el mar

por un corto tiempo a la tierra?

¿No tendremos que devolverlo

con sus mareas a la luna?

Pablo Neruda

El libro de las preguntas (1974)

Para ti, abuelita.

AGRADECIMIENTOS

Cinco años y una pandemia después...

...he pensado tantas veces en este momento que ahora que me enfrento a ello no sé ni por dónde empezar.

Bueno, empecemos por el principio. En primer lugar, tengo que agradecer a mis Directores de Tesis el confiar en mí y darme ese “aprobado” en la convocatoria FPI2014. Muchas gracias, Mike y Águeda por estos años, han sido duros, sí, pero muy gratificantes, y que sin vuestro apoyo no hubiese sido posible. Gracias Mike por esas *Máster Class* de las que salía agotada con tanta información, y con hojas de cuadernos llenas de apuntes por procesar. Gracias a ellas he llegado hasta aquí. Gracias Águeda por tener siempre una palabra de apoyo y de reconocimiento, que siempre han llegado cuando más lo necesitaba.

Gracias a todo el Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz, a los que siguen, y a los que estuvieron al comienzo; por cada sonrisa, por cada palabra de ánimo. Gracias Emma, porque en poco tiempo me transmitiste tanto... Mención especial a los que estáis empezando; Iván, Rubén, Sara, ¡a por ello! Gracias al mejor compañero y técnico del UCADIZ, ¡gracias Ale por ayudarme a tener estos datos tan preciosos! Y gracias tod@s los que habéis pasado por ese Despacho de Investigadores, me habéis hecho las largas jornadas delante del ordenador mucho más amenas. Gracias Olga por aparecer cada mañana con esa sonrisa gigante en la cara, ojalá todo te salga como quieras, ¡te lo mereces! Gracias Leila por aparecer en este tramo final, y poner esa pizca dulzura que pones a las cosas.

Gracias a los que habéis confiado en mí como tutora de vuestros trabajos de Fin de Grado y Máster, Carlos, Andrea y Sara (y encima Andrea repites...). Gracias por dejarme, o al menos intentar, dirigiros. No sabéis todo lo que me ha hecho crecer esa experiencia.

Eternamente agradecida a todo el personal que, de una u otra forma, ha formado parte del proyecto MEGAN. Desde científic@s, dotación del B.O. Sarmiento de Gamboa, de los B.H. Malaspina y Tofiño, hasta el personal de la UTM. Sin vosotros esta Tesis no hubiese sido posible. Gracias Iria por ser mi mitad

bióloga, ¡que ya somos casi-Doc! Por esas discusiones vía Skype, tanto científicas, como no tanto, ese intercambio de artículos, de información, ¡seguimos!

Muito obrigada à equipa do CIIMAR-Madeira / OOM. Gracias Rui por contestar, allá por 2013, aquel e-mail en el que te pedía que me acogieses para hacer mi Beca Leonardo y permitirme descubrir esa joya en medio del Atlántico como es Madeira (saudades). Gracias Carlos, Rui2, Jesús, Cátia, Gustavo, Ricardo, por hacerme la estancia en Funchal más divertida y amena. Si una de las estancias que me ha marcado y recordaré de por vida, fue la realizada en México. Desde el primer correo al que José (Pepe) Ochoa me contestó para confirmarme que podía irme al CICESE de estancia, supe que allí me iba a sentir como en casa. Terminando de escribir esta Tesis me informaron de tu partida. Pepe, allá donde estés, gracias por tu contribución a este campo de la Ciencia que algunos disfrutamos tanto. Y gracias porque, aunque tú me dijese que no me habías ayudado tanto como hubieses querido, lo hiciste. Gracias a los que hicisteis de esta estancia un recuerdo imborrable. Gracias Jesús y Natalia por acogerme, lo mismo que João y Renata, que sin dudarlo me ofrecisteis vuestra casa ¡obrigada! Gracias Aimie, Adri, Adriana, Sheyla, Carol... porque desde el primer momento me hicisteis sentirme una más. Gracias a Hans van Haren por mi estancia en NIOZ - Texel, por sentarte conmigo esos ratos de café y discutir sobre Alborán, sobre la Ciencia en general y sobre las ondas internas en particular. Alsjeblieft!

A todas y todos los que habéis aparecido en esta etapa y hemos sufrido en equipo los días como predocs, pero al final, todo llega. Sois muchos los que habéis hecho que los ratitos de descanso fuesen más a menos. Gracias Fini y Laura por acogerme en Cádiz, gracias, Javi por saber siempre sacarme una sonrisa (te echamos mucho de menos). Sol, Isma, Marta, por dejarme entrar en esos “Juegos del Hambre” y no dejarme a fideos chinos. ¡Os deseo mucha suerte!

Gracias JI's del Mar, por hacernos casos y llevar para adelante esa locura que fue organizar un Congreso, ¡por y para Jóvenes! Gracias a Nacho, Carmen y Juanjo por confiar en nosotros y que todo saliese tan bien. ¡Larga vida al JI's!

Gracias a mis amigos a los que, reconozco, en los últimos años he tenido algo más olvidados. Mis “mozucas”, porque siempre me hacen sentir como si no me hubiese ido de casa, ojalá os tuviese cerca, sois lo que le falta a Cádiz, lo sabéis. Gracias por enorgulleceros siempre de mis logros. A mí siempre querido amigo Víctor, siempre eres y serás un imprescindible, lo sabes. Gracias Marce por tus

visitas cargado de quesadas y sobaos. Y gracias a todos los que ante un whatsapp de, ¡eh, estoy por aquí! Os falta tiempo para buscar un hueco y quedar. Mis “guapérrimas”, por esos audios – podcasts, que estando fuera de casa me hacían sentirme cerca. Tan diferentes, y tan iguales, gracias por estar tan cerca. Gracias al “despellejismo” por esos ratazos de cervezas, conciertos y tapas, en los que todo se olvidaba.

A los que empezasteis el camino muy cerca de mí, pero que por un motivo o por otro nos hemos distanciado. Gracias, porque vosotros también sois parte de lo que soy ahora. Gracias Abraham por enseñarme el Sur y quedarme atrapada en él. Siempre agradecida.

Mi familia, que siempre tienen palabras de orgullo para referirse a mí. Mis padres que hicieron posible todo esto, ya que, hace ya la friolera de quince años, me escucharon y entendieron que Biología no era mi camino. Al final no me ha salido del todo mal el cambio, ¿no? Mi hermano, Ponx, nadie cree en mi como tú lo haces, nunca dejes de hacerlo, me da fuerza para seguir.

Gracias Javi, por aparecer cuando menos te buscaba, pero, cuando más te necesitaba. No he podido encontrar mejor compañero para recorrer este camino académico, y, sobre todo, el personal. Por esas conversaciones de congresos, papers, revistas, docencia... ¡cualquiera que nos escuchase hablando por la calle! Gracias por vivir con tanta pasión la Ciencia, este mundo necesita de más gente como tú. Todo llega al que sabe esperar, y para ti tiene que haber cosas muy grandes, y yo que lo vea.

Y para cuando la Marina del futuro abra esta Tesis y la relea, ¡lo conseguiste! Si algo me ha enseñado esta etapa es que todo llega al que sabe esperar, que, aunque un día parezca que nada va a salir, sin esperarlo las cosas empiezan a funcionar. Solamente es cuestión de constancia y paciencia (de esa que mucha no sueles tener).

En definitiva, gracias a todas y todos los que me habéis hecho crecer en estos cinco años. Os llevo y llevaré siempre conmigo.

#sinciencianohayfuturo

Agradecimientos.....	i
Lista de figuras.....	ix
Lista de tablas.....	xvii
Acrónimos.....	xix
Variables y Unidades.....	xxv
Resumen.....	xxvii
Abstract.....	xxix
Estructura de la Tesis.....	xxxi
 Capítulo 1	 1
1.1 Escalas espacio-temporales en el océano.....	3
1.2 El estrecho de Gibraltar.....	7
1.2.1 Variabilidad temporal de los procesos hidrodinámicos en el estrecho de Gibraltar.....	12
1.3 El mar de Alborán.....	18
1.4 Antecedentes de estudios de meso- y submesoescala en el estrecho de Gibraltar y mar de Alborán	23
1.5 Hipótesis y objetivos	29
 Capítulo 2	 31
2.1 Introducción	33
2.2 Datos <i>in situ</i> adquiridos en el marco de proyectos de investigación.....	35
2.2.1 Proyecto GIMIX.....	35
2.2.2 Proyecto MEGAN	36
2.3 Medidas de corriente superficial a partir del sistema de radares costeros de alta frecuencia en el estrecho de Gibraltar	50
2.4 Imágenes de satélite	54
2.4.1 Sensor MODIS.....	54
2.4.2 Producto COPERNICUS de Color Oceánico	55
2.5 Otros datos complementarios	55
2.5.1 Datos de descargas del río Guadalquivir	56
2.5.2 Mareógrafos de Ceuta y Algeciras	56
2.5.3 Variables atmosféricas	57

2.5.4 Predicción de corriente de marea	58
2.6 Modelos numéricos.....	59
2.6.1 Modelo meteorológico MM5.....	59
2.6.2 Modelos hidrodinámicos	60
2.7 Técnicas de análisis	64
2.7.1 Cálculo porcentaje de masas de agua	64
2.7.2 Análisis armónico y predicción de marea.....	65
2.7.3 Filtro de paso bajo basado en la transformada rápida de Fourier	67
Capítulo 3	69
3.1 Introduction	71
3.2 Data and methodology	75
3.2.1 <i>In situ</i> observations	75
3.2.2 Surface Chl- <i>a</i> images.....	78
3.2.3 Numerical models.....	78
3.3 Analysis of the submesoscale features near the coastal margin	81
3.3.1 Trafalgar area.....	81
3.3.2 Coastal margin of Camarinal Sill	88
3.3.3 Numerical simulations of the water parcel movements close to the coastal margin	94
3.4 Connecting the submesoscale features with the transport of properties from the Gulf of Cadiz to the Alboran Sea.....	100
3.4.1 Trafalgar area.....	101
3.4.2 Camarinal Sill coastal area.....	102
3.4.3 The Trafalgar-Alboran connection	103
3.5 Conclusions	105
Capítulo 4	107
4.1 Introduction	109
4.2 Data and methodology	112

4.2.1 Atmospheric data	113
4.2.2 Surface currents from High Frequency Radar (HFR)	114
4.2.3 SAMPA high-resolution model.....	114
4.2.4 <i>In situ</i> tide gauge data.....	115
4.2.5 Chlorophyll- <i>a</i> satellite imagery.....	115
4.3 Analysis of the observed circulation patterns	115
4.3.1 Atmospheric variables and HFR-derived subinertial currents	115
4.3.2 Geostrophic balance of subinertial currents	120
4.3.3 Variability of mesoscale and submesoscale features	121
4.4 Physical mechanisms behind the effects of atmospheric forcing on the Atlantic Inflow	130
4.4.1 Response to mean sea level atmospheric pressure variations in the western Mediterranean through a 1-D numerical model.....	131
4.4.2 Local wind effect on the Atlantic Inflow intensity.....	135
4.4.3 Establishment of the Coastal Counter Current (CCC) along the coast of the NW Alboran Sea.....	144
4.5 Discussion	149
4.5.1 The physical mechanisms that trigger the changes in the AJ-WAG system under intense and persistent easterly wind events	150
4.5.2 Biological implications of easterly wind forcing in the western Alboran Sea	152
4.6 Conclusions	153
4.7 Supplementary Material.....	155
Capítulo 5	157
5.1 Introduction	159
5.2 Data and methodology	163
5.2.1 <i>In situ</i> observations	163
5.2.2 Remote observations.....	166

5.2.3 Atmospheric variables.....	167
5.3 Results.....	167
5.3.1 Travel time of the internal solitons from the generation place to the thermistors mooring (TH2)	168
5.3.2 Subinertial variability associated with atmospheric forcing.....	177
5.3.3 Observed arrival times of solitons in TH2 mooring.....	184
5.4 Discussion	186
5.4.1 Temporal variability of internal solitons features.....	186
5.4.2 Biological implications of the effect of subinertial variability on the soliton arrivals in the continental slope of the NW-Alboran Sea coast	188
5.5 Conclusions	191
5.6 Supplementary Material.....	192
Capítulo 6	197
6.1 Procesos submesoescalares en el estrecho de Gibraltar, y su contribución en el transporte de propiedades hacia el mar de Alborán	199
6.2 Efectos del forzamiento atmosférico en la hidrodinámica del estrecho de Gibraltar y sección occidental del mar de Alborán	203
Capítulo 7	209
Capítulo 8	221
Capítulo 9	225
ANEXO	255

Fig. 1.1 Escala espacio-temporal de los principales procesos físico-biológicos que dominan en el sistema oceánico. Estos procesos van desde la gran escala, en donde se encuentra el cambio climático con una escala espacial/temporal del orden de 10.000 km/10.000 años, hasta los procesos de microescala que se producen por debajo de los 10 cm/1 minuto. Adaptado de Chelton (2001) y Estrada-Allis (2015).....	4
Fig. 1.2 Ubicación geográfica del estrecho de Gibraltar (recuadro negro del mapa situado en la esquina izquierda), GoC: golfo de Cádiz. Detalles de la batimetría y principales accidentes geográficos (UdE: umbral de Espartel, UdC: umbral de Camarinal, TN: <i>Tarifa Narrow</i> , BA: bajo de la Aceitera, BM: banco Majuán y CT: cuenca de Tánger). ..	9
Fig. 1.3 Esquema simplificado del sistema bicapa en el estrecho de Gibraltar. Q ₁ : flujo Atlántico, S ₁ : salinidad masa de agua Atlántica, h ₁ : profundidad capa Atlántica; Q ₂ : flujo Mediterráneo, S ₂ : salinidad masa de agua Mediterránea, h ₂ : profundidad capa Mediterránea; E: evaporación. Modificado de Sannino (2007).	10
Fig. 1.4 Esquema de la circulación superficial del mar de Alborán. Los contornos negros discontinuos representan las estructuras anticiclónicas (WAG: <i>Western Alboran Gyre</i> , EAG: <i>Eastern Alboran Gyre</i>). Los contornos azules discontinuos representan las estructuras ciclónicas (CsCG: <i>Coastal Cyclonic Gyre</i> , CCG: <i>Central Cyclonic Gyre</i>). AJ: <i>Atlantic Jet</i> . Modificado de Sánchez-Garrido et al. (2013)	20
Fig. 2.1 (a) Mapa indicando la zona de estudio, con el estrecho de Gibraltar señalado por el rectángulo gris. Los rectángulos rojo, negro y azul, representan las áreas del mar de Liguria, islas Baleares y el noroeste de África. El triángulo azul indica la localización de la presa de Alcalá del Río. (b) Mapa batimétrico del área de estudio con los distintos accidentes topográficos de la zona, y las distintas localizaciones de los lugares de muestreo. Los cuadrados negros identifican los lugares en los que se han desplegado los fondeos (A1: correntímetro de aguas someras, A2: correntímetro de aguas profundas, TH: cadena de termistores localizadas en Trafalgar (1) y en Estepona (2), T: línea de fondeo posicionado en Tarifa y E: línea de fondeo posicionado en la salida del Estrecho. I-II-III posición de las estaciones CTD (<i>Conductivity, Temperature and Depth</i>) realizadas el área del cabo Trafalgar. Las estrellas indican los lugares donde realizaron ciclos diarios: EF, estación fija en Camarinal; C _{ES} , Estepona; C _{CH} , Chorro Atlántico y C _{CG} , centro del giro. Las líneas azules señalan la posición de los transectos que se desarrollaron en Gudalmesí (Gd), <i>Tarifa Narrow</i> (TN) y Camarinal (C _L) respectivamente. Los cuadrados rojos representan la posición de las antenas de radar del sistema HFR (<i>High Frequency Radar</i>) localizadas en el Estrecho, y los cuadrados azules la posición de los mareógrafos (A: Algeciras y C: Ceuta). Los triángulos invertidos señalan la posición del lanzamiento de las boyas Lagrangianas que se desplegaron alrededor de la zona de estudio en el marco de la campaña principal del proyecto MEGAN: triángulos naranjas se corresponden con las boyas que disponían de cobertura GSM (<i>Global System for Mobile communications</i>), y los verdes las boyas IRIDIUM. BA: bajo de la Aceitera, BM: banco Majuán, CT: cuenca de Tánger, UdE: umbral de Espartel, UdC: umbral de Camarinal.....	34
Fig. 2.2 Cronograma de adquisición de datos mediante instrumentos fondeados y realización de la campaña oceanográfica MEGAN. La línea gris representa la evolución temporal de la predicción de la corriente de marea (m s ⁻¹) sobre el umbral de Camarinal (Vázquez et al., 2008) durante los meses en los que se obtuvieron registros de medidas. La línea negra discontinua horizontal delimita el flujo entrante dirigido hacia el este (positivo), es decir, hacia el Mediterráneo; y el flujo saliente hacia el Atlántico, hacia el oeste (negativo). El rectángulo discontinuo indica los días en los que llevó a cabo la mencionada campaña oceanográfica. Las barras de colores señalan los períodos en los que los fondeos adquirieron mediciones (naranja-A2: correntímetro de aguas profundas, azul-TH1: termistores en Trafalgar, morado-TH2: termistores en Estepona y, verde-A1: correntímetro de aguas someras)...	38
Fig. 2.3 Imágenes de las operaciones de fondeo de los correntímetros desplegados en el área de Trafalgar en el marco del proyecto MEGAN (A1 y A2 en Fig. 2.1b). (a) Pirámide que albergaba el perfilador de corrientes de aguas someras AWAC (<i>Acoustic Wave And Current Profiler</i>) preparada para comenzar la maniobra de fondeo. (b) Elementos de la línea de fondeo desplegada en el centro del canal en Trafalgar en donde se instaló el correntímetro de aguas profundas RDI (<i>RD-Instrument</i>). Ambas operaciones fueron realizadas gracias a la disponibilidad del Buque Hidrográfico (B.H) Tofiño.	40

Fig. 2.4 Esquemas de los fondeos desplegados en el marco del proyecto MEGAN (no se han representado a escala real). (a) Esquema de la línea fondeada que albergaba el perfilador de corrientes RDI (<i>RD-Instrument</i>) de 75 kHz en aguas profundas. (b) Esquema de los fondeos de las cadenas termistores (THx en Fig. 2.1b) desplegadas en Trafalgar y en el noroeste del mar de Alborán.	41
Fig. 2.5 Cronograma inicial de la campaña MEGAN 2015. Los recuadros discontinuos naranja y verde se corresponden con los momentos en los que se planificaron los transectos de VM-ADCP (<i>Vessel-Mounted Acoustic Doppler Current Profiler</i>) en TN: <i>Tarifa Narrow</i> y en el umbral de Camarinal (CS), respectivamente. FT: Fase Trafalgar, FC: Fase Complementaria, FL: Fase Lagrangiana.	43
Fig. 2.6 Resultados de las trayectorias Lagrangianas seguidas por las boyas de deriva desplegadas en la zona de estudio en las fases Lagrangianas, (a) I (24-26 de septiembre) y (b) II (1-6 de octubre). El triángulo verde indica la posición en la cual se lanzaron las boyas, y los círculos azules, las posiciones en las que se realizaron los perfiles CTD (<i>Conductivity, Temperature and Depth</i>) en cada una de las fases.	46
Fig. 2.7 Diagrama del fenómeno de retrodispersión de Bragg por el cual se obtienen mediciones de corrientes oceánicas a partir de señales de radio de alta frecuencia. El eco dispersado desde el mar se amplifica a partir de la reflexión de la onda transmitida por las olas del océano, cuya longitud de onda (λ) es la mitad de la longitud de onda la señal de radio emitida (extraído de Roarty et al., 2019).	52
Fig. 2.8 Referencias verticales de los mareógrafos instalados en el borde oriental del estrecho de Gibraltar (Fig. 2.1b). (a) Información del mareógrafo MIROS instalado en el pantalán de la refinería CEPSA en el interior de la bahía de Algeciras (36.168° N, 5.400° W), y (b) información del mareógrafo de flotados instalado en Ceuta (35.892° N, 5.315° W). Modificado de http://www.armada.mde.es/ihm/Documentacion/Mareas/Mareografos	57
Fig. 2.9 Dominios anidados para la implementación del modelo meteorológico de quinta generación (MM5) de alta resolución en el estrecho de Gibraltar. D ₁ , trapecio negro, MM5-30 km. D ₂ , rectángulo rojo, MM5-10 km y, D ₃ , rectángulo azul, MM5-3.3 km. Extraído de Reyes (2015).	60
Fig. 3.1 (a) Map showing the location of the study area, with the Strait of Gibraltar area highlighted by the dashed box. Blue triangle indicates the emplacement of the Alcala del Rio dam. (b) Enlarged map of the Strait with indication of the different emplacements and <i>in situ</i> deployments referred to throughout the text. Red dots indicate the CTD stations (MEGAN I–II–III from coast to offshore) along the Trafalgar transect (Table 3.1). Purple dots are the released points of the Lagrangian drifters in both Trafalgar and Camarinal areas (Table 3.2). Black squares show the position of the moored instruments (Table 3.3). The black star indicates the location of the Camarinal Fixed Station. Grey contour lines represent the bathymetry of the Strait.	72
Fig. 3.2 Temporal evolution of oceanographic and meteorological variables employed in the study. (a) The grey line represents the tidal current prediction over the Camarinal Sill (m s^{-1}), at 45 m depth, for the time of the observations during the MEGAN campaign (dashed square). The dashed horizontal line indicates the zero reference and it delimits positive (negative) current velocity that indicates flow driven eastward (westward), towards the Mediterranean (Atlantic Ocean). Coloured horizontal bars indicate the recording periods of the different moorings: orange and blue are the moorings in the central zone of the Strait (position A2 for current meter profiler and TH1 for thermistors string; see Fig. 3.1b), and the green bar is the coastal current profiler at the position A1. (b) Time series from the atmospheric model MM5. The dark line shows the intensity of the wind speed zonal component at 10 m above sea level (u_{10}) over the northwestern Alboran Sea. The horizontal dashed line indicates the zero reference. (c) Time series of daily average river discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) from Alcala del Rio dam within the Guadalquivir River Basin (see blue triangle in Fig. 3.1a) for the study period. Vertical dotted purple lines indicate the times of release of the drifters in Trafalgar (T _x) and Camarinal (C _x).	75
Fig. 3.3 Graphical representation and percentages of water masses mixing from CTD profiles carried out in Trafalgar stations (MEGAN I, MEGAN II and MEGAN III; see Fig. 3.1b). (a) Profiles of temperature (black/blue solid line for neap/spring tides) and density (grey/blue dashed line for neap/spring) derived from CTD casts	

performed at MEGAN III station. The vertical dotted black line indicates the matching between vertical displacement of the 17.50 °C isotherm and the pycnocline (26.30 kg m^{-3}) in these profiles. (b) and (c) represent the mean percentages of the main water masses (SAW, ENACW and MW) found in the sampled CTD profiles for each station, (b) for neap tides and (c) for spring tides. (d) TS diagrams of profiles in the Trafalgar area and other nearby locations to the A2 and TH1 moorings. Grey dots correspond to profiles taken from the MEDATLAS data base. The profiles acquired during the MEGAN campaign are indicated by green (for neap tides) and red (for spring tides) dots. Grey dotted lines in the TS diagrams represent isopycnals with a spacing of 0.50 kg m^{-3} 82

Fig. 3.4 Temporal evolution of currents and temperature measurements recorded in the moorings deployed in the Trafalgar area covering a period of neap tides (first quarter moon on 21st September) and spring tides (full moon on 28th September). (a) Longitudinal current profiles (m s^{-1}) recorded at the A2 station (central zone of the Strait). (b) Time series of the barotropic current at A1 (black line) and A2 (blue line) stations. The zero reference dashed horizontal line delimits positive/negative flow towards the Mediterranean/Atlantic; (c) temperature profiles recorded by the thermistors chain at station TH1. The black line denotes the position of the 17.50 °C isotherm (interface between SAW and ENACW) and (d) time series of temperature (°C) recorded at the coastal mooring A1. Dotted grey squares allow a zoomed visualisation of the temperature (black line) and barotropic current (blue line) variability for neap (e) and spring (f) tide conditions during a 24 h period. Vertical red/ blue lines indicate the moments of maximum eastward/westward current in A2 and A1. Vertical lines and inverted blue triangles indicate the moments of minimum temperature in A1. 86

Fig. 3.5 Chlorophyll-*a* imagery of 1 km spatial resolution, reprocessed from multi sensors, along with the trajectories (black and white lines) depicted by the drifters that were released within the Trafalgar area. Satellite images were retrieved for the same day of the final position of each drifter. Purple dots indicate the release positions. (a) Satellite image corresponding to 30th September along with the trajectory followed by the drifter T₁. (b) Satellite image corresponding to 1st October along with the trajectories of drifters T₂ (black line) and T₃ (white line). (c) Satellite image corresponding to 1st October along with the trajectory followed by the drifter T₄. 87

Fig. 3.6 Surface current (m s^{-1}) simulated by the SAMPA model (2.5 m depth) and Camarinal Sill tidal current prediction (small rectangle in the upper right corner) during the maximum moments of a tidal cycle in spring tides. Tidal current prediction ranges between 1.5 and 2 m s^{-1} . Horizontal line depicts the zero reference. Current speed vectors are normalized for the sake of a clearer indication of the current direction. (a) Situation corresponding to the maximum eastward tidal flow (towards the Mediterranean Sea) and (b) situation corresponding to the maximum westward tidal flow (towards the Atlantic Ocean). 88

Fig. 3.7 Results from the CTD profiles taken at the Fixed Station in Camarinal Sill coastal margin during spring tides on 29th September. (a) Tidal current prediction over Camarinal Sill, at 45 m depth. Black dots identify the sampling moment of each CTD cast performed. (b) Percentages of the main water masses (SAW, ENACW and MW) found in each cast. Temporal evolution of (c) salinity, (d) temperature (°C) and (e) fluorescence (mg m^{-3}) profiles. 90

Fig. 3.8 Vertical sections of longitudinal (cm s^{-1} ; positive – red towards the Mediterranean Sea) and transversal (cm s^{-1} ; positive – red towards the coast) currents and salinity simulated with the UCA3D numerical model along two transects located on the (a) western and (b) eastern flanks of Camarinal Sill. The yellow contour indicates the position of the AMI-isohaline of 37.50. The black thick contour indicates the isohaline of 37.00. Grey lines in insets represent the bathymetry in the Strait of Gibraltar (40, 60, 80, 100, 150, 200, 250 m). 92

Fig. 3.9 Chlorophyll-*a* imagery of 1 km spatial resolution, reprocessed from multi sensors along with the trajectories (black lines) depicted by the drifters that were released within the Camarinal area. Satellite images were retrieved for the same date as the final position of each drifter. Purple dots indicate the release positions. (a) Satellite image corresponding to 1st October along with the trajectory followed by the drifter C₃. (b) Satellite image corresponding to 2nd October along with the trajectory followed by the drifter C₂. (c) Satellite image corresponding

to 8th October, 2 days after the last tracked position of C_1 , due to the high cloud coverage of that day, along with the trajectory followed by the drifter C_1	94
Fig. 3.10 Snapshots of the positions of the virtual particles released at Trafalgar (black circumference in a) corresponding to the experiment under westerly winds. The colour bar indicates the different releasing times of each particles group 3 h apart.....	95
Fig. 3.11 Same as Fig. 3.10 for different times and covering the movement of the particles in the Alboran Sea....	97
Fig. 3.12 Chlorophyll- <i>a</i> imagery of 1 km spatial resolution, reprocessed from multi sensors for different days of the MEGAN oceanographic campaign. (a) On 23rd September, characterized by westerly winds. (b) On 1st October, characterized by easterly winds during previous four days. (c) On 9th October, characterized by westerly winds.	98
Fig. 3.13 Same as Fig. 3.10 for the experiment with easterly winds.....	100
Fig. 3.14 Illustration of the main hydrodynamic features that may explain the upwelling and retention of upwelled waters in the Trafalgar area. In the eastward phase of the tidal current, an intensification of the current over <i>Aceitera</i> bank (black contour arrow) induces the creation of a cyclonic eddy east of Cape Trafalgar. Simultaneously, the shoreward (yellow contour arrow) brings the interface between SAW and ENACW close to the coastal border (blue dashed line) making the upwelling of ENACW possible. In the westward phase the current, intensity on the coastal margin (black contour arrows) experiences a significant westward decrease that prevents large displacements of the coastal water far away from the Trafalgar area. Flowing seaward (yellow arrow), the current brings the SAW-ENACW interface to deeper levels, although this interface may experience a second rise when maximum westward current is reached. Black dashed contour line represents the 70 m isobath.....	102
Fig. 3.15 Illustration that summarizes the main mechanisms involved in the transport processes along the Gulf of Cadiz (GoC) towards the Alboran Sea throughout the Strait of Gibraltar (SoG). Dashed green and blue arrows at the eastern side of the SoG display the two different Atlantic Jet (AJ) orientations that may give rise to the two observed paths (green and blue arrows) of water parcels exiting the SoG. The dashed black line represents the location of the western branch of the Western Alboran Gyre (WAG).....	105
Fig. 4.1 (a) Local setting of the study area in the Strait of Gibraltar (grey dashed rectangle) and the Ligurian Sea (red dashed rectangle), the Balearic Islands (black dashed rectangle) and the northwestern Africa (blue dashed rectangle) atmospheric pressure centres. (b) Map showing the main study area with its most characteristic hydrodynamic features on a bathymetry provided by the Spanish Marine Hydrographic Institute (IHM). Blue squares indicate the position of the tide-gauge stations (A – Algeciras; C – Ceuta). Red squares indicate the three High Frequency Radar (HFR) sites which cover the measuring grid indicated by the grey dots. Red (5.30° W, 36.07° N), black (5.30° W, 36.03° N) and blue (5.30° W, 36.00° N) dots indicate points of the HFR grid where time series of the zonal component of the current have been extracted. The black dotted rectangle depicts the area where the HFR zonal current has been spatially averaged. Black stars indicate the points of the SAMPA model where the scale analysis was assessed (section 4.4). Grey contour lines represent the bathymetry of the area. WAG: Western Alboran Gyre. CsCG: Coastal Cyclonic Gyre.	110
Fig. 4.2 Map of correlation coefficient yielded by the linear regression between the Mean Sea Level Pressure at each node of ERA5 mesh and High Frequency Radar - derived zonal currents in the eastern Strait of Gibraltar latitudinal transect indicated in Fig. 4.1b (red, black and blue dots). (a) For the period of June - July 2013, and (b) for the period of September - October 2015. White stippling indicates the nodes where significant correlations at 95% confidence are found.....	116
Fig. 4.3 Time series during June and July 2013. (a) Subinertial variation of the Mean Sea Level Pressure (MSLP in mbar) from ERA5 reanalysis over the Ligurian Sea (red time series and dashed red rectangle in Fig. 4.1a), the Balearic Islands (black time series and dashed blue rectangle in Fig. 4.1a) and the southern part of the Gulf of Cadiz - northwestern Africa (blue time series and dashed black rectangle in Fig. 4.1a). The horizontal dotted line delimits high and low pressures (1013 mbar). (b) Subinertial zonal component of the wind velocity (u_{10} , m s ⁻¹) over	

the northwestern Alboran Sea. The horizontal dotted line delimits westerly/easterly wind directed eastward/westward. (c) High Frequency Radar (HFR) derived subinertial current (u , $m\ s^{-1}$) at three points across the Strait; northern (red time series), central (black time series) and southern (blue time series) (see Fig. 4.1b). (d) Subinertial current angle with respect to Geographic north (AJ-angle, $^{\circ}$) at the southern point. (e) Observed sea level difference (ΔSL in cm) between Algeciras and Ceuta tide gauges located in the easternmost Strait (blue squares in Fig. 4.1b). The inverted triangles indicate the days of HFR, and MODIS Chlorophyll- a maps shown in Figs. 4.5 and 4.6. Blue and red triangles indicate respectively westerly and easterly wind days..... 119

Fig. 4.4 Similar to Fig. 4.3 but referring to the 2015 period. Black inverted triangles indicate the days when the Atlantic Jet-Western Alboran Gyre system was disrupted (Fig. 4.8). The * symbol above the black triangles indicates the days of the maps of surface current and Sea Surface Height simulated by the SAMPA model, shown in Fig. 4.14..... 119

Fig. 4.5 Surface Chlorophyll- a (Chl- a , $mg\ m^{-3}$) satellite imagery of 1-km spatial resolution acquired by the MODIS-Aqua sensor (left column) and corresponding daily averaged surface currents maps (High Frequency Radar-HFR, $m\ s^{-1}$) for different days of June - July 2013 (a-d) and September - October 2015 (e-h), when conditions of westerly wind or low intensity easterlies were present in the area. Current velocity vectors are normalized for the sake of a clearer indication of the current direction. Black rectangle in Chl- a satellite imagery depicts the HFR area..... 123

Fig. 4.6 Surface Chlorophyll- a (Chl- a , $mg\ m^{-3}$) satellite imagery of 1-km spatial resolution acquired by the MODIS-Aqua sensor (left column) and corresponding daily averaged surface currents maps (High Frequency Radar-HFR, $m\ s^{-1}$) for different days of June - July 2013, under easterly wind conditions. Current velocity vectors are normalized for the sake of a clearer indication of the current direction. Black rectangle in Chl- a satellite imagery depicts the HFR area..... 126

Fig. 4.7 Surface Chlorophyll- a (Chl- a , $mg\ m^{-3}$) satellite imagery of 1-km spatial resolution acquired by the MODIS-Aqua sensor (left column) and corresponding daily averaged surface currents maps (High Frequency Radar-HFR, $m\ s^{-1}$) for different days of September - October 2015, under easterly wind conditions. Current velocity vectors are normalized for the sake of a clearer indication of the current direction. Black rectangle in Chl- a satellite imagery depicts the HFR area..... 128

Fig. 4.8 Atlantic Jet–Western Alboran Gyre system decoupling event at the end of October 2015. The right column shows the daily High Frequency Radar (HFR, $m\ s^{-1}$) surface currents and the left column shows the satellite imagery of surface Chlorophyll- a (Chl- a , $mg\ m^{-3}$) 1-km spatial resolution acquired by the MODIS-Aqua. Both surface currents and Chl- a are represented for the same days. Black rectangle in Chl- a satellite imagery depicts the HFR area. 130

Fig. 4.9 (a-b) Geometry of the channel used to simulate the response of subinertial currents in the Strait of Gibraltar to Mean Sea Level Pressure (MSLP) variations in the western Mediterranean channel is open at its eastern side and closed at the western side. In (c-d) the simulated time series of Sea Surface Height (SSH) (grey line) and current velocity (red line) are shown within the narrowing right over the sill along with the MSLP value at the centre of the MSLP system (black line). (c) Centred at 650 km from the eastern closed boundary and (d) centred at 100 km from the eastern boundary. (e) The along-channel variations of simulated variables at different times when the MSLP forcing is centred at 650 km (1000 km wide) from the eastern closed boundary of the channel. The MSLP forcing has been prescribed using Eq. (4.7), reproducing a sinusoidal variation during 48-hour period which has a maximum amplitude of 20 mbar. In (f) is shown the same graphics as in (e) but when the MSLP forcing is centred at 100 km (500 km wide) from the eastern closed boundary. In (e) and (f) the black line depicts the MSLP, the grey line SSH and the red line corresponds to the horizontal current..... 134

Fig. 4.10 (a) Different terms of the momentum balance in the along-strait direction as approached using the simulations provided by SAMPA model at the two black stars position indicated in Fig. 4.1b. Along-strait pressure gradient (solid black line, $m\ s^{-2}$), advective acceleration (dotted black line, $m\ s^{-2}$), local acceleration (solid grey line,

m s^{-2}) and Coriolis term (dashed red line, m s^{-2}). (b) Current velocity components in the along-strait (black line, m s^{-1}) and across-strait (grey line, m s^{-1}) directions. (c) Linear regression between du/dx and spatially averaged along-strait current velocity referred to the time averaged value u_m . Both variables have been computed using the same SAMPA model simulations at the black stars position indicated in Fig. 4.1b. 136

Fig. 4.11 Computations of the local wind effect on the Atlantic Inflow intensity (m s^{-1}) using the solution given by equation (4.25) for different wind intensities (black 0 m s^{-1} , blue 5 m s^{-1} , green 10 m s^{-1} and red 15 m s^{-1}) for both westerly (left) and easterly (right) winds. The adjusted time to friction tf is indicated by the grey dashed vertical lines..... 140

Fig. 4.12 At the top (a and c), comparison between the High Frequency Radar (HFR) derived zonal current spatially averaged over the black dashed rectangle on the easternmost side of the Strait shown in Fig. 4.1b (blue line) and zonal current (m s^{-1}) predicted by equation (4.26) (black line). (a) For the 2013 and (c) for the 2015 period. The values of the parameters a , b and c are shown in Table 4.3. At the bottom (b and d) the HFR-derived currents are compared after subtracting the direct wind drag contribution (second term on the Right-Hand Side, RHS, of Eq. (4.26)) (blue line) and the zonal current predicted by the first term on the RHS on Eq. (4.26) (black line), (b) for the 2013 and (d) for the 2015 period. Taylor diagrams of these time series are shown in Fig. 4.S1. 143

Fig. 4.13 (a) Geometry of the spatial dominion used to simulate the subinertial current response to wind drag forcing in the Alboran Sea. The dominion has an open boundary at its easternmost side and is closed at the other sides. (b-c) SSH (m) and currents (m s^{-1}), respectively, simulated by forcing with a constant easterly wind of 10 m s^{-1} over the whole dominion. (d-e) The same simulations but forcing with a constant westerly wind of the same intensity. The simulated fields are those corresponding to a time of 4 days once a stationary solution was achieved. 146

Fig. 4.14 Daily Sea Surface Height (SSH in cm) (top-panels) and surface current (m s^{-1}) (bottom-panels) simulated by SAMPA in the Strait of Gibraltar and the western Alboran Sea during westerlies (16th September 2015, left-hand panels) and easterlies (30th September 2015, right-hand panels). The area delimited by the black square in the SSH figures corresponds with the domain represented in the surface current representations. Current vectors have been normalized..... 148

Fig. S4.1 Taylor diagrams of time series depicted in Fig. 4.12. (a-c) Taylor diagrams of High Frequency Radar (HFR) derived zonal current and zonal current predicted by equation (4.26), for the 2013 period (a) and for the 2015 period (c). (b-d) Taylor diagrams of HFR-derived current after being subtracted from it the direct wind drag contribution and the zonal current predicted by equation (4.26). 155

Fig. 5.1 (a) Location of the study area within the Strait of Gibraltar (black dashed square). (b) Map centred in the Strait of Gibraltar along with the main geographic locations. The red dots depict the three High Frequency Radar (HFR) stations located in the area. The red triangles indicate the current meter moorings emplaced in Tarifa (Tx) and the easternmost Strait (Ex) during May 2003 (Table 5.1). The blue inverted triangle corresponds with the position of the thermistor mooring deployed during September and October 2015 (TH2). The green/orange dots indicate the positions of the CTD (Conductivity, Temperature and Depth) casts that were deployed during both Lagrangian legs (NW I and II respectively; see Table 5.2). The black stars are the position where the Lagrangian drifters were deployed along the coastal Strait (Table 5.3). The black lines depict fronts of soliton packets observed by different satellite missions reported in previous studies. The grey contour lines represent the bathymetry of the area. The black dotted rectangle encloses (c) a zoom of the easternmost Strait and northwestern Alboran Sea. The vertical black line indicates the HFR transversal transect ($36.000 - 36.070^\circ \text{ N}$, 5.300° W) assessed. The vertical red line indicates the Nu-shuttle transversal transect ($36.350 - 36.400^\circ \text{ N}$, 5.113° W). Black dots are the positions evaluated in Table 5.4. ES: Espartel Sill; CS: Camarinal Sill; TN: Tarifa Narrow; CsCG: Coastal Cyclonic Gyre. 161

Fig. 5.2 (a) Tidal current speed prediction (m s^{-1}) over CS at 45 m depth. The horizontal black dotted line delimits the positive/negative current directed toward the Mediterranean/Atlantic side and the horizontal black bold

dashed line indicates the 1 m s^{-1} westward tidal current. (b) Time series of the zonal current speed (m s^{-1}) and (c) temperature record ($^{\circ}\text{C}$) recorded in Tarifa at 90 m depth. Inverted grey triangles in (b) and (c) indicate the arrival events of the solitons at the mooring. Information about the times is detailed in the supplementary material (Tables S5.1 and S5.2). 169

Fig. 5.3 The same as Fig. 5.2 but for current speed (m s^{-1}) and temperature recorded in the easternmost Strait of Gibraltar (E in Fig. 5.1b) at 90 m depth (E3 in Table 5.1). 170

Fig. 5.4 Relation between the maximum eastward current speed intensity reached over CS (tidal current prediction at 45 m depth) and both the travel time and the propagation speed of the solitons when they reach the moorings (T and E in Fig. 5.1b). The upper plots represent the analysis for the travel time and propagation speed of the waves from the CS to Tarifa: (a) relation of the delay between the release of the waves over the Sill (tidal current speed of -0.60 m s^{-1}) and their arrival over the Tarifa mooring concerning the maximum eastward current (m s^{-1}), and (b) the same as (a) but in relation with the speed of the solitons. The analysis for the travel time and propagation speed of the solitons from Tarifa to the Eastern Strait mooring is depicted in the lower plots: (c) relation between the maximum eastward current speed over the Sill (m s^{-1}) and the delay in time between both moorings; (d) relation between the maximum eastward current speed over the Sill (m s^{-1}) and the propagation speed of the solitons (m s^{-1}). Results for spring/neap tides are represented by black/blue dots, respectively. 171

Fig. 5.5 Temperature and Salinity (TS) diagrams from the northwestern Alboran Sea (NW-A) depicted from Conductivity, Temperature and Depth (CTD) casts deployed on (a) 25th-26th September 2015 (green dots) and (b) on 2nd-3rd October 2015 (orange dots) (b) (Fig. 5.1b and Table 5.1). In order to assess the same range of depth that the thermistors record only the profiles from 38 to 140 m depth are represented. Grey dotted lines represent isopycnals with spacing of 0.50 kg m^{-3} 173

Fig. 5.6 (a) Temporal evolution of the tidal current prediction (m s^{-1}) over CS at 45 m depth. The horizontal black straight line depicts zero current speed, where values higher/lower than zero indicate flow directed toward the Mediterranean/Atlantic side. The horizontal black dotted line indicates the 0.60 m s^{-1} westward tidal current, and the horizontal black bold dotted line indicates the 1 m s^{-1} westward tidal current. (b) Temporal evolution of the temperature ($^{\circ}\text{C}$) from the thermistor chain deployed at TH2. The white line marks the position of the 14.20°C interface, and the black dotted horizontal line indicates the average position of the interface ($\sim 70 \text{ m}$). Black inverted triangles denote the dates when the Conductivity, Temperature and Depth (CTD) profiles were carried out along the northwestern Alboran Sea. 174

Fig. 5.7 Time series of oceanographic and atmospheric variables during May 2003. (a) Tidal current speed prediction over CS at 45 m depth. The horizontal black solid line indicates the zero reference that delimits the positive/negative flow toward the Mediterranean/Atlantic side. The horizontal black dotted line indicates the 0.60 m s^{-1} westward tidal current, and the horizontal black bold dotted line indicates the 1 m s^{-1} westward tidal current (Vázquez et al., 2008). (b) Temporal evolution of the Mean Sea Level Pressure (MSLP, mbar) over the Ligurian Sea. The horizontal black dotted line delimits the high/low MSLP (1013 mbar). (c) Temporal evolution of the zonal component of the wind at 10 m height (u_{10} , m s^{-1}) over the Alboran Sea. The horizontal black dotted line delimits the direction of the wind: positive/negative from west/east. (d-e) Time series of the current meters at the E location (Fig. 5.1b). (d) Temporal evolution of the subinertial zonal component of the current at 60 m (blue line, E2) and 90 m depth (black line, E3). The horizontal black dotted line delimits the zero that indicates the flow directed to the east/west when it is higher/lower than 0 m s^{-1} . (e) Temporal evolution of the temperature ($^{\circ}\text{C}$) recorded at 60 m (blue line) and 90 m depth (black line). 178

Fig. 5.8 Time series when the thermistors were moored from 08th September to 08th October 2015. (a), (b) and (c) the same as Fig. 5.7. (d) Temporal evolution of the subinertial zonal component of the current (m s^{-1}) across the Strait of Gibraltar (Fig. 5.1b). The horizontal black dotted line delimits the zero reference which indicates the flow directed to the east/west when it is higher/lower than 0 m s^{-1} . (e) Temporal evolution of the temperature represented by the isotherms 16°C (blue line) and 14.20°C (black line). 179

Fig. 5.9 The zonal wind over the northwestern (NW) Alboran Sea and daily satellite imagery, Sea Surface Temperature (SST) left and Chlorophyll-*a* (Chl-*a*, mg m⁻³) right column, of 1 km spatial resolution. SST imagery correspond with MODIS Aqua and Terra sensors, while the Chl-*a* are reprocessed from multi sensors. The drifter trajectories (black solid lines) centred in the NW-Alboran Sea are depicted throughout the satellite imagery. Red and white squares indicate each drifter release point and the thermistors chain position (TH2), respectively. (a) Temporal evolution of the hourly zonal component of the wind at 10 m (u_{10} , m s⁻¹). The horizontal dotted grey line delimits positive/negative zonal wind that corresponds with westerlies/easterlies. Black hexagrams indicate the day when the drifters were deployed (Table 5.3). (b-c) Satellite imagery corresponding to 27th September along with the drifter D₁ trajectory. (d-e) Satellite imagery corresponding to 30th September along with drifter D₂ trajectory. (f-g) Satellite imagery corresponding to 2nd October with D₃ (f) and D₄ (g) drifter trajectories. (h-i) Satellite imagery corresponding to 8th October along the drifter D₅ trajectory. 183

Fig. 5.10 Internal soliton events in the vertical temperature record over the northwestern Alboran Sea during spring (E_s) (a-c) and neap (E_n) (d-f) tide periods. (a) Tidal current speed prediction (m s⁻¹) over CS at 45 m depth during a spring tide event. The horizontal black dashed line indicates the zero reference which delimits the positive/negative flow toward the Mediterranean/Atlantic side. The horizontal grey dotted line depicts the tidal current intensities of -1 m s⁻¹ that depicts the reference of the internal wave generation prediction (Vázquez et al., 2008). Vertical black dotted lines depict the predicted time when the internal waves would have been released (~ -0.60 m s⁻¹, Table S5.3). (b) Vertical distribution of temperature along with the isotherm 14.20 °C as tracer of the interface position (white line). (c) Subinertial variability of temperature (°C) recorded by the thermistor emplaced at 80 m depth. (d-f) Similar to (a-c) but referring to neap tides. Vertical black dotted lines in (a) depict the predicted time when the maximum westward flow was achieved (Table S5.3). Vertical black dotted lines in (b-c) and (e-f) depict the time when the internal solitons arrive at the thermistor mooring (TH2 in Fig. 5.1b). 186

Fig. 5.11 Profiles of different variables recorded along the transect indicated in Fig. 5.1c (vertical red line) northeast of thermistors (TH2) mooring. From top to bottom, (a) depth (m) of the Conductivity Temperature and Depth (CTD), (b) density (kg m⁻³) record and (c) bathymetry (m) of the section where the CTD transect was carried out. Dotted rectangles in (b) indicate the transformation of the recorded solitons while they are progressing over the continental shelf. They are depression solitons or waves out of the shelf, but they are transformed into elevation solitons or waves once they are over the shelf. (d) Internal wave trains entering the Alboran Sea from the Strait of Gibraltar as captured by the ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) sensor of the ENVISAT satellite at 10:00 GMT on 1st October 2008. 190

Fig. S5.1 Temporal evolution of current and temperature recorded in Tarifa (T in Fig. 5.1b) at 140 m depth (T4 in Table 5.1). (a) Tidal current prediction (m s⁻¹) over CS at 45 m depth. The horizontal black line delimits the positive/negative current directed toward the Mediterranean/Atlantic side. The horizontal black dotted line indicates the 0.60 m s⁻¹ westward tidal current. (b) Time series of the zonal current (m s⁻¹) and (c) temperature record (°C) at the same position. Inverted grey triangles in (b) and (c) indicate the arrival of the solitons at the mooring. Information about the times is detailed in the supplementary material (Tables S5.1 and S5.2). 192

Fig. S5.2 The same as Fig. S5.1 but for current speed and temperature recorded in the easternmost Strait of Gibraltar (E in Fig. 5.1b) at 30 m depth (E1 in Table 5.1). Information about the times is detailed in the supplementary material (Tables S5.1 and S5.2). 192

Fig. S5.3 The same as Fig. S5.1 but for current speed and temperature recorded in the easternmost Strait of Gibraltar (E in Fig. 5.1b) at 60 m depth (E2 in Table 5.1). Information about the times is detailed in the supplementary material (Tables S5.1 and S5.2). 193

Tabla 1.1 Revisión de las estimaciones de flujo de entrada Atlántico (Q_1) y flujo de salida Mediterráneo (Q_2) a través del estrecho de Gibraltar publicados en la literatura. En sombreado se presentan los flujos estimados basados en consideraciones teóricas, el resto, corresponden a resultados basados en observaciones directas ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).	11
Tabla 2.1 Información detallada del fondeo de los correntímetros situados en el estrecho de Gibraltar (Tarifa y extremo oriental del Estrecho, T y E respectivamente en Fig. 2.1b) en la campaña CGOI (Campaña Gibraltar Ondas Internas) del proyecto GIMIX (Gibraltar MIXing).....	36
Tabla 2.2 Información detallada del fondeo de los correntímetros situados en el área de estudio durante los meses de septiembre y octubre de 2015. A1 y A2 son los fondeos localizados en el borde costero y en el centro del canal del Estrecho respectivamente (Fig. 2.1b).....	39
Tabla 2.3 Información detallada del fondeo las líneas de termistores desplegadas en el área de estudio durante los meses de septiembre y octubre de 2015. TH ₁ y TH ₂ son los fondeos localizados en el centro del canal del Estrecho (Trafalgar) y en el noroeste del mar de Alborán respectivamente (Fig. 2.1b).....	42
Tabla 2.4 Información sobre los perfiles de CTD (<i>Conductivity, Temperature and Depth</i>) realizados en la fase Trafalgar en mareas muertas (21 y 22 de septiembre de 2015), y en mareas vivas (27 de septiembre de 2015).	44
Tabla 2.5 Información sobre los perfiles realizados en la estación fija (EF) de Camarinal durante el 29 de septiembre de 2015 en condiciones de mareas vivas.	47
Tabla 2.6 Información detallada sobre las posiciones iniciales (triángulos invertidos naranjas y verdes en Fig. 2.1b) y finales, de las boyas de deriva liberadas en el marco del proyecto MEGAN.	50
Table 3.1 Summary information about the CTD casts performed at MEGAN stations (I-II-III) in Trafalgar during neap and spring tides.	76
Table 3.2 Information about the Lagrangian drifters released around Trafalgar (from T ₁ to T ₄) and Camarinal (from C ₁ to C ₃).	77
Table 3.3 Information about the instruments moored in the study area during September and October 2015. A1 and A2 are the moorings of the current profilers in the coastal margin and central zone of the Strait, respectively, and TH1 is the mooring of the thermistors chain situated at the same position as A2.	78
Table 3.4 Characteristic values of temperature, salinity and density for the main water masses found close to the Trafalgar area.....	83
Table 4.1 Results of linear regressions (correlation coefficient r and p -value, between brackets, with significance level at 95%) observed among all considered variables used in the study (corresponding time series are shown in Figs. 4.3 and 4.4).The variables involved in this study were the Mean Sea Level Pressure (MSLP in mbar) over the Ligurian Sea, the Balearic Islands, the southern Gulf of Cadiz – northwestern (NW) Africa (red, black and blue dashed rectangles in Fig. 4.1a), zonal component of the wind at 10 m height (u_{10} , m s^{-1}) over the northwestern Alboran Sea, the subinertial current (m s^{-1}) from High Frequency Radar (HFR) averaged along a latitudinal transect (Fig. 4.1b).	118
Table 4.2 Geostrophic balance assessment inferred from linear regression. Analysis between High Frequency Radar (HFR) derived current and across-strait sea level differences (SL at Algeciras minus SL at Ceuta) for both the 2013 and 2015 periods. Subtractions of 2% and 3% of wind velocity (at 10 m height) from the HFR current have been considered in order to remove the contribution of the direct wind drag effect on the surface current. g : gravitational acceleration, f : Coriolis parameter, r : correlation coefficient, m and b are the regression coefficients for the linear regression (slope and constant, respectively).	121

Table 4.3 Results from the non-linear fitting of equation (4.26) to the observations of High Frequency Radar (HFR) derived currents averaged in the rectangle located on the easternmost side of the Strait shown in Fig. 4.1b. All the correlations achieved a p-value < 0.05 , therefore, indicating statistical significance.	142
Table 5.1 Summary information about the moorings. T and E are the current meters moored in Tarifa and in the easternmost Strait of Gibraltar. TH2 corresponds with the thermistors mooring.	164
Table 5.2 Summary information about the CTD (Conductivity, Temperature and Depth) casts deployed along the northwestern (NW) Alboran Sea (NW-A).....	165
Table 5.3 Information about the Lagrangian drifters released along the Strait of Gibraltar coastal margin (black stars in Fig. 5.1b).....	166
Table 5.4 Propagation speed (m s^{-1}) in several points (isobaths from 700 to 150 m depth) of a transect from the easternmost Strait of Gibraltar and the thermistors mooring location (TH2) (black dots in Fig. 5.1c) during different time intervals (spring and neap tides) when the thermistor chain was moored. The speed has been calculated using both methodologies described throughout the text: (ii) two-layer approximation, and (i) continuously stratified fluid for an average amplitude (a) of 15 meters.	177
Table 5.5 Results of linear correlations calculated among the assessed variables during both study periods (i) May 2003, and (ii) September-October 2015 (corresponding time series are shown in Figs. 5.7 and 5.8, respectively). (*) Correlation is not significant, p-value > 0.001 . MSLP: Mean Sea Level Pressure (mbar, over the Ligurian Sea); u10: zonal component of wind (m s^{-1} , over the Alboran Sea); E2 and E3: Eastern Strait of Gibraltar mooring (Fig. 5.1b) and, HFR: High Frequency Radar (m s^{-1}).	180
Table S5.1 Summary of internal wave release (tidal current $\sim 0.60 \text{ m s}^{-1}$) times observed from the tidal current prediction over CS (45 m depth) in May 2003. The times (hours and minutes) and propagation speed (m s^{-1}) are presented that the internal solitons would take from the analytical model to reach the Tarifa mooring (T in Fig. 5.1b) from the release source.....	194
Table S5.2 Summary of the tidal current prediction (m s^{-1}) over CS (45 m depth) in May 2003 and the times when events of internal oscillations are observed over both mooring locations: Tarifa (T in Fig. 5.1b) and easternmost Strait (E in Fig. 5.1b). Results of travel times (hours and minutes) and propagation speed (m s^{-1}) of these internal oscillations between moorings T and E are detailed.	195
Table S5.3 Summary of internal wave release (tidal current $\sim 0.60 \text{ m s}^{-1}$) times observed from the tidal current prediction over CS in September 2015 (Fig. 5.10). The times (hours) that the internal solitons from the analytic model would take to reach the thermistor mooring (TH2 in Fig. 5.1b) from the release source are presented	196

ACRÓNIMOS

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AEMET	Agencia Española de Meteorología
AI	Atlantic Inflow
AJ	Atlantic Jet
AMI	Atlantic-Mediterranean Interface
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar
ASCII	American Standard Code for Information Interchange
AW	Atlantic Water
AWAC	Acoustic Wave And Current profiler
B.H.	Buque Hidrográfico
B.O.	Buque Oceanográfico
BM	Banco de Majuán
BA	Bajo de la Aceitera
C3S	Copernicus Climate Change Service
C_{CG}	Ciclo Centro del Giro
C_{CH}	Ciclo Chorro Atlántico
C_{ES}	Ciclo Estepona
C_L	Camarinal Longitudinal
CCC	Coastal Countercurrent
CCG	Central Cyclonic Gyre
CGOI	Campaña Gibraltar Ondas Internas
Chl	Chlorophyll
CMEMS	Copernicus Marine Environmental Monitoring Service
CODAR	Coastal Ocean Dynamics Applications Radar
CS	Camarinal Sill

CsCG	Coastal Cyclonic Gyre
CT	Cuenca de Tánger
CTD	Conductivity, Temperature, Depth
E	Fondeo extremo oriental del Estrecho
EAG	Eastern Alboran Gyre
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
EF	Estación Fija
EMDW	Eastern Mediterranean Deep Water
ENACW	Eastern North Atlantic Central Water
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
ESA	European Space Agency
FC	Fase Complementaria
FEDER	Fondo Europeo de Desarrollo Regional
FFT	Fourier Fast Transform
FL	Fase Lagrangiana
FS	Fixed Station
FT	Fase Trafalgar
FTP	File Transfer Protocol
Gd	Guadalmesí
GFS	Global Forecast System
GIMIX	Gibraltar MIXing
GLOOS	Global Sea Level Observing System
GMT	Greenwich Mean Time
GoC	Gulf of Cadiz
GPS	Global Position System
GSM	Global System for Mobile communications

HAMSOM	HAMburg Shelf Ocean Model
HFR	High Frequency Radar
HICO	Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean
HIRLAM	High Resolution Limited Area Model
I+D+i	Investigación, Desarrollo e innovación
ICMAN	Instituto de Ciencias Marinas de Andalucía
IEO	Instituto Español de Oceanografía
IHM	Instituto Hidrográfico de la Marina
K₁	Constituyente luni-solar diurna
LAIWs	Large-Amplitude Internal Waves
LHS	Left-Hand Side
LIW	Levantine Intermediate Water
M₂	Constituyente lunar semidiurna
MITgcm	Massachusetts Institute of Technology general circulation model
MM5	Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MOG2D-G	2D Gravity Waves model
MOW	Mediterranean Outflow Water
MSLP	Mean Sea Level Pressure
MW	Mediterranean Water
NACW	North Atlantic Central Water
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NAO	North Atlantic Oscillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NetCDF	Network Common Data Form

NIVMAR	Sistema de predicción del nivel del mar
NW	Northwestern
O₁	Constituyente lunar diurna
ODE	Ordinary Differential Equation
OMP	Optimum MultiParameter
OPeNDAP	Open-source Project for a Network Data Access Protocol
PdE	Puertos del Estado
POCTEP	Programa Operativo de Cooperación Transfronteriza España-Portugal
PSMSL	Permanent Service for Mean Sea Level
PSU	Pennsylvania State University
R/V	Research Vessel
RCM	Recorder Current Meter
RDI	RD – Instrument
REDMAR	Red de mareógrafos de Puertos del Estado
RHS	Righ-Hand Side
S₂	Constituyente solar semidiurna
S.A.I.H	Sistema Automático de Información Hidrológica
SAMPA	Sistema Autónomo de Monitorización, Predicción y Alerta
SAR	Synthetic Aperture Radar
SAW	Surface Atlantic Water
SBE	Seabird
SeaDAS	SeaWiFS Data Analysis System
SL	Sea Level
SoG	Strait of Gibraltar
SSH	Sea Surface Height

SST	Sea Surface Temperature
T	Fondeo Tarifa
TDS	Thematic Real-time Environmental Distributed Data Services
TDW	Tyrrhenian Dense Water
TH	Termistores / Thermistors
TN	Tarifa Narrow
TS	Temperatura y Salinidad / Temperature and Salinity
TRADE	Trans-regional RADars for Environmental applications
UdC	Umbral de Camarinal
UdE	Umbral de Espartel
USB	Universal Serie Bus
VM-ADCP	Vessel Mounted – ADCP
VMP	Vertical Microestructure Profiler
WAG	Western Alboran Gyre
WGS 84	World Geodetic System 1984
WIW	Winter Intermediate Water
WMDW	Western Mediterranean Deep Water

VARIABLES Y UNIDADES

Chl	Clorofila	mg m ⁻³
°C	Grados centígrados	grados (°)
Δ (delta)	Gradiente	
Cd	Coeficiente de arrastre del viento	
ε (épsilon)	Tasa de la disipación de la energía cinética turbulenta	m ² s ⁻³ ; w kg ⁻¹
E	Evaporación	
g	Aceleración gravitacional	9.80 m s ⁻²
f	Parámetro de Coriolis	
Fr	Número de Froude	
h₁	Profundidad capa Atlántica	
h₂	Profundidad capa Mediterránea	
Hz	Hercio	1 Hz = s ⁻¹
kHz	Kiloherzio	10 ³ Hz
kn	Nudos (<i>knots</i>)	0.51 m s ⁻¹
λ (lambda)	Longitud de onda	m
MHz	Megahercio	10 ⁶ Hz
MSLP	Presión atmosférica media a nivel del mar	mbar
nm	Millas náuticas (<i>nautic miles</i>)	1.85 km
Q₁	Flujo entrante Atlántico (<i>inflow</i>)	
Q₂	Flujo saliente Mediterráneo (<i>outflow</i>)	
ρ (rho)	Densidad	kg m ⁻³
ρ₁	Densidad capa Atlántica	kg m ⁻³
ρ₂	Densidad capa Mediterránea	kg m ⁻³
ρ_a	Densidad del aire	1.20 kg m ⁻³

VARIABLES Y UNIDADES

Ro	Número de Rossby	
S	Salinidad	
S₁	Salinidad capa Atlántica	
S₂	Salinidad capa Mediterránea	
SSH	Sea Surface Height	m
Sv	Sverdrup	10 ⁶ m ³ s ⁻¹
τ^b	Tensión tangencial impuesta por el fondo	
τ^w	Tensión tangencial impuesta por el viento	
T	Temperatura	°C
u	Componente longitudinal de la velocidad	m s ⁻¹
u10	Componente longitudinal del viento a 10 m de altura	m s ⁻¹
v	Componente meridional de la velocidad	m s ⁻¹

RESUMEN

En la presente Tesis Doctoral se ha realizado un estudio detallado de los procesos hidrodinámicos, meso- y submesoescalares, que tienen lugar en el estrecho de Gibraltar, que condicionan el transporte de propiedades desde el golfo de Cádiz hacia el mar de Alborán, a través del propio Estrecho. Además, se ha analizado la importancia que dichos procesos tienen en la producción primaria del mar de Alborán.

El estudio ha sido realizado a partir del análisis de observaciones de distinta naturaleza, que van desde las obtenidas *in situ*: campañas oceanográficas, fondeo de instrumentos, y lanzamiento de boyas de deriva; las adquiridas por parte de sistemas de medición remotos (p. ej. satélites, sistema de radares de alta frecuencia), hasta simulaciones numéricas de modelos meteorológicos e hidrodinámicos.

Se han detallado tres áreas a lo largo del borde costero: Trafalgar, Camarinal y el noroeste del mar de Alborán, en las cuales se han observado altos tiempos de residencia, así como concentraciones relativamente elevadas de fitoplancton, evidenciándose la existencia de procesos de transporte entre estas. Dichos procesos, parecen ser los responsables de conectar el fitoplancton que crece a lo largo de la franja más somera del golfo de Cádiz, como respuesta al aporte de nutrientes del río Guadalquivir; con las poblaciones del mar de Alborán occidental. Los eventos de intensos y persistentes vientos locales de Levante, han sido identificados no solamente como un factor clave en la interrupción del transporte a lo largo del borde costero, sino también como elemento fundamental en la modulación de la dinámica del borde oriental del Estrecho, y sección occidental del mar de Alborán. El forzamiento atmosférico local y remoto (presiones atmosféricas sobre el mar Mediterráneo occidental), ha sido destacado como responsable en la alteración del sistema formado por el chorro de entrada de agua Atlántica, y el giro occidental del mar de Alborán, lo que origina importantes cambios en la distribución de fitoplancton en el mar de Alborán. La detección de solitones internos sobre la plataforma y talud continental del noroeste del mar de Alborán muestra un claro ejemplo de la extensión que llega a tener la hidrodinámica mareal del Estrecho en zonas costeras adyacentes del mar de Alborán. Dichos solitones, son liberados desde el umbral de Camarinal, y llegan al talud continental del mar

de Alborán entre 15 y 28 horas tras su liberación. La variabilidad observada de los tiempos de viaje de estos solitones está relacionada no sólo con el ciclo mareal, sino también con la variabilidad subinercial, la cuál afecta tanto al flujo a través del Estrecho, como a la propia actividad mesoescalar del mar de Alborán. Finalmente, la alta regularidad y considerable amplitud de los solitones internos observados sobre el talud continental del mar de Alborán, llevan a pensar que su rotura allí o sobre la plataforma continental debe contribuir, en gran medida, a la mezcla vertical en la zona.

Palabras clave:

Estrecho de Gibraltar, golfo de Cádiz, Trafalgar, mar de Alborán, mesoescala, submesoescala, forzamiento atmosférico, flujo subinercial, solitones, afloramiento

ABSTRACT

This doctoral dissertation is focused on the role of the meso- and submesoscale hydrodynamic patterns along the coastal margin of the Strait of Gibraltar, which determinate the exchange of properties between the Gulf of Cadiz and the Alboran Sea through the Strait. The importance of these processes in terms of the Alboran Sea primary production has been also analysed.

This research was performed from a multi-approach analysis. Several datasets were assessed: from *in situ* observations achieved during an oceanographic survey, moorings and drifters' deployments; remote datasets (e.g. satellite imagery or high frequency radar) to numerical simulation experiments (meteorological and hydrodynamic models).

Three areas were identified along the coastal margin: Trafalgar, Camarinal and the northwestern Alboran Sea, where the water show both high residence time and phytoplankton concentration. These results highlight the transport patterns among the areas which seem to be responsible for the connection between the phytoplankton that grows in the Gulf of Cadiz strip, in response to the nutrients supplied by the Guadalquivir River, to the phytoplankton populations in the western Alboran Sea. The establishment of persistent and intense easterlies play an important role in both the disruption of the transport of properties along the Strait and the modulation of the dynamic of the easternmost Strait of Gibraltar and the northwestern Alboran Sea. The alteration of the Atlantic Jet (AJ) and the Western Alboran Gyre (WAG) system in response to the local and remote atmospheric forcing (mean sea level pressure over the western Mediterranean Sea) causes important changes in the phytoplankton distributions in the Alboran Sea. The recorded internal solitons over the platform and continental slope of the northwestern Alboran Sea is an example of the hydrodynamic connection along the Strait of Gibraltar. These solitons are released over the Camarinal Sill and they reach the continental slope of the Alboran Sea among 15 and 28 hours from their release. The observed travel times of the solitons show a clear variability which is mainly due to the tidal cycle and the subinertial variability. This affects both the flow through the Strait and the mesoscale structures of the Alboran Sea. Finally, the regularity and the high amplitude of the solitons lead to the assumption that

their breaking over the continental slope and shelf bottom should produce significant vertical mixing.

Keywords:

Strait of Gibraltar, Gulf of Cadiz, Trafalgar, Alboran Sea, mesoscale, submesoscale, atmospheric forcing, subinertial flow, solitons, upwelling

ESTRUCTURA DE LA TESIS

La presente Tesis Doctoral, ha sido elaborada combinando una estructura clásica, en la que se presenta una descripción detallada del área de estudio, del “estado del arte” en el que se centra la investigación, los datos y la metodología empleada; con una estructura más actual, en la que se presentan los resultados del estudio en forma de versiones originales de los artículos publicados o sometidos para su publicación. Se concluye el trabajo con una síntesis de los principales resultados, conclusiones y reflexión sobre las posibles líneas futuras de investigación.

En concreto, el documento se estructura de la siguiente forma:

En el **Capítulo 1** se establece el contexto del trabajo. En este, se introducen las distintas escalas espacio-temporales que actúan en el océano, con el fin de enmarcar las escalas meso- y submesoesalar, alrededor de las cuales se ha realizado la presente investigación, así como la variabilidad temporal de los procesos que tienen lugar en el estrecho de Gibraltar. Se realiza una revisión de los antecedentes más relevantes en el dominio de estudio, centrado en las escalas citadas. Finalmente, se exponen las hipótesis planteadas, y los objetivos propuestos.

Una descripción detallada de los datos que han sido analizados es realizada en el **Capítulo 2**. Dichos datos se clasifican en función de su obtención, motivo por el cual no sólo se han descrito los datos utilizados, sino también las campañas oceanográficas y las distintas plataformas a partir de las cuales han sido adquiridos. Además, se describen los modelos numéricos utilizados, y las técnicas empleadas para el tratamiento y análisis de los datos.

En el **Capítulo 3** se aborda el papel que tienen los procesos submesoescales en las proximidades del borde costero del estrecho de Gibraltar relacionándolo con el intercambio de propiedades que tiene lugar entre la parte occidental del Estrecho (Trafalgar) y la parte noroccidental del mar de Alborán. Se analiza la dinámica del afloramiento en Trafalgar, así como la presencia de tres zonas con altos tiempos de residencia y elevadas concentraciones de fitoplancton a lo largo del borde costero. El contenido de este capítulo ha sido publicado como: Bolado-Penagos, M., González, C.J., Chioua, J., Sala, I., Gomiz-Pascual, J.J., Vázquez, Á. and M. Bruno (2020). *Submesoscale processes in the coastal margins of*

the Strait of Gibraltar. The Trafalgar – Alboran connection. Progress in Oceanography 181, 102219.

El efecto del forzamiento atmosférico en el borde oriental del Estrecho y en el mar de Alborán, se analiza en el **Capítulo 4**. Se estudian las consecuencias de dicho forzamiento sobre el flujo de entrada Atlántico, con el fin de caracterizar los procesos por los que éste, en forma de chorro Atlántico, se desconecta del característico giro anticiclónico, que ocupa la cuenca occidental del mar de Alborán, y la posterior migración del giro hacia el este. Se ha observado que, la acción conjunta del viento local (intensos y persistentes vientos de Levante), y las altas presiones sobre el mar Mediterráneo occidental, tienen importantes efectos en el debilitamiento del flujo Atlántico, así como en la respuesta de las aguas costeras en la parte noroccidental de Alborán. Este capítulo se encuentra bajo revisión como: Bolado-Penagos, M., Sala, I., Gomiz-Pascual, J.J., Romero-Cózar, J., González-Fernández, D., Reyes, J., Vázquez, A. and M. Bruno (2020). *Revising the effects of local and remote atmospheric forcing on the Atlantic Jet and Western Alboran Gyre dynamics*. Journal of Geophysical Research: Oceans.

La presencia de las ondas internas liberadas en el umbral de Camarinal, sobre el talud continental del noroeste del mar de Alborán, se ha analizado en el **Capítulo 5**. Los resultados detallan la alta regularidad con la que dichas oscilaciones internas alcanzan la zona, así como, su modulación debida al forzamiento atmosférico, el cual es responsable de la localización del afloramiento costero y la actividad de mesoescala asociada. Este capítulo se encuentra bajo revisión como: Bolado-Penagos, M., Gomiz-Pascual, J.J., Sala, I., Vázquez, A., Bruno, M. and H. van Haren (2020). *Monitoring the presence of internal solitons over the continental slope of the northwestern Alboran Sea*. Progress in Oceanography.

En el **Capítulo 6** se ha realizado una síntesis de los principales resultados obtenidos, en relación con las hipótesis y objetivos previamente planteados, así como la relación que estos guardan con otros trabajos previos realizados en la zona de estudio.

Las conclusiones de la Tesis Doctoral son enumeradas en el **Capítulo 7**, seguidas del planteamiento de posibles líneas de investigación futuras, **Capítulo 8**, que den continuidad al trabajo presentado. Finalmente, en el **Capítulo 9** se han incluido las referencias bibliográficas citadas a lo largo del texto.

Con el fin de facilitar la lectura, al comienzo del presente documento se han incluido listas de las figuras y tablas correspondientes a cada uno de los capítulos. Además, con el mismo fin, se ha añadido una lista con los acrónimos que aparecen a lo largo del texto, así como una lista de las variables usadas y sus unidades.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Escalas espacio-temporales en el océano

Los océanos cubren en torno a un 71% de la superficie terrestre, lo que supone cerca de un 97% del contenido de agua disponible en la Tierra. El porcentaje de agua restante, agua dulce, se encuentra a nivel superficial (ríos y arroyos), a nivel subterráneo (acuíferos naturales), y en forma de hielo (polos y cimas de montañas). Es precisamente la disponibilidad de agua en el planeta Tierra, la que permite que sea este el único de los planetas del Sistema Solar en el que es posible la vida. A su vez, los océanos juegan un papel fundamental en la regulación del clima del planeta, ya que son el principal reservorio de calor y carbono de la Tierra. Ambos, son componentes fundamentales del clima, y son redistribuidos gracias a la circulación oceánica a lo largo y ancho del planeta. Los procesos que tienen lugar en los océanos encargados de regular el clima se dan en distintas escalas espaciales y temporales, y, a su vez, dichos procesos interactúan entre sí, lo que añade complejidad al estudio de este sistema.

Los avances de las últimas décadas en el desarrollo de teorías y modelos, así como mejoras en los métodos de observación, han permitido un progreso sustancial en el conocimiento de las interacciones físico-biológicas-biogeoquímicas en el océano, en donde se generan inestabilidades como respuesta a forzamientos y perturbaciones que actúan sobre el mismo. Dichas perturbaciones ocurren a distintas escalas (Fig. 1.1) en función de la naturaleza del forzamiento y de su duración. Las escalas temporales pueden ir desde segundos, asociadas a una escala espacial por debajo de los 10 cm, a miles de años ($>10^4$ km), y van a generar distintas respuestas en el océano: perturbaciones por debajo de un segundo van a generar ondas capilares y burbujas; las ondas internas son generadas por perturbaciones que se prolongan entre un minuto y 20 horas, perturbaciones entre 12 y 24 horas ocasionan las mareas, y así, hasta perturbaciones comprendidas entre los 1.000 y 10.000 años, en donde se enmarcan los procesos de gran escala como el cambio climático. Precisamente, es la circulación a gran escala, la que ha sido objeto de estudio de los primeros trabajos relacionados con el modelado del cambio climático en general, y de los océanos en particular. Esto es debido a que el estudio de la dinámica de la circulación oceánica a gran escala es crucial para la predicción de la variabilidad climática de baja frecuencia y escenarios futuros de cambio climático. La dinámica de gran escala tiene, además, gran influencia en la

capacidad reguladora de los océanos, así como en su capacidad para actuar como sumidero de dióxido de carbono.

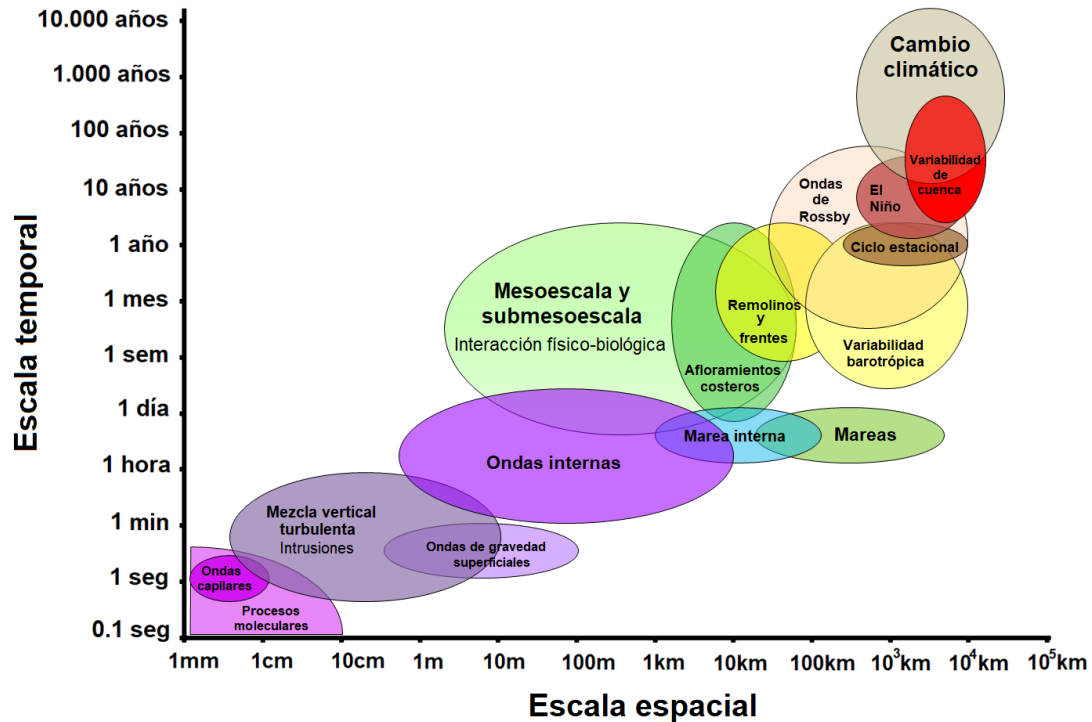


Fig. 1.1 Escala espacio-temporal de los principales procesos físico-biológicos que dominan en el sistema oceánico. Estos procesos van desde la gran escala, en donde se encuentra el cambio climático con una escala espacial/temporal del orden de 10.000 km/10.000 años, hasta los procesos de microescala que se producen por debajo de los 10 cm/1 minuto. Adaptado de Chelton (2001) y Estrada-Allis (2015).

En las últimas décadas, los esfuerzos se han centrado en determinar el funcionamiento de los procesos que ocurren a una escala espacio-temporal inferior a la de larga escala (meso- y submesoescala), y en analizar el papel que estos procesos juegan sobre la propia circulación a gran escala y la modulación del clima (p. ej. Van Haren et al., 2004; Wunsch y Ferrari, 2004; Callies et al., 2015; Su et al., 2018). La dinámica asociada a estas escalas conlleva el aumento de la velocidad vertical, que se verá incrementada en zonas de frentes de densidad. Esta puede ocasionar mezcla localmente, así como reforzar la estratificación en periodos de tiempo que se extienden desde pocos días a varios meses, y desde pocos km hasta algún centenar de km. Dichas oscilaciones en la vertical, favorecerán el intercambio entre las propiedades de la superficie oceánica y las capas del océano más profundas (Klein y Lapeyre, 2009), lo que contribuye en la renovación de nutrientes disponibles en superficie, traduciéndose en un impacto positivo de la

producción primaria de los océanos (p. ej. Mahadevan, 2016; McGillicuddy, 2016). Además, los procesos de menor escala son los responsables de la difusión turbulenta y de la redistribución de calor, sal y materia en suspensión de los océanos, permitiendo la exportación de materia orgánica a zonas más profundas, contribuyendo a su vez a la exportación del carbono. Sin embargo, obtener estimaciones precisas de los flujos verticales en el océano a partir de mediciones *in situ*, requiere la adquisición de datos de alta resolución y de manera sinóptica, lo cual no siempre es una tarea fácil en el océano. Por ello, los estudios pioneros de procesos a esta escala, han sido realizados a partir de la integración de los datos observados con las imágenes de satélite y las simulaciones numéricas.

Los flujos más energéticos del océano son producidos por estructuras con una escala espacial de $\sim 10 - 250$ km (como vórtices o *eddies* y frentes), la denominada mesoescala. Tienen un tiempo de evolución que se extiende desde semanas hasta meses, y han sido ampliamente estudiados debido a su dinámica, su contribución al transporte y mezcla, así como su impacto en los ecosistemas marinos (McGillicuddy, 2016), encontrándose extendidos por todos los mares y océanos (Chelton et al., 2011). La circulación de mesoescala supone el mayor reservorio de energía cinética del océano (Ferrari y Wunsch, 2009), y juega un papel fundamental en la dinámica y en el flujo de materia necesario para los balances de circulación general. Los vórtices mesoescalares son generados por procesos similares a los que se producen en la atmósfera (formación de ciclones y anticiclones), a partir de inestabilidades barotrópicas y/o baroclinas. Se encuentran en equilibrio hidrostático en la vertical, y geostrófico en la horizontal. Se caracterizan por números de Rossby (Ro) $O(0.1)$ y de Froude (Fr) pequeños. Además, son los responsables del mantenimiento de los flujos verticales de temperatura y salinidad, por lo tanto, de la estratificación en la columna de agua. Los primeros estudios, sobre la dinámica de las estructuras de mesoescala y su impacto biológico, datan de las últimas décadas del siglo XX. Los avances en teledetección en la década de los 80, fueron clave para estos estudios (p. ej. Klein et al., 2019). En concreto, la altimetría, ha sido la responsable de revolucionar nuestra visión sobre la circulación de mesoescala en los últimos 20 años (p. ej. Le Traon, 2013; Dufau et al., 2016), ya que, gracias a esta, se han logrado importantes avances en la cuantificación de la energía cinética de los *eddies* (Pascual et al., 2006), o la estimación de su velocidad vertical a través de una aproximación cuasi-

geostrófica (Tintoré et al., 1991), entre otros. Todos estos avances en la observación oceanográfica, bien por parte de las tecnologías remotas, o bien por parte de sistemas de adquisición de datos *in situ* (p. ej. Pascual et al., 2017; Sánchez-Román et al., 2017), han contribuido a la parametrización de los procesos de mesoescala y su buena resolución a partir de modelado numérico.

Por debajo, en la escala espacio-temporal, se encuentran los procesos de submesoescala (Fig. 1.1), los cuales tienen una escala de variación espacial que va desde pocos metros a 10 km, y temporal que no va más allá de unos pocos días. Cuentan con un número de Ro $O(1)$ y no pueden ser descritos por la teoría cuasi-geostrófica, por lo tanto tienen que ser separados de los procesos de mesoescala (Thomas et al., 2008). La circulación de submesoescala tiene un papel crucial en el transporte a través de la capa de mezcla de nutrientes y trazadores químicos, entre los que se incluyen el oxígeno y el carbono. Dicho transporte se caracteriza por presentar velocidades verticales de más de 100 m d^{-1} (Mahadevan y Tandon, 2006), frente a los 10 m d^{-1} estimados en estructuras mesoescalares (p. ej. Barceló-Llull et al., 2017; Nardelli et al., 2018). Puede observarse en forma de pequeños vórtices, filamentos y frentes, con un tamaño inferior al del radio de deformación de Rossby. Es comúnmente identificada por su elevada vorticidad absoluta y fuerte convergencia/divergencia generadas por el transporte de Ekman superficial, lo que está directamente correlacionado con una elevada velocidad vertical. El estudio en detalle de estos procesos requiere de observaciones (su escala es la barrera entre las observaciones adquiridas *in situ* y la observación por satélites), y de modelos numéricos regionales de muy alta resolución, lo que ha supuesto que no hayan sido estudiados en profundidad hasta los últimos años. Los modelos numéricos empleados para el análisis de la variación submesoescalar deben de resolver ecuaciones primitivas con alta resolución horizontal, del orden de 1 km. Estos modelos tienen un elevado gasto computacional, por ello, los modelos submesoescalares se encuentran o bien implementados a escala regional, o bien idealizados geoméricamente. Los flujos submesoescalares son generados por inestabilidades de naturaleza baroclina que se desarrollan alrededor de estructuras mesoescalares, obtienen energía de la capa de mezcla turbulenta (inestabilidades de la capa de mezcla); y actúan re-estratificando continuamente la parte superior de la capa de mezcla (Boccaletti et al., 2007). Por lo tanto, cuanto más profunda sea la capa de mezcla, más energéticos serán los flujos submesoescalares, de ahí que estos estén sujetos a la variabilidad estacional en la capa de mezcla (Callies et al.,

2015), siendo mucho más intensos en invierno que en verano. Otro de los mecanismos que impulsan los procesos submesoescalares, son los generados en presencia de fuertes gradientes de densidad horizontal, frontogénesis (Klein y Lapeyre, 2009). Son relevantes en la productividad biológica y en el ciclo vital del fitoplancton, ya que su escala temporal es comparable a la del crecimiento del fitoplancton (Lévy et al., 2012a; Mahadevan, 2016). Además, se ha observado que estos podrían contribuir en la forma de las comunidades de fito- y zooplancton en distintas regiones geográficas (Lévy et al., 2012b).

A pesar de que en la actualidad se han hecho grandes avances en el conocimiento de los procesos de submesoescala, aún siguen existiendo muchos procesos asociados a esta escala que necesitan ser investigados en profundidad. Entre estos cabe señalar el estudio de la contribución de la submesoescala en la productividad y diversidad de los ecosistemas marinos (McWilliams, 2016; Lévy et al., 2018), o la interacción entre la circulación submesoescalar y los ciclos biogeoquímicos (Bracco et al., 2019), entre otros. En las escalas submesoescalares interactúan procesos que pueden superponerse y que son difíciles de separar, como por ejemplo las inestabilidades inerciales y las ondas internas. Esta complejidad, asociada al análisis de las mediciones directas en la submesoescala conlleva que, actualmente, la estimación de las velocidades verticales submesoescalares siga siendo un reto en el campo de la oceanografía física. Por otro lado, las aproximaciones adquiridas por mediciones indirectas proporcionan una visión limitada de los flujos submesoescalares (Giordani et al., 2006). Finalmente, los modelos numéricos siguen avanzando hacia escalas más finas de resolución, por lo que se precisa de sistemas de observación (Gommenginger et al., 2019) que estén a la altura para proporcionar mediciones de alta resolución a estos modelos, y así desarrollar mejores parametrizaciones y optimizar las validaciones. Todo ello apunta a que en los próximos años se obtendrán grandes avances en el conocimiento de la submesoescala, y su papel fundamental en la dinámica marina.

1.2 El estrecho de Gibraltar

El agua Mediterránea se conecta con el resto de los océanos gracias a su única vía de salida, el estrecho de Gibraltar, el cual, se encuentra situado a una latitud media de 35°58' N, y supone un punto clave para la circulación termohalina de toda la cuenca Mediterránea. Separa las costas sur española y norte marroquí

(Fig. 1.2), y su disposición longitudinal E-O cuenta con 60 km de extensión, que van desde la línea meridional imaginaria que une el cabo Trafalgar y el cabo Espartel (separados 44 km), en el extremo occidental, hasta la línea que separa punta Europa y punta Almina (Ceuta) (23 km) en el extremo oriental, dando paso al mar de Alborán. La parte más angosta del Estrecho cuenta con 14 km, y es conocida como *Tarifa Narrow*, lo que en castellano puede traducirse como el “estrechamiento de Tarifa” (TN en Fig. 1.2). En términos geológicos, representa el límite entre la placa Euroasiática y la Africana y, además, junto con la cordillera Penibética (España) y las montañas del Alto Rif (Marruecos), forma parte del Arco de Gibraltar, el cual, debido a la curvatura cerrada que posee, es uno de los sistemas de arcos más peculiares que existen en la Tierra.

En cuanto a su batimetría, esta cuenta con una sucesión de zonas profundas y elevaciones marinas a lo largo de su eje principal, que van a condicionar la compleja hidrodinámica propia del Estrecho. Existe un fuerte gradiente longitudinal, aumentando la profundidad desde el lado Atlántico (500 m) hacia el Mediterráneo (en donde se llegan a superar los 1000 m de profundidad) (Fig. 1.2). Como se adelantaba, el aumento de profundidad hacia el Mediterráneo no es progresivo, sino que este se ve interrumpido por elevaciones bruscas del fondo: el umbral de Espartel (~600 m) (UdE en Fig. 1.2), que define el límite occidental del Estrecho, y el umbral principal del Estrecho, el umbral de Camarinal (UdC en Fig. 1.2), que define la sección más ancha y menos profunda (~284 m) de este. Sobre el umbral más occidental se encuentra el banco de Majuán, donde el flujo saliente (dirigido hacia el Atlántico), se separa en dos ramales, uno de ellos dirigido hacia el sur, y otro, hacia el norte (Gasser et al., 2017; Sánchez-Leal et al., 2017). Separando a ambos umbrales se encuentra la cuenca de Tánger, en donde el fondo se profundiza hasta los ~600 m.

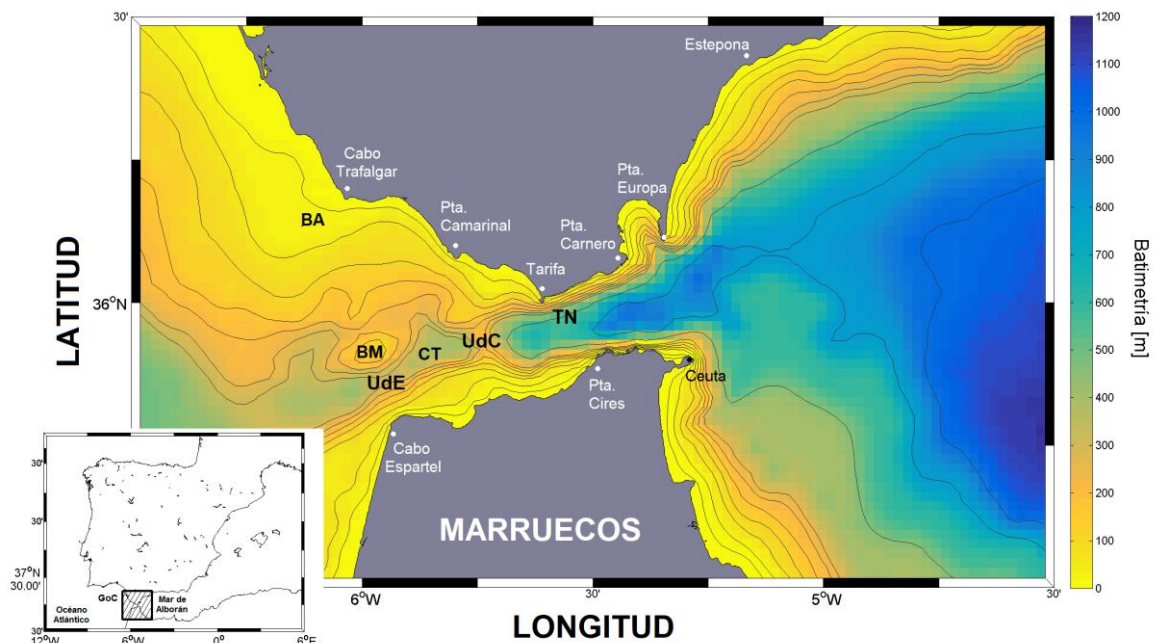


Fig. 1.2 Ubicación geográfica del estrecho de Gibraltar (recuadro negro del mapa situado en la esquina izquierda), GoC: golfo de Cádiz. Detalles de la batimetría y principales accidentes geográficos (UdE: umbral de Espartel, UdC: umbral de Camarinal, TN: *Tarifa Narrow*, BA: bajo de la Aceitera, BM: banco Majuán y CT: cuenca de Tánger).

Las masas de agua Atlántica y Mediterránea en el estrecho de Gibraltar forman un sistema bicapa (Fig. 1.3), en donde, el agua Atlántica (AW, *Atlantic Water*), más cálida y de menor salinidad ($S_1 \approx 36.20$), por lo tanto menos densa, fluye en superficie generalmente hacia el este (*inflow* Atlántico - Q_1); y el agua Mediterránea (MW, *Mediterranean Water*) de menor temperatura y mayor salinidad ($S_2 \approx 38.50$), por ende más densa, abandona el propio Mediterráneo compensando el flujo entrante en profundidad, dirigiéndose hacia el lado Atlántico (*outflow* Mediterráneo - Q_2). La circulación generada por estas masas de agua, conocida en la literatura como “estuarina inversa”, es debida, por un lado, al déficit de agua que existe en la cuenca Mediterránea con motivo del exceso de evaporación frente a la precipitación y la escorrentía en la propia cuenca (Stommel y Farmer, 1937; Lacombe y Richez, 1982; Farmer y Armi, 1986), y, por otro lado, a la conservación de masa y sal en el Mediterráneo, lo que da lugar a la pérdida de flotabilidad y formación de aguas profundas. Este intercambio baroclino es fundamental para explicar la dinámica del Estrecho, de ahí que existan numerosos estudios en la literatura en donde se han estimado los flujos a través de este. En la Tabla 1.1 se muestran valores observados de este intercambio entre los flujos

Atlántico y Mediterráneo obtenidos a partir bien de estimaciones teóricas (líneas sombreadas en Tabla 1.1), o bien de observaciones directas (Sammartino et al., 2015; Jordà et al., 2017).

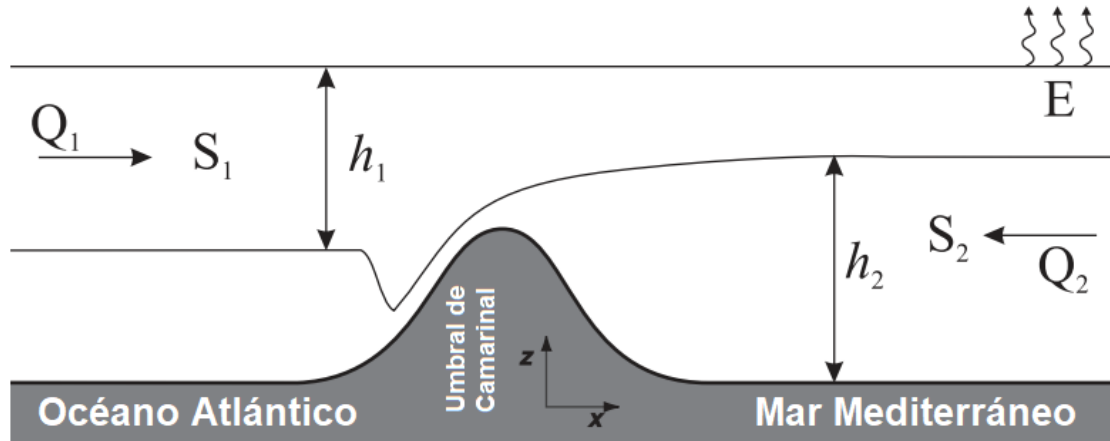


Fig. 1.3 Esquema simplificado del sistema bicapa en el estrecho de Gibraltar. Q_1 : flujo Atlántico, S_1 : salinidad masa de agua Atlántica, h_1 : profundidad capa Atlántica; Q_2 : flujo Mediterráneo, S_2 : salinidad masa de agua Mediterránea, h_2 : profundidad capa Mediterránea; E: evaporación. Modificado de Sannino (2007).

El flujo de salida Mediterráneo es controlado por ambos umbrales batimétricos (UdE y UdC en Fig. 1.2) (p. ej. Sannino et al., 2007; García-Lafuente et al., 2007; Sánchez-Román et al., 2008; Sammartino et al., 2015), mientras que el flujo entrante Atlántico es controlado en TN (Farmer y Armi, 1989). En este sistema de circulación bicapa, las capas Atlántica y Mediterránea se encuentran separadas por una superficie infinitesimal, a la que se denomina Interfaz Atlántico-Mediterránea (AMI, *Atlantic-Mediterranean Interface*). A lo largo del Estrecho, la interfaz se hace más somera conforme se adentra en la cuenca Mediterránea (Candela, 1991; Echevarría et al., 2002), y su espesor y profundidad están modulados por la acción de las mareas (Bray et al., 1995; García-Lafuente et al., 2000). A ambos lados del Estrecho su posición está condicionada por la rotación terrestre, que produce la inclinación transversal de la interfaz dentro del Estrecho, así, será más profunda en la costa sur, y más somera en la norte (Lacombe y Richez, 1982; Bormans y Garrett, 1989). En esta interfaz se produce transporte neto en la horizontal, y además tiene la capacidad de regular el intercambio vertical entre las capas superior e inferior.

Tabla 1.1 Revisión de las estimaciones de flujo de entrada Atlántico (Q_1) y flujo de salida Mediterráneo (Q_2) a través del estrecho de Gibraltar publicados en la literatura. En sombreado se presentan los flujos estimados basados en consideraciones teóricas, el resto, corresponden a resultados basados en observaciones directas ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Referencia	Q_1 (Sv)	Q_2 (Sv)	Q_{neto} (Sv)
Nielsen (1912)	1.87	-1.78	0.09
Schott (1915)	1.74	-1.64	0.10
Sverdrup et al. (1942)	1.75	-1.68	0.07
Carter (1956)	0.95	-0.91	0.04
Béthoux (1979)	1.68	-1.60	0.08
Lacombe y Richez (1982)	1.21	-1.15	0.06
Bryden y Stommel (1984)	1.67	-1.59	0.08
Bryden y Kinder (1991)	0.92	-0.88	0.04
Bryden et al. (1994)	0.73	-0.68	0.05
García-Lafuente et al. (2000)	0.92	-0.87	0.05
Tsimplis y Bryden (2000)	0.78	-0.67	0.11
Baschek et al. (2001)	0.81	-0.76	0.05
Candela (2001)	1.01	-0.97	0.04
García-Lafuente et al. (2002a)	0.96	-0.84	0.12
Vargas et al. (2006)	0.89	-0.82	0.07
Sánchez-Román et al. (2009)	---	-0.78	---
García-Lafuente et al. (2009)	---	-0.79	---
Soto-Navarro et al. (2010)	0.81	-0.78	0.03
Sammartino et al. (2015)	---	-0.85	---

En la circulación del Estrecho se encuentran involucradas al menos 3 masas de agua (Gascard y Richez, 1985), las cuales constituyen los flujos Atlántico y Mediterráneo. En el caso del primero, este está formado por Agua Superficial Atlántica (SAW, *Surface Atlantic Water*), que se encuentra ocupando los primeros metros de la columna de agua ($\sim 100 \text{ m}$). Se caracteriza por presentar un perfil homogéneo de salinidad, con valores en torno a $36.40 - 36.60$, acompañado de un gradiente de temperatura constante que varía estacionalmente ($> 16 \text{ }^\circ\text{C}$) y valores de densidad igual o por debajo de 26.70 kg m^{-3} . Estrictamente la SAW podría no ser considerada como una masa de agua propiamente dicha, ya que esta tiene su origen en el Agua Central Noratlántica situada a menor profundidad (NACW, *North Atlantic Central Water*) (Criado-Aldeanueva et al., 2006), la cual se ve modificada por interacciones atmósfera-océano. Concretamente, en el área del golfo de Cádiz – estrecho de Gibraltar, la masa de agua central que se observa es la que se ha denominado en la literatura como Agua Central Noratlántica Oriental (ENACW, *Eastern North Atlantic Central Water*), siendo esta la masa de agua de naturaleza

central Noratlántica más salina, producida por la subducción de las isopícnas superficiales en latitudes por encima de los 43° N (Mauritzen et al., 2001). Aunque, por el contrario, en los perfiles de Temperatura y Salinidad (perfiles o diagramas TS) en esta zona de estudio, la ENACW se caracteriza por sus bajos valores de salinidad con respecto del resto de masas de agua (< 36.20). Finalmente en profundidad se encuentra la MW, que aunque se considere como una masa de agua única, en realidad es una mezcla de distintas masas de agua de naturaleza Mediterránea (Milot, 2014). La masa densa de MWs abandona el estrecho de Gibraltar como una cuña salina, superando en 1.5 kg m^{-3} a la densidad de la masa de agua central que se posiciona por encima de ella (Gasser et al., 2017). Una vez supera los umbrales de Camarinal y Espartel se desplaza hacia el océano Atlántico, convirtiéndose en lo que extensamente se ha descrito en la bibliografía como el flujo de salida Mediterráneo o *Mediterranean Outflow Water* (MOW) (p. ej. Sánchez-Leal et al., 2017). La proporción que se observa a lo largo de la columna de agua para cada una de estas masas de agua no permanece constante a lo largo del Estrecho, sino que esta se va a ver modificada (Bray et al., 1995) por factores como la acción de la marea o el viento (Gómez et al., 2004; Macías et al., 2006).

1.2.1 Variabilidad temporal de los procesos hidrodinámicos en el estrecho de Gibraltar

El estrecho de Gibraltar es un sistema muy energético donde el flujo medio, resultante del característico intercambio baroclino, se encuentra alterado por distintos fenómenos, que ocurren con diferentes escalas espaciales y temporales (Lacombe y Richez, 1982; Candela, 1991). Estos procesos de distinta naturaleza se superponen, añadiendo complejidad a la caracterización de la hidrodinámica del Estrecho y al intercambio de flujos asociados. Este intercambio es, además, la fuerza dominante que conduce la circulación superficial del mar de Alborán. Tradicionalmente las fluctuaciones generadas en el estrecho de Gibraltar han sido divididas en tres bandas de frecuencia (p. ej. García-Lafuente y Vargas, 2003): baja (señales estacionales e interanuales), subinercial y mareal. A estas tres bandas se suma una cuarta, que es la que recoge los procesos de alta frecuencia que tienen lugar en el Estrecho (ondas internas).

Fluctuaciones de baja frecuencia

Están relacionadas con la variabilidad estacional e interanual de las propiedades hidrológicas tanto del Atlántico Norte, como de la cuenca occidental

del mar Mediterráneo (Garrett et al., 1990). Son consecuencia del calentamiento/enfriamiento de la capa superficial, que induce cambios en la densidad, lo que repercutirá en dicho intercambio. Por lo tanto, el flujo baroclino de largo periodo está inducido por los gradientes de presión interna como consecuencia de las diferencias de densidad existente entre ambas cuencas (Bryden et al., 1994), y presentan magnitudes del orden de 0.50 m s^{-1} . En las últimas décadas, se ha observado un aumento tanto en la salinidad, como en la temperatura, de las masas de agua del Mediterráneo occidental (p. ej. Millot et al., 2006; Schroeder et al., 2016). Se han apuntado distintas causas como responsables de dicho incremento, entre las que cabe citar el aumento de la evaporación neta como consecuencia del cambio climático (Adloff et al., 2015; Mariotti et al., 2015), la acción antrópica de presas de grandes ríos en la cuenca (Skirris et al., 2014), el aumento de la salinidad en el flujo entrante Atlántico (Millot, 2007; Schroeder et al., 2010); así como la combinación de todas ellas. Como consecuencia de estos cambios, la formación de aguas profundas en el golfo de León (Mediterráneo occidental) también se ha visto afectada (García-Lafuente et al., 2007), contribuyendo esta a la variabilidad estacional del intercambio en el Estrecho. García-Lafuente et al. (2007) relacionaron la variabilidad estacional del MOW en el Estrecho directamente con la renovación de Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (WMDW, *Western Mediterranean Deep Water*), la cual tiene lugar a final de invierno y comienzo de primavera. La formación de esta masa de agua densa, que abandona en profundidad el Estrecho, es responsable del gradiente de salinidad mencionado, por lo que durante estas épocas del año cabe esperar un incremento del flujo saliente Mediterráneo (Candela, 2001). Este hecho, a su vez, favorece que se produzca una señal estacional en la presencia de MW en el Atlántico Norte. La variabilidad de largo periodo, tanto estacional como interanual, en términos de salinidad, ha sido también observada en el flujo de entrada Atlántico. Millot (2007) identificó que el flujo Atlántico tenía gran importancia en el ciclo estacional debido a las condiciones de mezcla a las que está sometido en el propio estrecho de Gibraltar, así como una importante variabilidad interanual. Esta última, en el periodo en el que se desarrolló su estudio (2003 – 2007), se vio incrementada con una tasa ~ 0.05 por año, con máximos valores en invierno. La variabilidad estacional también se observó para la temperatura y la densidad, cuyos máximos se detectaron en otoño e invierno, aunque en menor medida que la observada para la salinidad. Millot y

García-Lafuente (2011) señalaron a los procesos de interacción atmósfera-océano y mezcla con el flujo saliente al sur del umbral de Camarinal, los cuales se intensificaban en invierno, como responsables de la variabilidad estacional del flujo superficial Atlántico. Además, observaron que esta variabilidad del *inflow* inducía a su vez variabilidad estacional en el *outflow* de la parte más profunda del Estrecho, así como sobre la plataforma marroquí. García-Lafuente et al. (2015) estudiaron el origen de las fluctuaciones observadas en el flujo Atlántico por parte de Millot (2007), y observaron que, a pesar de que tanto la temperatura como la salinidad presentaban ciclos anuales similares con máximos valores centrados en las estaciones de otoño e invierno, el origen de esta variabilidad no era la misma. Mientras que la temperatura está condicionada en gran parte (80%) por el ciclo anual del flujo de calor superficial, las fluctuaciones estacionales e interanuales de salinidad dependen de los procesos de advección (relacionados con el esfuerzo del viento, responsable de los procesos de afloramientos estacionales en latitudes medias del borde oriental del Atlántico Norte, Wooster et al., 1976) junto con el ciclo anual de evaporación. Así, la activación/relajamiento del afloramiento estacional en verano/invierno supone un descenso/aumento de la salinidad en el golfo de Cádiz, aguas que son advectadas horizontalmente hacia el estrecho de Gibraltar.

Fluctuaciones subinerciales

La variabilidad subinercial en el estrecho de Gibraltar comprende periodos que van desde pocos días, hasta varios meses, pudiéndose diferenciar hasta tres tipos de fluctuaciones dentro de esta banda. Las más importantes, que explican hasta un 80% de la variabilidad subinercial en el umbral de Camarinal, son las conocidas como fluctuaciones subinerciales barotrópicas. Estas se deben principalmente a las fluctuaciones de la presión atmosférica sobre el mar Mediterráneo (p. ej. Crepon, 1965; Candela et al., 1989; García-Lafuente et al., 2002a; Vázquez et al., 2008), y al forzamiento del viento local sobre el mar de Alborán (García-Lafuente et al., 2002a; Menemenlis et al., 2007). Existen otros dos tipos de fluctuaciones subinerciales relacionados con la dinámica mareal del Estrecho, que modulan el ciclo quincenal-mensual de la marea e inducen fluctuaciones subinerciales baroclinas (Candela et al., 1989); y otra que se relaciona con la rectificación del transporte mareal debida a la correlación positiva que existe entre la posición de la interfaz y las fluctuaciones de la corriente con la marea

(Vargas et al., 2006). En el caso del forzamiento de naturaleza atmosférica, este induce variabilidad en el flujo barotrópico del Estrecho, con magnitudes del orden 0.4 m s^{-1} , y parecen ser el principal agente forzante del *inflow* Atlántico (García-Lafuente et al., 1998). Las fluctuaciones de naturaleza subinercial experimentadas por el flujo a través del Estrecho, están relacionadas con la respuesta isostática del nivel del mar a las variaciones de presión atmosférica sobre el Mediterráneo occidental. Cabe destacar que estas se encuentran desfasadas (180°) con respecto de las fluctuaciones en la presión. Dastis et al. (2018) identificaron el centro presiones situado sobre el mar de Liguria, como el centro de presiones que presentaba mejores valores de correlación con respecto de las anomalías del flujo subinercial Atlántico en el estrecho de Gibraltar. Observaron que una disminución del campo de presiones sobre el mar de Liguria suponía la intensificación del *inflow* dirigido hacia el mar de Alborán. Mientras que el aumento de la presión originaba el debilitamiento de dicho flujo. En ocasiones, el aumento de la presión atmosférica puede llegar incluso a interrumpir el flujo Atlántico y revertirse (García-Lafuente et al., 2002b). En este trabajo observaron un evento extremo, el cual, fue conducido no solamente por un rápido incremento del campo de presiones atmosféricas, sino también por la presencia de intensos y persistentes vientos de Levante en las proximidades del Estrecho. Dichos vientos locales pueden afectar también a la variabilidad del nivel del mar tanto longitudinalmente, entre el océano Atlántico y mar Mediterráneo (Menemenlis et al., 2007); transversalmente, dentro del propio Estrecho (Gómez-Enri et al., 2019); así como en el Mediterráneo occidental (Landerer y Volkov, 2013). Además de la importancia que la variabilidad subinercial tiene sobre el intercambio de flujos en el Estrecho, Vázquez et al. (2008) estudiaron el papel que esta variabilidad tiene sobre las ondas internas, otro proceso característico de la zona. En dicho estudio se observó que las presiones influían en la activación/inhibición de la liberación de ondas internas sobre el umbral de Camarinal y su posterior desplazamiento hacia el mar de Alborán. Por otro lado, Macías et al. (2008a) relacionaron la variabilidad subinercial con la circulación superficial en el mar de Alborán, desde el punto de vista de que esta es capaz de modular la intensidad del *inflow*, afectando a su vez a la extensión del giro anticiclónico situado en la parte más occidental del mar de Alborán: *Western Alboran Gyre* (WAG).

Fluctuaciones en la escala mareal

La principal fuente de variabilidad en el estrecho de Gibraltar son las mareas. Estas constituyen el proceso más energético, pudiendo inducir variabilidad en el flujo cuatro veces mayor que el flujo medio en mareas vivas (García-Lafuente y Vargas, 2003), con magnitudes que superan los 2.5 m s^{-1} (Lacombe y Richez, 1982; Candela et al., 1990). La marea vertical se comporta básicamente como una onda estacionaria con amplitudes que se incrementan conforme se desplaza hacia el lado Atlántico (García-Lafuente et al., 1990). Según Bryden et al. (1994) esta contribución al flujo medio por parte de las mareas, se produce gracias a la fuerte correlación que existe entre la posición en profundidad de la interfaz AMI y la fuerza de las corrientes de marea. Los flujos mareales en el Estrecho son principalmente barotrópicos, como resultado del gradiente horizontal de presión, mientras que la componente baroclina de estos es inducida por el gradiente horizontal de densidad. Fundamentalmente las mareas en el Estrecho tienen carácter semidiurno (M_2 y S_2), representando el 90% del total de la energía cinética contenida (Candela et al., 1990) y siendo la constituyente M_2 la que mayor porcentaje contribuye al total (Sánchez-Román et al., 2008). No obstante, la influencia diurna (O_1 , K_1) no puede despreciarse, especialmente en la parte oriental del Estrecho (García-Lafuente et al., 2000). La máxima amplitud de la corriente ha sido analizada a partir de distintos estudios, experimentales y numéricos, sobre el umbral de Camarinal (p. ej. Bruno et al., 2002), donde las corrientes son tan intensas que son capaces de revertir, con periodicidad semidiurna, la dirección de los flujos Atlántico y Mediterráneo (Bryden et al., 1994). Tsimplis (2000) observó sobre este Umbral velocidades horizontales superiores a 1.20 m s^{-1} para la constituyente lunar semidiurna (M_2). Dicha intensidad se veía reducida para la constituyente solar semidiurna (S_2) hasta casi la mitad ($\sim 0.50 \text{ m s}^{-1}$). Además del umbral de Camarinal, en el eje longitudinal del Estrecho hay otros emplazamientos clave en cuanto al intercambio a escala mareal, como el umbral de Espartel, el cual ha sido objeto de estudio en los últimos años (p. ej. Sánchez Román, 2008, 2012; Sammartino et al., 2015). El agua de origen Mediterráneo se acumula en la cuenca de Tánger (CT en Fig. 1.2), lo que hará fluctuar a la interfaz acumulando más AW o MW en función del flujo de marea. Las constituyentes de marea relacionadas con el forzamiento quincenal dentro del Estrecho, también presentan importancia en

cuanto a la variabilidad en el intercambio de flujos dentro del mismo (Vargas et al., 2006; Millot y García-Lafuente, 2011).

Fluctuaciones de alta frecuencia: ondas internas

En el estrecho de Gibraltar se produce la generación y liberación de ondas internas de gran amplitud y corto periodo (p. ej. Ziegenbein, 1969; Richez, 1994; Bruno et al., 2002; Vázquez et al., 2008), las cuales van a inducir variaciones del flujo con frecuencia por debajo de la marea. Son conocidas, por los pescadores que acostumbran a faenar por la zona, como “hervideros” e “hilos de corriente”, por la apariencia que tiene la superficie del mar al paso del frente de ondas. La primera descripción en la literatura data del siglo XIX, siendo un hidrógrafo de la Armada Española (Vicente Tofiño, 1732 - 1795), quien detallase su existencia en la publicación del derrotero de las costas españolas (Ruiz-Cañavate y Rico, 1996). Ya en el siglo XX trabajos como los de Frassetto (1960) y Ziegenbein (1969), describieron la presencia de estas ondas a partir de observaciones *in situ*, en donde analizaron las oscilaciones verticales que sufrían las isotermas en distintas localizaciones del Estrecho al paso del frente de ondas internas. Su formación se produce como resultado de la interacción del flujo barotrópico marea con la fuerte estratificación vertical generada por las masas de agua Atlántica y Mediterránea, y a su vez, con la batimetría característica del Estrecho, en particular el umbral de Camarinal. En concreto, se generan antes de que el flujo saliente, dirigido hacia el lado Atlántico, alcance su máxima intensidad ($\sim 1 \text{ m s}^{-1}$), y permanecen arrestadas o retenidas sobre el Umbral mientras que las condiciones del flujo son críticas o supercríticas (Bruno et al., 2002). Estas condiciones de flujo son necesarias para su formación, debido a que la celeridad de las ondas es inferior al promedio vertical de la intensidad de la corriente que fluye en sentido opuesto. Mientras que estas ondas se encuentran arrestadas sobre el umbral de Camarinal, van a aumentar su amplitud hasta que el flujo saliente se debilita (tras haberse alcanzando el máximo flujo saliente, $\sim 0.6 \text{ m s}^{-1}$). Una vez que el flujo adquiere condiciones subcríticas, el flujo barotrópico es conducido hacia el lado Mediterráneo (Vázquez et al., 2008), y se produce la liberación del *bore* interno que se desintegra en un frente de ondas internas no-lineales, el cual, alcanza el límite oriental del Estrecho alrededor de unas ~ 10 o 12 horas tras su liberación (Sánchez-Garrido et al., 2008). Al inducirse fluctuaciones de gran amplitud en la AMI, van a originarse intensos procesos de mezcla que hacen que propiedades de las aguas profundas se inyecten hacia

profundidades más someras (Wesson y Gregg, 1994; Echevarría et al., 2002; Bartual et al., 2011), y sus consecuencias tienen efectos remotos en el mar de Alborán (Vázquez et al., 2006). Aunque los primeros trabajos relacionaban su presencia con las mareas vivas, estas pueden presenciarse también bajo condiciones de mareas muertas, ya que procesos como la interacción con los flujos subinerciales pueden producir la inhibición o generación de ondas internas (Vázquez et al., 2008).

Los cambios de masa inducidos por las corrientes barotrópicas serán compensados por oscilaciones verticales de las isopícnas, las cuales se conocen como marea interna (Candela et al., 1989). Esta marea interna, al igual que las ondas internas de gran amplitud, es generada por la interacción del flujo barotrópico con la batimetría, y sus oscilaciones se producen en periodos mareales. Así, las máximas oscilaciones en la vertical van a coincidir con los instantes de máximo flujo saliente/entrante, generándose de esta forma el máximo ascenso/descenso de las isopícnas (pleamar y bajamar interna respectivamente).

1.3 El mar de Alborán

El mar de Alborán constituye la cuenca más occidental del mar Mediterráneo, extendiéndose desde el estrecho de Gibraltar, el cual lo conecta al océano Atlántico, hasta la línea imaginaria que une Almería y Orán (Fig. 1.4). El agua de naturaleza Atlántica penetra en el mar de Alborán en superficie, formando lo que en la literatura se conoce como el “chorro Atlántico”, traducido del término *Atlantic Jet* (AJ) (Lanoix, 1974; Perkins et al., 1990; Viúdez et al., 1996). Este chorro supone un aporte continuo, del orden de 1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), de agua de menor salinidad (salinidad < 36.60) a la cuenca Mediterránea. Su entrada en Alborán es debida a la diferencia del gradiente de presión existente entre las cuencas Mediterráneas y Atlántica ya comentada. Se trata de una estructura estrecha ($\sim 30 \text{ km}$), que irrumpe con gran intensidad en el mar de Alborán, presentando una velocidad característica de 1 m s^{-1} (García-Lafuente et al., 2002a), posicionándose en los primeros 100 - 150 m de la columna de agua. Al interaccionar con el agua Mediterránea (más cálida, densa y salina), genera un intenso frente de densidad (contraste de densidad superior a 1.00 kg m^{-3}), el cual se puede diferenciar con facilidad a partir de imágenes de satélite (Oguz et al., 2014), o a partir de mediciones realizadas *in situ* (Pascual et al., 2017). Además, debido a su naturaleza de chorro, se desplaza formando meandros que van a caracterizar la

circulación superficial del mar de Alborán, así, a lo largo de la cuenca se observarán distintas estructuras energéticas tanto ciclónicas como anticiclónicas (Fig. 1.4). Estas últimas, ocupan la casi totalidad de la cuenca occidental del mar Mediterráneo durante largos periodos de tiempo (Tintoré et al., 1988; Peliz et al., 2013). El primero de estos giros anticiclónicos, situado en la parte más occidental del mar de Alborán, es el WAG, el cual se encuentra localizado en torno de la longitud 4° W de manera casi permanente, entre el estrecho de Gibraltar y el Cabo Tres Forcas (Fig. 1.4). Cuenta con un diámetro típico de ~ 100 km, una profundidad de hasta 1200 m, y es, además, la estructura dinámica más intensa de la parte occidental del mar de Alborán, con velocidades de la corriente superficial que alcanzan 1.50 m s^{-1} . En la parte occidental del mar de Alborán, el AJ bordea el límite norte del WAG, posteriormente se dirige hacia el sur dividiéndose en dos ramales: uno gira hacia el oeste contribuyendo al mantenimiento del WAG (García-Lafuente et al., 1998); y el otro se dirige hacia el este bordeando, si este se encuentra presente, el giro anticiclónico oriental: *Eastern Alboran Gyre* (EAG), el cual, tiene carácter más esquivo o variable con respecto del WAG (p. ej. García-Lafuente et al., 1998; Renault et al., 2012; Delgado et al., 2012). El EAG, menos intenso que el primero, cuenta con una profundidad máxima de ~ 1800 m, y ocasionalmente se sitúa entre los 2.500° - 1.500° W, constituyendo su límite oriental el mencionado frente Almería-Orán (Fig. 1.4). Renault et al. (2012) describieron la existencia de un giro, en este caso de naturaleza ciclónica, situado entre ambos giros anticiclónicos: *Central Cyclonic Gyre* (CCG en Fig. 1.4), donde la corriente puede alcanzar en su interior valores de $\sim 0.20 \text{ m s}^{-1}$. Su posición viene determinada en función de la estacionalidad que el propio CCG presenta. Se observó (Renault et al., 2012) que, mientras que en las fases de invierno-primavera, cuando el CCG estaba presente junto el WAG, ocupaba la parte central y oriental del mar de Alborán; en las fases verano-otoño, cuando ambos WAG y EAG estaban presentes, el CCG era más estrecho y se encontraba más próximo al WAG.

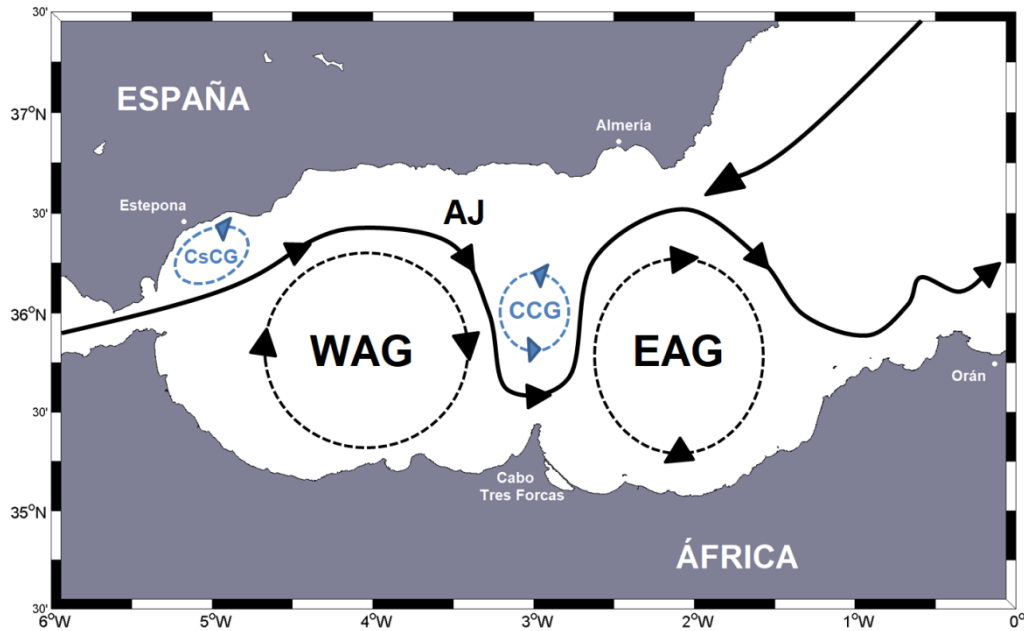


Fig. 1.4 Esquema de la circulación superficial del mar de Alborán. Los contornos negros discontinuos representan las estructuras anticiclónicas (WAG: *Western Alboran Gyre*, EAG: *Eastern Alboran Gyre*). Los contornos azules discontinuos representan las estructuras ciclónicas (CsCG: *Coastal Cyclonic Gyre*, CCG: *Central Cyclonic Gyre*). AJ: *Atlantic Jet*. Modificado de Sánchez-Garrido et al. (2013).

En cuanto a las masas de agua que se encuentran en el mar de Alborán, estas, como cabe esperar, están influenciadas por la interacción de los flujos Atlántico y Mediterráneo, especialmente en el sector más occidental de la cuenca. El flujo Atlántico está compuesto por dos capas subsuperficiales formadas por SAW, la masa de agua menos densa, con características casi homogéneas en la vertical en cuanto a temperatura y salinidad. Inmediatamente por debajo de la SAW se encuentra la NACW, con mayor concentración de nutrientes con respecto de la primera, y cuya existencia se identifica por un mínimo subsuperficial de salinidad. La presencia de ambas masas de agua está condicionada por la influencia mareal (La Violette y Lacombe, 1988), así, la inyección de NACW al Mediterráneo se ha observado con mayor frecuencia durante eventos de mareas muertas (Gascard y Richez, 1985; Gómez et al., 2001), cuando los procesos de mezcla no son tan intensos. En resumen, estas dos masas de agua SAW y NACW forman el conjunto de aguas Atlánticas (AW), que ocupan los 200 primeros metros de la columna de agua. Debido a que en la cuenca Mediterránea los procesos de evaporación superan a los de precipitación y escorrentía, la AW ($T \sim 15 - 16^\circ\text{C}$ y $S \sim 36.50$) será transformada a lo largo del mar Mediterráneo en distintas MWs (más frías y salinas ~ 38.50 , por lo tanto, más densas), que se identifican en los diagramas TS por una relación lineal entre la temperatura potencial y la salinidad.

Gran parte de esta AW retorna hacia el Atlántico en forma de Agua Levantina Intermedia (LIW, *Levantine Intermediate Water*) (Parrilla et al., 1986; Millot, 1999), que se forma por procesos de convección en invierno en la subcuenca Levantina; mientras que otra parte de la AW se transforma en Agua Profunda Mediterránea Oriental (EMDW, *Eastern Mediterranean Deep Water*) en las subcuencas Adriática y Egea, y en WMDW, originada en el golfo de León. Otra de las MWs observadas en Alborán, es el Agua Intermedia Invernal (WIW, *Winter Intermediate Water*), originada en las plataformas continentales del golfo de León y del mar Balear. En profundidad se sitúa por encima de la LIW y resulta del enfriamiento del AW en las cuencas Provençal y de Liguria. La WIW fue detectada en el Estrecho por parte de Gascard y Richez (1985), y posteriormente Vargas-Yáñez et al. (2002b) observaron su presencia en el mar de Alborán de manera intermitente entre los 100 y 300 m de profundidad. En profundidad también se puede encontrar el Agua Densa del mar Tirreno (TDW, *Tyrrhenian Dense Water*), que es resultado de los procesos de convección profunda o “*cascading*” de las masas de agua profundas que se encuentran en la cuenca oriental del Mediterráneo. En profundidad, esta masa de agua, TDW, se posiciona entre la LIW y WMDW, y son precisamente estas tres masas de aguas las que se encuentran con mayor proporción en el *outflow* Mediterráneo (p. ej. Millot, 2009).

Las escalas temporales descritas para el intercambio baroclino del estrecho de Gibraltar (apartado 1.2.1), también son fundamentales para entender la circulación superficial del mar de Alborán, ya que estas van a condicionar los procesos hidrodinámicos que en este ocurran (Renault et al., 2012). Uno de los factores que mayor variabilidad introduce en la cuenca occidental del mar Mediterráneo, son las oscilaciones asociadas al AJ, lo que a su vez afectará a la formación y extensión del WAG. Este puede sufrir variaciones en las escalas temporales que van desde la interanual (p. ej. Peliz et al., 2013), estacional (Vargas-Yáñez et al., 2002a; Macías et al., 2016), a escalas de tiempo más cortas (Sánchez-Garrido et al., 2013). En la escala estacional (Bormans y Garrett, 1989; Vargas-Yáñez et al., 2002a; Macías et al., 2016) se ha identificado un patrón bimodal de comportamiento del AJ: (i) más intenso y dirigido hacia el noreste próximo a la costa española durante la primera mitad del año; (ii) debilitado y dirigido hacia la costa africana al final del año. A este segundo modo de comportamiento del AJ se refiere la bibliografía como el “modo costero” (p. ej.

Macías et al., 2008a). Por otra parte, se ha identificado la importancia de la escala subinercial en la velocidad y dirección del AJ (Vélez-Belchí et al., 2005; Macías et al., 2016); siendo el forzamiento atmosférico (vientos locales y presiones sobre el Mediterráneo), un factor clave en la modulación del sistema AJ-WAG (Macías et al., 2008a). La concentración de clorofila (Chl) superficial también sufre variaciones a distintas escalas, según se ha observado a partir de estudios basados en imágenes de satélite (p. ej. Garcia-Gorriz y Carr, 2001; Macías et al., 2007a). Macías (2006) detalló la variabilidad interanual de la Chl, observando que dichas oscilaciones podrían estar relacionadas con la climatología del Atlántico norte. Estacionalmente, la máxima concentración de Chl superficial se ha observado al final del invierno/comienzo de la primavera (febrero-marzo), mientras que los valores mínimos se dan entre julio y agosto (verano).

El sector noroeste del mar de Alborán es una región muy dinámica, en donde los procesos hidrológicos están controlados, principalmente, por la entrada del AJ a través del mar de Alborán. El esquema de circulación superficial general del mar de Alborán, supone que el AJ al entrar en la cuenca vira hacia el norte (noreste) y es ahí donde conecta directamente con la rama ascendente del WAG, formándose así el denominado sistema AJ-WAG (Sánchez-Garrido et al., 2013). Sin embargo, este sistema no permanece inalterable, sino que puede llegar incluso a colapsar y producirse la migración del WAG hacia el este (Vélez-Belchí et al., 2005). Se ha observado, que bajo determinadas condiciones atmosféricas, la entrada del flujo Atlántico puede llegar a revertirse y dirigirse hacia el lado Atlántico, lo que de manera sostenida en el tiempo supone la ruptura del sistema AJ-WAG (García-Lafuente et al., 2002b). En otras ocasiones el AJ vira hacia el sur, En estos casos se desarrolla un giro ciclónico al norte de la salida más oriental del Estrecho (Macías et al., 2008a; Skliris y Beckers, 2009) con el fin de compensar el defecto de masa ocasionado por el AJ: *Coastal Cyclonic Gyre* (CsCG en Fig. 1.4). Este CsCG se extiende a lo largo de la costa noroeste del mar de Alborán y su presencia se ve favorecida bajo la influencia de vientos de Levante (Macías et al., 2008a). El emplazamiento del CsCG está caracterizado por la presencia de un afloramiento casi-permanente, el cual, es consecuencia directa del forzamiento atmosférico: acción de la presión atmosférica sobre el Mediterráneo y los vientos locales sobre Alborán (p. ej. Sarhan et al., 2000; Macías et al., 2008a, 2011), y/o el ángulo de entrada del AJ (Sarhan et al., 2000; Macías et al., 2007b).

1.4 Antecedentes de estudios de meso- y submesoescala en el estrecho de Gibraltar y mar de Alborán

En este apartado, se va a realizar una síntesis de trabajos previos que se han realizado en el área de estudio con respecto del análisis de los procesos en los bordes costeros de las cuencas adyacentes al estrecho de Gibraltar, con especial interés en aquellos que se han desarrollado entre Trafalgar y el sector noroeste del mar de Alborán. Se han analizado los procesos en el área en la escala meso- y submesoescalar, destacándose por lo tanto, el análisis de procesos como afloramientos, vórtices o frentes; todos ellos característicos de la presente zona de estudio (p. ej. García Lafuente y Ruiz, 2007; Delgado et al., 2012; Ramírez-Romero et al., 2012; Bruno et al., 2013; Romero-Cózar, 2014; Sala et al., 2018). Además, en estos trabajos se han analizado los procesos hidrodinámicos que condicionan la producción primaria en los bordes costeros descritos, y su transporte entre dichas cuencas.

El cabo de Trafalgar puede ser considerado como la línea imaginaria que separa el golfo de Cádiz del propio estrecho de Gibraltar (Fig. 1.2), el cual, es descrito a partir de imágenes de satélite, como una zona de alta concentración de Chl y bajas temperaturas superficiales, durante la práctica totalidad del año. No solamente las imágenes de satélite han constatado la alta productividad de la zona (p. ej. García et al., 2002; Navarro y Ruiz, 2006), sino también en campañas oceanográficas, como las realizadas durante los meses de julio de los años 1994, 1995 y 1996 por parte del Instituto Español de Oceanografía (IEO): ICTIOALBORÁN (p. ej. Prieto et al., 1999; Rubín et al., 2006), se analizaron altas concentraciones de nutrientes y Chl. Basándose en los resultados de estas campañas, Vargas-Yáñez et al. (2002c) realizaron un modelo bidimensional con el fin de determinar si la acción conjunta de la compleja batimetría de la zona y las intensas corrientes existentes, junto con la acción del viento, eran los responsables del afloramiento casi-permanente observado, ya que esta acción conjunta facilitaría la mezcla vertical. A pesar de la simplicidad del modelo, mostraron que las oscilaciones en la vertical derivadas de la interacción marea-batimetría generaban un flujo de calor y nutrientes que enfriaban y fertilizaban las aguas que rodeaban el accidente batimétrico. Sala et al. (2018) analizaron 10 años de imágenes de satélite para estudiar la dinámica singular del cabo de Trafalgar. Confirmaron su importancia como sustento de la producción primaria de la zona, así como fuente de

biomasa para el mar de Alborán y analizaron la influencia que los ciclos de mareas vivas/muertas tienen en este hecho. La descarga del río Guadalquivir al golfo de Cádiz es un input de nutrientes al medio (Huertas et al., 2005, 2006), el cual, siguiendo la circulación media del golfo de Cádiz (Criado-Aldeanueva et al., 2009) y como se aprecia en imágenes de satélite (Caballero, 2015), puede desplazarse por la plataforma hasta alcanzar el área de Trafalgar, contribuyendo así a la alta producción observada. Navarro et al. (2011) identificaron, a partir de la aplicación de una metodología estadística a imágenes de satélite, un modo de fluctuación en la concentración de Chl en el área de Trafalgar, que coincidía con los resultados observados en el noroeste del mar de Alborán, por lo que sugirieron que este resultado podría ser debido al transporte de material desde Trafalgar hacia el este, lo que ya fuese previamente expuesto por Skliris y Beckers (2009).

La formación y liberación de ondas internas sobre el umbral de Camarinal, ha sido objeto de numerosos estudios, en los cuales se han analizado distintos aspectos de estas, que van desde los propios mecanismos de formación (Brandt et al., 1996; Bruno et al., 2002; Vlasenko et al., 2009), los procesos de mezcla asociados (Wesson y Gregg, 1994; Bray et al., 1995; Chioua et al., 2013), o la interacción físico-biológica de estas y su repercusión en la productividad de la zona (Vázquez et al., 2009; Macías et al., 2010; Bartual et al., 2011), habiendo sido sus efectos observados tanto en la hidrografía (Vázquez et al., 2006), como en la producción del mar de Alborán (Macías et al., 2006). Macías et al. (2006) observaron la presencia de núcleos de alta concentración de fitoplancton relacionada con el ciclo semidiurno de la marea, en la salida oriental del Estrecho. Relacionaron estos inputs con procesos de mezcla sobre el umbral de Camarinal, los cuales eran más frecuentes en condiciones de mareas vivas, cuando se daba mayor amplitud en la corriente de marea, por lo que deberían de estar relacionados con procesos de generación y liberación de ondas internas. Macías et al. (2007a) utilizaron un modelo hidrodinámico para estudiar los procesos de mezcla y advección en un transecto longitudinal al Estrecho, y corroboraron la influencia mareal en cuanto a la inyección de nutrientes provenientes de capas profundas a la capa superficial. En relación a las altas concentraciones de fitoplacton observadas en el sector noroeste del Estrecho (Macías et al., 2006), concluyeron que, el tiempo de residencia dentro del canal era tan pequeño que el fitoplancton no tenía tiempo para crecer mientras se transportaba a lo largo del Estrecho, por lo que procesos de succión (por divergencias en la capa superficial) de aguas costeras y enriquecidas

en Chl, deberían de estar produciéndose desde el borde costero hacia el centro del canal. Macías et al. (2008b) relacionaron la presencia del máximo de Chl con el ciclo de marea, y a su vez, con la localización de la piconclina y/o interfaz formada por las distintas masas de agua que convergen en el Estrecho (SAW, NACW y MW), cuya dinámica estaba modulada por la amplitud de la marea y por el régimen de viento (Gómez et al., 2004). Clasificaron estos máximos de clorofila en función del porcentaje de células de fitoplancton de tamaño grande y de Chl activa, y establecieron la conexión existente entre el borde costero y el centro del canal del estrecho de Gibraltar. Concluyeron que algunos de los paquetes de Chl que se observan en el Estrecho, podrían tener origen costero, a partir del proceso al que denominaron “succión máxima”, que facilitaba la incorporación de la Chl en el centro del canal gracias a la presencia de divergencias horizontales. Esta “succión máxima”, se asoció con la presencia combinada de la termo- y haloclina (interfaz SAW-MW), y a los procesos ondulatorios que tienen lugar en ella, lo que llevó a la hipótesis de que procesos de crecimiento y retención de fitoplancton deberían de estar produciéndose. Dicha hipótesis fue confirmada posteriormente en trabajos basados en imágenes de satélite y mediciones *in situ* (Vázquez et al., 2009; Bartual et al., 2011; Ramírez-Romero et al., 2012), en donde se observó como el fitoplancton transportado por el Estrecho se acumulaba en las zonas de convergencia generadas por las propias ondas internas, y además, Ramírez-Romero et al. (2014) constataron la importancia de los procesos de inyección de aguas costeras al canal del Estrecho, en cuanto a las propiedades biogeoquímicas (especialmente fósforo y fitoplancton), así como distribución de pelágicos, en el mar de Alborán. Bruno et al. (2013) estudiaron los procesos submesoescalares responsables de las altas concentraciones de Chl en el borde costero del umbral de Camarinal, y al igual que en los trabajos previamente descritos, relacionaron estos procesos submesoescalares con la cinemática de la interfaz, y la liberación de ondas internas. Por otro lado, describieron la presencia de un pequeño vórtice ciclónico (al oeste de Tarifa) inducido por la marea, que sumado a la ralentización de la intensidad de la corriente por el borde costero (Sánchez-Román et al., 2012) justificaba los altos tiempos de residencia de las aguas afloradas enriquecidas en el borde costero.

Como se adelantaba, el sector noroccidental del mar de Alborán es un área de gran dinamismo, que cuenta con intensa actividad meso- y submesoescalar

(Cheney y Doblar, 1982; Tintoré et al., 1991; Viúdez, 1997; Sarhan et al., 2000; Flexas et al., 2006), conducida por la entrada de AW a través del estrecho de Gibraltar. Entre esta actividad se encuentra la presencia de frentes (Oguz et al., 2014, 2016), la existencia de un afloramiento costero (Sarhan et al., 2000), y giros ciclónicos/anticiclónicos (Vargas-Yáñez et al., 2002a; Renault et al., 2012). Estos procesos, inducidos por diversos factores, como la diferencia de presiones atmosféricas, o el campo de vientos locales, promueven el afloramiento de nutrientes en la capa superficial, aumentando la producción biológica (Oguz et al., 2015). El acoplamiento entre la hidrología y las estructuras biológicas y geoquímicas en el mar de Alborán, ha sido objeto de estudio en distintos trabajos (Minas et al., 1991; García-Lafuente et al., 1998). Ruiz et al. (2013) concluyeron que el reclutamiento de la anchoa en el mar de Alborán, está íntimamente ligado a la dinámica del AJ y a la circulación asociada en la cuenca más occidental del mar de Alborán. De la misma forma, la presencia de los núcleos de Chl observada por parte de Macías et al. (2006), está relacionada con la circulación del AJ (Ruiz et al., 2001), el cual, por término medio fluye dirigido hacia el este, y constituye la principal fuente de enriquecimiento biológico en el área (Oguz et al., 2016), a lo que hay que sumar la influencia de la corriente de marea, que podría incrementar hasta en un 40% la biomasa de fitoplancton y la producción primaria del mar de Alborán (Sánchez-Garrido et al., 2015). Sin embargo, se han observado eventos en los cuales, debido al forzamiento atmosférico (intensos vientos de Levante y altas presiones atmosféricas sobre el Mediterráneo), el flujo de entrada Atlántico puede verse frenado llegando incluso a revertirse y dirigirse hacia el oeste (p. ej. García-Lafuente et al., 2002b; Lorente et al., 2019). El AJ influirá también en el patrón de circulación medio de la bahía de Algeciras (Sánchez-Garrido et al., 2014; Chioua et al., 2017), modificando la circulación en su interior de anticiclónica a ciclónica, según el chorro se separe o se acerque a límite costero de la parte norte del Estrecho. El estudio de la circulación superficial de la salida oriental del Estrecho, se ha visto favorecido por la incorporación del sistema de radares en la zona (mayo de 2011, más detalles en el apartado de metodología); cuya validación ha confirmado la precisión de estas mediciones (Lorente et al., 2014). Las observaciones del sistema de radar, en combinación con modelos regionales de alta resolución, ha permitido monitorizar, y con ello estudiar en detalle la entrada del AJ en el mar de Alborán. Gracias al sistema de radar, se ha podido caracterizar la presencia de estructuras de pequeña escala, las cuales no se han resuelto con

precisión por parte de los modelos numéricos (Soto-Navarro et al., 2016). Entre estas estructuras, cabe destacar la presencia de un vórtice de naturaleza ciclónica (Soto-Navarro et al., 2016; Chioua et al., 2017), que se posiciona en la parte más oriental del dominio cubierto por el sistema de radar, y que coincide con la intensificación de los vientos de Levante en la zona. Estos vientos, además, intensifican la corriente en la costa del mar de Alborán en dirección suroeste, generándose así una contracorriente costera (*Coastal Countercurrent*, CCC) (Chioua et al., 2017; Lorente et al., 2019). Chioua et al. (2017) detallaron su presencia en la costa noroeste del mar de Alborán, y su posterior desplazamiento hasta alcanzar la boca de la bahía de Algeciras (Punta Carnero en Fig. 1.2) (Lorente et al., 2019). Esta CCC fue descrita previamente, por Reyes (2015) a partir de las trayectorias seguidas por boyas Lagrangianas desplegadas en la zona. El AJ es una fuente de vorticidad, tanto positiva, como negativa, al mar de Alborán, lo que se va a traducir en la presencia de vórtices de submesoescala alrededor de los giros principales del mar de Alborán (WAG, EAG), los cuáles han sido descritos en distintos trabajos previos (Tintoré et al., 1991; Speich et al., 1996; Sánchez-Garrido et al., 2013). Además de contribuir a la presencia de puntos de alta productividad biológica, debido a las grandes velocidades verticales que involucran, las estructuras submesoescalares van a contribuir a la estabilización/colapso del sistema AJ-WAG. Por un lado, la vorticidad negativa descrita por Speich et al. (1996), formada por la intrusión de agua de menos densidad transportada por el AJ, ayuda a mantener el sistema formado por el AJ-WAG. Esto es debido a la generación de pequeños remolinos anticiclónicos en la salida del Estrecho, los cuales contribuyen a la formación y el mantenimiento del propio WAG. Por otro lado, el AJ también puede inducir la intensificación de la vorticidad positiva, generada por fricción lateral, que se traduce en la formación de remolinos ciclónicos (también en la salida del Estrecho), pero que, en este caso, contribuyen a desestabilizar el sistema AJ-WAG (Sánchez-Garrido et al., 2013). En este último trabajo se observó que la presencia de la estructura ciclónica, la cual era capaz de permanecer durante varios días en la zona, se veía favorecida por la acción de las mareas, así como por procesos de escalas temporales superiores. A partir de simulaciones numéricas detallaron que, cuando el vórtice ciclónico se formaba en la costa noroccidental, la vorticidad positiva importada por el AJ se veía bloqueada por el WAG, lo que finalmente desestabilizaba el sistema AJ-WAG. Por lo tanto, el

sistema AJ-WAG puede verse distorsionado temporalmente por procesos de pequeña escala de variabilidad, como son las mareas o flujos conducidos por el efecto del viento, que pueden ocasionar cambios en las condiciones del AJ y alterar el estado del sistema, lo que a su vez favorecería el reclutamiento de especies pelágicas características de la zona (Ruiz et al., 2013). Dichos procesos pueden inducir perturbaciones en la velocidad de entrada del AJ y, a la vez, modificar el ángulo de incidencia del mismo (Macías et al., 2016), lo que puede llevar a ocasionar la advección hacia el este del WAG (Vélez-Belchí et al., 2005). El mismo resultado fue descrito por parte de Viúdez et al. (1998), quienes relacionaron el evento de migración del WAG hacia el este con un aumento del tamaño del mismo y/o su desplazamiento hacia el norte, lo que forzaría al AJ a desplazarse hacia el este (hacia el centro del WAG), en lugar de hacia su usual dirección noreste. Cuando se producen estos eventos de migración, el WAG está tan alejado del Estrecho que el AJ no se sigue ajustando geográficamente a este, y termina cayendo hacia el sur, debido a la aceleración de Coriolis, desplazándose hacia la costa africana y comenzando la formación un nuevo WAG (tras el previo desplazamiento hacia el este del antiguo WAG).

El AJ es, además, responsable de modular el afloramiento característico de la costa noroeste del mar de Alborán (Sarhan et al., 2000; Macías et al., 2008b), el cual permanece productivo durante la práctica totalidad del año, coincidiendo su emplazamiento con el de la mencionada estructura ciclónica (CsCG en Fig. 1.4) entre la costa y el chorro. En esta zona de afloramiento, conocida como el afloramiento de Estepona (García-Lafuente y Cano, 1994), se observan altas concentraciones tanto de nutrientes como de fitoplancton (Ramírez et al., 2005; Reul et al., 2005), lo que hace de esta una zona óptima para el crecimiento de pequeños pelágicos como la anchoa o la sardina (Macías et al., 2011; Ruiz et al., 2013). Este afloramiento se ve favorecido bajo condiciones de vientos de Poniente (Macías et al., 2008a), dirigidos hacia el este, que provocan una intensificación del AJ, quedando el afloramiento constreñido a la zona costera. En el hemisferio norte, cuando el viento sopla paralelo a la costa, y esta queda posicionada a la izquierda de dicho viento (Poniente en el caso del mar de Alborán), se produce un desplazamiento hacia mar abierto, por transporte de Ekman, de la capa superficial, la cual es reemplazada por aguas profundas, de menor temperatura, mayor salinidad y enriquecidas en nutrientes. Por el contrario, cuando el viento establecido es el de Levante (dirigido hacia el oeste), el AJ se debilita (p. ej. García-

Lafuente et al., 1998), el afloramiento se despega de la franja costera, situándose este ahora mar adentro (Macías et al., 2007a). En este caso, el transporte de Ekman induce el transporte de agua superficial hacia la costa, agua cálida y menos densa, apilándola sobre esta, creándose un sumidero de aguas superficiales próximo a la costa.

Sin embargo, a pesar del gran número de trabajos que se han realizado en la zona de estudio, es necesario profundizar en el conocimiento de los procesos hidrodinámicos que condicionan la productividad del borde costero del estrecho de Gibraltar, y cómo esta contribuye, gracias al transporte facilitado por la capa superficial Atlántica, a la propia productividad de la cuenca occidental del mar de Alborán. Es decir, es necesario estudiar los procesos que tienen lugar a ambos lados del estrecho de Gibraltar como un único dominio, idea que coincide con los resultados observados por parte de Skliris y Beckers (2009). Estos autores, a partir del modelado numérico de la hidrodinámica del estrecho de Gibraltar, y el impacto que esta poseía en la comunidad planctónica, observaron que tanto la componente horizontal, como la vertical de la corriente del AJ, se incrementaban en el Estrecho. Dicho incremento se producía progresivamente hasta alcanzar el máximo valor en el noroeste del mar de Alborán, lo que llevó a concluir que el agua enriquecida en nutrientes y Chl transportada por el AJ, junto con la formación de la estructura ciclónica (CsCG), eran responsables de la acumulación de nutrientes en el noroeste del mar de Alborán, induciendo la fertilización permanente de esta zona.

1.5 Hipótesis y objetivos

Tras la revisión de los trabajos previos realizados en la zona de estudio, se justifica la necesidad de realizar nuevas investigaciones que lleven a la comprensión y conocimiento de los factores clave que expliquen la distribución de propiedades en la región de estudio. De esta forma, se podrán replantear nuevos modelos acoplados (biogeoquímicos e hidrodinámicos) que reproduzcan con mayor realismo dicho comportamiento.

La hipótesis de partida de la presente Tesis Doctoral radica en el hecho de que las masas de agua del borde costero del golfo de Cádiz, las cuales son transportadas a través del estrecho de Gibraltar, pueden ser las responsables de la distribución de propiedades, como fito- y zooplancton o nutrientes, entre otros, en el mar de Alborán. El intercambio de propiedades estará condicionado por los

patrones de circulación meso- y submesoescalar que se desarrollan en el borde costero que une el golfo de Cádiz y el estrecho de Gibraltar, en donde cabe destacar la importancia del área del cabo de Trafalgar; zona somera, de gran dinamismo, caracterizada por la presencia de un afloramiento persistente.

El objetivo general que se plantea es el de avanzar en el conocimiento y descripción, a partir de nuevas observaciones, de los procesos hidrodinámicos (meso- y submesoescales) que condicionan el transporte de propiedades desde el borde costero del golfo de Cádiz, y que, a través del estrecho de Gibraltar alcanzan el mar de Alborán. Así como analizar la implicación que estos procesos tienen en la producción del propio mar de Alborán. Entre estos procesos se destaca la observación de contracorrientes costeras, desarrollo de vórtices, procesos de generación de ondas internas y su contribución al afloramiento en bordes costeros.

Para alcanzar el objetivo descrito, se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Identificar el transporte costero a través del Estrecho, con especial énfasis en la conexión cabo Trafalgar – mar de Alborán.
- Analizar la importancia del intercambio de propiedades entre el estrecho de Gibraltar y la parte más occidental del mar de Alborán.
- Catalogar patrones circulación meso- y submesoescales a ambos lados del estrecho de Gibraltar, tales como contracorrientes costeras, vórtices ciclónicos y/u ondas internas, así como el acoplamiento de estos a través del propio Estrecho, y a su vez determinar cómo estos condicionan el transporte de propiedades entre cuencas.
- Estudio de la dinámica de los procesos de afloramiento en los bordes costeros del Estrecho.
- Analizar cómo el forzamiento atmosférico, tanto remoto como local, condiciona los procesos transporte en el borde costero del estrecho de Gibraltar.
- Analizar la importancia de la acción conjunta del forzamiento atmosférico local y remoto en la dinámica superficial del estrecho de Gibraltar y cuenca occidental del mar de Alborán.

Capítulo 2

SERIES DE DATOS, MODELOS NUMÉRICOS Y TÉCNICAS DE ANÁLISIS

2.1 Introducción

En este capítulo se presentan los distintos conjuntos de datos y modelos numéricos que han sido empleados a lo largo del trabajo para la consecución de los objetivos planteados. Además, se detallan las técnicas de análisis utilizadas, mediante las cuales se ha llevado a cabo el tratamiento de los datos.

Debido a la diversidad de datos empleados, estos se han clasificado en función de su fuente de adquisición. Así, el conjunto de datos se ha estructurado en (i) datos adquiridos *in situ*, (ii) datos obtenidos a partir de un sistema de radar de alta frecuencia, (iii) imágenes de satélites y, (iv) otros datos complementarios. El conjunto de los datos considerados como *in situ*, se corresponde con registros adquiridos en el marco de los proyectos de investigación GIMIX y MEGAN (introducidos en la sección 2.2), siendo este último proyecto el marco en el cual se obtuvo el grueso de los datos analizados en la presente investigación.

Como se adelantaba, los datos de adquisición *in situ*, se han analizado junto con otras observaciones obtenidas a partir de plataformas remotas. Tanto los datos adquiridos gracias al sistema de radar de alta frecuencia, que permiten analizar la circulación superficial del extremo oriental del estrecho de Gibraltar, como las imágenes de satélite, que comprenden toda la zona de estudio; han constituido un elemento fundamental en el análisis de los procesos físico-biológicos que tienen lugar en la zona de estudio. En la Fig. 2.1 se recoge toda la información relacionada con la posición en la cual se fondearon los distintos instrumentos oceanográficos, de los que se obtuvieron series temporales de velocidad y temperatura con alta resolución temporal; así como la localización de otras mediciones analizadas en esta Tesis Doctoral, y que serán descritas a lo largo del presente capítulo.

De manera adicional, se ha considerado un conjunto de datos complementarios, como los datos de descarga del río Guadalquivir, datos del nivel del mar en la sección oriental del Estrecho, datos relacionados con el forzamiento atmosférico local y remoto (viento y presión atmosférica), y la predicción de corriente de marea sobre el umbral de Camarinal. Todos estos datos han permitido complementar los resultados derivados de las observaciones previamente descritas.

El análisis de todos estos datos, y los procesos asociados, se complementó con simulaciones numéricas obtenidas a partir de distintos modelos tanto meteorológicos (MM5, *Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model*), como

hidrodinámicos (SAMPA: Sistema Autónomo de Monitorización, Predicción y Alerta, UCA3D).

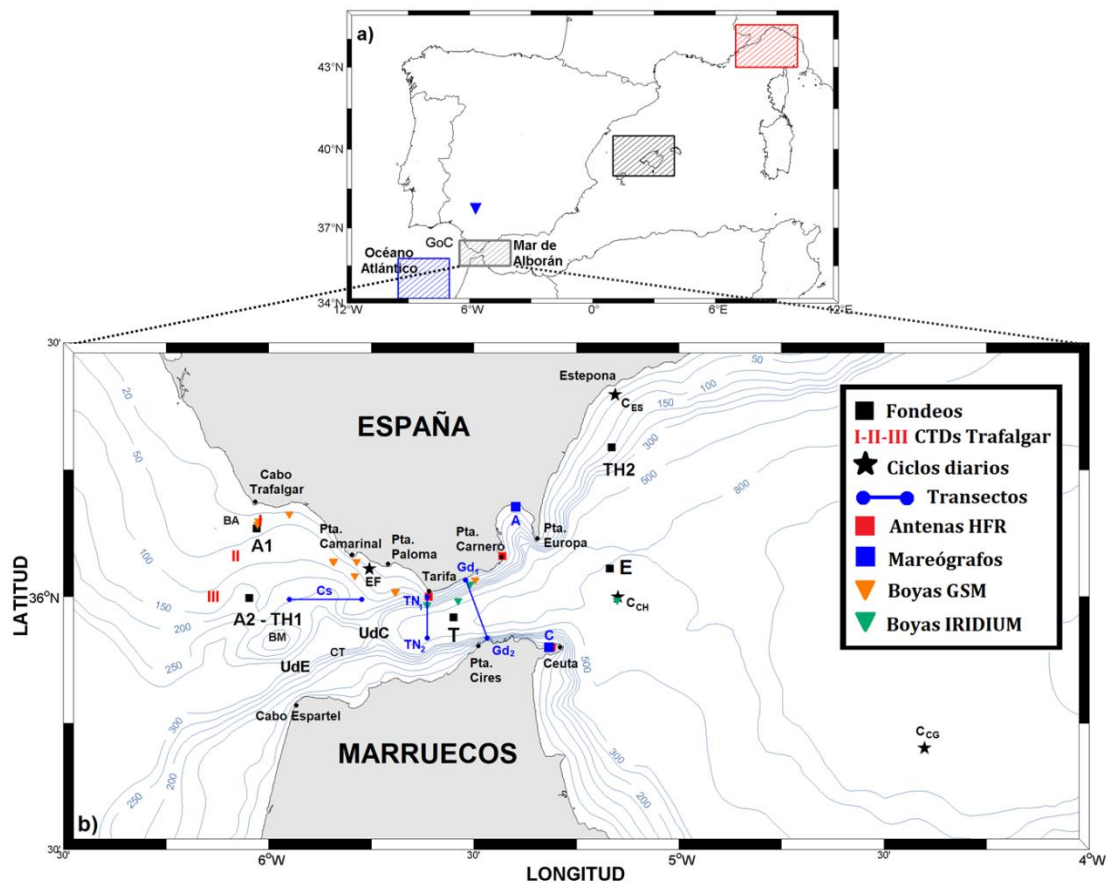


Fig. 2.1 (a) Mapa indicando la zona de estudio, con el estrecho de Gibraltar señalado por el rectángulo gris. Los rectángulos rojo, negro y azul, representan las áreas del mar de Liguria, islas Baleares y el noroeste de África. El triángulo azul indica la localización de la presa de Alcalá del Río. (b) Mapa batimétrico del área de estudio con los distintos accidentes topográficos de la zona, y las distintas localizaciones de los lugares de muestreo. Los cuadrados negros identifican los lugares en los que se han desplegado los fondeos (A1: correntímetro de aguas someras, A2: correntímetro de aguas profundas, TH: cadena de termistores localizadas en Trafalgar (1) y en Estepona (2), T: línea de fondeo posicionado en Tarifa y E: línea de fondeo posicionado en la salida del Estrecho. I-II-III posición de las estaciones CTD (*Conductivity, Temperature and Depth*) realizadas el área del cabo Trafalgar. Las estrellas indican los lugares donde realizaron ciclos diarios: EF, estación fija en Camarinal; CEs, Estepona; CCH, Chorro Atlántico y CCG, centro del giro. Las líneas azules señalan la posición de los transectos que se desarrollaron en Gudalmesí (Gd), Tarifa Narrow (TN) y Camarinal (CL) respectivamente. Los cuadrados rojos representan la posición de las antenas de radar del sistema HFR (*High Frequency Radar*) localizadas en el Estrecho, y los cuadrados azules la posición de los mareógrafos (A: Algeciras y C: Ceuta). Los triángulos invertidos señalan la posición del lanzamiento de las boyas Lagrangianas que se desplegaron alrededor de la zona de estudio en el marco de la campaña principal del proyecto MEGAN: triángulos naranjas se corresponden con las boyas que disponían de cobertura GSM (*Global System for Mobile communications*), y los verdes las boyas IRIDIUM. BA: bajo de la Aceitera, BM: banco Majuán, CT: cuenca de Tánger, UdE: umbral de Espartel, UdC: umbral de Camarinal.

Complementariamente, dada la estructura de la presente tesis, en los capítulos 3, 4 y 5 (artículos publicados o sometidos para su publicación) se concretan los datos empleados y su tratamiento para abordar los diferentes estudios realizados.

Para concluir este capítulo, se han resumido los diferentes análisis que se han aplicado a los datos observados en los distintos estudios llevados a cabo.

2.2 Datos *in situ* adquiridos en el marco de proyectos de investigación

En este apartado se describen los datos de adquisición *in situ* que son analizados en el presente estudio, los cuales fueron recabados en el contexto de proyectos de investigación. Por un lado, se ha analizado datos obtenidos en el proyecto GIMIX (Gibraltar MIXing) en el año 2003, y por otra, los adquiridos en el proyecto MEGAN en 2015; sendos proyectos financiados por convocatorias del Plan Nacional.

2.2.1 Proyecto GIMIX

El proyecto coordinado “Los procesos de mezcla en el estrecho de Gibraltar y su influencia en los procesos biológicos del entorno”, es referido en la presente memoria como GIMIX. Al tratarse de un proyecto coordinado contó con dos subproyectos, en donde los procesos físicos (REN-2001-2733-C02-01) se estudiaron bajo el título de “Ondas internas en el estrecho de Gibraltar: procesos de mezcla inducidos”. En el seno de GIMIX se realizaron diversas campañas oceanográficas donde se recabó gran información, la cual ha sido publicada en distintos trabajos publicados en revistas de alto impacto (p. ej. Vázquez et al., 2006; Sánchez-Garrido et al., 2008).

Los datos analizados en este trabajo fruto de dicho proyecto, se obtuvieron en la campaña oceanográfica que se realizó bajo el nombre de CGOI (“Campaña Gibraltar Ondas Internas”), a bordo del Buque Oceanográfico (B.O.) Francisco de Paula Navarro del IEO en los meses de abril y mayo del año 2003. En CGOI se instalaron líneas de fondeo en dos posiciones del estrecho de Gibraltar (T y E en la Fig. 2.1b), de las cuales se obtuvieron series temporales de velocidad y temperatura con el fin de analizar las señales del paso de las ondas internas por las posiciones de ambos fondeos. Estas se registraron gracias a la colocación de distintos modelos

de correntímetros de rotor RCM (*Recorder Current Meter*). La información referida a estos fondeos se encuentra detallada en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1 Información detallada del fondeo de los correntímetros situados en el estrecho de Gibraltar (Tarifa y extremo oriental del Estrecho, T y E respectivamente en Fig. 2.1b) en la campaña CGOI (Campaña Gibraltar Ondas Internas) del proyecto GIMIX (Gibraltar MIXing).

Fondeo	Modelo	Posición		Tiempo de adquisición		Profundidad (m)	Intervalo de muestreo
		Latitud (°N)	Longitud (°W)	Tiempo de inicio (GMT)	Tiempo final (GMT)		
T3	RCM8	35.960	5.550	29.Abr.2003 - 14:43	22.May.2003 - 23:02	90	2'
T4	RCM8			29.Abr.2003 - 14:43	22.May.2003 - 23:02	140	2'
E1	RCM9	36.056	5.168	01.May.2003 - 09:32	13.May.2003 - 09:16	30	2'
E2	RCM7			01.May.2003 - 09:32	22.May.2003 - 23:02	60	2'
E3	RCM8			01.May.2003 - 09:32	22.May.2003 - 23:02	90	2'

2.2.2 Proyecto MEGAN

El proyecto MEGAN (*Mesoscale and submesoscale processes in the Strait of Gibraltar: The Trafalgar-Alboran connection*, CTM2013-49048-C2-1-R y CTM2013-49048-C2-2-R), nació de la necesidad de profundizar en el conocimiento de los procesos hidrodinámicos que tienen lugar en la región oceanográfica que comprende las áreas del golfo de Cádiz - estrecho de Gibraltar - mar de Alborán, así como de las consecuencias que dichos procesos tienen en la distribución de las comunidades planctónicas en la misma. Fue financiado por parte de la convocatoria de ayudas a Proyectos I+D+i (Investigación, Desarrollo e innovación) orientada a los Retos de la Sociedad en la convocatoria del año 2013, por parte del entonces Ministerio de Economía y Competitividad. A su vez, dentro del mismo proyecto se concedieron dos subproyectos, que al igual que el anterior proyecto descrito, aglutinaron investigadores con experiencia en la zona de estudio, provenientes de distintas instituciones, y que fueron coordinados por miembros de los departamentos de Ecología y de Física Aplicada, ambos de la Universidad de Cádiz. Dentro del segundo de los subproyectos titulado: “Conexión entre patrones hidrodinámicos de meso y submesoescala entre el golfo de Cádiz y el mar de Alborán”, se ha desarrollado la presente Tesis Doctoral.

Se realizaron distintas campañas oceanográficas con diversos fines, gracias a las cuales se obtuvo la información necesaria para satisfacer gran parte de los objetivos previstos en el proyecto. Por un lado, se llevaron a cabo campañas con buques de oportunidad que permitieron realizar las maniobras de fondeo de

instrumentos oceanográficos. Por otro lado, se realizó la campaña principal del proyecto, a bordo del B.O. Sarmiento de Gamboa, la cual constituyó el grueso de las observaciones oceanográficas (salinidad o fluorescencia entre otras), a partir de la realización de estaciones de medidas en las distintas áreas de la zona de estudio (Fig. 2.1b), que permitió caracterizar el área de estudio durante un total de 21 días. En las próximas líneas se detallará toda la información acerca de los fondeos de equipos oceanográficos, profundizando tanto en los fondeos de perfiladores de corriente como en las cadenas de termistores. Asimismo, se describirán las medidas que fueron adquiridas durante la campaña MEGAN 2015, detallando cada una de las diferentes fases de muestreo (fase Trafalgar, transecto Guadalmesí, transecto *Tarifa Narrow*, fase Lagrangiana, ciclos diarios y transecto longitudinal de Camarinal) en las cuales se adquirieron los datos oceanográficos que han sido analizados en la presente Tesis Doctoral. Por último, se dedicará un apartado a describir las boyas de deriva que fueron desplegadas en distintas localizaciones durante el transcurso esta campaña oceanográfica.

2.2.2.1 Fondeos de equipos oceanográficos

Gracias a la colaboración institucional establecida en el marco del proyecto MEGAN entre la Universidad de Cádiz y el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM), se realizaron distintos fondeos dentro de la zona de estudio (Ax y THx en Fig. 2.1b). Dichos fondeos, se llevaron a cabo a partir de buques de oportunidad proporcionados por el IHM, quienes colaboraron tanto en las tareas de despliegue como en la recogida de los instrumentos. Las operaciones tuvieron lugar entre los meses de septiembre y octubre del año 2015 (Fig. 2.2), con el fin de que existiese sinopticidad entre las medidas realizadas por los instrumentos fondeados y la campaña oceanográfica principal del proyecto MEGAN. Como se observa en la Fig. 2.1b, los fondeos se localizaron en dos de las áreas estratégicas para el estudio de los procesos de circulación en los bordes costeros del Estrecho: cabo de Trafalgar y noroeste del mar de Alborán. En la primera de las localizaciones se fondearon tres instrumentos. Por un lado, dos perfiladores de corriente ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), o sensores acústicos de velocidad. El primero de ellos (A1) en aguas someras (donde la columna de agua no supera los 30 m de profundidad), y otro en aguas profundas (A2) alejado del borde costero. En la Tabla 2.2 se detalla la información relativa al fondeo de ambos correntímetros. Coincidiendo con el emplazamiento del ADCP de aguas profundas, se fondeó una cadena de termistores

(TH1) que contó con un total de 40 sensores de temperatura, lo que permitió obtener de manera simultánea medidas de temperatura y velocidad de la corriente en toda la columna de agua (~150 m). Por último, otra cadena de termistores, en este caso de 35 sensores de temperatura, fue fondeada entre la plataforma y el talud continental del mar de Alborán, en línea con la ciudad de Estepona (TH2). Toda la información relativa a los fondeos de termistores desplegados en Trafalgar y el noroeste del mar de Alborán entre los meses de septiembre y octubre de 2015, se encuentra detalla en la Tabla 2.3.

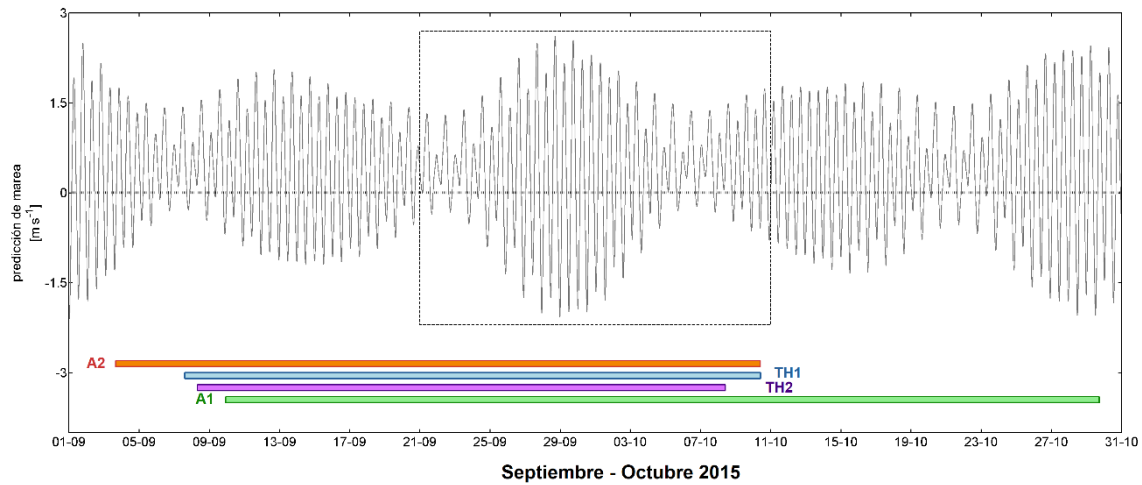


Fig. 2.2 Cronograma de adquisición de datos mediante instrumentos fondeados y realización de la campaña oceanográfica MEGAN. La línea gris representa la evolución temporal de la predicción de la corriente de marea (m s^{-1}) sobre el umbral de Camarinal (Vázquez et al., 2008) durante los meses en los que se obtuvieron registros de medidas. La línea negra discontinua horizontal delimita el flujo entrante dirigido hacia el este (positivo), es decir, hacia el Mediterráneo; y el flujo saliente hacia el Atlántico, hacia el oeste (negativo). El rectángulo discontinuo indica los días en los que llevó a cabo la mencionada campaña oceanográfica. Las barras de colores señalan los períodos en los que los fondeos adquirieron mediciones (naranja-A2: correntímetro de aguas profundas, azul-TH1: termistores en Trafalgar, morado-TH2: termistores en Estepona y, verde-A1: correntímetro de aguas someras).

El objetivo del fondeo de estos instrumentos, fue el de obtener series temporales de velocidad de la corriente y temperatura que permitiesen estudiar la variabilidad mareal de los procesos (Fig. 2.2), así como investigar en profundidad los principales procesos que controlan la dinámica del afloramiento en el área de Trafalgar, y la caracterización temporal de la profundidad de la interfaz en el interior del giro ciclónico costero (CsCG) formado en el noroeste del mar de Alborán, y el registro de la llegada paquetes de ondas solitarias o solitones en el mismo lugar.

Perfiladores de corrientes

En el área del cabo de Trafalgar fueron fondeados dos perfiladores acústicos de velocidad de la corriente (A1 y A2 en Fig. 2.1b). Estas operaciones fueron llevadas a cabo por parte de personal de la Universidad de Cádiz y del Instituto de Ciencias Marinas de Andalucía (ICMAN-CSIC), junto con la dotación del Buque Hidrográfico (B.H.) Tofiño. El hecho de disponer de ambos equipos midiendo simultáneamente permitió estudiar la variabilidad hidrodinámica entre el borde costero y el centro del canal. En un principio, estos instrumentos fueron programados con la idea de poder cubrir un periodo aproximado de dos meses, tiempo que, según se puede observar en la Tabla 2.2, no se pudo cumplir para el caso del fondeo de aguas profundas. Tal circunstancia fue debida a que se recibieron varios avisos por parte del sistema de posicionamiento instalado en el fondeo, por lo que finalmente se decidió recoger la línea de fondeo antes de lo previsto.

Tabla 2.2 Información detallada del fondeo de los correntímetros situados en el área de estudio durante los meses de septiembre y octubre de 2015. A1 y A2 son los fondeos localizados en el borde costero y en el centro del canal del Estrecho respectivamente (Fig. 2.1b).

Fondeo	Posición		Tiempo de adquisición		Intervalo de muestreo	Tamaño de celda (m)	Número de celdas
	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Tiempo de inicio (GMT)	Tiempo final (GMT)			
A1	36.135	6.029	10.Sep.2015 - 00:00	29.Oct.2015 - 19:19	30"	0.5	50
A2	35.997	6.047	03.Sep.2015 - 17:46	10.Oct.2015 - 11:46	3'	4	42

Con respecto del perfilador instalado la zona más somera (A1; 36.135° N, 6.029° W), se correspondió con un ADCP de aguas someras Nortek AWAC (*Acoustic Wave And Current Profiler*) de 1 MHz. Este instrumento se colocó sobre el fondo, a unos 30 m de profundidad, en el interior de una pirámide fabricada para albergar este instrumento (Fig. 2.3a). En la maniobra participaron buzos de ambas instituciones con el fin de supervisar que el fondeo se había quedado fijado al fondo. Este fue programado para comenzar la adquisición de datos el 10 de septiembre (A1 en Tabla 2.2), y al contrario de lo ocurrido con el correntímetro de aguas profundas, permaneció fondeado el tiempo previsto, extendiéndose la toma de datos hasta el llenado de la memoria del equipo. Se recogieron medidas de corriente durante un total de 49 días, con un intervalo de muestreo de 30 segundos. Además

del propio sensor de velocidad y dirección de la corriente, el perfilador contaba con sensores de presión y temperatura.

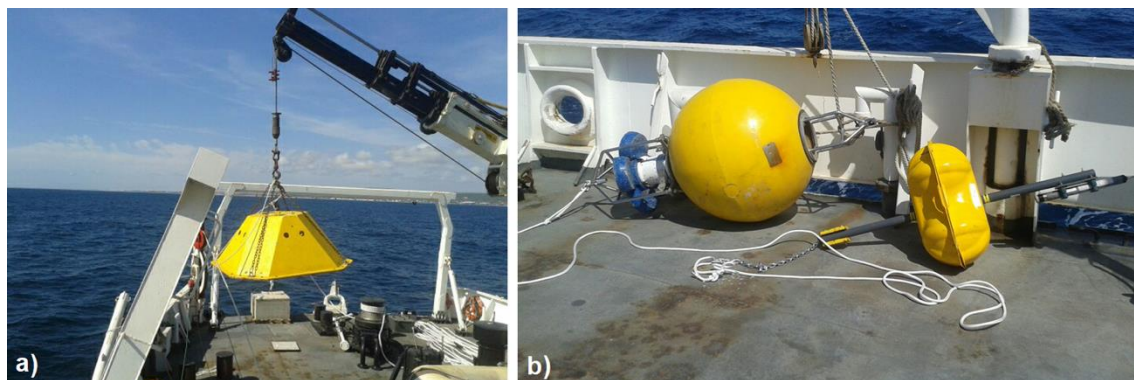


Fig. 2.3 Imágenes de las operaciones de fondeo de los correntímetros desplegados en el área de Trafalgar en el marco del proyecto MEGAN (A1 y A2 en Fig. 2.1b). (a) Pirámide que albergaba el perfilador de corrientes de aguas someras AWAC (*Acoustic Wave And Current Profiler*) preparada para comenzar la maniobra de fondeo. (b) Elementos de la línea de fondeo desplegada en el centro del canal en Trafalgar en donde se instaló el correntímetro de aguas profundas RDI (*RD-Instrument*). Ambas operaciones fueron realizadas gracias a la disponibilidad del Buque Hidrográfico (B.H) Tofiño.

En cuanto al ADCP de aguas profundas (Fig. 2.3b), este fue fondeado en el centro del extremo occidental del Estrecho (A2; 35.997° N, 6.047° W), donde la columna de agua supera los 150 m profundidad. Se trató de un perfilador Teledyne RDI (*RD-Instrument*) de 75 kHz, que se configuró para que tomase un dato cada 3 minutos para un total de 42 celdas, de las que finalmente 27 fueron válidas, espaciadas 4 m entre sí. En este caso, se obtuvieron medidas de la columna de agua desde los 40 hasta los ~140 m de profundidad, durante aproximadamente 40 días (A2 en Tabla 2.2). El esquema del fondeo completo se puede observar en la Fig. 2.4a. La línea del fondeo contó con la colocación de un transmisor de telemetría con sistema ARGOS, gracias al cual fue posible conocer el estado del fondeo, por sistema satélite, ya que, estas boyas están diseñadas para recuperar otros equipos oceanográficos bien en el caso en que el fondeo haya sufrido algún daño y se rompa la línea de amarre, o bien para localizar el fondeo en la recogida de este. Precisamente, debido a que se recibieron varios avisos por parte de la boya instalada en este fondeo, se decidió recogerlo antes de tiempo, ya que esto podría ser debido a la manipulación de pescadores que acostumbran a faenar en la zona. Hecho que fue constatado al recoger el fondeo.

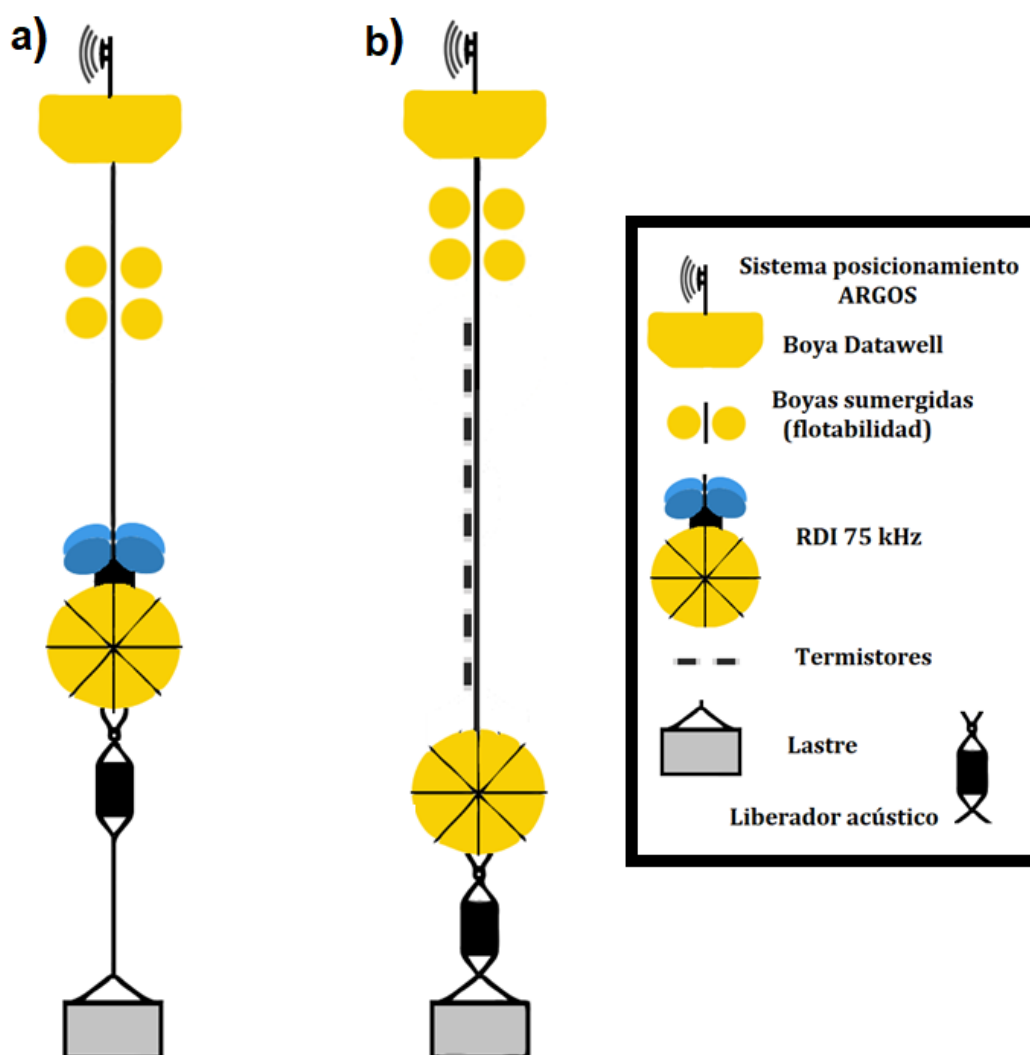


Fig. 2.4 Esquemas de los fondos desplegados en el marco del proyecto MEGAN (no se han representado a escala real). (a) Esquema de la línea fondeada que albergaba el perfilador de corrientes RDI (*RD-Instrument*) de 75 kHz en aguas profundas. (b) Esquema de los fondos de las cadenas termistores (THx en Fig. 2.1b) desplegadas en Trafalgar y en el noroeste del mar de Alborán.

Cadenas de termistores

Se diseñaron dos líneas de fondos con 43 y 35 sensores de temperatura (Fig. 2.4b) y se desplegaron en Trafalgar y en el noroeste del mar de Alborán respectivamente (THx en Fig. 2.1b), gracias a la disposición de la dotación del B.H. Malaspina, quienes colaboraron con miembros de la Universidad de Cádiz en las maniobras de fondeo. Como ocurriese con el ADCP de aguas profundas, estos fondos fueron programados con la idea de adquirir series de temperatura durante un tiempo aproximado de dos meses, el cual podía soportar la capacidad de almacenaje de los sensores. Sin embargo, como se detalla en la Tabla 2.3, el registro de temperaturas quedó reducido a un mes. En el caso de la línea fondeada

en Trafalgar (TH1), se recogió al mismo tiempo que el fondeo desplegado en la misma localización con el correntímetro de aguas profundas. Mientras que el fondeo colocado a la altura de Estepona (TH2), fue recogido debido a que se recibió un aviso del sistema ARGOS coincidiendo con la realización de la campaña a bordo del B.O. Sarmiento de Gamboa en aguas del mar de Alborán, por lo que se decidió recoger en ese instante.

Tabla 2.3 Información detallada del fondeo las líneas de termistores desplegadas en el área de estudio durante los meses de septiembre y octubre de 2015. TH₁ y TH₂ son los fondeos localizados en el centro del canal del Estrecho (Trafalgar) y en el noroeste del mar de Alborán respectivamente (Fig. 2.1b).

Fondeo	Posición		Tiempo de adquisición		Intervalo de muestreo	Número de sensores	Columna muestreada	
	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Tiempo de inicio (GMT)	Tiempo final (GMT)			Primer sensor (m)	Último sensor (m)
TH1	35.997	6.047	07.Sep.2015 - 16:00	10.Oct.2015 - 12:00	1'	43	10	136
TH2	35.918	5.749	08.Sep.2015 - 09:09	08.Oct.2015 - 11:49	1'	35	38	140

El esquema del fondeo fue el mismo para ambas localizaciones (Fig. 2.4b), con excepción del número de sensores de temperatura colocados en cada caso (Tabla 2.3), y en el caso de la cadena de termistores localizada en el mismo punto que el RDI, esta no fue desplegada con boya de geolocalización. Los sensores de temperatura integrados en la línea del fondeo (*S2T600 autonomus data logger*, *NKE-Instrumentation*) monitorearon la temperatura con un intervalo temporal de un minuto. Estos sensores, con unas dimensiones de 2.1 x 11 cm y un peso de 50 g cada uno, poseen el sensor de medida interno, soportando columnas de agua de hasta 600 m de profundidad y con una precisión de ± 0.05 °C para temperaturas comprendidas entre 0 y 25 °C. El volcado de datos se realizó una vez en tierra, el cual consistió en, termistor por termistor, conectar cada sensor mediante un “lápiz de datos” al puerto USB (*Universal Serie Bus*) del ordenador, y gracias al software proporcionado por el fabricante, se obtuvieron los datos en formato de archivo “xls”. Los demás elementos de estos fondeos fueron similares a los detallados en el fondeo del RDI (Fig. 2.4). Con el fin de aportar flotabilidad al fondeo y que este permaneciese en posición vertical, se añadieron distintos elementos de flotabilidad en la línea, por encima y por debajo de los propios sensores de temperatura.

2.2.2.2 Campaña oceanográfica “MEGAN” 2015

La campaña principal del proyecto MEGAN se realizó entre el 21 de septiembre y el 11 de octubre del año 2015 (Fig. 2.5) a bordo del B.O. Sarmiento de Gamboa, comprendiendo una primera fase entre el 21 y el 26 de septiembre; y la

segunda entre el 27 de septiembre hasta el 11 de octubre. Como se puede observar a partir de la predicción de corriente de marea, sobre la que se detallan las distintas fases de la campaña, con excepción de los ciclos de 24 h (C); todas las demás fases de la campaña se realizaron tanto en condiciones de mareas muertas (cuarto creciente 21 de septiembre), como de mareas vivas (luna llena 28 de septiembre), de forma que se pudo estudiar la influencia de la amplitud de la marea en los procesos analizados. El cronograma inicial (Fig. 2.5) se vio alterado debido a las condiciones meteorológicas, que hicieron que entre los días 28 y 29 de septiembre el buque tuviese que resguardarse en la costa de Camarinal, lo que llevó a realizar una estación fija (EF en Fig. 2.1b) en la zona de abrigo.

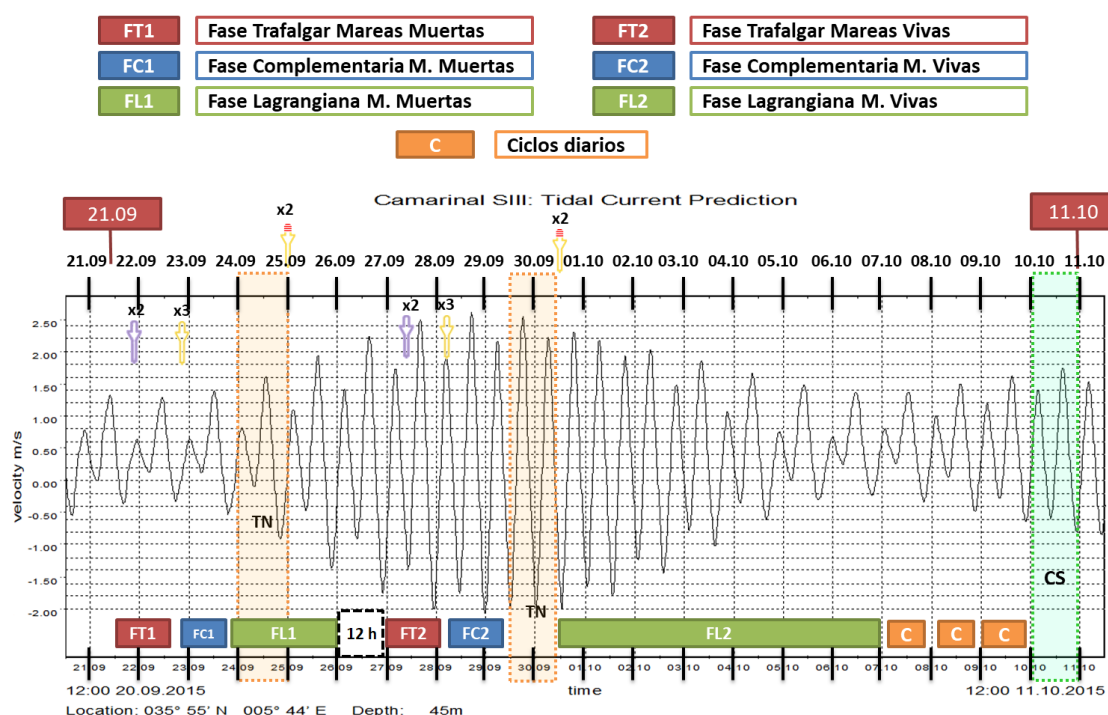


Fig. 2.5 Cronograma inicial de la campaña MEGAN 2015. Los recuadros discontinuos naranja y verde se corresponden con los momentos en los que se planificaron los transectos de VM-ADCP (*Vessel-Mounted Acoustic Doppler Current Profiler*) en TN: *Tarifa Narrow* y en el umbral de Camarinal (CS), respectivamente. FT: Fase Trafalgar, FC: Fase Complementaria, FL: Fase Lagrangiana.

A continuación, se describen las distintas fases que constituyeron la campaña, así como algunas de las tareas que se llevaron a cabo en cada una de ellas.

Fase Trafalgar

Esta fase fue diseñada con el objetivo principal de estudiar, con alta resolución, los procesos hidrodinámicos en el área del cabo de Trafalgar en distintas condiciones mareales. Se trata de un área muy energética, con altos

tiempos de residencia, donde, a partir de imágenes de satélite de SST (*Sea Surface Temperature*) y de concentración de Chl superficial, se ha podido observar que existe un afloramiento casi permanente. Para ello, se diseñó un transecto (I-II-III en Fig. 2.1b) con tres estaciones desde costa (36.150° N, 6.028° W) (I, 35 m), pasando por una estación intermedia (36.080° N, 6.028° W) (II, 60 m) hasta mar adentro (36.000° N, 6.150° W) (III, 100 m), en donde se realizaron perfiles de CTD (*Conductivity, Temperature and Depth*). En mareas muertas este transecto se completó tres veces, mientras que, en mareas vivas, debido al fuerte viento de Levante, solamente pudo realizarse una vez (Tabla 2.4), y en lugar de extenderlo en el tiempo se realizó la EF en Camarinal como se verá más adelante.

Tabla 2.4 Información sobre los perfiles de CTD (*Conductivity, Temperature and Depth*) realizados en la fase Trafalgar en mareas muertas (21 y 22 de septiembre de 2015), y en mareas vivas (27 de septiembre de 2015).

Estación I (35 m)	Fecha	Hora inicial (GMT)	Estación II (60 m)	Fecha	Hora inicial (GMT)	Estación III (100 m)	Fecha	Hora inicial (GMT)
MAREAS MUERTAS								
I-1	21.Sep.2015	14:18	II-1	21.Sep.2015	17:15	III-1	21.Sep.2015	19:18
I-2	21.Sep.2015	22:09	II-2	22.Sep.2015	00:20	III-2	22.Sep.2015	02:44
I-3	22.Sep.2015	05:25	II-3	22.Sep.2015	07:08	III-3	22.Sep.2015	08:57
I-4	22.Sep.2015	11:34						
MAREAS VIVAS								
I-5	27.Sep.2015	14:10	II-4	27.Sep.2015	16:02	III-4	27.Sep.2015	17:32

Transecto Guadalmesí

El transecto transversal Guadalmesí (Gd₁ y Gd₂ en Fig. 2.1b) consistió en un registro continuado de medidas de velocidad y dirección de la corriente durante 24 horas, a una velocidad de 3 kn (*knots* = nudos). Dichas medidas, fueron adquiridas a partir del correntímetro instalado en el casco del buque, sistema conocido como VM-ADCP (*Vessel-Mounted Acoustic Doppler Current Profiler*). Se trataba de un perfilador RDI 75 kHz cuya primera celda de medida se programó a 16 m, y el espaciado entre celdas constó de 8 m, con un intervalo temporal de adquisición de datos de 1 minuto. Esta sección transversal de registros de ADCP, realizada desde la costa española (Gd1: 36.033° N, 5.520° W) hasta la costa marroquí (Gd2: 35.918° N, 5.467° W), se llevó a cabo con el objetivo de cuantificar flujos en ciclos mareales para poderlo asociar con el transporte superficial de partículas como microplásticos.

Transecto Tarifa Narrow

Al igual que en la fase Guadalmesí, esta consistió en la realización de transectos ADCP en sentido norte-sur, desde TN₁ (perfil somero en 36.000° N, 5.614° W) a TN₂ (perfil profundo en 35.918° N, 5.614° W) (Fig. 2.1b). Entre ambos puntos distan 8 km, los cuales eran recorridos por el barco a una velocidad de 6 kn; por lo tanto, cada transecto TN₁-TN₂, y viceversa, se completaba en algo menos de 50 minutos. De manera adicional, en cada uno de los extremos del transecto se realizaron perfiles de microturbulencia con un perfilador de turbulencia VMP-250 (*Vertical Microstructure Profiler*) de la casa *Rockland Scientific International*. En mareas muertas las medidas se realizaron con dos sondas que medían la cizalla o *shear*, un sensor de temperatura y otro sensor de conductividad (por ende, salinidad). Además, en mareas vivas se pudo instalar otro sensor que permitió obtener de mediciones de fluorescencia y turbidez. De esta forma se obtuvieron medidas de tasa de disipación de la energía turbulenta (ϵ), a partir de la cual se examinaron procesos de mezcla vertical en toda la columna de agua con alta resolución, con especial énfasis en el comportamiento de la AMI. Cabe destacar que el registro del ADCP era interrumpido cuando se procedía a realizar el perfil con el microperfilador de turbulencia con el fin de que ambas sondas no interfiriesen. Los perfiles se realizaron por duplicado, y los datos eran volcados desde el equipo a un ordenador.

Fase Lagrangiana

Esta fase fue planificada con el fin de estudiar el comportamiento de la masa de agua inmersa en el chorro de agua atlántica (AJ), y las modificaciones de la misma una vez adentrada en el mar de Alborán. Para tal fin, en cada una de las fases, se lanzó una boya Lagrangiana (más adelante se detalla información sobre estos instrumentos) en las proximidades del borde costero oriental del Estrecho, siendo la posición aproximada de esta la que marcaba cada una de las estaciones de medición a realizar (triángulos verdes invertidos en Fig. 2.6). Por tanto, la fase comenzaba con el lanzamiento de la boya, y la estación en ese mismo lugar. Para esta fase, las boyas se programaron para que enviasen su posición (en este caso por sistema IRIDIUM) cada hora. Terminadas las operaciones a realizar (perfiles de CTD de extensión en la vertical dependiendo de la isóbata de cada posición), se comprobaba la última posición de la boya y se navegaba hacia ella, realizándose en dicha posición la siguiente estación. En la Fig. 2.6 se puede observar la trayectoria

de cada boya (línea negra continua), para cada una de las fases, así como las posiciones de las estaciones CTD realizadas (puntos azules). En la primera fase (Fig. 2.6a), el seguimiento Lagrangiano tan sólo duró 2 días, con un total de 15 estaciones: se inició el 24 de septiembre (35.984° N, 5.613° W) a las 14:30 horas, y finalizó el 26 de septiembre a las 03:03 horas (36.347° N, 4.998° W), debido a que estaba previsto el intercambio de personal en la mañana de ese día. Con respecto del seguimiento Lagrangiano enmarcado en mareas vivas (Sala et al., *in prep*), el lanzamiento de la boya se realizó el 1 de octubre en la misma posición que en mareas muertas (35.984° N, 5.613° W) (triángulo verde en Fig. 2.6b) y la trayectoria de esta se siguió durante 110 horas (hasta el 6 de octubre a las 09:54 horas), permaneciendo las últimas horas de su seguimiento frenada en el banco de *Djibouti*. En total se realizaron 54 estaciones CTD, cuyos resultados se encuentran detallados en el trabajo de Sala et al. (*en revisión*).

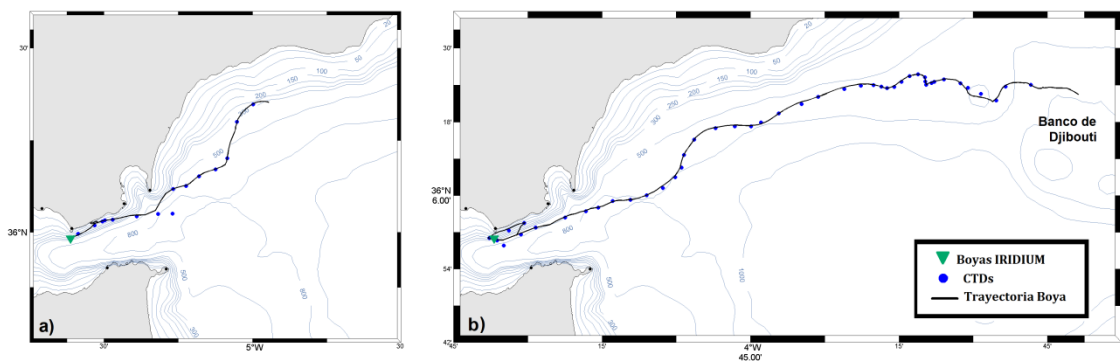


Fig. 2.6 Resultados de las trayectorias Lagrangianas seguidas por las boyas de deriva desplegadas en la zona de estudio en las fases Lagrangianas, (a) I (24-26 de septiembre) y (b) II (1-6 de octubre). El triángulo verde indica la posición en la cual se lanzaron las boyas, y los círculos azules, las posiciones en las que se realizaron los perfiles CTD (*Conductivity, Temperature and Depth*) en cada una de las fases.

Ciclos diarios

Se realizaron estaciones fijas, en la cuales, durante un periodo próximo a 24 horas se realizaron perfiles de CTD y de microturbulencia, con un intervalo de tiempo entre 1.5 y 3 horas, aunque en el caso del muestreo en Camarinal no se llegó a completar las 24 horas. Estos ciclos tuvieron lugar en la costa de Camarinal (EF en Fig 2.1b), y en tres localizaciones distintas del mar de Alborán (C_E-C_{CH}-C_{CG} en Fig 2.1b).

- Estación Fija (EF) en Camarinal: como se adelantaba, debido al temporal de Levante que azotó el Estrecho mientras tenía lugar la fase Trafalgar en el periodo de mareas vivas, esta fase tuvo que ser más breve de lo planificado. En su lugar, se diseñó una estación en la costa de Camarinal (36.049° N,

5.770° W) en donde se estudió, a pesar de no ser una de las localizaciones planificadas, la conexión del borde de la costa española del Estrecho con el centro del canal. De esta forma, se lanzaron un total de 7 CTDs (Tabla 2.5) que permitieron muestrear la casi totalidad de un ciclo de marea en una columna de agua que no superaba los 50 m de profundidad durante el 29 de septiembre (mareas vivas).

Tabla 2.5 Información sobre los perfiles realizados en la estación fija (EF) de Camarinal durante el 29 de septiembre de 2015 en condiciones de mareas vivas.

EF (50 m)	Hora inicial (GMT)	Profundidad (m)
EF ₁	08:19	31.76
EF ₂	10:39	32.76
EF ₃	12:33	40.70
EF ₄	14:02	40.70
EF ₅	15:34	40.70
EF ₆	17:02	37.72
EF ₇	18:34	37.72

- Ciclos diarios en el mar de Alborán: en este caso se eligieron tres zonas de características muy diferentes dentro de la cuenca occidental del mar de Alborán, para realizar un estudio de la variabilidad diaria de la columna de agua. Para ello se llevó a cabo la realización de perfiles CTD y microturbulencia entre el 7 y el 10 de octubre. El primero de los ciclos fue el denominado “Chorro” (C_{CH} en Fig. 2.1b), que como su nombre indica, tenía el objetivo de estudiar la variabilidad asociada a la zona de frente originada por la presencia del AJ. Su posición (35.999° N, 5.142° W) tuvo que ser fijada, debido a su dinámica, horas antes de su realización, para lo que se emplearon las salidas instantáneas de modelos numéricos de predicción (OceanMaps), y se ratificó a partir del posicionamiento del buque en la salida oriental del Estrecho en la zona donde la velocidad longitudinal medida con el VM-ADCP era mayor de 1 m s⁻¹ (característica del AJ). El segundo de estos ciclos, “costa Alborán/Estepona” (C_{ES} en Fig. 2.1b), se trató de una estación costera (36.398° N, 5.156° W), inmersa en una zona de afloramiento costero casi permanente, donde, por lo tanto, se esperaba

encontrar una zona favorable a la producción fitoplanctónica. Por el contrario, la tercera y última estación “Centro del giro” (C_{CG} en Fig. 2.1b), fue llevada a cabo en una zona oligotrófica como es el centro del giro anticiclónico occidental. Las mediciones realizadas en estos ciclos diarios localizados en el mar de Alborán han sido objeto de estudio en el trabajo publicado por Bartual et al. (2020).

De manera paralela a la realización de la campaña; se adquirieron medidas, gracias al sistema de continuo del buque (temperatura, conductividad y salinidad superficial a ~4 m), así como mediciones de velocidad y dirección de la corriente adquiridas por el VM-ADCP instalado en el buque. Junto con estas variables oceanográficas, y gracias a la estación meteorológica ubicada en el mismo buque, se obtuvieron los datos de las condiciones meteorológicas que existieron durante el transcurso de la campaña (velocidad y dirección del viento entre otras).

Transecto longitudinal Camarinal

Finalmente, se llevó a cabo un transecto longitudinal (dirección oeste-este-oeste) en el borde costero del umbral de Camarinal (C_L en Fig. 2.1b). En este se adquirieron mediciones de la corriente a partir del sensor de velocidad instalado en el barco (VM-ADCP), con el fin de evaluar el transporte existente entre la costa y el centro del canal. Durante 17 horas, desde las 13:55 del 10 de octubre, hasta las 06:55 del 11 de octubre, se obtuvieron registros de velocidad en el transecto que se extendía desde 35.995° N, 5.773° W hasta 35.995° N, 5.950° W (~14.2 km; 7.7 nm – *nautical miles*), y que el B.O. Sarmiento de Gamboa recorrió a una velocidad de 6 kn un total de 10 veces.

2.2.2.3 Boyas de deriva

Con el objetivo de estudiar los patrones de circulación superficial en el entorno del estrecho de Gibraltar y mar de Alborán, se utilizaron boyas de deriva o Lagrangianas, las cuales fueron desplegadas durante el transcurso de la campaña MEGAN en distintas localizaciones a lo largo del borde costero del Estrecho (triángulos naranjas y verdes en Fig 2.1b). En total fueron puestas en el agua 17 boyas, todas ellas de la casa *SouthTEK*. En concreto se utilizaron dos tipos de boyas: por un lado, las boyas *Coastal NOMAD* (12 boyas, Tabla 2.6), y las 5 restantes, *Offshore NOMAD*. Las primeras se emplearon para los experimentos costeros, ya que estas precisamente están diseñadas para experimentos a corto

plazo y poseen posicionamiento GPS (*Global Position System*) y cobertura GSM (*Global System for Mobile communications*). Poseen una autonomía de 2 a 7 días, en función de la cobertura existente en la zona de estudio, así como, de la configuración en el intervalo de muestreo y transmisión programado, el cual, en este estudio se fijó en 10 minutos. Estas fueron las boyas empleadas (triángulos naranjas en Fig. 2.1b) en las fases de Trafalgar o complementaria, en el entorno de la costa de Camarinal. En el caso de las fases Lagrangianas, se utilizaron las boyas *Offshore* (triángulos verdes en Fig. 2.1b, y Fig. 2.6), diseñadas para operaciones en mar abierto y que en este caso se comunican con tecnología IRIDIUM. Su autonomía puede extenderse hasta un año, aunque al igual que con las boyas costeras, esto va a depender de la configuración con la cual se programen. En los experimentos que se emplearon estas boyas, se fijó un intervalo de medida de 1 hora. Es decir, cada hora se obtenía la posición, en tiempo real, de la localización de la boya.

En ambos casos, a las boyas se les añadió una draga, la cual iba unida a la boya mediante un cabo, en forma de vela para así minimizar el arrastre debido al viento. Los experimentos costeros constaron de un cabo de 2 m de longitud (se decidió que este no fuese más largo, ya que al ser experimentos costeros las boyas podrían quedar atrapadas en el fondo), y en las fases Lagrangianas de 5 m. Algunas de las boyas fueron recuperadas, como el caso de las boyas LCA00095 o LCE00091 (Tabla 2.6), y volvieron a ser utilizadas en otros experimentos dentro de la misma campaña.

Tabla 2.6 Información detallada sobre las posiciones iniciales (triángulos invertidos naranjas y verdes en Fig. 2.1b) y finales, de las boyas de deriva liberadas en el marco del proyecto MEGAN.

Número de serie	Tipo de boya	Fase de la campaña MEGAN	Posición inicial			Posición final		
			Hora (GMT)	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Hora (GMT)	Latitud (°N)	Longitud (°W)
FASE I (21.Sep - 26.Sep 2015)								
LCA00102	Coastal NOMAD-M	Trafalgar	21.Sep.2015 - 11:42	36.143	6.027	30.Sep.2015 - 01:10	36.144	5.218
LCA00099	Coastal NOMAD-M	Trafalgar	21.Sep.2015 - 11:42	36.143	6.027	21.Sep.2015 - 18.00	36.194	6.110
LCA00103	Coastal NOMAD-M	Complementaria	22.Sep.2015 - 14:20	36.070	5.841	24.Sep.2015 - 08.00	36.125	5.390
LCA00093	Coastal NOMAD-M	Complementaria	22.Sep.2015 - 14:42	36.041	5.790	06.Oct.2015 - 05:00	36.475	4.166
LCA00100	Coastal NOMAD-M	Complementaria	22.Sep.2015 - 15:26	36.010	5.690	02.Oct.2015 - 20:00	36.273	5.068
LCE00104	Offshore NOMAD	Lagrangiana	24.Sep.2015 - 14:23	35.984	5.613	29.Sep.2015 - 00:00	36.492	4.946
LCE00091	Offshore NOMAD	Lagrangiana	24.Sep.2015 - 14:25	35.984	5.613	25.Sep.2015 - 10:00	36.047	5.497
LCA00095	Coastal NOMAD-M	Lagrangiana	24.Sep.2015 - 20:55	36.033	5.497	25.Sep.2015 - 07:10	36.070	5.242
FASE II (26.Sep - 11.Oct 2015)								
LCA00092	Coastal NOMAD-M	Trafalgar	27.Sep.2015 - 13:33	36.149	6.025	01.Oct.2015 - 11:40	36.244	6.401
LCA00094	Coastal NOMAD-M	Trafalgar	27.Sep.2015 - 13:34	36.149	6.025	29.Sep.2015 - 18:40	36.162	6.430
LCA00096	Coastal NOMAD-M	Trafalgar	28.Sep.2015 - 14:00	36.163	5.949	01.Oct.2015 - 17:00	36.111	6.258
LCA00095	Coastal NOMAD-M	Complementaria	29.Sep.2015 - 20:00	36.069	5.843	01.Oct.2015 - 17:50	36.130	5.851
LCA00097	Coastal NOMAD-M	Complementaria	29.Sep.2015 - 20:28	36.069	5.786	30.Sep.2015 - 08:50	35.972	5.702
LCA00098	Coastal NOMAD-M	Complementaria	29.Sep.2015 - 21:14	36.009	5.692	30.Sep.2015 - 15:30	35.936	5.382
LCE00091	Offshore NOMAD	Lagrangiana	01.Oct.2015 - 21:00	35.992	5.538	19.Nov.2015 - 12:00	38.376	0.773 (°E)
LCE00105	Offshore NOMAD	Lagrangiana	01.Oct.2015 - 22:30	36.025	5.509	21.Oct.2015 - 04:00	36.428	4.963
LCE00106	Offshore NOMAD	Ciclo Chorro	06.Oct.2015 - 21:52	35.993	5.151	07.Oct.2015 - 03:00	35.948	4.983

2.3 Medidas de corriente superficial a partir del sistema de radares costeros de alta frecuencia en el estrecho de Gibraltar

Como se ha introducido, el estrecho de Gibraltar es un área que suscita gran interés no solamente por las peculiaridades oceanográficas que alberga, como ser la única salida del mar Mediterráneo a los océanos; sino también como punto geoestratégico en lo que concierne a la actividad humana. Este consta con dos puertos importantes como son los de Algeciras y Gibraltar, los cuales concentran uno de los tráficos marítimos más importantes a escala mundial, ya que, más de 100.000 barcos atraviesan el Estrecho cada año. Dicha actividad conlleva riesgos asociados tales como accidentes en buques, que pueden suponer riesgos asociados a vertidos de petróleo al medio afectando directamente, no solo al ecosistema, sino también a la actividad turística de la zona. Además, no hay que olvidar que el Estrecho es la puerta a Europa de migrantes que parten desde países africanos y que, en los últimos años, según datos de Salvamento Marítimo, se han visto

incrementadas operaciones de rescate. Por todas estas peculiaridades, el estrecho de Gibraltar precisa de plataformas de observación que proporcionen mediciones de alta resolución espacial y temporal, como son los sistemas de radar de alta frecuencia (de aquí en adelante HFR, *High Frequency radar*).

El producto principal obtenido por parte de los sistemas HFR, son mapas de corrientes superficial, intensidad y dirección, normalmente confinados a zonas costeras. Estas observaciones son esenciales para respaldar servicios marítimos tales como tareas de búsqueda y rescate, gestión de pesquerías o trazado de rutas de navegación. Los sistemas de HFR también se han utilizado con el fin de obtener mediciones de oleaje y/o velocidad y dirección del viento (Wyatt, 2018), pero estos últimos aún no son lo suficientemente robustos para tener uso operacional. Pueden ayudar a contribuir en solventar posibles fallos cometidos por otras plataformas de monitorización, como es el caso de las observaciones adquiridas por sensores albergados en satélites, los cuales no son capaces de resolver con detalle los fenómenos costeros debido a la contaminación de las observaciones por la cercanía a la tierra. Por ello, los sistemas HFR complementan este tipo de medidas y además con mayor resolución temporal, ya que permiten obtener mapas horarios (o de mayor frecuencia) frente a la resolución diaria de los satélites. Un valor añadido de los datos HFR es la disponibilidad de estos en tiempo real. Al tratarse de un sistema de adquisición de datos remoto, se reducen los costes de operación y mantenimiento, si se comparan con los derivados de los sistemas albergados en buques oceanográficos o fondeos instalados en el océano. Aunque, al operar de forma continuada, requieren un mantenimiento propio para garantizar la obtención de series temporales extendidas en el tiempo con gran resolución temporal. A pesar de que la mayor parte de las plataformas que alojan antenas de sistemas HFR están posicionadas en la línea de costa, también hay casos en los que se han instalado en océano profundo, albergadas en plataformas semi-sumergibles (Lipa et al., 1990).

En cuanto al funcionamiento de los sistemas HFR costeros, estos trabajan en las bandas de frecuencia alta y ultra alta (3 - 50 MHz), con un alcance de 200 km y se basan en el principio de retrodispersión resonante conocido como “dispersión de Bragg”, donde los pulsos de radio electromagnéticos transmitidos son reflejados por la superficie resonante, en este caso el océano, con una longitud de onda igual a la mitad de la de la onda incidente (Fig. 2.7) (Crombie, 1955;

Paduan y Graber, 1997). Las antenas situadas en tierra emiten señales de radio de alta frecuencia polarizadas verticalmente que llegan a la superficie rugosa del mar, el cual actúa como una gran red de difracción y que, además, se encuentra en movimiento (oleaje). Una vez intercepta con el mar, esa señal, u onda electromagnética, va a ser reflejada siendo captada en este caso por la antena receptora. El análisis del eco resultante de la dispersión de la radiación emitida permitirá calcular la velocidad a la cual se mueve la superficie del mar, la cual se determina a partir del efecto Doppler. El movimiento generado por la velocidad de las olas y corrientes marinas va a variar la frecuencia de la señal de retorno, siendo precisamente esta variación con respecto de la frecuencia emitida el resultado de dicho efecto Doppler.

En ausencia de corrientes, las señales eco de primer orden del espectro Doppler van a aparecer en forma de picos agudos equiespaciados con respecto de la señal transmitida (Barrick et al., 1977), causado por la velocidad de fase de las olas en la dirección radial (de alejamiento o acercamiento) respecto de la estación emisora. La componente radial de la corriente se calculará a partir de la diferencia entre la velocidad teórica del oleaje (dispersión de Bragg) y la velocidad observada en el espectro. Por ello, para el cálculo de las componentes de la velocidad se necesita la conjunción de dos o más estaciones, y que sus direcciones radiales de emisión no sean paralelas para poder descomponer la información en un sistema de dos coordenadas.

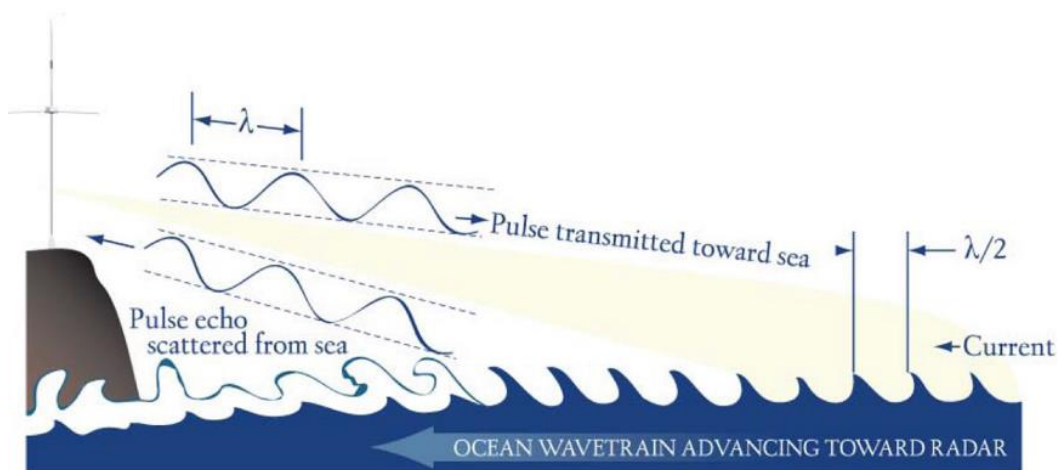


Fig. 2.7 Diagrama del fenómeno de retrodispersión de Bragg por el cual se obtienen mediciones de corrientes oceánicas a partir de señales de radio de alta frecuencia. El eco dispersado desde el mar se amplifica a partir de la reflexión de la onda transmitida por las olas del océano, cuya longitud de onda (λ) es la mitad de la longitud de onda la señal de radio emitida (extraído de Roarty et al., 2019).

En el presente estudio se han analizado los datos de corrientes superficiales adquiridos a partir del sistema HFR desplegado en el borde oriental del estrecho de Gibraltar (cuadrados rojos en Fig. 2.1b) (CODAR - *Coastal ocean dynamics applications radar, SeaSonde*), el cual fue instalado en el marco del proyecto TRADE (*Trans-regional RADars for Environmental applications*), siendo el objetivo principal de este la prevención de riesgos asociados a la navegación en el golfo de Cádiz, abarcando la zona de actuación desde el estrecho de Gibraltar hasta el cabo de San Vicente. El plazo de ejecución tuvo lugar entre los años 2010 y 2013, y fue financiado por la convocatoria del Programa Operativo de Cooperación Transfronteriza España-Portugal (POCTEP) de fondos europeos FEDER (Fondo Europeo de Desarrollo Regional), gestionado por parte de Puertos del Estado (PdE). En el caso del sistema del Estrecho, este consiste en cuatro antenas de corto alcance situadas en costa, desplegadas en tres etapas: las dos primeras fueron operativas en mayo del año 2011 (Ceuta: 35.900° N, 5.310° W y Punta Carnero: 36.080° N, 5.430° W), y una tercera añadida en octubre de 2012 (Tarifa: 36.000° N, 5.610° W) (cuadrados rojos en Fig. 2.1). Hay que destacar que a estas dos etapas en febrero de 2019 se sumó una tercera, en la que se instaló una cuarta antena en Camarinal, lo que ha permitido extender la zona de estudio, aunque los datos derivados de esta cuarta antena no han sido objeto de estudio en el presente trabajo. Los datos horarios de las corrientes superficiales derivadas del sistema HFR se encuentran disponibles en el servidor de PdE THREDDS (TDS, *Thematic Real-time Environmental Distributed Data Services*) que proporciona acceso OPeNDAP (*Open-source Project for a NetworkData Access Protocol*) a los mismos.

Cada una de estas estaciones en tierra opera con una frecuencia central de 26.80 MHz y proporcionan medidas representativas de la velocidad de la corriente superficial (0.50 m superiores de la columna de agua) con un filtro de corte de 2.5 m s⁻¹, valor que fue definido de acuerdo con valores históricos observados en la zona. El rango máximo en la horizontal y su resolución angular son de 40 km y 5° respectivamente (Lorente et al., 2019). Con el fin de obtener mediciones horarias de la corriente en una malla regular Cartesiana, las medidas radiales de corriente obtenidas por las tres antenas son geoméricamente combinadas con un radio medio, previamente establecido, de 3 km. Este sistema de tres antenas instaladas en costa permite cubrir la parte más oriental del estrecho de Gibraltar, la bahía de Algeciras y la entrada occidental del mar de Alborán. La precisión de este sistema HFR ha sido anteriormente verificada en trabajos previos (Lorente et al., 2014), así

como su capacidad a la hora de resolver los fenómenos de circulación superficial en la zona de estudio (Soto-Navarro et al., 2016; Chioua et al., 2017; Lorente et al., 2019).

2.4 Imágenes de satélite

Las imágenes de satélite han constituido un factor elemental a la hora de analizar los procesos de interacción físico-biológica (como por ejemplo los afloramientos o los procesos de transporte horizontal) que tienen lugar en la zona de estudio. En este caso se descargaron y procesaron imágenes de satélite diarias de las variables temperatura superficial del mar (SST), y distribución de la concentración de clorofila-*a* (Chl-*a*), adquiridas por el sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), así como del producto diario reprocesado disponible en la plataforma COPERNICUS para la concentración superficial Chl.

2.4.1 Sensor MODIS

El sensor MODIS es un instrumento clave a bordo de los satélites Terra y Aqua. Mientras que la órbita del satélite Terra está programada para pasar por el ecuador, en dirección norte-sur, por la mañana, la del satélite Aqua lo hace por la tarde en dirección sur-norte. Recorren la superficie terrestre cada 1 o 2 días, y la adquisición de datos se produce en 36 bandas espectrales lo que permite obtener mediciones de distintas variables oceanográficas de manera simultánea, entre las que cabe destacar la concentración superficial de Chl-*a* y SST, con una resolución espacial de 1 km.

Los datos de estas misiones satelitales se encuentran disponibles en el portal *OceanColor* (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>), gestionado por el grupo de procesamiento de biología marina de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). En dicho portal se encuentran disponibles distintos niveles de procesamiento de las imágenes de satélite, correspondiendo con distintas etapas del procesado de estas. En este trabajo se han analizado las observaciones diarias de nivel 2 de procesamiento centradas en la zona de estudio para las variables Chl-*a* y SST. En dicho nivel 2, la información para cada uno de los píxeles está transformada a valores geofísicos derivados del primer nivel una vez aplicada la calibración del sensor, las correcciones atmosféricas y los algoritmos de los distintos parámetros geofísicos.

El primer paso en el procesamiento de las imágenes descargadas (formato NetCDF-4, *Network Common Data Form*) se ha realizado mediante el programa SeaDAS (*SeaWiFS Data Analysis System*) desarrollado también por la NASA. Este permite hacer una visualización y procesamiento previo de las observaciones, así como un control de la calidad de los mismos. Cabe destacar que el nivel 2 de procesamiento puede contener píxeles contaminados por la presencia de nubes que pueden ser confundidos con áreas de bajas temperaturas. Además, gracias a este software, se realizó la proyección de las imágenes a escala Mercator, ya que inicialmente las imágenes se encuentran referidas a la superficie terrestre.

2.4.2 Producto COPERNICUS de Color Oceánico

Además de los productos expuestos en el apartado anterior, la concentración superficial de Chl-*a* se ha evaluado a partir de otro producto satelital, en este caso disponible en el Servicio de Vigilancia Medioambiental Marina de Copernicus (CMEMS, *Copernicus Marine Environmental Monitoring Service*; <http://marine.copernicus.eu/>), en donde se descargaron gracias al sistema FTP (*File Transfer Protocol*). Se trata de imágenes diarias de Chl-*a* procesadas a partir de las observaciones adquiridas por distintos sensores (SeaWiFS, MODIS, MERIS, VIIRS-SNPP&JPSS1, OLCI-S3A&S3B). Para el Atlántico Norte (20° - 66° N, 46° W - 13° E) se encuentran disponibles los datos de nivel 4 de procesado, lo que significa que estas imágenes se encuentran libres de cobertura nubosa, con 1 km de resolución espacial. Las imágenes, disponibles en formato NetCDF-4, están referenciados la proyección WGS84 (*World Geodetic System 1984*) / Plate Carree (EPSG 32662).

2.5 Otros datos complementarios

Para complementar los resultados derivados de las observaciones previamente descritas, se ha analizado un conjunto de datos que se describen el presente apartado. En concreto, se trata de datos de caudal del río Guadalquivir, datos del nivel del mar adquiridos por dos mareógrafos instalados en Algeciras y Ceuta, datos de variables atmosféricas (presión atmosférica y viento), y la predicción de corriente de marea en el umbral de Camarinal a 45 m de profundidad.

2.5.1 Datos de descargas del río Guadalquivir

Los datos de descargas del río Guadalquivir al golfo de Cádiz, han sido empleados como indicador de aporte de material a dicha cuenca, ya que, partiendo de la idea de que este aporte puede ser transportado por la plataforma del golfo de Cádiz extendiéndose hacia el borde costero del estrecho de Gibraltar; un aumento en el volumen del caudal desembalsado por el Río podría estar relacionado con una mayor presencia de material en el borde costero del Estrecho.

Por ello, coincidiendo con los meses en los cuales se desarrolló la campaña oceanográfica MEGAN (septiembre y octubre de 2015), se descargaron los datos diarios de caudal ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) del río Guadalquivir en la presa de Alcalá del Río (37.519°N , 5.976°W , triángulo azul en Fig. 2.1a), la cual se encuentra 110 km aguas arriba de la desembocadura del Guadalquivir, siendo esta la estación de monitoreo más próxima a la desembocadura. Dichos datos han sido obtenidos a partir del portal web del Sistema Automático de Información Hidrológica (S.A.I.H) de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, gestionado por la Agencia Andaluza del Agua (Junta de Andalucía).

2.5.2 Mareógrafos de Ceuta y Algeciras

La variabilidad del nivel del mar en el estrecho de Gibraltar ha sido evaluada a partir de los registros diarios medidos por dos mareógrafos situados en ambas costas del Estrecho, en Algeciras y en Ceuta (cuadros azules en Fig. 2.1b). El objetivo de analizar dicha variabilidad fue con el fin de evaluar la respuesta de la diferencia del nivel del mar en la salida oriental del estrecho de Gibraltar, con respecto de otras variables océano-meteorológicas.

Con relación al mareógrafo instalado en Algeciras, se encuentra instalado en el pantalán de la refinería de Gibraltar de CEPSA (36.168°N , 5.400°W). Se trata de un mareógrafo de tipo Radar MIROS, el cual, es operado y mantenido por PdE y está incluido en la red de monitorización española REDMAR (Red de mareógrafos de Puertos del Estado) (Pérez et al., 2014). Los mareógrafos MIROS se basan en tecnología radar de barrido de alta precisión. El cero hidrográfico se encuentra 3.213 m por debajo de la señal “NGAB-MAR CEPSA” (clavo de referencia) (Fig. 2.8a). En cuanto al mareógrafo instalado en Ceuta (35.892°N , 5.315°W), este es gestionado por el IEO. Se trata de un mareógrafo de flotador con salidas digitales, que basan sus mediciones en el movimiento ascendente y descendente del mismo.

El cero hidrográfico en esta estación de medida se encuentra 3.915 m por debajo del clavo de referencia “NGR 101” (Fig. 2.8b).

Tanto los datos del mareógrafo perteneciente a la estación REDMAR, como el gestionado por el IEO, son integrados periódicamente en centros de datos internacionales como son el PSMSL (*Permanent Service for Mean Sea Level*) (Woodworth y Player, 2013) o GLOOS (*Global Sea Level Observing System*), de donde pueden ser descargados.

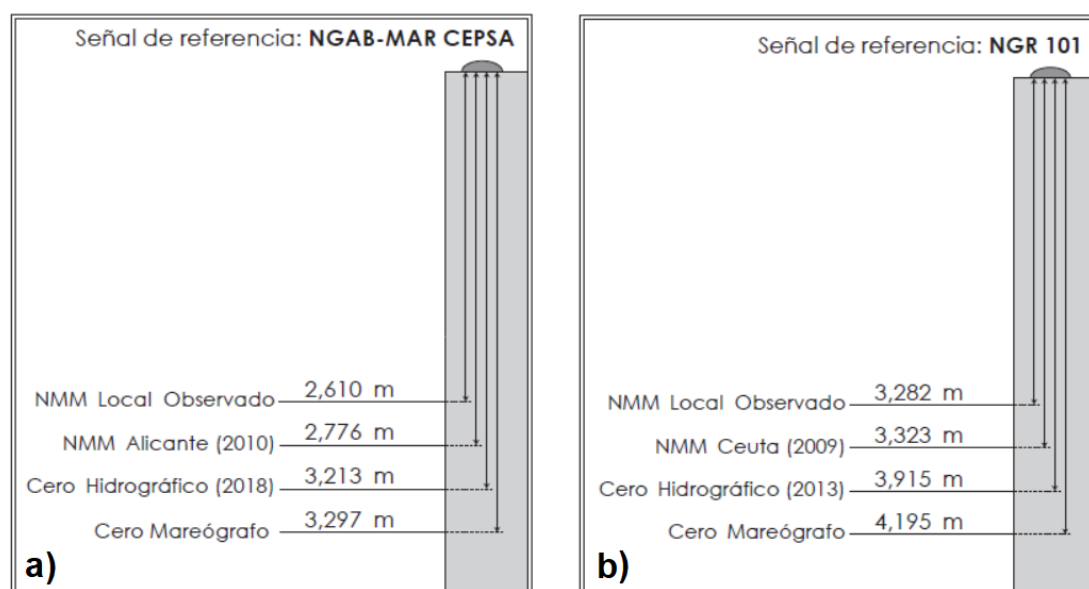


Fig. 2.8 Referencias verticales de los mareógrafos instalados en el borde oriental del estrecho de Gibraltar (Fig. 2.1b). (a) Información del mareógrafo MIROS instalado en el pantalán de la refinería CEPSE en el interior de la bahía de Algeciras (36.168° N, 5.400° W), y (b) información del mareógrafo de flotados instalado en Ceuta (35.892° N, 5.315° W). Modificado de <http://www.armada.mde.es/ihm/Documentacion/Mareas/Mareografos>

2.5.3 Variables atmosféricas

La contribución del forzamiento atmosférico, remoto y local, sobre la dinámica del flujo subinercial en el estrecho de Gibraltar, ha sido objeto de estudio en diversos trabajos previos (p. ej. Candela et al., 1989; Vázquez et al., 2008; Macías et al., 2016; Dastis et al., 2018). En este estudio, se han empleado dos fuentes de datos para la evaluación de dichas variables: la presión atmosférica a nivel del mar (*Mean Sea Level Pressure*, MSLP), y la velocidad del viento a 10 m de altura.

En el presente apartado se describen los datos derivados del reanálisis climático ERA5 (Copernicus Climate Change Service, 2017; Hersbach y Dee, 2016), sucesor de ERA-Interim (Dee et al., 2011); desarrollados y distribuidos por el ECMWF (*European Center for Medium-Range Weather Forecasts*), dentro del servicio de Cambio Climático de Copernicus (C3S, *Copernicus Climate Change Service*). El reanálisis proporciona una descripción numérica del clima reciente (desde 1979 hasta la actualidad en el caso de ERA5), a partir de la combinación de modelos y de observaciones. ERA5 proporciona datos horarios (<https://cds.climate.copernicus.eu>) con una resolución espacial de 31-km ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) en 137 niveles, desde superficie hasta 0.01 hPa (en torno a 80 km). Con el fin de estudiar la variabilidad de distintos centros de presión asociados a las áreas señaladas en la Fig. 2.1a, se extrajeron los datos horarios de MSLP disponibles en ERA5, para mallas centrada en el mar de Liguria ($43 - 44.500^\circ \text{ N}$, $7 - 10^\circ \text{ E}$; cuadrado rojo en Fig. 2.1a), islas Baleares ($39 - 40.5^\circ \text{ N}$, $1 - 4^\circ \text{ E}$; cuadrado negro en Fig. 2.1a) y, noroeste de África ($34.2 - 35.8^\circ \text{ N}$, $9.5 - 7^\circ \text{ W}$). Posteriormente, los datos horarios se sometieron a un filtrado de paso-bajo con el fin de obtener el forzamiento subinercial (superior a 30-h), como se detalla más adelante.

2.5.4 Predicción de corriente de marea

Tanto para la planificación de las distintas fases de la campaña (Fig. 2.5), como para el análisis posterior de los datos obtenidos en el transcurso de la misma, se tuvo en cuenta la predicción de la marea obtenida a partir de los datos de una serie de corrientes obtenida en el marco del Experimento “*Strait 94-95*”. En este experimento, se fondeó un ADCP a 20 metros de profundidad sobre el umbral de Camarinal (Vázquez et al., 2008). A partir del análisis armónico de las series temporales de velocidad de la corriente, se obtuvieron 36 constantes armónicas de marea (a partir de las cuales se realizó un análisis armónico, explicado en detalle en el apartado relativo a las técnicas de análisis empleadas), a partir de las cuales se realizó la predicción de corriente de marea a 45 m de profundidad para el período de estudio. Esta predicción se obtuvo usando el programa TIDEX desarrollado por miembros del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz. Las constantes armónicas son introducidas en el programa, y este devuelve tanto una representación gráfica de la serie de corriente predicha (para el intervalo de tiempo escogido), como un fichero ASCII (*American Standard Code for Information Interchange*) con los datos de la predicción realizada.

2.6 Modelos numéricos

2.6.1 Modelo meteorológico MM5

El análisis de la variabilidad atmosférica local en el presente estudio, se ha realizado a partir del estudio de la velocidad y dirección del viento a 10 m de altura, obtenidos a partir del modelo meteorológico mesoescalar MM5, el cual, es capaz de reproducir los patrones mesoescalares atmosféricos con alta resolución espacial (3.3-km) gracias a su implementación en el área del estrecho de Gibraltar por parte de Reyes (2015).

El modelo meteorológico de quinta generación MM5 (Dudhia et al., 2005; Grell et al., 1994), versión 3.7 (modo no-hidrostático), diseñado por la Universidad Estatal de Pensilvania (PSU, *Pennsylvania State University*) y por el Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas (NCAR, *National Center for Atmospheric Research*), es de libre distribución, y su capacidad de resolver dichos fenómenos mesoescalares ha sido avalada por su uso en numerosas publicaciones, entre las que cabe destacar los trabajos de Ramírez-Romero et al. (2012) y Chioua et al. (2017), ambos realizados en el entorno del estrecho de Gibraltar.

MM5 trabaja con coordenadas verticales sigma (σ) que permiten seguir el terreno y, además, resuelve las ecuaciones primitivas en diferencias finitas. El sistema de modelado se basa en un conjunto de módulos (Reyes, 2015): TERRAIN, en el que se configuran los dominios y se especifica la altura y usos del suelo; REGRID, donde se introduce la información meteorológica en niveles de presión; INTERPF, en el cual se interpolan dichos niveles de presión en el sistema de coordenadas σ para generar los ficheros de contorno y condiciones iniciales que precisa el módulo MM5, donde se ejecuta el modelo y, el módulo NESTDOWN, responsable del anidamiento a partir de la interpolación horizontal de los datos al dominio anidado, generando las condiciones iniciales y de frontera para éste. El módulo INTERPB complementa a los anteriores, reconvirtiendo los niveles σ en niveles isobáricos.

Gracias a la capacidad de anidamiento múltiple que posee el modelo MM5, en Reyes (2015) se definieron tres dominios a partir de la proyección de Lambert (Fig. 2.9) para la zona del golfo de Cádiz-estrecho de Gibraltar-mar de Alborán. En el presente trabajo se ha empleado la implementación del modelo centrado en el estrecho de Gibraltar, D₃, MM5-3.3 km (rectángulo azul en Fig. 2.9), el cual está

contenido en los otros dos dominios de menor resolución, MM5-30km y MM5-10km (D_1 y D_2 , trapecio negro y rectángulo rojo respectivamente en Fig. 2.9). La implementación en el Estrecho fue realizada bajo la configuración de anidamiento unidireccional “one-way”, con menor coste computacional.

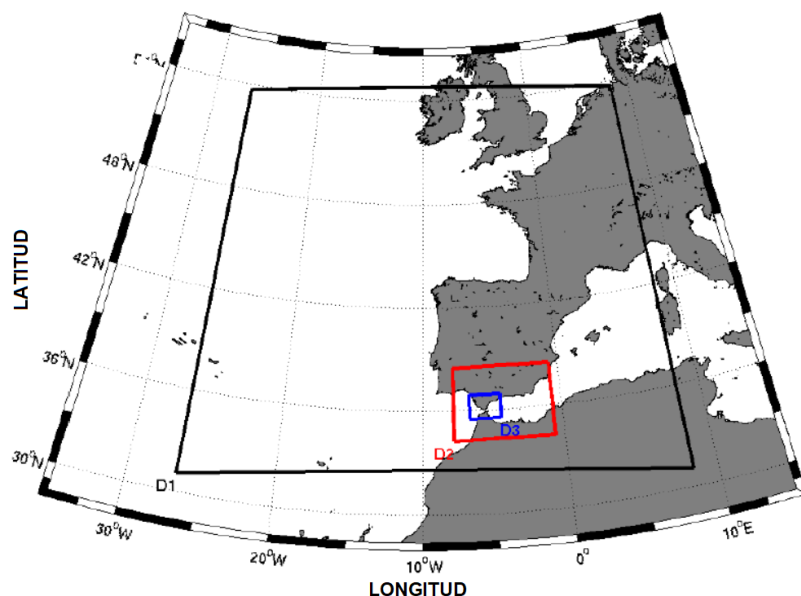


Fig. 2.9 Dominios anidados para la implementación del modelo meteorológico de quinta generación (MM5) de alta resolución en el estrecho de Gibraltar. D_1 , trapecio negro, MM5-30 km. D_2 , rectángulo rojo, MM5-10 km y, D_3 , rectángulo azul, MM5-3.3 km. Extraído de Reyes (2015).

2.6.2 Modelos hidrodinámicos

2.6.2.1 Modelo SAMPA

El modelo SAMPA ha sido utilizado en este estudio con el fin de caracterizar la dinámica superficial en el entorno del estrecho de Gibraltar y en la parte occidental del mar de Alborán. Se trata de una implementación regional, centrado en el Estrecho, del modelo de circulación global desarrollado por el Instituto de Tecnología de Massachussets (MITgcm, *Massachusetts Institute of Technology general circulation model*) en su configuración hidrostática (Marshall et al., 1997). Ha sido utilizado anteriormente en diversos estudios centrados en la dinámica del estrecho de Gibraltar (p. ej. Sánchez-Garrido et al., 2015; Soto-Navarro et al., 2016). El dominio espacial de SAMPA cubre el golfo de Cádiz-estrecho de Gibraltar-mar de Alborán ($35 - 37.200^\circ$ N, $7 - 3^\circ$ W), y está discretizado horizontalmente con una malla curvilínea ortonormal de resolución variable: mientras que próximo a los límites es más dispersa con una resolución de 8 - 10 km, la resolución más alta se da dentro del propio Estrecho (300 - 500 m). En la vertical cuenta con 46 niveles de

espesor variable, que disminuyen desde superficie a fondo, correspondiendo el nivel más somero a una profundidad de 2.5 m (nivel utilizado en esta investigación). La información detallada de la puesta a punto del modelo se encuentra en trabajos como los de Sánchez-Garrido et al. (2013) y/o Sammartino et al. (2014). Los datos del modelo pueden ser descargados libremente a partir del, ya mencionado, sistema de almacenaje OPeNDAP de PdE. En este, se encuentran disponibles tanto datos horarios (capa superficial), como diarios (todas las profundidades) para las siguientes variables: componentes horizontales de la corriente (u y v en m s^{-1}), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad y altura de la superficie del mar (SSH en m, *Sea Surface Height*).

En los contornos del modelo se imponen forzamientos de distintas escalas temporales, los cuales están implicados en la compleja circulación del estrecho de Gibraltar, lo que permite que SAMPA reproduzca de manera satisfactoria la dinámica de la zona. El forzamiento baroclino, responsable de la circulación termohalina y anti-estuarina característica en el sistema estrecho de Gibraltar-mar Mediterráneo, se introduce en el modelo a partir de los campos medios diarios de temperatura, salinidad y velocidad horizontal del modelo de circulación de gran escala Mediterráneo MyOcean-MED (Oddo et al., 2009), el cual es anidado de manera unidireccional a SAMPA. MyOcean-MED es capaz de simular tan solo de manera parcial los flujos subinerciales a través del Estrecho, ya que puede reproducir los flujos debidos al viento y el flujo de entrada neto ($\sim 0.05 \text{ Sv}$) que se origina por las pérdidas debidas a la evaporación y escorrentía en la cuenca del Mediterráneo. Sin embargo, este modelo no es capaz de reproducir la variabilidad subinercial asociada a los cambios en la presión atmosférica, ya que esta no está incluida en el modelo. El flujo asociado a dicha variabilidad atmosférica es un orden de magnitud superior con respecto del flujo generado por el forzamiento climático, por lo que se hace imprescindible tenerlo en cuenta a la hora de calcular el intercambio de flujo neto a través del Estrecho. En este caso, la variabilidad subinercial debida a las oscilaciones en la presión atmosférica, es importada del sistema de predicción del nivel del mar: NIVMAR, en los contornos del modelo. Dicho sistema se basa en el modelo barotrópico HAMSOM (*HAMBurg Shelf Ocean Model*) (Álvarez-Fanjul et al., 2001), forzado, como cabría esperar, por viento y presión atmosférica. Con el fin de evitar la superposición de los flujos inducidos por el viento provenientes de ambas fuentes (MyOcean-MED y sistema NIVMAR), en los límites de apertura del modelo se corrige la componente de la velocidad normal

de MyOcean-MED por interpolación. Para ello, se añade un valor de velocidad constante en dichos límites con lo que se impone un transporte neto de volumen igual a cero (Sánchez-Garrido et al., 2013). El forzamiento mareal (de vital importancia en algunos puntos del estrecho de Gibraltar, como el umbral de Camarinal), se introduce como la suma armónicos de marea, imponiéndose de nuevo en sus contornos abiertos mediante el modelo MOG2D-G (*2D Gravity Waves model*) descrito por Carrère y Lyard (2003). Finalmente, en superficie, SAMPA es forzado cada 3 horas por la tensión del viento, agua dulce y flujos de calor superficial, variables provistas por la Agencia Española de Meteorología (AEMET), a través del sistema de pronóstico basado en el modelo HIRLAM (*High Resolution Limited Area Model*) (Cats y Wolters, 1996).

En los trabajos de Sánchez-Garrido et al. (2013) y Sammartino et al. (2014), se detalla información relacionada con algunas de las tareas de validación que han sido llevadas a cabo en distintas zonas del dominio SAMPA. Para tal fin, se realizaron perfiles velocidad adquiridos por sensores ADCP, así como registros de perfiles de temperatura y salinidad mediante sensores de conductividad y temperatura. Con este ejercicio de validación se observaron resultados satisfactorios tanto en el umbral de Espartel (Sánchez-Garrido et al., 2013), como en la bahía de Algeciras (Sammartino et al., 2014). En cuanto al comportamiento del modelo con respecto de los resultados observados en el fondeo situado en Espartel (García-Lafuente et al., 2007), se observaron discrepancias de 3 cm en amplitud y 10° en la fase para la constituyente de marea semidiurna. De igual manera, los resultados obtenidos en la campaña de la bahía de Algeciras demostraron que el modelo era capaz de resolver satisfactoriamente los valores medios de temperatura y salinidad, así como las constantes armónicas (Sammartino et al., 2014).

2.6.2.2 Modelo hidrodinámico UCA3D

Las salidas numéricas del modelo hidrodinámico UCA3D han sido utilizadas con el objetivo de estudiar, con alta resolución, los procesos de pequeña escala asociados al proceso de afloramiento inducido por la acción de la marea en el margen costero del umbral de Camarinal (Capítulo 3). Se trata de un modelo que resuelve numéricamente las ecuaciones primitivas tridimensionales en coordenadas σ verticales, no-lineal, no-hidrostático, baroclino y conservativo (Álvarez et al., 2011; González, 2014). Por defecto, las variables de salida del

modelo son el campo tridimensional de velocidad, temperatura, salinidad, y por ende, densidad; así como los coeficientes verticales de viscosidad cinemática y difusión, estas últimas parametrizadas según el esquema de Mellor y Yamada (1982).

El dominio del modelo UCA3D se reduce al estrecho de Gibraltar y parte occidental del mar de Alborán (5.930° - 5.010° W), con una resolución horizontal de 100 m y 50 niveles o en la vertical, donde la batimetría empleada fue basada en las cartas náuticas publicadas por parte del IHM. El intervalo de integración es de 2 s, periodo que asegura que se produzca la estabilidad de la solución numérica. En las fronteras sólidas (línea de costa), se impusieron condiciones de libre deslizamiento e impenetrabilidad; y en las abiertas, una condición de radiación (desviaciones de la altura de marea y las corrientes verticalmente promediadas respecto a sus valores de referencia), escrita en términos de desviación de la elevación y velocidad de la marea a partir de medidas observadas, para asegurar la propagación de las perturbaciones numéricas sin significado físico hacia el exterior del dominio del modelo. En las fronteras abiertas, oriental y occidental, se implementa el forzamiento de marea a través de las amplitudes y fases de elevación y corrientes asociadas a la constituyente de marea M_2 , a partir de resultados obtenidos en trabajos previos realizados en la zona de estudio (p. ej. Bruno et al., 2000; Tsimplis y Bryden, 2000). Además, las condiciones de temperatura y salinidad en dichas fronteras son prescritas mediante un esquema estándar de advección horizontal. Junto con estos forzamientos en los contornos del dominio, se implementaron distintos perfiles de temperatura y salinidad adquiridos en el entorno del dominio UCA3D durante el ya mencionado experimento “*Strait 94-95*”.

Los trabajos de Álvarez et al. (2011) y González et al. (2013), muestran una revisión detallada sobre las características del modelo, así como resultados respecto de la validación del modelo. En el primero de estos, se compararon los resultados de modelado para la constituyente de marea semidiurna M_2 con datos observados en un total de 19 emplazamientos (en los bordes costeros del Estrecho y en el umbral de Camarinal). La diferencia media entre los valores predichos por el modelo y los observados era inferior a 2.5 cm y 3.6° para la amplitud y fase respectivamente. Los resultados mejoraron cuando la comparación se realizó a partir de observaciones adquiridas en el interior de la bahía de Algeciras (2 cm y 3° , respectivamente).

2.7 Técnicas de análisis

Para concluir este capítulo, se ha dedicado este apartado para describir brevemente las técnicas de datos empleadas en los estudios llevados a cabo. En primer lugar, se detalla el procedimiento seguido para el cálculo de los porcentajes de las distintas masas de agua características en la zona de estudio. A continuación, se describe el análisis armónico, a partir del cual se obtiene la predicción de la corriente de marea y, por último, se explica el tipo de filtro aplicado a los registros de corriente con el fin de eliminar las frecuencias subinerciales.

2.7.1 Cálculo porcentaje de masas de agua

La proporción de las principales masas de agua en la columna de agua, ha sido calculada para los perfiles de CTD adquiridos en la fase Trafalgar y en el ciclo diario en Camarinal de la campaña MEGAN (Tablas 2.4 y 2.5), a partir de la metodología detallada en Bray et al. (1995). Esta metodología ha sido, además, utilizada por otros autores en estudios llevados a cabo en la zona de estudio (p. ej. Macías et al., 2006; Roque et al., 2019). Tras la realización de los diagramas TS de los correspondientes perfiles CTD, se detectaron tres masas de agua: SAW, ENACW y MW (Harvey, 1982; Gascard y Richez, 1985); siendo la MW una mezcla de distintas masas de agua de naturaleza Mediterránea, como ya se ha introducido. Los puntos de los diagramas TS próximos a la superficie se relacionan con la presencia de SAW; los que presentaban valores mínimos de salinidad con ENACW y, los más fríos y salinos con MW.

El porcentaje de cada una de las masas de agua, en cada uno de los perfiles TS analizados, ha sido calculado a partir del análisis óptimo multiparamétrico (OMP, *Optimum MultiParameter*). El OMP asume que el valor de cualquier propiedad conservativa del agua de mar, medida a cada una de las profundidades del océano, es resultado de la mezcla de un determinado número de masas de agua que están presentes en la región de estudio (Tomczak y Large, 1989). Como se ha mencionado anteriormente, para nuestra zona de estudio el número de masas de agua que deben de ser consideradas en el análisis es 3 (SAW, ENACW y MW).

Matemáticamente, el OMP implica la resolución de un sistema de ecuaciones lineales sobredeterminado, que está compuesto por $n+1$ ecuaciones, donde “ n ” es el número de variables desconocidas, en este caso, el porcentaje de cada una de las masas de agua presentes en la mezcla. Para un ejemplo donde la

columna de agua está compuesta por 3 masas de agua, el sistema de ecuaciones a resolver tendría la siguiente forma:

$$x_1T_1 + x_2T_2 + x_3T_3 = T_o \quad (2.1)$$

$$x_1S_1 + x_2S_2 + x_3S_3 = S_o \quad (2.2)$$

$$x_1 + x_2 + x_3 = 1 \quad (2.3)$$

en donde, x_i son los porcentajes de cada una de las masas de agua presentes en el perfil TS analizados, tomando el subíndice “i” los valores 1,2 y 3; T_o y S_o son los valores observados de temperatura y salinidad, respectivamente, para cada uno de los puntos de estudio; mientras que T_i y S_i son los valores característicos de las propiedades para cada masa de agua.

2.7.2 Análisis armónico y predicción de marea

El análisis armónico por ajuste de mínimos cuadrados a frecuencias conocidas, es uno de los métodos más utilizados en oceanografía para la determinación, en registros de niveles del mar y corrientes, de las amplitudes y fases de las ondas componentes de la marea astronómica (Godin, 1972). En este estudio, se han analizado las principales constituyentes de la marea de las series de velocidad adquiridas en los fondeos realizados sobre el umbral de Camarinal (“*Strait 94-95*”) y en el área de Trafalgar (A1 y A2 en Fig. 2.1b). Dicho análisis, se ha realizado gracias a la herramienta T-Tide escrita en lenguaje Matlab (Pawlowicz et al., 2002). Una vez obtenidas las constituyentes de marea (amplitud y fase), se realizó la predicción de marea en ambos emplazamientos (la predicción de marea en el borde costero de Trafalgar – A1, se recoge en la metodología utilizada en Sala et al., 2018), mediante el programa TIDEX, desarrollado por miembros del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz.

El método de análisis armónico consiste en suponer que una serie temporal (p. ej. nivel del mar, corriente), puede descomponerse en una suma de ondas, asociada a cada una de ellas una frecuencia astronómica que viene dada por el desarrollo del potencial de marea (Cartwright y Tayler, 1971; Doodson, 1921). Así, la serie temporal (S), muestreada a un determinado intervalo de tiempo Δt , con $j = -N, \dots, N$; siendo $2N+1$ el número total de datos que pueden ajustar a la serie continua $S(t)$, puede ser expresada de la siguiente forma:

$$S(t) = Z_0 + \sum_{i=1}^M A_i \cos(\omega_i t - \phi_i) \quad (2.4)$$

Donde, Z_0 es el valor medio de la serie, A_i y ϕ_i representan la amplitud y la fase, respectivamente, relativas al instante central del registro, de las distintas ondas que componen la marea de frecuencias ω_i conocidas. M es el número de componentes incluidas en el ajuste.

Por comodidad, la ecuación (2.4) conviene ser expresada como:

$$S(t) = Z_0 + \sum_{i=1}^M [C_i \cos \omega_i t + S_i \sin \omega_i t] \quad (2.5)$$

Donde:

$$A_i = \sqrt{(C_i)^2 + (S_i)^2} \quad (2.6)$$

$$\phi_i = \arctan\left(\frac{S_i}{C_i}\right) \quad (2.7)$$

Las fases del ajuste matemático van a depender del instante central del registro, por lo que serán muy variables. Una forma de obtener estabilidad para estas fases es a partir de la definición de la fase de *Greenwich*. Cada componente de marea originada mediante el desarrollo armónico del potencial de marea es asociada a una estrella ficticia que viaja sobre el ecuador terrestre, y su posición angular se refiere al meridiano de *Greenwich*, que viene dada por el argumento astronómico (fase de los armónicos asociados a cada componente).

Por lo tanto, la fase de *Greenwich* (g_i), para cada componente, viene definida como la diferencia entre el valor del argumento astronómico $V_i(t_0)$, y su fase obtenida del ajuste armónico ϕ_i . Teóricamente debe de permanecer constante en el tiempo, y representa el desfase entre las componentes de marea teórica obtenidas en el desarrollo armónico del potencial de marea y la fase observada de las ondas de marea en el lugar de estudio.

$$g_i = V_i(t_0) - \phi_i \quad (2.8)$$

Una limitación importante, a tener en cuenta, que presenta esta técnica, es la relacionada con el número de ondas que se pueden separar en un determinado registro. Para ello, se aplica el criterio de *Rayleigh* (Godin, 1972), donde las frecuencias vienen expresadas en unidades de ciclos hora⁻¹ y el Δt en horas.

$$|\omega_i - \omega_{i+1}| \geq \frac{1}{\Delta t(2N + 1)} \quad (2.9)$$

Una vez obtenidas las constantes armónicas de marea, y sus correspondientes amplitudes y fases, es posible reproducir la predicción de la señal de la marea, tanto para periodos de tiempo ya pasados, como para futuros. En este estudio, las predicciones de marea armónica fueron realizadas utilizando el programa TIDEX. Este programa permite predecir la velocidad de la corriente en un determinado punto (p. ej. lugar de donde se han obtenido las series observadas a partir de fondeos), a partir de las constantes armónicas (amplitud y fase de las mismas) previamente descritas, las cuales se introducen en un fichero en el programa. Se obtiene la salida de la predicción de la velocidad en formato ASCII, con un intervalo temporal de 15 minutos

2.7.3 Filtro de paso bajo basado en la transformada rápida de Fourier

Las series temporales de variables oceánicas llevan implícitas componentes que se repiten con cierta periodicidad, las cuales se relacionan con forzamientos que tienen lugar en el océano en un amplio rango de escalas temporales, como puede ser el oleaje, las mareas u oscilaciones como la NAO (*North Atlantic Oscillation*) o ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*), entre muchas otras. Dichas señales periódicas pueden representarse por su intensidad y su amplitud en función del tiempo. En función de los estudios, interesa obtener la información de la serie temporal observada que esté asociada a un determinado fenómeno, como podría ser el caso de estudio de la influencia mareal en una serie de observaciones. En ese caso, habría que separar la frecuencia asociada a ese proceso del resto de frecuencias, para lo que se recurre al filtrado.

Existen distintos tipos de filtros: de paso-bajo, alto o banda, en función de las frecuencias de corte establecidas. En este estudio se ha utilizado el filtro de paso bajo basado en la FFT (*Fourier Fast Transform*), con el fin de obtener información relativa a la variabilidad subinercial de las observaciones analizadas (HFR, MSLP). De esa forma, con una frecuencia de corte de 30-horas, se aisló la señal de baja frecuencia, eliminando la variabilidad mareal y de inercia, y se mantuvo únicamente la frecuencia subinercial o de largo periodo.

Capítulo 3

SUBMESOSCALE PROCESSES IN THE COASTAL MARGINS OF THE STRAIT OF GIBRALTAR. THE TRAFALGAR – ALBORAN CONNECTION¹

¹ Bolado-Penagos, M., González, C.J., Chioua, J., Sala, I., Gomiz-Pascual, J.J., Vázquez, Á. and M. Bruno (2020). Submesoscale processes in the coastal margins of the Strait of Gibraltar. The Trafalgar – Alboran connection. Progress in Oceanography 181, 102219.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.102219>

3.1 Introduction

As the only connection between the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean, the Strait of Gibraltar has been widely studied (Fig. 3.1). The Strait is about 60 km long and only 15 km width separates the Spanish and the Moroccan coast by its narrowest section known as Tarifa Narrow. Moreover, bathymetry varies in few kilometers within the Strait from under 300 m in the Camarinal Sill to 900 m depth on the Eastern side. The main bathymetric features in the Strait, both Camarinal and Espartel Sills (Fig. 3.1b), play an important role in the water exchange throughout the Strait of Gibraltar (e.g. García-Lafuente et al., 2011; Sánchez-Garrido et al., 2011; Sammartino et al., 2015). On one side, the Camarinal Sill (~280 m) establishes a very short section acting as a bottleneck. On the other side, the Espartel Sill (~360 m), runs southerly along the Majuan Bank which divides the cross-section into two channels and is also the main exit of the Mediterranean outflow to the Gulf of Cadiz (Sánchez-Román et al., 2009; Gasser et al., 2017; Sánchez-Leal et al., 2017). Between both sills, the Tangier Basin comprises a small reservoir of considerable significance for tidal dynamics (Fig. 3.1b; García-Lafuente et al., 2011).

Atlantic water (AW) and Mediterranean water (MW) describe a two-layer current scheme in the Strait (e.g. Armi and Farmer, 1988; Bryden and Kinder, 1991), where the fresher and lighter AW inflows eastward (towards the Mediterranean Sea) onto the saltier and denser MW, that flows westward (towards the Atlantic Ocean). Vertically, their interaction is the origin of the Atlantic-Mediterranean Interface (AMI) with 60–100 m thickness, characterized by a strong salinity gradient and a depth that varies on both sides of the Strait (Bray et al., 1995; García-Lafuente et al., 2013). Furthermore, at least three principal water masses converge in the Strait (Gascard and Richez, 1985): Surface Atlantic Water (SAW), Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) and a combination of MWs emplaced in depth.

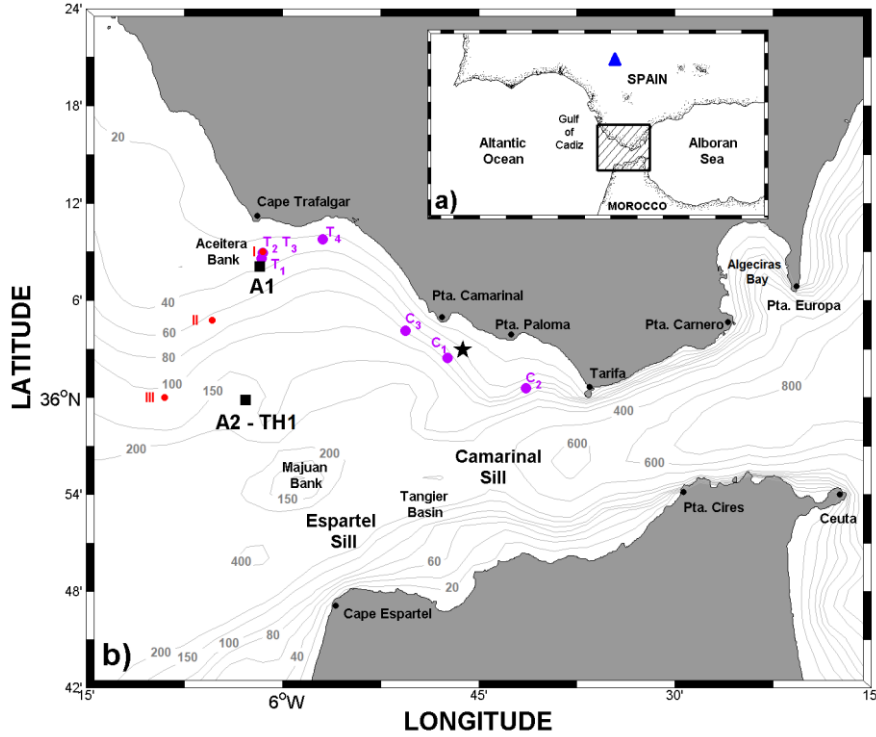


Fig. 3.1 (a) Map showing the location of the study area, with the Strait of Gibraltar area highlighted by the dashed box. Blue triangle indicates the emplacement of the Alcázar dam. (b) Enlarged map of the Strait with indication of the different emplacements and *in situ* deployments referred to throughout the text. Red dots indicate the CTD stations (MEGAN I–II–III from coast to offshore) along the Trafalgar transect (Table 3.1). Purple dots are the released points of the Lagrangian drifters in both Trafalgar and Camarinal areas (Table 3.2). Black squares show the position of the moored instruments (Table 3.3). The black star indicates the location of the Camarinal Fixed Station. Grey contour lines represent the bathymetry of the Strait.

Several time-scales contribute to the flow dynamics within the Strait of Gibraltar (Candela, 1991). Tidal–barotropic flow induces magnitudes up to 2.5 m s^{-1} (Candela et al., 1990); this variability is higher than the induced by the barotropic subinertial components, which present periodicities that range from days to several months, and are driven by remote fluctuations in the atmospheric pressure field (within the Mediterranean Sea) with magnitudes close to 0.4 m s^{-1} (Candela et al., 1989). The long-term baroclinic component, related to the internal pressure gradient generated by the AW-MW interaction, is characterized by magnitudes of about 0.50 m s^{-1} (Bryden et al., 1994). In addition, a fourth component caused by shorter-than-tidal period currents associated with the large-amplitude internal waves (LAIWs) must be added. These internal waves, formed by the interaction of tidal flows with vertical stratification and bottom topography, are mainly generated near the Camarinal Sill (e.g. Armi and Farmer, 1988; La Violette and Arnone, 1988; Richez, 1994; Bruno et al., 2002). Therefore, in physical terms,

the Strait is a very energetic system with long-term, subinertial, tidal and super-tidal currents, all being of significant amplitude.

According to Macías et al. (2006) the presence of nuclei with high chlorophyll (Chl) concentration at the eastern side of the Strait, with semidiurnal periodicity, is related to the release of the LAIWs. Those Chl nuclei are associated to phytoplankton growth processes and its retention in hydrodynamic structures at the western coastal margin of the Strait (Macías et al., 2007a; 2008b; Vázquez et al., 2009). Based on satellite imagery, Vázquez et al. (2009) reported that the generation of LAIWs seems to induce a horizontal suction of Chl-rich water from the coastal margins towards the central zones of the channel. Subsequently, Bruno et al. (2013) explained that submesoscale processes are responsible for the presence of high Chl concentration along the northern margin of Camarinal area. On the one hand, they are related to the tidal-induced AMI kinematics and the associated release of LAIWs in the area, which induces a vertical mixing and suction of coastal waters towards the centre of the Strait of Gibraltar from convergence/divergence processes. On the other hand, those submesoscale processes linked to the presence of small-scale circulation and tide-induced eddies at the coastal margin (between Punta Camarinal and Punta Tarifa; Fig. 3.1b) have been observed from Sea Surface Temperature (SST) imagery and simulated by numerical models (Bruno et al., 2013). Such processes seem to justify the longer residence times of the enriched upwelled water in this margin. The results of Sánchez-Román et al. (2012) also show that tidal current intensity close to the coastal margin, between Tarifa and Gibraltar, is notably reduced with respect to the values found in the central zone of the Strait. This fact would favour the slower motion of the water close to the shore in the eastern half of the Strait as well. Moreover, the described suction process of the coastal nutrient-rich waters towards the central zone of the Strait (Macías et al., 2008b; Vázquez et al., 2009) should favours the embedded phytoplankton to grow during its journey towards the western Alboran Sea, although due to the short residence time of the cells in the channel no substantial growth is appreciable (Macías et al., 2007a; Sánchez-Garrido et al., 2015).

Cape Trafalgar, a coastal area located at the western Spanish limit of the Strait (Fig. 3.1b), is characterized by high productivity (e.g. Vargas et al., 1999; García et al., 2002; Navarro and Ruiz, 2006) and it has been reported in previous

studies based on the analysis of satellite imagery (Sala et al., 2018). Tide-topography interaction and winds have been proposed as the main phenomena responsible for the upwelling of cold nutrient-rich waters in this area (Vargas-Yáñez et al., 2002c). Sala et al. (2018) described Cape Trafalgar as an area characterized by a quasi-permanent high Chl-*a* concentration clearly correlated with the spring-neap tidal cycle. Navarro et al. (2011), applying the singular value decomposition methodology on Chl-*a* and altimetry satellite data, found a fluctuation mode of Chl-*a* concentration commonly emplaced in the Trafalgar region and the northwestern (NW) Alboran Sea. The authors suggested that this mode could be associated to the transport of Chl from Trafalgar towards the Alboran Sea. However, to date neither a plausible mechanism has been proposed to explain the retention of the water around the Trafalgar area, nor a realistic mechanism to explain the nature of the involved tidal driven upwelling processes.

The abovementioned studies assumed that passing the Tarifa point, the largest eastward transport was channelled by the central zone of the Strait, where the eastward current is intensified. It was expected that a significant part of the water masses on the coastal margin, west of Tarifa, were aspirated by both the increased upper layer current originated during the eastward phase of the tidal current and the internal- wave-induced transversal currents established during the same phase. Although this type of transport by the central zone has been clearly proven in the previous studies (e.g. Macías et al., 2008b; Vázquez et al., 2009), high-resolution satellite images show high Chl-*a* concentration in the Spanish coastal margin in the eastern half of the Strait of Gibraltar. This suggests that some transport towards the western Alboran Sea may be taking place along the margin. Therefore, the main goal of the present study is to identify this coastal transport and analyse its importance in the exchange of properties between the western side of the Strait and the western Alboran Sea. To achieve this goal, a multi-approach analysis was performed using the following: several datasets obtained during an oceanographic survey, drifting buoys, satellite data and some numerical simulation experiments.

What follows is organized in five sections. In Section 3.2, the available observations are described, as well as the methodological approach used in the analysis. Section 3.3 presents the results from the analysis of the observations and numerical simulations. The discussion of the results is presented in Section 3.4 and in Section 3.5 the main conclusions of the study are summarised.

3.2 Data and methodology

3.2.1 *In situ* observations

In situ data were collected within the framework of the MEGAN project. This project is focused on the meso- and submesoscale processes that control the hydrodynamics in the Strait of Gibraltar, with particular focus on the Trafalgar–Alboran connection. The studied region is shown in Fig. 3.1b. The oceanographic campaign took place aboard the R/V (Research Vessel) ‘*Sarmiento de Gamboa*’ from 21st September to 11th October 2015. The cruise period allowed acquisition of data during both tidal conditions, neap, and spring tides (Fig. 3.2a). Moreover, prior to the onset of the survey, two Acoustic Doppler Current Profilers (ADCPs) and a thermistor chain were moored in the Trafalgar zone (black squares in Fig. 3.1b) using opportunity vessels coordinated through the Spanish Hydrographic Institute (IHM). The bathymetry, shown in Fig. 3.1b, was obtained from the IHM nautical charts.

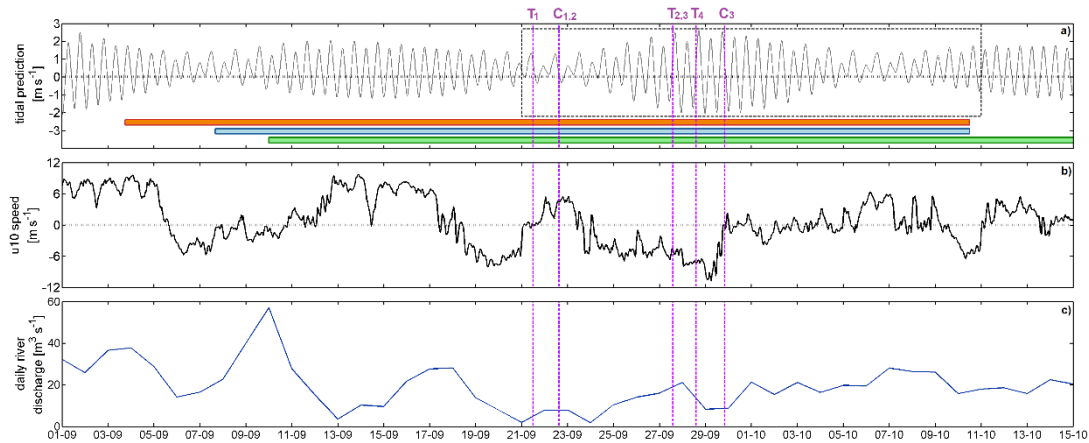


Fig. 3.2 Temporal evolution of oceanographic and meteorological variables employed in the study. (a) The grey line represents the tidal current prediction over the Camarinal Sill (m s^{-1}), at 45 m depth, for the time of the observations during the MEGAN campaign (dashed square). The dashed horizontal line indicates the zero reference and it delimits positive (negative) current velocity that indicates flow driven eastward (westward), towards the Mediterranean (Atlantic Ocean). Coloured horizontal bars indicate the recording periods of the different moorings: orange and blue are the moorings in the central zone of the Strait (position A2 for current meter profiler and TH1 for thermistors string; see Fig. 3.1b), and the green bar is the coastal current profiler at the position A1. (b) Time series from the atmospheric model MM5. The dark line shows the intensity of the wind speed zonal component at 10 m above sea level (u_{10}) over the northwestern Alboran Sea. The horizontal dashed line indicates the zero reference. (c) Time series of daily average river discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) from Alcalá del Río dam within the Guadalquivir River Basin (see blue triangle in Fig. 3.1a) for the study period. Vertical dotted purple lines indicate the times of release of the drifters in Trafalgar (T_x) and Camarinal (C_x).

3.2.1.1 Onboard measurements: Data collected and Lagrangian drifters

Throughout the oceanographic campaign, several Conductivity, Temperature and Depth (CTD) profiles were acquired using a Seabird SBE9 probe. In the present study, only the CTD profiles that were acquired in Trafalgar (Table 3.1) and Camarinal (see below) areas were assessed. Firstly, the CTD profiles in Trafalgar were performed in three sampling stations (red dots in Fig. 3.1b; Table 3.1), from coastal station (MEGAN I, 35 m depth) and intermediate station (MEGAN II, 60 m depth), to offshore station (MEGAN III, 100 m depth) with a time interval of 1.5 to 3 h. Information about the CTD profiles obtained in the Trafalgar domain is detailed in Table 3.1. Additionally, to provide a detailed hydrographic characterization of the Trafalgar domain, CTD profiles from the MEDATLAS dataset (MEDAR Group, 2002) were retrieved.

Table 3.1 Summary information about the CTD casts performed at MEGAN stations (I-II-III) in Trafalgar during neap and spring tides.

MEGAN I (35 m depth)	Date	Start time (GMT)	MEGAN II (60 m depth)	Date	Start time (GMT)	MEGAN III (100 m depth)	Date	Start time (GMT)
Neap tides (first quarter moon on 21th September, 2015)								
MEGAN I-1	21.Sep.2015	14:18	MEGAN II-1	21.Sep.2015	17:15	MEGAN III-1	21.Sep.2015	19:18
MEGAN I-2	21.Sep.2015	22:09	MEGAN II-2	22.Sep.2015	00:20	MEGAN III-2	22.Sep.2015	02:44
MEGAN I-3	22.Sep.2015	05:25	MEGAN II-3	22.Sep.2015	07:08	MEGAN III-3	22.Sep.2015	08:57
MEGAN I-4	22.Sep.2015	11:34						
Spring tides (full moon on 28th September, 2015)								
MEGAN I-5	27.Sep.2015	14:10	MEGAN II-4	27.Sep.2015	16:02	MEGAN III-4	27.Sep.2015	17:32

A Fixed Station (FS) was carried out (on September 29th) in the shallowest Camarinal region around the 40 m isobath (36.049° N, 5.770° W; black star in Fig. 3.1b) during spring tides. At the FS seven CTD casts (from EF₁ to EF₇) were deployed with a time interval of 1.50–2 h; therefore, there was completed a full tidal cycle. Based on Vázquez et al. (2008) tidal current prediction over the Camarinal Sill at 45 m depth (Fig. 3.2a), the first cast (EF₁) was performed at the beginning of the tidal current westward phase (flow towards the Atlantic Ocean); and the last one (EF₇) took place once the eastward (flow towards the Mediterranean Sea) maximum current had been established. Therefore, flood (EF₂ to EF₄) and ebb (EF₁ and EF₅ to EF₇) events were sampled during spring tide conditions.

To characterize surface circulation patterns were used Coastal Nomad drifters, designed for coastal experiments, with an underwater drogue to a depth of 2 m to minimize the possible bias produced by the wind drag. A total of seven

Lagrangian drifters were released close to the mooring emplacements (purple dots in Fig. 3.1b) during both tide conditions, at neap (first quarter moon on 21st September) and spring tides (full moon on 28th September) (Table 3.2).

Table 3.2 Information about the Lagrangian drifters released around Trafalgar (from T₁ to T₄) and Camarinal (from C₁ to C₃).

Lagrangian drifter	Starting position			Final position		
	Time (GMT)	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Time (GMT)	Latitude (°N)	Longitude (°W)
T ₁	21.Sep.2015 - 11:42	36.143	6.027	30.Sep.2015 - 01:10	36.144	5.218
T ₂	27.Sep.2015 - 13:33	36.149	6.025	01.Oct.2015 - 11:40	36.244	6.401
T ₃	27.Sep.2015 - 13:34	36.149	6.025	29.Sep.2015 - 18:40	36.162	6.430
T ₄	28.Sep.2015 - 14:00	36.163	5.949	01.Oct.2015 - 17:00	36.111	6.258
C ₁	22.Sep.2015 - 14:42	36.041	5.790	06.Oct.2015 - 05:00	36.475	4.166
C ₂	22.Sep.2015 - 15:26	36.010	5.690	02.Oct.2015 - 20:00	36.273	5.068
C ₃	29.Sep.2015 - 20:00	36.069	5.843	01.Oct.2015 - 17:50	36.130	5.851

3.2.1.2 Records of hydrodynamic variables at moorings

In order to study the relevant hydrodynamic processes in the Trafalgar area, two mooring emplacements were chosen: one in the coastal margin (A1) and another in the central domain (A2) (Fig. 3.1b). Detailed information about the deployed equipment in both emplacements is summarized in Table 3.3.

In the coastal margin emplacement, a 1 MHz Nortek AWAC current meter profiler was deployed, equipped with a temperature sensor, at a bottom depth of 30 m (A1). The sampling interval was 30 s and the bin size 0.50 m; whereas, in the central zone of the Strait, a 75 kHz Teledyne RD Instrument (RDI) ADCP and a thermistor chain were moored at a bottom depth of 200 m (A2 and TH1). The ADCP records had a sampling interval of 3 minutes and a bin size of 4 meters, covering between 40 and 140 m of the water column. Additionally, with the aim of tracking the vertical motions of the interface, a chain of 43 thermistors disposed 3 m apart from each other, was deployed at the same emplacement. The thermistor allowed the assessment of the thermal structure of the water column from 10 to 136 m depth.

Table 3.3 Information about the instruments moored in the study area during September and October 2015. A1 and A2 are the moorings of the current profilers in the coastal margin and central zone of the Strait, respectively, and TH1 is the mooring of the thermistors chain situated at the same position as A2.

Mooring	Position		Acquisition time		Record length (days)	Sampling interval
	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Start time (GMT)	End time (GMT)		
A1	36.135	6.029	10.Sep.2015 - 00:00	29.Oct.2015 - 19:19	50	30"
A2	35.997	6.047	03.Sep.2015 - 17:46	10.Oct.2015 - 11:46	37	3'
TH1	35.997	6.047	07.Sep.2015 - 16:00	10.Oct.2015 - 12:00	33	1'

3.2.1.3 River discharge data

Daily average river discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) was obtained from the Alcala del Rio dam (blue triangle in Fig. 3.1a), emplaced 110 km upstream from the Guadalquivir River mouth. Daily means were obtained from the regional water agency managed by the *Junta de Andalucía* (*Agencia Andaluza del Agua*; <http://www.juntadeandalucia.es/agenciadelagua/saih/>). River discharge data was examined during the same time period as the mooring records (Fig. 3.2c).

3.2.2 Surface Chl-*a* images

In order to evaluate the presence of Chl-*a* at the sea surface along the different zones of the study area, satellite data were also collected during the period that covered the *in situ* observations. Data were downloaded via FTP (File Transfer Protocol) from the Copernicus Marine Environmental Monitoring Service (CMEMS; <http://marine.copernicus.eu/>). The daily Chl-*a* product assessed, which is cloud free (L4), is based on a multi sensor (SeaWiFS, MODIS-Aqua, MERIS, VIIRS and OLCI-S3A) approach with 1 km spatial resolution.

3.2.3 Numerical models

Atmospheric and hydrodynamic models provided numerical simulations for the present study in order to assess the small-scale processes at the coastal margins. These will help explain the higher concentration in those zones and the main paths by which this Chl is transported towards the Alboran Sea. In the following paragraphs, the main characteristics of each numeric model are described.

3.2.3.1 UCA3D model

The UCA3D model allowed the analysis of the small scale patterns that govern the transport and mixing processes in the Camarinal Sill coastal area. It is a 3-D, nonlinear, baroclinic, non-hydrostatic model in Cartesian coordinates and sigma-levels (González et al., 2013). The model simultaneously solves the three-dimensional and two-dimensional (depth-averaged) primitive equations for an incompressible and rotating fluid.

The grid domain covers the Strait and the NW Alboran Sea, with a horizontal resolution of 100 m and 50 sigma-levels in the vertical direction. At the open boundaries, a radiation condition, written in terms of the deviations of tidal elevation and tidal velocity from their observed values, was employed to ensure the propagation of disturbances away from the model domain. The model was forced at the western and eastern open boundaries with a M_2 tidal wave and a steady baroclinic exchange. A complete description of the model, including governing equations and values of the parameters used, can be found in Álvarez et al. (2011) and González et al. (2013).

3.2.3.2 SAMPA model and simulation of virtual particles paths

The SAMPA model was used to prescribe the surface current velocity field (shallowest level, 2.5 m depth) in the simulation of virtual particles movement. This model is a regional implementation of the Massachusetts Institute of Technology global circulation model (MITgcm) (Marshall et al., 1997). The spatial domain covers the Gulf of Cadiz - Strait of Gibraltar - Alboran Sea. The horizontal resolution is sparser close to the open boundaries (8–10 km), and is higher in the Strait area (300–500 m). Vertical resolution is determined by establishing 46 unevenly spaced z-levels with a maximum resolution of 5 m near the surface and exponentially decaying towards the seafloor.

In the open boundaries the model is forced by daily mean temperature, salinity and velocity fields from the MyOcean-MED large-scale Mediterranean circulation model (Oddo et al., 2009). Tidal and meteorological forcing are prescribed at the open boundaries from the tidal model described in Carrère and Lyard (2003) and the storm surge HAMSOM model (Álvarez-Fanjul et al., 2001). At the surface, the model is forced by three hourly values of wind stress, fresh water and heat surface fluxes provided by the Spanish Meteorological Agency (AEMET)

through the operational forecast system based on the HIRLAM model (Cats and Wolters, 1996). More details are described in Sánchez-Garrido et al. (2013) and Sammartino et al. (2014).

The numerical simulation of virtual particles was performed by an algorithm written under MATLAB environment by the authors of this study. To calculate the positions of each particle at a time t , it is assumed that the current field has remained constant during the previous time interval, $dt = 1$ h, given by the current fields of SAMPA model. Under these conditions the particles coordinates, longitude ‘ x ’ and latitude ‘ y ’, for a later time instant are computed by the following formulae:

$$x = x_0 + u_0 dt; \quad y = y_0 + v_0 dt \quad (3.1)$$

where (x_0, y_0) are the coordinates one hour before; (u_0, v_0) are the zonal and meridional components of the current in the previous time instant. These current components are updated in the new positions reached by the particles first, identifying the values of the component at the four nodes of the SAMPA model mesh that encompasses the given positions, and then interpolating the component values at them. This operation is repeated until the particle reaches shore or the end of the simulation is attained. It is also assumed that the particles do not offer resistance to movement and do not sink.

3.2.3.3 Fifth-generation mesoscale model MM5

Hourly wind fields at 10 m, for the same time period as the rest of the variables studied, were provided by the MM5 model (Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model) (Grell et al., 1994) version 3.7, implemented for Andalusia (southern Spain) and centred at the Strait of Gibraltar (3.3 km) (detailed information is described in Reyes, 2015). The model simulation was initiated using 1-degree NCEP-GFS (National Centers for Environmental Prediction – Global Forecast System) analysis (Rutledge et al., 2006). Firstly, the model was run in non-hydrostatic mode at a 30-km horizontal resolution, using one-way nesting to go down to 3.3-km. Both domains, 30 and 3.3-km, have 35 sigma levels and the time step used in integration was 10 s for the 3.3-km domain. This atmospheric model has been previously assessed and validated by different studies in the area (e.g. Ramírez-Romero et al., 2012; Chioua et al., 2017).

3.3 Analysis of the submesoscale features near the coastal margin

In the current section the results are presented from the analysis of the collected observations, including complementary numerical experiments. It is structured in three subsections, the first two describing the relevant processes in the Trafalgar and Camarinal areas and the third one describing the water parcel movements from the coastal areas on the western side of the Strait to the Alboran Sea.

3.3.1 Trafalgar area

3.3.1.1 Analysis of CTD observations

In order to identify the isotherm that best locates the vertical displacements of the pycnocline, density and temperature profiles near the thermistor chain were assessed. These profiles, shown in Fig. 3.3a, indicate that the characteristic temperature of the pycnocline here is 17.50 °C. Therefore, it is important to identify which water masses are involved in the definition of that pycnocline. Fig. 3.3d shows the Temperature and Salinity (TS) diagrams corresponding to several profiles that were acquired close to the mooring point during the survey (green dots in neap and red dots in spring tides). Such profiles are shown along with other TS profiles, near the mooring, obtained from the MEDATLAS database (grey dots). From these TS profiles (Fig. 3.3d) the aforementioned water masses can be identified in the Trafalgar region. The characteristics of each water mass are detailed in the Table 3.4. Therefore, it can be observed that the points of the TS diagram corresponding to our survey are distributed in the temperature and salinity ranges characteristic of the SAW and ENACW water masses and a significant presence of MW does not seem to be detected in any of the profiles. This observation is corroborated by the percentages of each water mass in the profiles shown in Fig. 3.3b and c (calculated following Bray et al., 1995). In the profiles carried out during spring tides (Fig. 3.3c), it seems that the presence of MW gains slightly greater importance but without exceeding 10%. Moreover, at the most coastal station (MEGAN I) there was a lower percentage than at the deeper stations (MEGAN II and III; Fig. 3.1b).

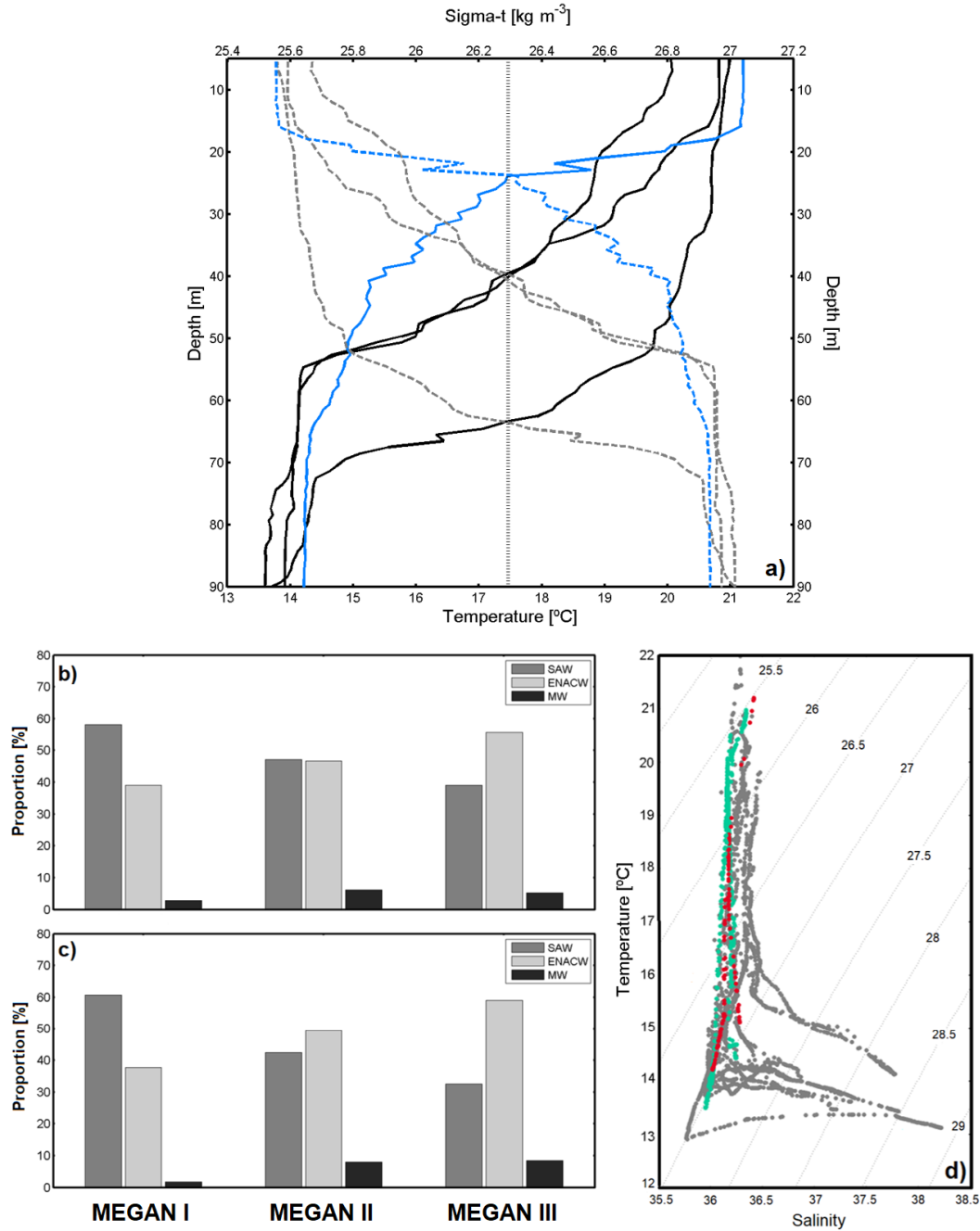


Fig. 3.3 Graphical representation and percentages of water masses mixing from CTD profiles carried out in Trafalgar stations (MEGAN I, MEGAN II and MEGAN III; see Fig. 3.1b). (a) Profiles of temperature (black/blue solid line for neap/spring tides) and density (grey/blue dashed line for neap/spring) derived from CTD casts performed at MEGAN III station. The vertical dotted black line indicates the matching between vertical displacement of the 17.50 °C isotherm and the pycnocline (26.30 kg m^{-3}) in these profiles. (b) and (c) represent the mean percentages of the main water masses (SAW, ENACW and MW) found in the sampled CTD profiles for each station, (b) for neap tides and (c) for spring tides. (d) TS diagrams of profiles in the Trafalgar area and other nearby locations to the A2 and TH1 moorings. Grey dots correspond to profiles taken from the MEDATLAS data base. The profiles acquired during the MEGAN campaign are indicated by green (for neap tides) and red (for spring tides) dots. Grey dotted lines in the TS diagrams represent isopycnals with a spacing of 0.50 kg m^{-3} .

Table 3.4 Characteristic values of temperature, salinity and density for the main water masses found close to the Trafalgar area.

WATER MASS	Temperature (°C)	Salinity	Density (kg m ⁻³)
SAW	$17 \leq T \leq 22$	$36.10 \leq S \leq 36.60$	$\sigma \leq 26.20$
ENACW	$13 \leq T \leq 16$	$S \leq 36.20$	$26.60 \leq \sigma \leq 27.20$
MW	$T \leq 14$	$S \geq 36.80$	$\sigma \geq 27.50$

Based on these results, it seems that the pycnocline in the Trafalgar domain, at least during the period of our observations, is fundamentally defined by the density contrast between the SAW and the ENACW. Noteworthy is the high depth averaged percentage (about 30%) that ENACW presents in the most coastal station, MEGAN I with a bottom depth of 35 m, which in turn indicates the existence of an ENACW upwelling processes in this coastal area of Trafalgar. As expected, higher values of the depth averaged percentages are reached in the other stations. In MEGAN II, with a bottom depth of 60 m, values greater than 50% are found in the depth range 35–40 m, in both neap and spring tide casts. In MEGAN III, with a bottom depth of 100 m, values greater than 50% are found in the depth range 50–60 m in neap tide, while in spring tide they are found in the depth range 25–30 m. It is important to note here, that in spring tide the pycnocline was shallower, as shown in Fig. 3.3a.

3.3.1.2 Coastal upwelling dynamics from mooring observations

Analysis of ADCP and thermistors observations in the centre of the channel

Fig. 3.4b and c show the barotropic current (estimated from the instantaneous depth average of each profile) recorded by the ADCP and the depth variation of the 17.50 °C isotherm during spring and neap tides (thicker black line in Fig. 3.4c), obtained from the thermistor chain placed in the same position. During both spring and neap tides, an oscillation of the isotherms with a clear semidiurnal periodicity was observed (Fig. 3.4c), with higher amplitude during spring tides (Fig. 3.4f). In addition, during spring tides the rising of the isotherms occurred during both the eastward and westward phases of the tidal current, although with a larger displacement during the eastward phase (positive sign). This rise seems to respond to the topography in the surroundings of the mooring,

which forces the withdrawal of waters from the pycnocline and beneath it up to shallower depths. Furthermore, during the westward phase of the tidal current (negative sign in Fig. 3.4a and b) the pycnocline deepened, indicating a withdrawal of waters of the pycnocline and beneath it towards the western side of the Strait. A sudden rising of the pycnocline also happens around the maximum westward current. It could be related to a greater entrance of MW during this phase coming from the east and the consequent increase in the thickness of the Mediterranean layer. Some previous studies (e.g. Bray et al., 1995; Bruno et al., 2013), not focused on the Trafalgar zone, have described that the AMI becomes shallower during the westward phase due to the increased transport in the Mediterranean layer during the westward phase of the tidal current. Furthermore, during the eastward phase, the increased Atlantic water transport sinks the AMI. However, this pattern does not seem to be observed in the Trafalgar zone where, as seen, the most relevant interface is the one between the SAW and the ENACW.

Analysis of ADCP observations on the coastal margin

The consequences of the SAW-ENACW pycnocline vertical rising in the colder water upwelled onto the coastal margin is analysed from the records of the temperature sensor incorporated in the current profiler moored at this margin (A1 in Fig. 3.1b). Fig. 3.4b and 3.4d show, for spring and neap tides, the time series of barotropic current and temperature recorded at the mooring. During neap tides, the minima/maxima of temperature were recorded near the maxima eastward/westward tidal currents (Fig. 3.4e). However, during spring tides, the temperature minima were recorded about 3 h after the maximum westward barotropic tidal current, while during the eastward phase, a temperature increase was observed. At first glance, it could seem that the behaviour in neap tides is similar to that found in the central zone of the Strait, with water upwelling happening on the mooring place. However, this possibility is not so clear if we consider that the SAW-ENACW interface is not reaching as shallow depths in the central zone of the Strait as can be observed in the thermistor chain profiles shown in Fig. 3.4c. The observed temperature oscillation could be produced by the advection of previously cooled waters with the tidal currents west and eastward. Considering the typical distribution of SST around Trafalgar, inferred from satellite imagery (Vargas-Yáñez et al., 2002c), it is expected that with eastward tidal current, colder water west of Trafalgar would arrive in the mooring site; in

contrast, the westward tidal current would bring warmer waters from the coastal margin east of Trafalgar. Regarding the behaviour during spring tides, the records do not show arrival of upwelled cold waters onto the coastal margin when the SAW-ENACW interface is rising in the central zone of the Strait. Instead, this water cooling is observed during the westward phase of the tidal current (Fig. 3.4f). This fact leads to the assumption that upwelling in the coastal margin, during the eastward phase, may be occurring along the coastal margin east of the mooring position and, subsequently, during the westward phase, these upwelled waters return along the coastal margin, reaching the mooring site. Observations indicate an important regularity of tidal driven ENACW upwelling on the coastal margin around the Trafalgar area. In accordance with the tidal driven origin, the degree of upwelling is clearly dependent on the amplitude of the tidal current so that upwelling events show a clear fortnightly periodicity related to the spring-neap tidal cycle. It is important to note here, that this was already reported by Sala et al. (2018), based on the analysis of time sequences of Chl-*a* satellite images.

3.3.1.3 Drifters experiences and retention of upwelled waters in the Trafalgar area

In order to analyse the circulation pattern around the Trafalgar area a total of four drifters (Table 3.2) were released in several points within the Trafalgar area (T_1 to T_4 purple dots in Fig. 3.1b) during both neap and spring tides. The resulting tracks, shown in Fig. 3.5, indicate that only one buoy released during neap tides (T_1) was able to escape from the Trafalgar region towards the Alboran Sea after being retained around the release point for three days. Westerly winds, which began to blow with notable intensity during September 23rd (Fig. 3.2b), could favour the eastward displacement of this buoy out of the area (Fig. 3.5a).

Drifters T_2 and T_3 were deployed on September 27th (spring tides) with a short time lapse between them (Table 3.2), and T_4 was launched the next day (on September 28th). These drifters were retained within the Trafalgar area during two, four and three days, respectively (Fig. 3.5b-c; Table 3.2). None of these buoys were able to leave the Trafalgar area towards the east; in fact, they were even displaced towards the Gulf of Cadiz. It is remarkable that during the drifting days easterly winds prevailed (Fig. 3.2b), which could contribute to prevent the eastward displacement of the buoys.

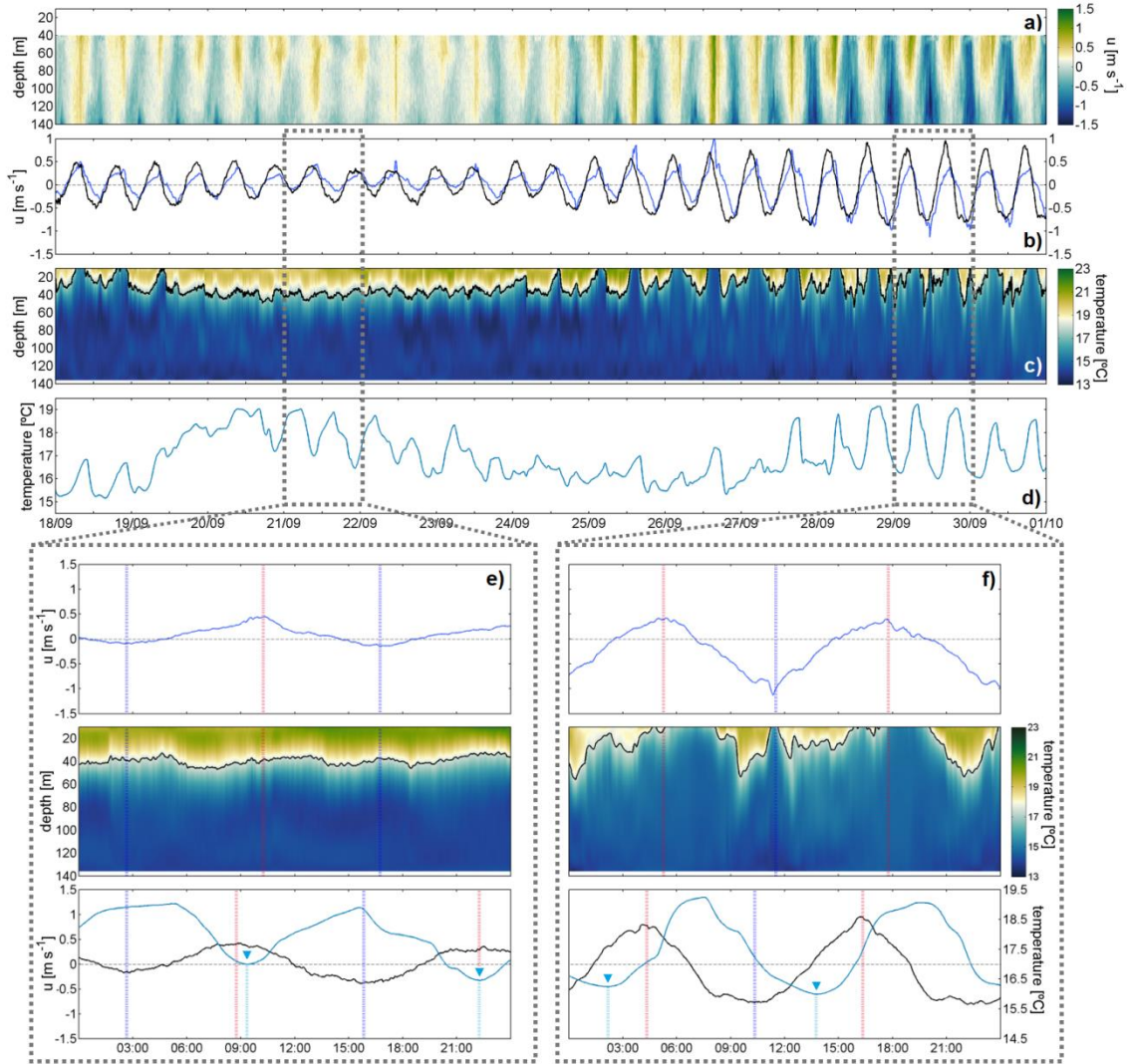


Fig. 3.4 Temporal evolution of currents and temperature measurements recorded in the moorings deployed in the Trafalgar area covering a period of neap tides (first quarter moon on 21st September) and spring tides (full moon on 28th September). (a) Longitudinal current profiles (m s^{-1}) recorded at the A2 station (central zone of the Strait). (b) Time series of the barotropic current at A1 (black line) and A2 (blue line) stations. The zero reference dashed horizontal line delimits positive/negative flow towards the Mediterranean/Atlantic; (c) temperature profiles recorded by the thermistors chain at station TH1. The black line denotes the position of the 17.50 $^{\circ}\text{C}$ isotherm (interface between SAW and ENACW) and (d) time series of temperature ($^{\circ}\text{C}$) recorded at the coastal mooring A1. Dotted grey squares allow a zoomed visualisation of the temperature (black line) and barotropic current (blue line) variability for neap (e) and spring (f) tide conditions during a 24 h period. Vertical red/ blue lines indicate the moments of maximum eastward/westward current in A2 and A1. Vertical lines and inverted blue triangles indicate the moments of minimum temperature in A1.

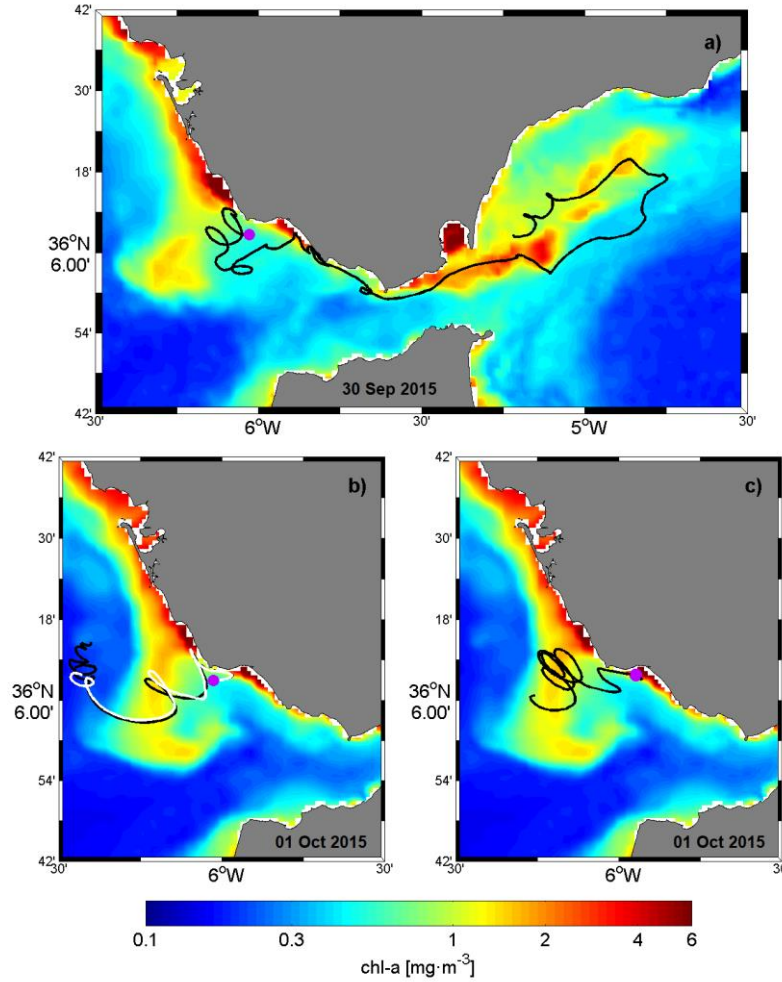


Fig. 3.5 Chlorophyll-*a* imagery of 1 km spatial resolution, reprocessed from multi sensors, along with the trajectories (black and white lines) depicted by the drifters that were released within the Trafalgar area. Satellite images were retrieved for the same day of the final position of each drifter. Purple dots indicate the release positions. (a) Satellite image corresponding to 30th September along with the trajectory followed by the drifter T_1 . (b) Satellite image corresponding to 1st October along with the trajectories of drifters T_2 (black line) and T_3 (white line). (c) Satellite image corresponding to 1st October along with the trajectory followed by the drifter T_4 .

The numerical simulations of hourly surface currents provided by the SAMPA model were used to determine the transport patterns related with this high retention capacity of the coastal margin. Fig. 3.6 shows the current velocity fields corresponding to maximum eastward and westward tidal current. It can be seen that just when the tidal current reached its eastward maximum (Fig. 3.6a), a cyclonic eddy was developed at the east of Cape Trafalgar. In addition, during the westward phase (Fig. 3.6b) of the tidal current, the intensity of the current decreased noticeably westward, rendering a large displacement of the water towards the Gulf of Cadiz shelf difficult. These two described features could explain the special retention of the water on this coastal margin.

Considering the satellite imagery of Chl-*a* concentration shown in Fig. 3.5, it appears that the phytoplankton biomass reaching the Trafalgar area is arriving by the coastal strip of high Chl-*a* concentrations extending from the mouth of the Guadalquivir River. This matches well with the increased river discharge that occurred during the first half of September (Fig. 3.2c), which in turn should provide a supply of nutrients to the coastal strip between the mouth of the Guadalquivir and Trafalgar.

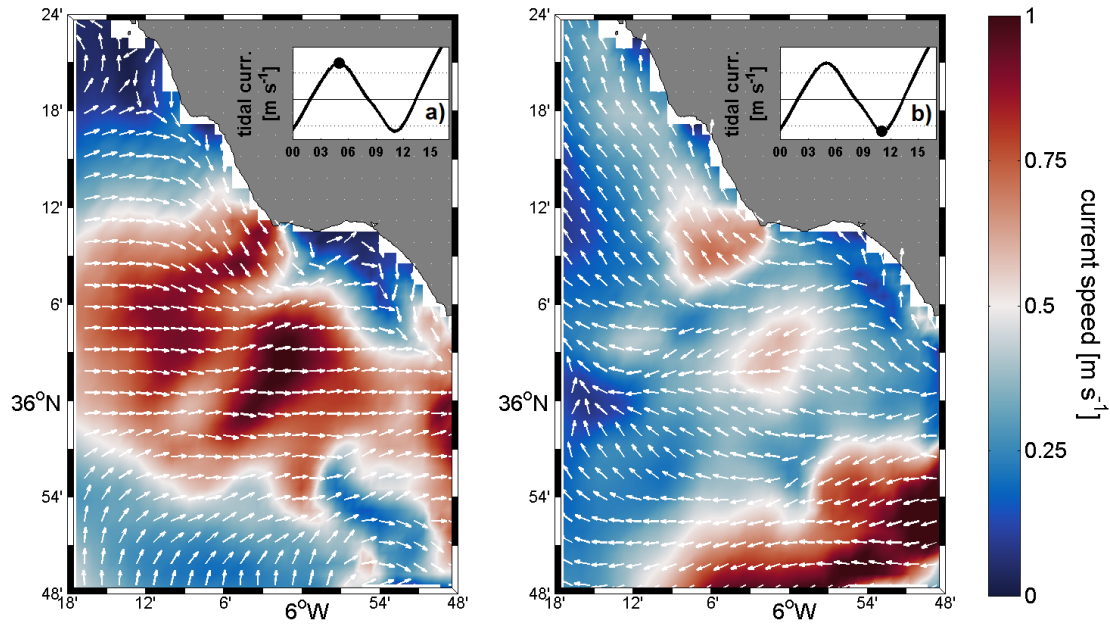


Fig. 3.6 Surface current (m s^{-1}) simulated by the SAMPA model (2.5 m depth) and Camarinal Sill tidal current prediction (small rectangle in the upper right corner) during the maximum moments of a tidal cycle in spring tides. Tidal current prediction ranges between 1.5 and 2 m s^{-1} . Horizontal line depicts the zero reference. Current speed vectors are normalized for the sake of a clearer indication of the current direction. (a) Situation corresponding to the maximum eastward tidal flow (towards the Mediterranean Sea) and (b) situation corresponding to the maximum westward tidal flow (towards the Atlantic Ocean).

3.3.2 Coastal margin of Camarinal Sill

3.3.2.1 Analysis of coastal upwelling processes from CTD observations at the Fixed Station

Seven CTD casts were performed during a semidiurnal tidal cycle yielding profiles of temperature, salinity, and fluorescence in the FS (black star, Fig. 3.1b) during spring tides. The different profiles are shown in Fig. 3.7 as a time evolution along with the tidal current prediction over the Sill (positive/negative values towards the Mediterranean/Atlantic).

The most noteworthy behaviour observed in the profiles is the arrival at the station of high salinity waters during the eastward phase of the tidal current. This behaviour indicates a rising of the AMI able to reach the bottom of this coastal area. Fig. 3.7b shows the percentages of the three water masses (SAW, MW and ENACW) in the different profiles (following the methodology explained in Bray et al., 1995). As expected, the higher percentages belong to the SAW, which are always above 40%, except in three casts where MW represents the highest percentage. In fact, the MW is always present in the profiles with percentages above 30%, indicating that the MW arrival in the coastal margin must be a very regular process here.

The observed kinematics of the interface is, at a first glance, quite different from that reported by other authors (Bray et al., 1995; Bruno et al., 2013) in the central zone of the Strait around Camarinal area, where the greatest interface rising along with its associated upwelling processes occurred during the westward phase of the tidal current. The observed results show that during the westward phase of the tidal current in the FS (from EF₂ to EF₄) (Fig. 3.7a) there is a more strongly mixed water column with temperatures ranging from 16 to 17 °C, salinities around 37.00 and fluorescence values in the range of 0.60–0.80 mg m⁻³. It may be related to the arrival of previously mixed waters which are transported by the coastal margin from easternmost locations during the westward phase of the tidal current (Bruno et al., 2013). Furthermore, the relatively high fluorescence values may be related to phytoplankton coming from the coastal margin further east. It is worth noting that the region between Punta Paloma and Punta Tarifa (Fig. 3.1b) has a high retention capacity due to the emplacement of a submesoscale cyclonic eddy which has been discussed in Bruno et al. (2013).

The greatest fluorescence maximum was reached during the eastward tide phase and within the upper layer (10–15 m thickness) (Fig. 3.7e), with salinities corresponding to the warmer superficial AW (EF₆ and EF₇). These maxima could be associated with the transport of phytoplankton biomass at the surface from westernmost locations along the coastal margin.

The observations indicate the occurrence of upwelling processes driven by tides in the coastal area adjacent to the Camarinal Sill in the eastward phase of the tidal current, at least during spring tides. The detection of high fluorescence values during the tidal cycle confirms that significant phytoplankton

concentrations are regularly found along the coastal margin, which is indicative of a significant retention of the coastal waters within the area, as previously reported by Bruno et al. (2013). Moreover, the intermittency of the fluorescence may be indicative of the existence of significant transport processes along the coastal border.

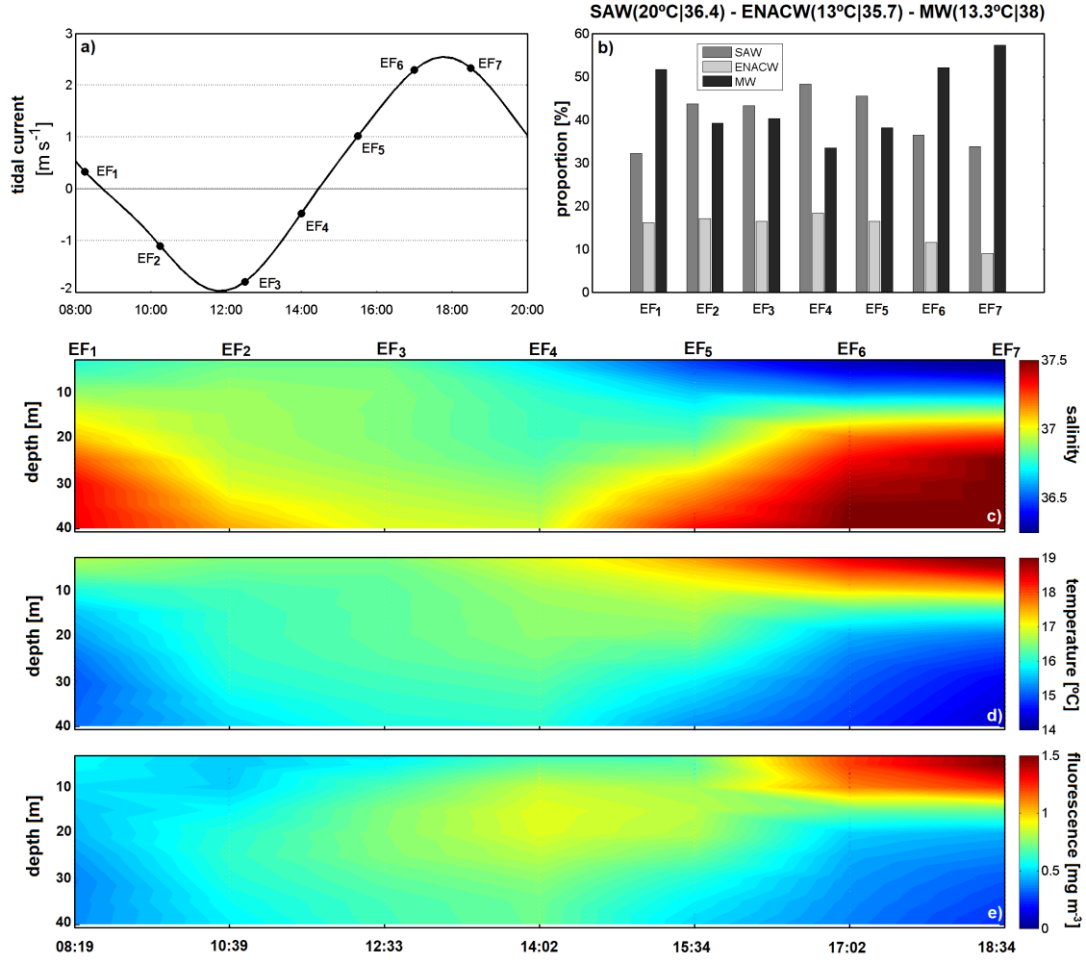


Fig. 3.7 Results from the CTD profiles taken at the Fixed Station in Camarinal Sill coastal margin during spring tides on 29th September. (a) Tidal current prediction over Camarinal Sill, at 45 m depth. Black dots identify the sampling moment of each CTD cast performed. (b) Percentages of the main water masses (SAW, ENACW and MW) found in each cast. Temporal evolution of (c) salinity, (d) temperature ($^{\circ}\text{C}$) and (e) fluorescence (mg m^{-3}) profiles.

3.3.2.2 Numerical simulation of the tidally induced upwelling processes in the Camarinal Sill coastal margin

To aid in the understanding of the physical mechanism behind the observed upwelling processes in this coastal margin, we used the high spatial resolution UCA3D numerical model with a very realistic bathymetry of the Sill region (see methodology section). The resulting simulations, forced by only the M_2 tidal wave,

are shown in Fig. 3.8 for two moments of the M_2 cycle on two vertical sections crossing the coastal border located at both the west (Fig. 3.8a) and east (Fig. 3.8b) sides of the Camarinal Sill.

Concerning the vertical section west of the Camarinal Sill (left column in Fig. 3.8a), it can be seen that under maximum eastward flow, the isohaline characterizing the mean position of the AMI (yellow contour) rises towards the coastal margin, accompanied by an increase in the landward component of the current. This fact results in the arrival of the AMI up to depths of less than 50 m and spreads onto the coastal margin bottom contributing to an increase/decrease of the salinity/temperature of the lower water layers. Moreover, under maximum westward flow (right column in Fig. 3.8a) the isohaline of 37.50 characterizing the mean position of the AMI (García-Lafuente et al., 2002c) sinks offshore although some isohalines of the upper interface ascend (isohaline of 37.00 around a depth of 100 m; thicker black contour in Fig. 3.8a) at a place located 4 km offshore from the coastal margin. The isolation of a nucleus of higher salinity (isohaline of 37.00) is noticeable in the margin remaining from the supply of AMI waters produced there during the eastward phase of the flow.

Considering the vertical section located east of the Camarinal Sill (Fig. 3.8b), it can be seen that the upper part of the AMI interface rises and is able to reach the bottom depths of the coastal margin three hours after the maximum westward tidal current (right column in Fig. 3.8b). However, the associated upwelling processes do not seem to be as intense as the ones occurring on the western side of the Strait. The rising of the AMI water during the westward phase of the tidal current on the eastern flank of Camarinal, was previously reported in Bruno et al. (2013) based on CTD observations and high spatial resolution images of SST sensed from aircraft.

These numerical simulations are in good agreement with the observations (FS and those reported in Bruno et al., 2013). In both cases it has been observed that saline waters (37.50 isohaline) reach shallower depths around the maximum eastward flow (directed to the Mediterranean). While during westward flow (directed to the Atlantic) a core of less saline water (~ 37.00) remains in the coastal area. The numerical simulations in the vertical sections (west and east of Camarinal Sill) also indicated that this upwelling take place during both phases of

the tidal current, although the upwelling is more intense west of Camarinal during the eastward phase (Fig. 3.8a).

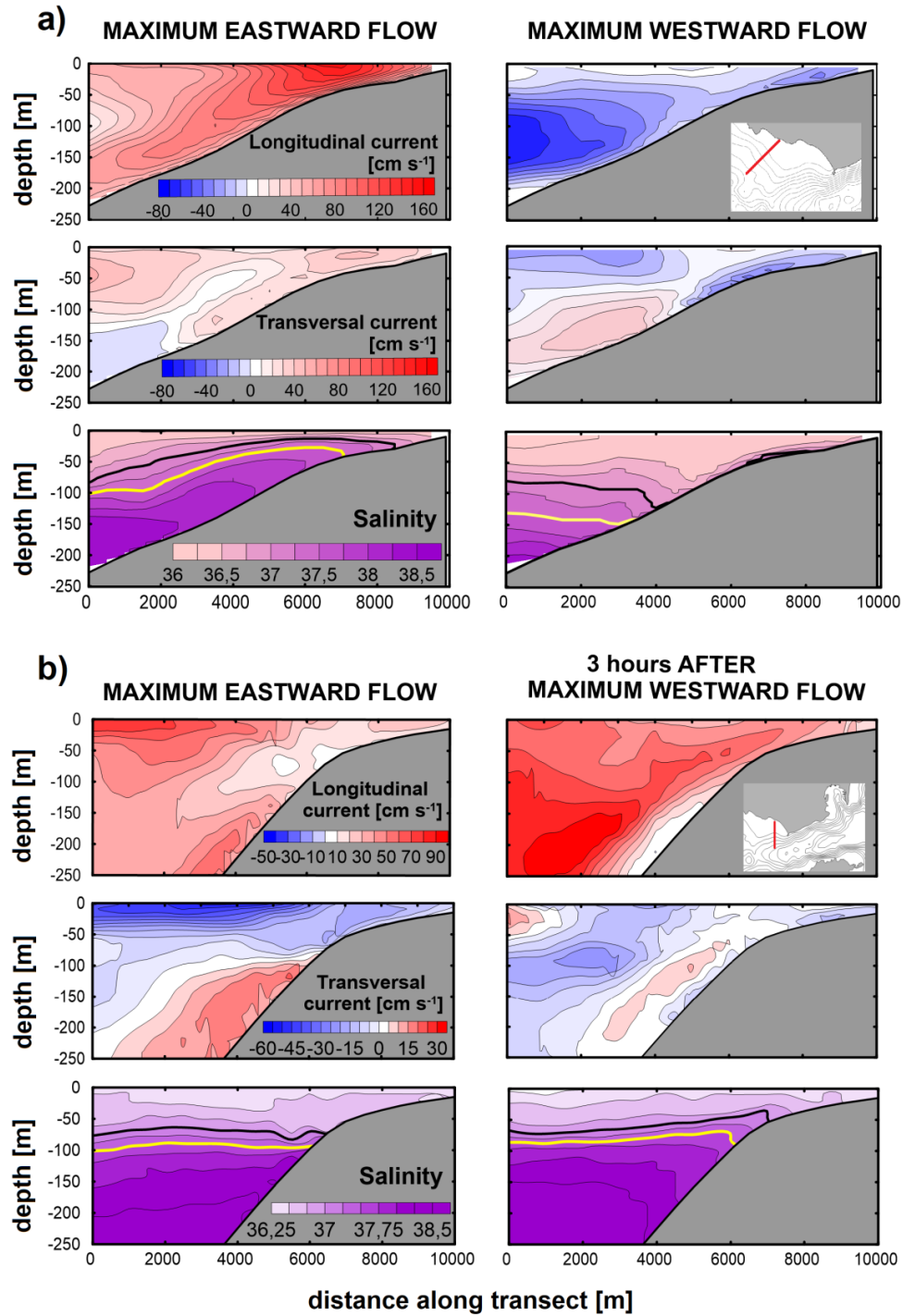


Fig. 3.8 Vertical sections of longitudinal (cm s^{-1} ; positive – red towards the Mediterranean Sea) and transversal (cm s^{-1} ; positive – red towards the coast) currents and salinity simulated with the UCA3D numerical model along two transects located on the (a) western and (b) eastern flanks of Camarinal Sill. The yellow contour indicates the position of the AMI-isohaline of 37.50. The black thick contour indicates the isohaline of 37.00. Grey lines in insets represent the bathymetry in the Strait of Gibraltar (40, 60, 80, 100, 150, 200, 250 m).

3.3.2.3 Drifter experiences

In order to explore how the water on the coastal border in the Camarinal Sill area was transported eastward, three drifters were released at the positions indicated in Fig. 3.9 (Table 3.2). Buoys C_2 and C_1 (Fig. 3.9b and c), were released during neap tides and were incorporated early on the central zone of the Strait and transported towards the Alboran Sea entering into the Western Alboran Gyre (WAG). The lack of data in the C_2 trajectory (Fig. 3.9b) is related to a failure in GPS communication. The buoy released during spring tides, C_3 , was retained in the coastal border for three days until it got stranded on the coast (Fig. 3.9a). During the first part of this period (related to the C_3 trajectory) easterlies were blowing (Fig. 3.2b) and may have contributed to the retention of the buoy near the coastal border. From these preliminary results, it seems that under neap tide conditions the most common path for the coastal water around Camarinal is the incorporation in the Atlantic layer flow from the coastal margin continuing its transport towards the Alboran Sea by the central zone of the Strait. As Bruno et al. (2013) pointed out; this incorporation from the coastal margin during neap tides may be favoured by the more weakened cyclonic eddy that is created in this case when comparing with spring tides.

However, during spring tides the water in the coastal margin seems to be retained for a longer period near the coast (Fig. 3.9a) before being transported eastward. Unfortunately, the stranding of this drifter on the coast does not show whether its subsequent eastward movement would have passed by the coastal margin or by the central zone of the Strait, after a previous incorporation to this zone from the coastal margin. These possibilities will be analysed in the next section in the frame of some numerical simulations of virtual particles movement.

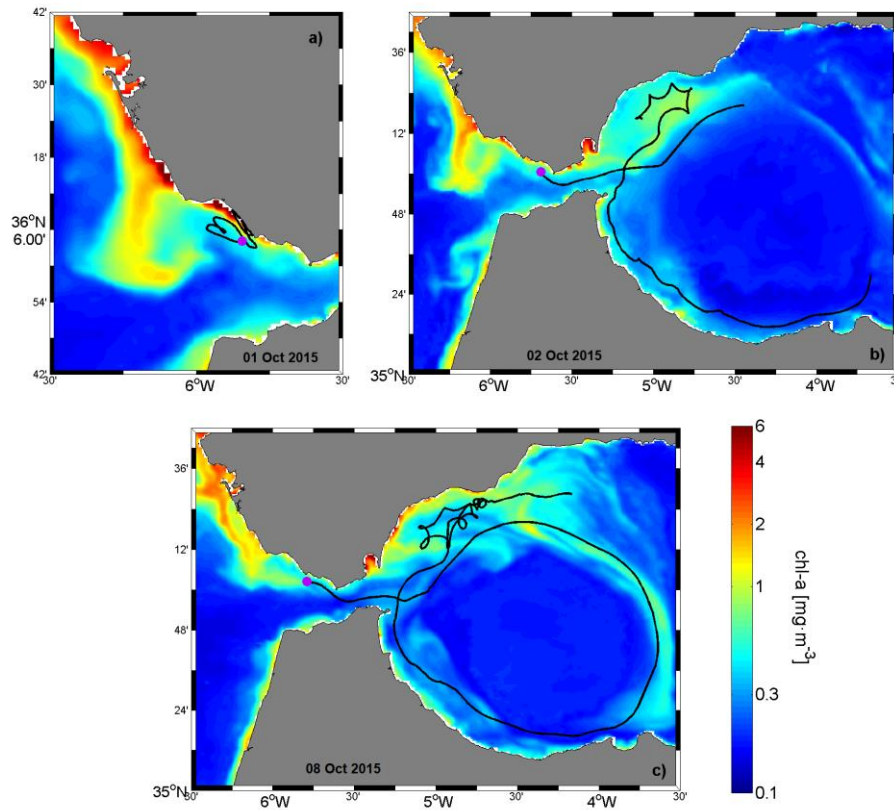


Fig. 3.9 Chlorophyll-*a* imagery of 1 km spatial resolution, reprocessed from multi sensors along with the trajectories (black lines) depicted by the drifters that were released within the Camarinal area. Satellite images were retrieved for the same date as the final position of each drifter. Purple dots indicate the release positions. (a) Satellite image corresponding to 1st October along with the trajectory followed by the drifter C₃. (b) Satellite image corresponding to 2nd October along with the trajectory followed by the drifter C₂. (c) Satellite image corresponding to 8th October, 2 days after the last tracked position of C₁, due to the high cloud coverage of that day, along with the trajectory followed by the drifter C₁.

3.3.3 Numerical simulations of the water parcel movements close to the coastal margin

A set of numerical simulations were designed to analyse the paths followed by a group of virtual particles initially released in the Trafalgar coastal margin. The surface current velocity fields under which the particles are moving is provided by the hydrodynamic model SAMPA. The period of the simulations, which covers days of available satellite imagery and the releasing of some drifters, extends from 21st September to 10th October.

3.3.3.1 Particle paths under westerly wind conditions

The virtual particles release started on 21st September 2015 at 11:30 and ended on 26th September 2015. One group of 400 particles was released every three hours. The release was repeated eight times within the circular area

indicated in Fig. 3.10a. Therefore, after 24 h a total of 3200 particles were moving in the area. Fig. 3.10a and b illustrate the retention capacity of the Trafalgar area 36 and 120 h after the release of the particles. In this evolution of the particles, it can also be observed that a first group of particles that travels eastward and is initially located farther from the coast within the release area, is incorporated in the central zone of the Strait and significantly separated from the coast (Fig. 3.10a and b). Subsequently, while moving eastward, they approach the northern coast of the Strait continuing their transport near the coastal margin (132 h after their release, Fig. 3.10c); however, some of them continue moving eastward detached from the coastal margin. The virtual paths of this group of particles resemble quite well the behaviour of drifter T_1 previously shown in Fig. 3.5a.

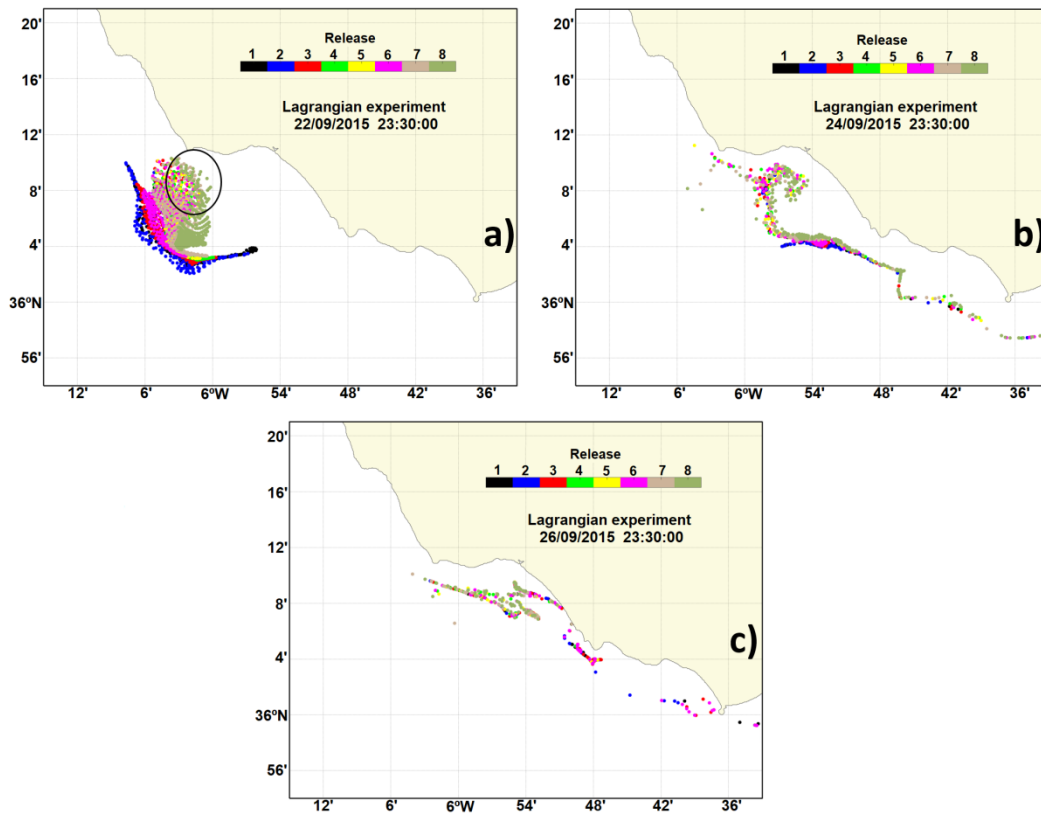


Fig. 3.10 Snapshots of the positions of the virtual particles released at Trafalgar (black circumference in a) corresponding to the experiment under westerly winds. The colour bar indicates the different releasing times of each particles group 3 h apart.

Fig. 3.10b-c show that part of the particles retained in Trafalgar continued their transport along the coastal margin between Trafalgar and Tarifa. These figures show the dominance of the transport along the continental margin. The way in which the transport occurs between the Strait and the Alboran areas is shown in Fig. 3.11. Fig. 3.11a displays the arrival of the first group of particles released in

Trafalgar after more than three days following their release. The first group of particles that penetrate into the NW corner of the Alboran Sea is depicted in Fig. 3.11b. This area can be characterized by the presence of a cyclonic gyre between the Atlantic Jet (AJ) and the NW Alboran Sea (e.g. Sánchez-Garrido et al., 2013). The existence of the gyre at the time of study is corroborated by the trajectory performed by the drifter T₁ that entered it on 26th September, five days after its release (Fig. 3.5a).

Finally, Fig. 3.11c shows part of the particles moving throughout the rim of the WAG while others have been retained within the cyclonic gyre. The latter shows that in this cyclonic area, the particles experience a longer residence time. This indicates that the substances arriving along the coastal margin of the Strait are expected to be accumulated to a certain extent within this area.

In order to obtain a rough estimation of the relative importance of these two different transport routes, the number of particles that enter the cyclonic gyre after passing the Strait's eastern exit have been computed. On 25th September, 34% of these particles were within the cyclonic gyre and the remaining 66% were travelling in the rim of the WAG. The particles that entered into the cyclonic gyre were retained there for around two days and were gradually incorporated into the periphery of the WAG. The existence of these two different fates of the particles in our results are in very good agreement with the sea surface Chl-*a* concentration for the 23rd September shown in Fig. 3.12a. This image shows that the area occupied by the cyclonic gyre contains high values of Chl-*a* concentration, which may indicate that a phytoplankton accumulation is taking place in this area. In addition, the same image shows that Chl-*a* is being injected towards the periphery of the WAG from this cyclonic area.

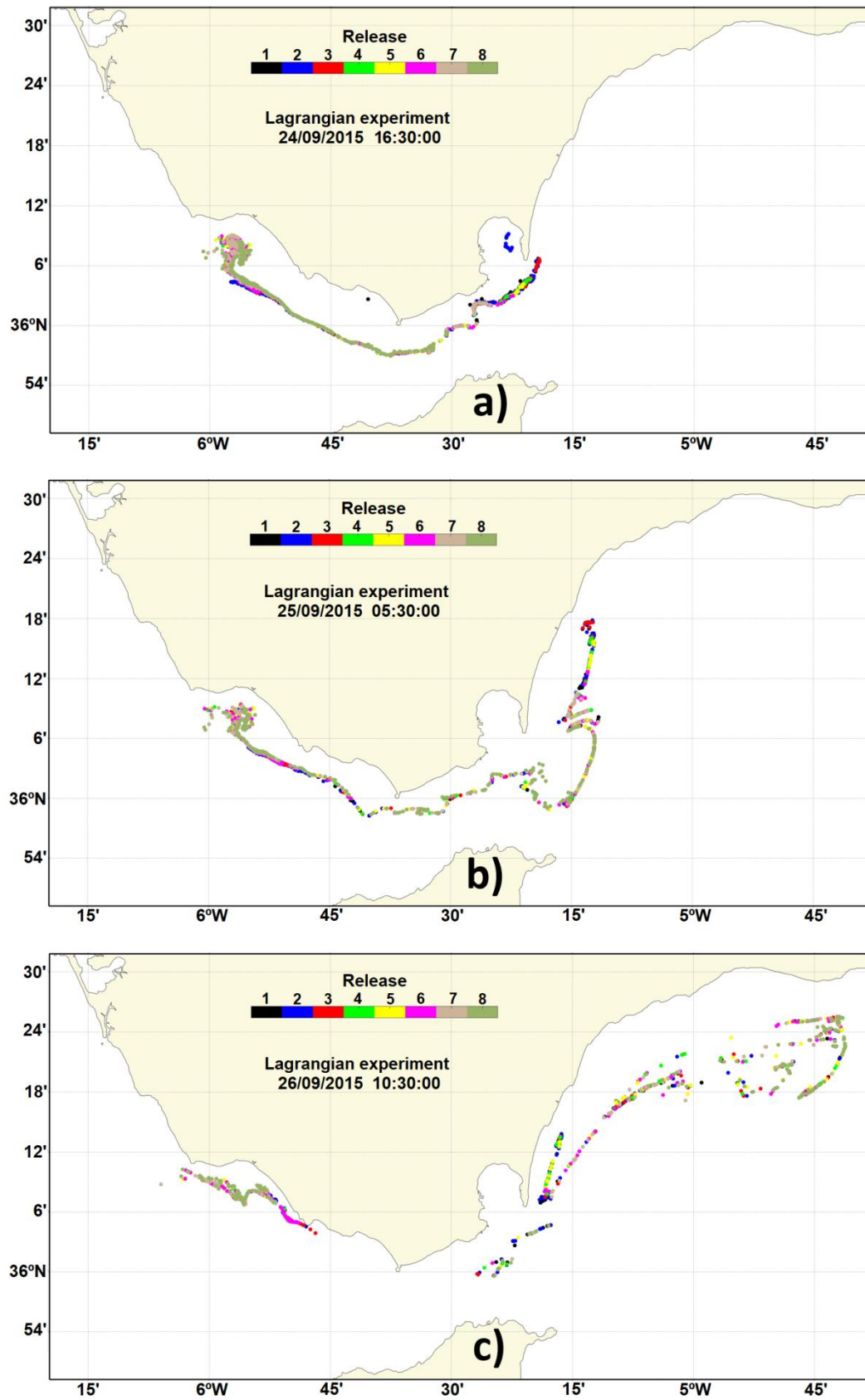


Fig. 3.11 Same as Fig. 3.10 for different times and covering the movement of the particles in the Alboran Sea.

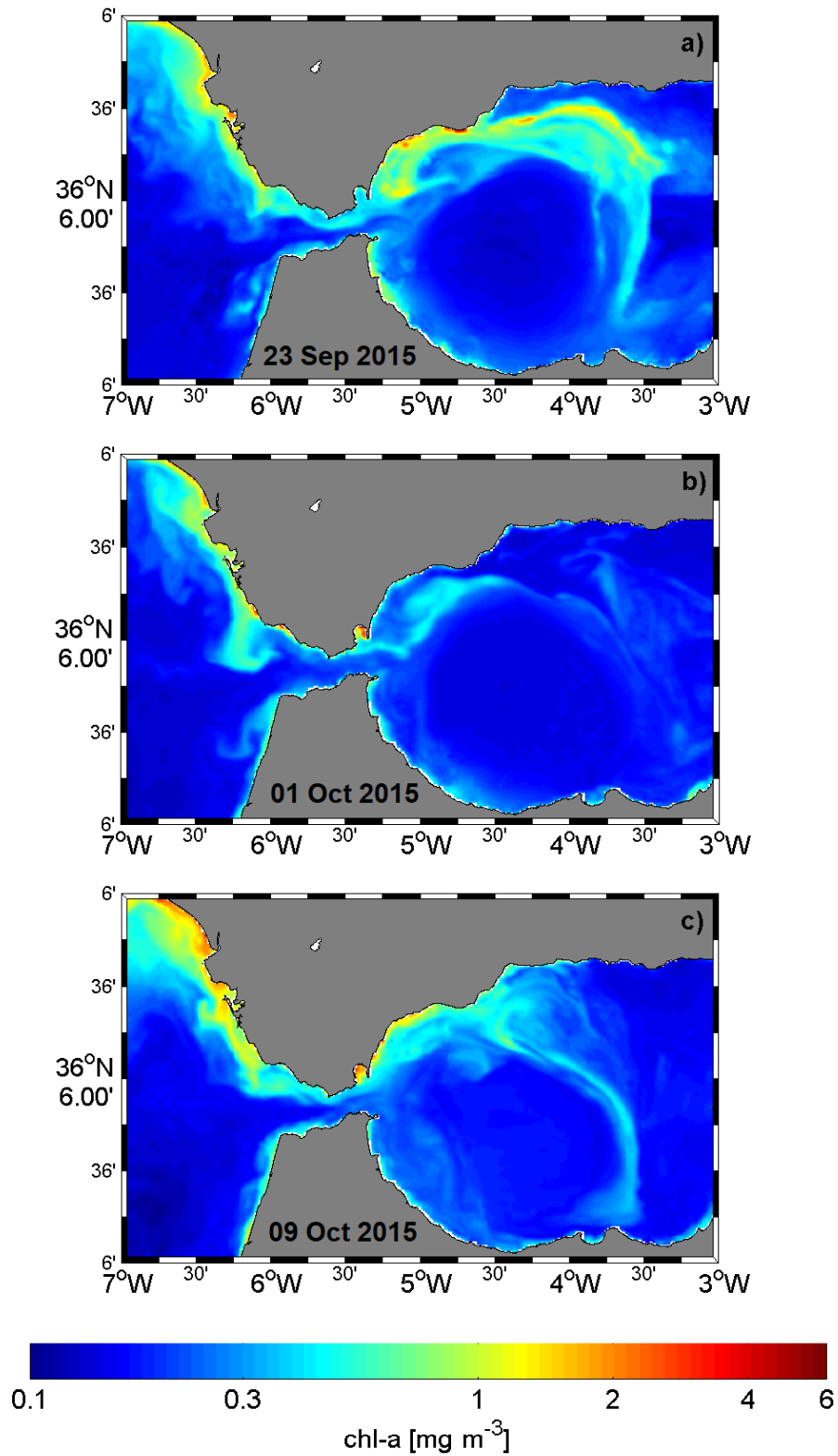


Fig. 3.12 Chlorophyll-*a* imagery of 1 km spatial resolution, reprocessed from multi sensors for different days of the MEGAN oceanographic campaign. (a) On 23rd September, characterized by westerly winds. (b) On 1st October, characterized by easterly winds during previous four days. (c) On 9th October, characterized by westerly winds.

3.3.3.2 Particle paths under easterly wind conditions

For the easterlies experiment (Fig. 3.13), the initial time for the virtual particles release was 27th September at 13:30, about three days after the easterlies start to blow over the area (Fig. 3.2b), and the last particle was tracked on 13th October at 18:30. As in the westerlies simulation, one group of 400 particles was released every three hours, up to a total of eight releases, within the circular area indicated in Fig. 3.13a.

The most noteworthy behaviour, exhibited by the particles during the easterlies event, is their greater displacement westward of the Trafalgar area and their later displacement towards the south (Fig. 3.13b-d). These results are in good agreement with the drifter trajectories released on 27th September (buoy T₂; Fig. 3.5b). Furthermore, it matches well with the filament extending southward from Trafalgar shown by the Chl-*a* image corresponding to 01st October (Fig. 3.12b). The Chl-*a* concentration is very low in the coastal border between Trafalgar and Tarifa, which indicates the interruption of the transport of Chl-*a* by the coastal margin that easterly winds provoke. It is important to highlight that the distribution of the Chl-*a* concentration changes drastically in the Alboran Sea when the Chl-*a* supply from the Strait is reduced (Fig. 3.12b). Once the easterlies cease and the Chl-*a* transport along the Strait is reestablished, the Chl-*a* concentration in the NW Alboran Sea increase considerably (Fig. 3.12c). The westerlies, which were blowing prior to the Chl-*a* image (09th October), were too weak and not persistent enough to produce a wind-driven upwelling events that could activate the phytoplankton growth there. Accordingly, this growth should be related to the reestablishment of nutrients supply and the phytoplankton from the northern coastal margin of the Strait of Gibraltar.

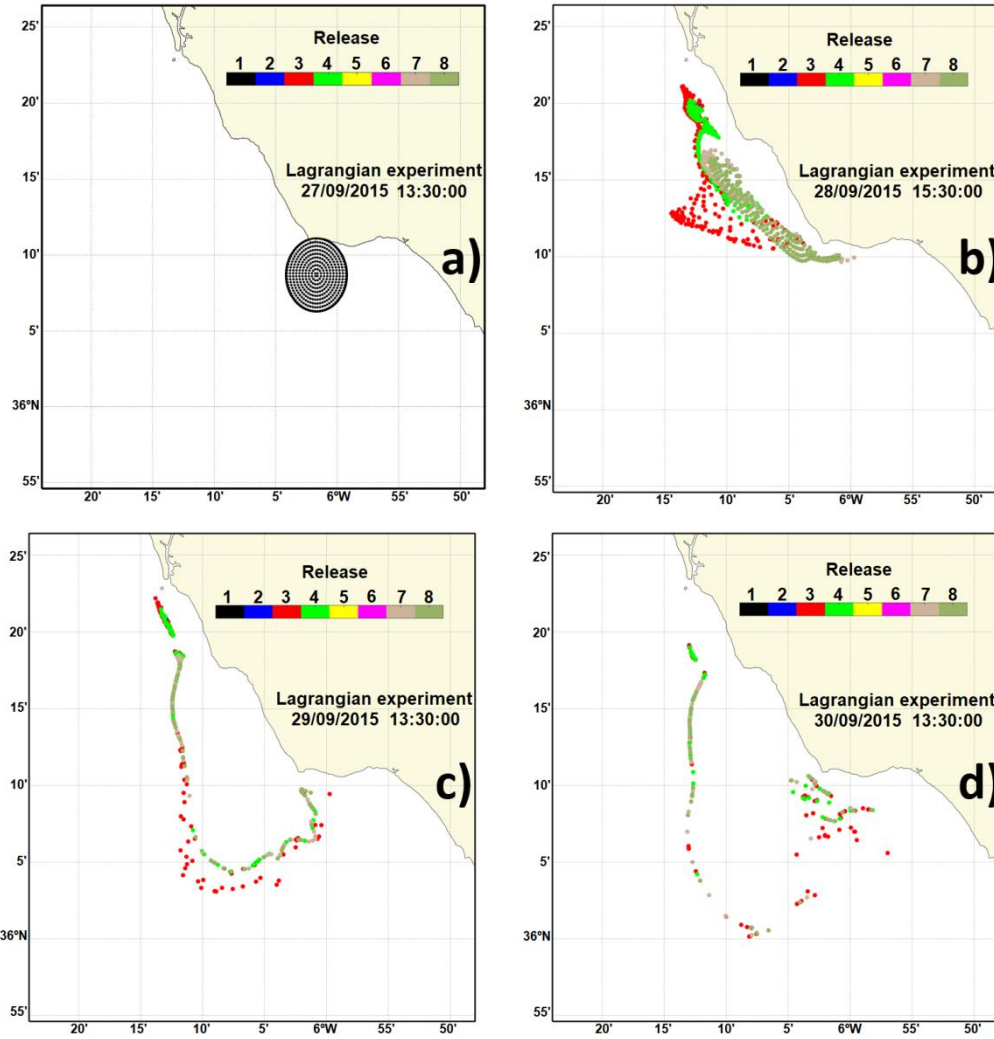


Fig. 3.13 Same as Fig. 3.10 for the experiment with easterly winds.

3.4 Connecting the submesoscale features with the transport of properties from the Gulf of Cadiz to the Alboran Sea

As described in the introduction several previous studies have analysed the transport of properties through the Strait towards the Alboran Sea in connection with the retention of phytoplankton in hydrodynamic structures emplaced close to the coastal margins of the western half of the Strait (between Trafalgar and Tarifa). On the one hand, in all those studies it was assumed that the water masses in the coastal margin west of Tarifa were drained by the upper layer currents towards the central zone of the Strait where they were transported towards the Alboran Sea. On the other hand, high-resolution satellite images of Chl-*a* show higher concentrations in the coastal margin of the eastern half of the Strait,

suggesting that some transport towards the Alboran Sea may be taking place in this margin.

3.4.1 Trafalgar area

Trafalgar is an area of Chl enriched cold waters, as has been reported previously (e.g. García et al., 2002; Navarro and Ruiz, 2006). In the present study, the results from the analysis of the observations and the hydrodynamic models supported the identification of the main processes that control the upwelling dynamics in this region. It seems clear that the main driving mechanism is related to the kinematics of the ENACW-MW and the SAW-ENACW interfaces during the tidal cycle. Our hydrographic observations showed that ENACW was present in higher proportion than MW, during both neap and spring tides. The low proportion of MW was in agreement with previous observations, where a decrease of the Mediterranean Outflow has been noticed around September and October (as our period of study) (Sammartino et al., 2015; Bellanco and Sánchez-Leal, 2016).

Tide-topography interaction has been previously considered as the main mechanism responsible for the Trafalgar area upwelling (Vargas-Yáñez et al., 2002c). However, the simplification of the mathematical model used by these authors has not allowed full representation of the complexity of the mechanism involved. Our observations showed that the coupling of tidal hydrodynamics to the bathymetry near the coastal edge causes upwelling of the SAW-ENACW interface during both westward and eastward tidal currents.

Following Navarro et al. (2006), a nutricline may be located in this interface, which may be relevant in assessing the characteristics of nutrient supply brought to the coastal margin with the upwelled waters.

The hydrodynamic simulations (Fig. 3.6) and the analysis of the drifter's trajectories (Fig. 3.5) released during the oceanographic survey, helped to identify the formation of a cyclonic eddy on the eastern flank of Trafalgar. This eddy (shown in Fig. 3.14) seems to be triggered by an intensification of the eastward current at the “*Aceitera*” bank (see map of Fig. 3.1b), which forces the water near the coast to move towards the bank in order to compensate the water volume removed from here with the eastward tidal current. Note that this eddy prevents the water in the area from being washed away towards the central zone of the Strait during the eastward phase of the tidal current. Moreover, the transport of the coastal water

during the westward phase of the tidal current is clearly limited since tidal current amplitude experiences a marked decrease only a short distance west of Trafalgar (Fig. 3.6b). The combination of high residence times of the water masses with the high regularity of the upwelling events, and therefore nutrient inputs, due to tidal hydrodynamics, seems to explain the quasi permanent high productivity found in this area, regardless of the time of year. Fig. 3.14 illustrates these processes.

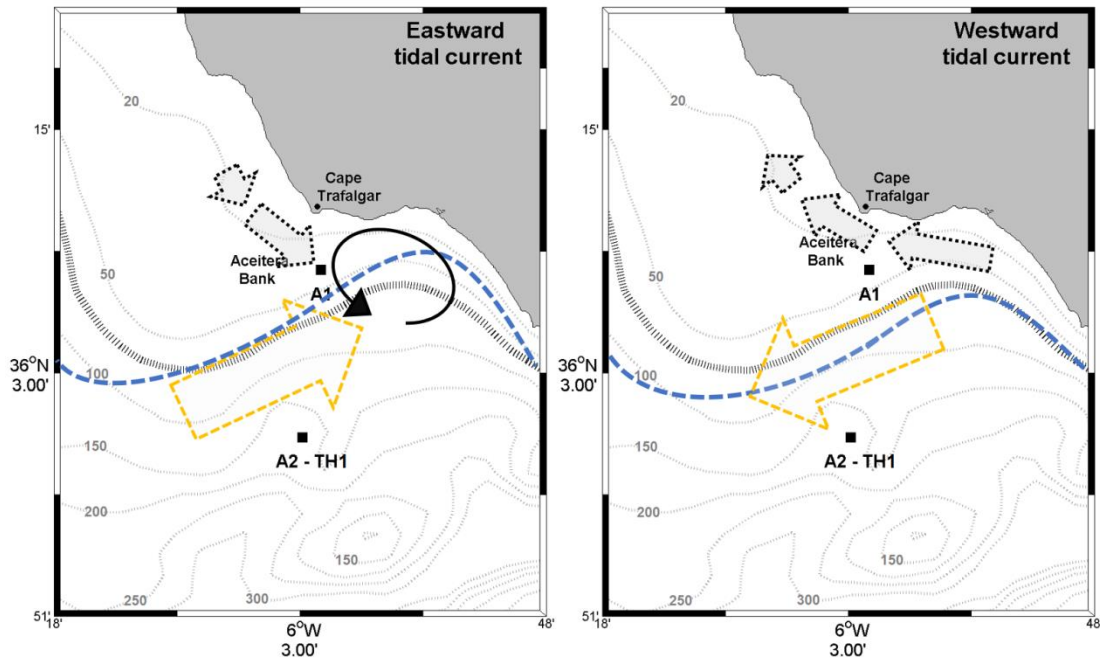


Fig. 3.14 Illustration of the main hydrodynamic features that may explain the upwelling and retention of upwelled waters in the Trafalgar area. In the eastward phase of the tidal current, an intensification of the current over *Aceitera* bank (black contour arrow) induces the creation of a cyclonic eddy east of Cape Trafalgar. Simultaneously, the shoreward (yellow contour arrow) brings the interface between SAW and ENACW close to the coastal border (blue dashed line) making the upwelling of ENACW possible. In the westward phase the current, intensity on the coastal margin (black contour arrows) experiences a significant westward decrease that prevents large displacements of the coastal water far away from the Trafalgar area. Flowing seaward (yellow arrow), the current brings the SAW-ENACW interface to deeper levels, although this interface may experience a second rise when maximum westward current is reached. Black dashed contour line represents the 70 m isobath.

3.4.2 Camarinal Sill coastal area

According to Bruno et al. (2013), the most important upwelling process in the Camarinal coastal margin was expected to occur on the eastern flank of the Sill during the westward phase of the tidal current as suggested as well by Vázquez et al. (2009). High Chl-*a* concentrations were depicted by Vázquez et al. (2009) from satellite imagery on both coastal sides, east and west of Camarinal during the generation of internal waves events around the Sill. Nevertheless, the existence of the observed upwelling during the eastward phase had not been reported to date

and would merit further research. Our results show that the upwelling processes in the Camarinal coastal margin could be more intense and regular than previously assumed. Accordingly, the supply of nutrients to the coastal margin will be greater than expected. This fact is very relevant for nutrient renewal in the coastal margin that supports the growth of phytoplankton during transport towards the Alboran Sea.

3.4.3 The Trafalgar-Alboran connection

The following paragraphs describe the different pathways of the water parcels along the coastal margin, which have been deduced from the previously discussed results. The description is based on the processes illustration shown in the Fig. 3.15.

There are three zones in the coastal margin, or nearby, in which the water masses are retained, and relatively high phytoplankton concentrations are observed from satellite imagery. These areas were identified from the results of several Lagrangian drifter experiences (Figs. 3.5 and 3.9), which confirmed their retention capacity. The first two zones are located at the coastal edge that surrounds Cape Trafalgar and on the coastal strip between Punta Paloma and Punta Tarifa (Fig. 3.15). The third one is located in the NW Alboran Sea, concurring with the area where the mentioned cyclonic gyre is placed (e.g. Vazquez-Cuervo et al., 1996; Ruiz et al., 2001; Sánchez-Garrido et al., 2013).

In their path along the coastal margin, the water masses meet different submesoscale structures that would increase their residence time near the coast (black counterclockwise gyres in Fig. 3.15). The first of these structures is a cyclonic eddy that forms east of Cape Trafalgar and the second is an eddy that forms between Punta Paloma and Punta Tarifa, which has been previously characterized by high-resolution surface temperature images and numerical modelling (Bruno et al., 2013). The slow transport that occurs along the coastal boundary between these two high-retention zones may be responsible for the relatively high Chl concentrations frequently found here. The retained phytoplankton would be favoured by the continuous nutrient uplift provided by the ascent of the interface (SAW-ENACW and AMI) towards the coastal edge with tidal periodicity, involving a clear fortnightly cycle. It is important to emphasize the effect of intense and persistent easterly winds here, which prevent the eastward transport along the coastal boundary, interrupting the supply of nutrients and

phytoplankton towards the Alboran Sea. From Tarifa, the eastward transport of these coastal water masses can continue following two different paths: (i) entering the central channel of the Strait and flowing rapidly towards the Alboran Sea, which seems to occur primarily during neap tides, or (ii) continuing at a slower pace along the coastal margin between Tarifa and Algeciras (Fig. 3.1b). Once again, the growth of the phytoplankton that travels along this coastal margin should not be limited by nutrients due to the upwelling processes occurring on the Camarinal. Once the water reaches the eastern side of the Strait, the water bodies that pass the coastal margin, depending on the state of the AJ, can either be incorporated into this jet or continue further to the northeast getting caught in the cyclonic gyre that forms in the NW corner of the Alboran Sea; however, part of this water may continue moving eastward, immersed in the current of the upper branch of the WAG. The cyclonic gyre is immersed in an area of slow velocity where the water experiences a notable retention. This fact, along with the relatively high nutrient concentrations, leads to a relatively high primary productivity here. Part of the phytoplankton that grows within the cyclonic gyre can be transferred to the upper branch of the western WAG extending along its periphery.

Moreover, the water that travels closer to the central zone of the Strait, and that comes from both the coastal edge and the oceanic area of the Gulf of Cadiz, is blown into the WAG joining the water that flows around the northern edge of the gyre. Note that the phytoplankton following this path does not have the same possibilities to grow as the one that has entered the cyclonic gyre. A greater dispersion would be expected of the substances that are transported into the more intense current that bounds the WAG.

During the time of our study, the satellite imagery showed that the Chl-*a* concentrations (Fig. 3.12) that reach the Trafalgar area come from the Chl-*a* enriched coastal strip that extends from the mouth of the Guadalquivir River. This appears to be associated with the river discharges and subsequent nutrient supply to the coastal strip (Huertas et al., 2005; Navarro and Ruiz, 2006), which occurred during the first half of September 2015 (Fig. 3.2c). This suggests a clear connection between the phytoplankton that grows in the Gulf of Cadiz strip, in response to the nutrients supplied by the Guadalquivir River, and the phytoplankton populations in the western Alboran Sea.

Finally, it must be noted that during the study period this coastal transport of phytoplankton and nutrients may have been disrupted by the establishment of intense and persistent easterly winds.

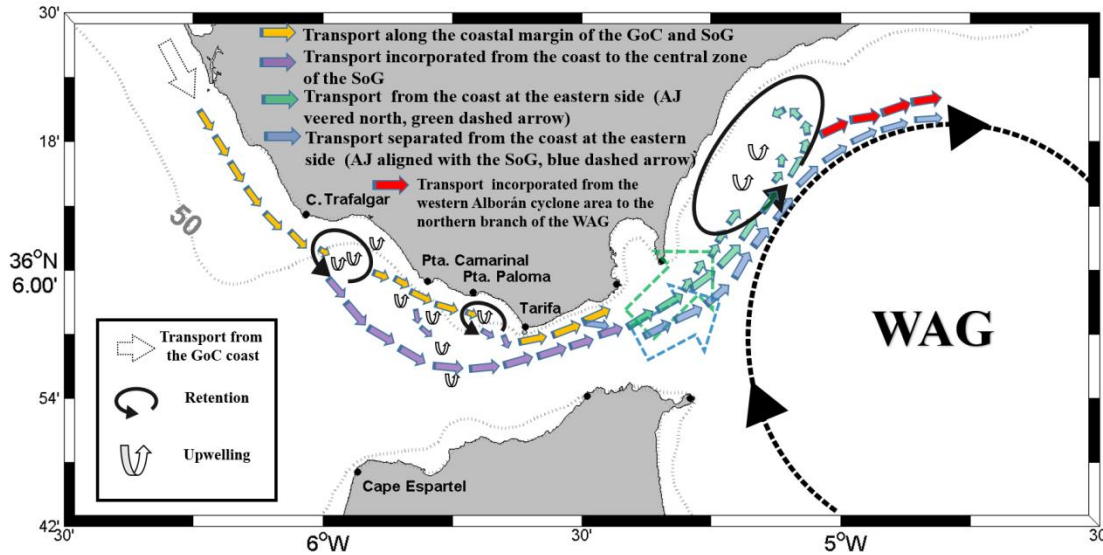


Fig. 3.15 Illustration that summarizes the main mechanisms involved in the transport processes along the Gulf of Cadiz (GoC) towards the Alboran Sea throughout the Strait of Gibraltar (SoG). Dashed green and blue arrows at the eastern side of the SoG display the two different Atlantic Jet (AJ) orientations that may give rise to the two observed paths (green and blue arrows) of water parcels exiting the SoG. The dashed black line represents the location of the western branch of the Western Alboran Gyre (WAG).

3.5 Conclusions

With regard to the Trafalgar area, plausible physical mechanisms that explain the characteristics of the upwelling processes and the high residence time of the water have been proposed. The combination of high residence times of the water with the high regularity of the upwelling events, and therefore nutrient inputs, due to tidal hydrodynamics, seems to explain the quasi permanent high productivity found in this area, regardless of the time of year. As expected, considering their tidally-driven origin, the upwelling events show a clear spring-neap variation.

Concerning the coastal margin of the Camarinal area, we have found that the upwelling events there occur during both the eastward and westward phases of the tidal cycle, the former being more intense. These upwelling processes are very relevant for nutrient renewal in the coastal margin supporting phytoplankton growth while it is being transported by the coastal margin towards the Alboran Sea. In this case spring-neap variations could not be assessed since the

observations only spanned a 24 h period. However, given the tidally-driven origin of the observed upwelling events, they could show, at some extent, a spring-neap temporal variation.

The cyclonic gyre formed in the NW corner of the Alboran Sea represents a zone of high particle retention. Therefore, the substances passing along the coastal margin of the Strait are expected to be accumulated to a certain extent within this area. Part of the phytoplankton that grows within the cyclonic gyre can be transferred to the upper branch of the western WAG travelling along its periphery.

During the study period the Chl-*a* found in the Trafalgar area seems to come from the Guadalquivir River. This suggests a clear connection between the phytoplankton that grows in the Gulf of Cadiz strip, in response to the nutrients supplied by the Guadalquivir River, to the phytoplankton populations in the western Alboran Sea.

Finally, the transport of properties along the Strait of Gibraltar coastal margin is clearly disrupted by strong and persistent easterly winds.

Capítulo 4

REVISING THE EFFECTS OF LOCAL AND REMOTE ATMOSPHERIC FORCING ON THE ATLANTIC JET AND WESTERN ALBORAN GYRE DYNAMICS²

² Bolado-Penagos, M., Sala, I., Gomiz-Pascual, J.J., Romero-Cózar, J., González-Fernández, D., Reyes, J., Vázquez, A. and M. Bruno (2020). Submitted to Journal of Geophysical Research: Oceans

4.1 Introduction

Atlantic and Mediterranean waters encounter in the Strait of Gibraltar (Fig. 4.1), where the fresher and lighter Atlantic Water (AW) flows onto the saltier and denser Mediterranean Water (MW) (Lacombe and Richez, 1982). Both water masses create the Atlantic Mediterranean Interface (AMI) with a thickness of 60-100 m, which deepens on the western side (400 m) and is shallower (100 m) on the eastern side (Bray et al., 1995). At the easternmost side of the Strait, AMI has been related with the isohaline 37.2 (García-Lafuente et al., 2013), and its position helps describe the biological processes taking place across the Strait of Gibraltar (Echevarría et al., 2002). The AW flowing on the upper layer of the Strait of Gibraltar enters the Alboran Sea as the 30 km wide Atlantic Jet (AJ), with a characteristic flow speed of 1 m s^{-1} . This AJ drives the circulation throughout the characteristic anticyclonic features describing a wavelike path: the quasi-permanent Western Alboran Gyre (WAG) and the more elusive Eastern Alboran Gyre (EAG) (e.g. Renault et al., 2012). The AJ is normally assumed to veer northward and connect directly with the upper branch of the former anticyclonic gyre. However, sometimes the AJ can be shifted southwards and, in order to compensate the mass defect created by the AJ, a Coastal Cyclonic Gyre (CsCG, Fig. 4.1b) develops north of the eastern side of the Strait (Macías et al., 2008a).

The split of the system formed by the AJ and WAG has been described in previous studies using different methodologies. Vélez-Belchí et al. (2005) identified a close relation between the Atlantic Inflow (AI) and the WAG migration. They concluded that the intensity of the inflowing water determines the incident angle of the AJ. This fact was confirmed by Flexas et al. (2006) from the analysis of Sea Surface Temperature (SST) imagery. Also using satellite imagery, Renault et al. (2012) showed that the time variability of the transport throughout the Strait was responsible for the surface circulation variability within the Alboran Sea. These authors identified two different circulation patterns: the winter-spring phase was characterized by the presence of the WAG and the Central Cyclonic Gyre (CCG) located east of the WAG. The stable circulation due to the presence of both WAG-EAG and a narrower CCG was identified during summer-fall. Sánchez-Garrido et al. (2013) studied the collapse of the WAG through a numerical approach and, consequently, the enhancement of positive vorticity in the easternmost Strait as the cause for the AJ-WAG system breakdown. The AJ positive vorticity can also be

raised by both tides and flows driven by atmospheric pressure. The water mass composition of the Mediterranean outflow (e.g. Millot, 2014; Millot and García-Lafuente, 2011; Naranjo et al., 2015) is affected by the state of the WAG (García-Lafuente et al., 2017). In this way, strong or weak gyres predetermine the presence of different water masses.

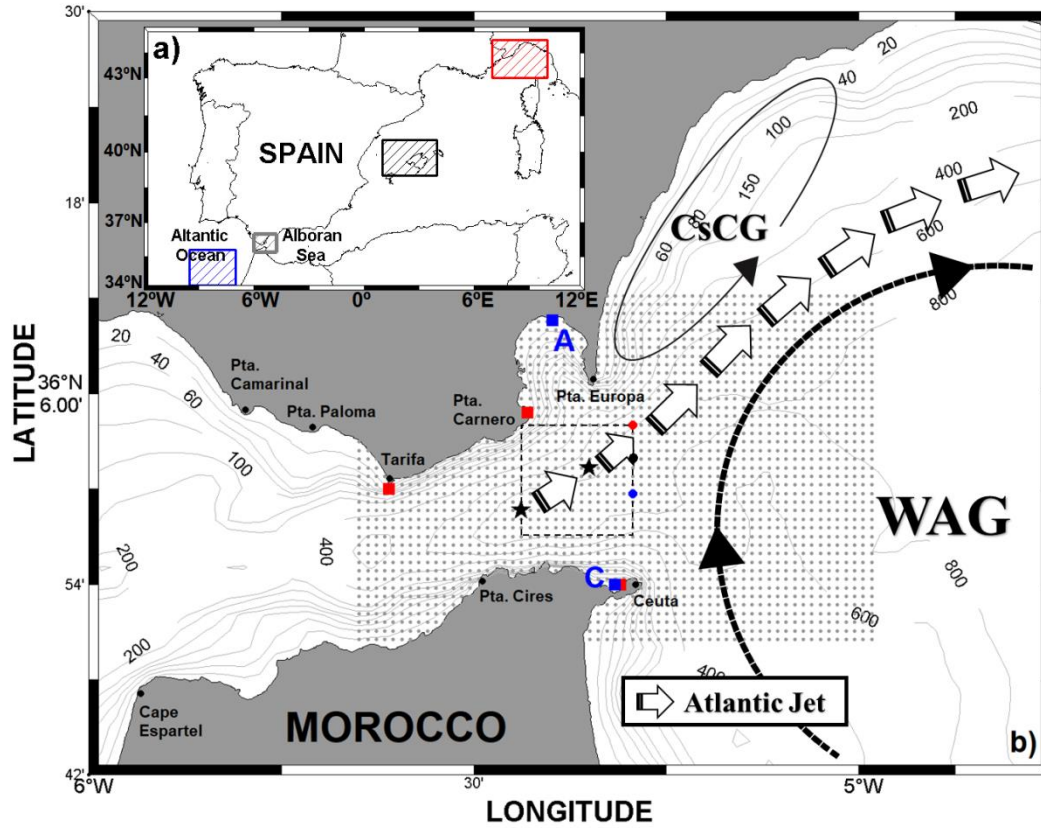


Fig. 4.1 (a) Local setting of the study area in the Strait of Gibraltar (grey dashed rectangle) and the Ligurian Sea (red dashed rectangle), the Balearic Islands (black dashed rectangle) and the northwestern Africa (blue dashed rectangle) atmospheric pressure centres. (b) Map showing the main study area with its most characteristic hydrodynamic features on a bathymetry provided by the Spanish Marine Hydrographic Institute (IHM). Blue squares indicate the position of the tide-gauge stations (A – Algeciras; C – Ceuta). Red squares indicate the three High Frequency Radar (HFR) sites which cover the measuring grid indicated by the grey dots. Red (5.30° W, 36.07° N), black (5.30° W, 36.03° N) and blue (5.30° W, 36.00° N) dots indicate points of the HFR grid where time series of the zonal component of the current have been extracted. The black dotted rectangle depicts the area where the HFR zonal current has been spatially averaged. Black stars indicate the points of the SAMPA model where the scale analysis was assessed (section 4.4). Grey contour lines represent the bathymetry of the area. WAG: Western Alboran Gyre. CsCG: Coastal Cyclonic Gyre.

Atmospheric forcing over the Mediterranean Sea has been stated as the main contributor to the subinertial flow fluctuations (ranging from days to months) in the Strait (e.g. Candela et al., 1989; Crepon, 1965; García-Lafuente et al., 2002a). Considering this time scale, it seems to be the main forcing for the AI variations (García-Lafuente et al., 1998). Recently, Dastis et al. (2018) observed

that the correlation between the atmospheric pressure fluctuations and the AJ showed its highest values when these fluctuations were assessed over the Ligurian Sea (red dashed rectangle in Fig. 4.1a). Using 12 years of surface Chlorophyll (Chl) images and altimeter-derived absolute dynamic topographies of the sea surface, Navarro et al. (2011) observed the impact that the inverse barometer effect of the western Mediterranean exerted on the surface Chl distribution in the Strait of Gibraltar and the Alboran Sea regions. Nevertheless, not only remote processes affect the inflowing transport. García-Lafuente et al. (2002b) observed the contribution of winds to the subinertial net flow. Moreover, Macías et al. (2016) showed that the variation of local winds was relevant in terms of the mentioned system collapse because of the AJ southward shift. Due to the land topography, winds in the Strait are limited to the along-strait direction, east-west (Dorman et al., 1995). During the cool season from October to May, westerly winds (so-called *Ponientes*) and low pressure prevail over the Strait of Gibraltar, when the Azores high is displaced towards the Canary Islands North Africa. Therefore, *Ponientes* have notable Atlantic influence. High pressure over the western Mediterranean Sea favours the presence of easterly winds (so-called *Levantes*) which are dominant from May to October (warm season) (Dorman et al., 1995). By the time *Levantes* are present over the Strait of Gibraltar and the Alboran Sea, the Azores high is displaced toward the British Islands and low pressure is expected over the Gulf of Cadiz and North Africa. These easterly wind events have also been pointed out as very likely forcing in both AJ weakening and changes in the WAG shape (Oguz et al., 2017). At the same time, the local wind over the Strait can affect the sea level variability (Menemenlis et al., 2007) not only across the Strait (Gómez-Enri et al., 2019), but also over the western Mediterranean Sea (Landerer and Volkov, 2013). Atmospheric forcing has also been revealed as an important factor in explaining the biological patterns in the area (Macías et al., 2011). Westerly winds over the Alboran Sea favour the nutrient enrichment of the upper waters and, consequently, the phytoplankton growing on the northwestern (NW) coast of the area (Macías et al., 2008b; Sarhan et al., 2000; Solé et al., 2012). In contrast, under easterlies influence, the AJ is displaced southward and the upwelling is displaced offshore (Sarhan et al., 2000; Macías et al., 2007b). Finally, the contribution of tidal-driven hydrodynamics to the nutrient supply in the Alboran Sea cannot be discharged (Sánchez-Garrido et al., 2015).

The High Frequency Radar (HFR) system deployed in the Strait of Gibraltar (Lorente et al., 2014) has assessed in detail the surface current at the easternmost exit of the Strait. This system has been previously applied with high-resolution oceanic models to different studies over the area (e.g. Soto-Navarro et al., 2016; Chioua et al., 2017). Soto-Navarro et al. (2016) observed the inversion of the surface AI using HFR data. García-Lafuente et al. (2002b) observed the reversion of the AI under strong easterlies and highlighted that the reversion of the surface flow was not only limited to the surface. Besides the reversal events during intense easterlies, Lorente et al. (2019) using 1-year data observations with an hourly resolution, described the occurrence of a Coastal Counter Current (CCC) under strong and persistent easterlies on the northern Spanish shore. The CCC has also been simulated by the high-resolution model SAMPA (Soto-Navarro et al., 2016) and identified with drifters experiences (Reyes, 2015). However, easterlies are not solely responsible for the CCC Reyes (2015) reproduced an intermittent westward current with the help of a numerical model forced only by tides. Nevertheless, to date there are no valid mechanisms to explain the occurrence of this phenomenon.

Within this context, the main goal of the present study was to characterize how the remote and local atmospheric forcing affects the surface circulation along the northeastern side of the Strait of Gibraltar and the NW Alboran Sea. In particular, focus is on the involved submesoscale features linked to the modifications of AJ direction and intensity as well as its consequences for the position and shape of the WAG. The analysis is based on observations of HFR-derived currents and sea level, numerical model simulations and satellite imagery, paying special attention to the events of intense and endured easterlies.

This study is organized as follows. In section 4.2 data and methodology are described. The results from the analysis of the observations are presented in section 4.3, while the analytical results are described in section 4.4. These results are discussed in section 4.5 and the concluding remarks are presented in section 4.6.

4.2 Data and methodology

In order to assess the effect of atmospheric forcing (atmospheric pressure over the centres depicted in Fig. 4.1a, in conjunction with local zonal winds) on the surface circulation observed by the HFR system over the easternmost Strait, two-month time periods have been analysed in: (i) June - July 2013, and (ii) September

- October 2015. The periods were selected according to events of both intense and persistent easterly winds since the starting time of the HFR observations (May 2011). Moreover, low cloud coverage was also taken into account to guarantee adequate quality of the satellite imagery used as complementary information in the analysis.

Mean Sea Level Pressure (MSLP) over the Mediterranean Sea and the Gulf of Cadiz (from 12.00° W to 38.50° E) and wind over the Strait of Gibraltar and northwestern Alboran Sea simulated by numerical models were used for the analysis. Observations of sea level differences across the Strait between two tide-gauge records have been included in the analysis, emplaced on the northern and southern coasts of the Strait (blue squares in Fig. 4.1b). Besides these datasets, outputs of the hydrodynamic numerical model SAMPA have also been analysed, albeit only for the 2015 period, as they were not available for the 2013 period.

4.2.1 Atmospheric data

As previously mentioned, the remote influence of atmospheric sea level pressure fluctuations has been considered as an important factor in the study of the Atlantic subinertial inflow throughout the Strait. For this study ERA5 (Copernicus Climate Change Service, 2017) MSLP over different areas centred in the Liguria Sea, the Balearic Islands, the southern part of the Gulf of Cadiz - NW Africa and the Strait of Gibraltar (red, blue, black and grey dashed rectangles, respectively in Fig. 4.1a) have been assessed. The fifth generation of ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast) atmospheric reanalysis allowed us to obtain hourly data for both study periods with 0.25° x 0.25° spatial resolution.

In addition, wind field over the easternmost side of the Strait and the NW Alboran Sea have been obtained from the Mesoscale Model (MM5, version 3.7) (Grell et al., 1994). This model provided by the Fifth-Generation NCAR/Pennsylvania State University, has previously been applied to the Andalusian region and focused on the Strait of Gibraltar (3.3-km spatial resolution). It has been extensively validated for this area in different studies (e.g. Chioua et al., 2017; Ramírez-Romero et al., 2012; Reyes, 2015). For this study, hourly zonal wind speed at 10 m height above mean sea level was gridded over the easternmost Strait and the NW Alboran Sea for both the 2013 and 2015 periods of analysis.

4.2.2 Surface currents from High Frequency Radar (HFR)

The HFR system in the Strait of Gibraltar helps study the easternmost Strait surface currents, in near-real time. This system is operated by *Puertos del Estado* (PdE) and it involved three-site shore-based (27 MHz) CODAR SeaSonde network (red squares in Fig. 4.1b) from May 2011 to mid-February 2018. Subsequently, another site has been added to the system which is located in the Cape Camarinal expanding the study region to 5.85° W. Hourly surface currents are accessible via OpenDAP (<http://opendap.puertos.es/thredds/catalog.html>). Their accuracy has previously been analysed in different studies carried out in the area (e.g. Lorente et al., 2014; Soto-Navarro et al., 2016; Chioua et al., 2017).

In order to characterize the surface currents on the easternmost side of the Strait, both zonal and meridional velocity components were acquired for the two study periods: (i) June - July 2013 and (ii) September - October 2015. Three points along a latitudinal transect, located at a longitude of 5.30° W, were selected (Fig. 4.1b). These points were located inside the area with more than 90% of valid measurements.

A low pass band Fast Fourier Transform (FFT) filter with a cutting period of 30-h was applied to the zonal velocity time series with the aim to remove the tidal signal, isolate the low frequency signal, mainly caused by atmospheric forcing, and to analyse the contribution of these low frequency processes to the studied circulation processes. Therefore, subinertial flow would be analysed throughout the study.

4.2.3 SAMPA high-resolution model

Numerical simulations have been provided by the SAMPA model which is a regional implementation of the Massachusetts Institute of Technology global circulation model (MITgcm) (Marshall et al., 1997). This high-resolution operational ocean model has been extensively validated for the area, although some short scale processes are not well reproduced by the model (Soto-Navarro et al., 2016). Although the ocean model is extended from 9.00° W to 1.00° E, we focused our analysis in the subregion from 4.90° W to 5.60° W, considering the domain of the HFR system and the NW Alboran coastal margin. Similar to the HFR data, simulated hourly-surface data (2.5 m depth) for the horizontal current components (u and v) and Sea Surface Height (SSH) have been assessed for the present study.

4.2.4 *In situ* tide gauge data

The daily sea level (SL) variability across the Strait was assessed from the difference (Δ SL) between two permanent tide gauge stations, one deployed in Algeciras and another in Ceuta (blue squares in Fig. 4.1b) for both time periods. The former (radar based) is operated by PdE and included in the Spanish monitoring network REDMAR (*Red de Mareógrafos de Puertos del Estado*, <https://www.puertos.es>) (Pérez et al., 2014). The second tide gauge (float based) is managed by the Spanish Institute of Oceanography (IEO) and the data were obtained from the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL, which also belongs to REDMAR) database (Woodworth and Player, 2013). In both cases the SL is measured with respect to the tide gauge zero and has been subject to the standard quality control procedure.

4.2.5 Chlorophyll-*a* satellite imagery

Satellite imagery from MODIS-Aqua Chlorophyll-*a* (Chl-*a*) Level-2 were collected for the study area throughout the mentioned periods. Daily images of 1-km spatial resolution were downloaded from the NASA website (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). These images were processed and georeferenced using the SeaDAS software from NASA (<https://seadas.gsfc.nasa.gov/>) and centred over the Strait and the Alboran Sea domain. These images were assessed in order to capture the spatial location and extension of the analysed oceanographic features, i.e. location and shape of the AJ and the WAG, and to infer the phytoplankton distribution variability resulting from the hydrodynamic forcing.

4.3 Analysis of the observed circulation patterns

4.3.1 Atmospheric variables and HFR-derived subinertial currents

Fig. 4.2 shows the correlation coefficients of MSLP variations (Greene et al., 2019), over a large region covering the Mediterranean basin and part of the eastern Atlantic, with the recorded HFR-derived subinertial currents (latitudinal transect indicated in Fig. 4.1b - red, black and blue dots), for the two analysed periods. As can be seen during the June - July 2013 period (Fig. 4.2a) the greatest correlations are displaced toward the Balearic Islands (negative sign) and the southern Gulf of Cadiz (positive sign). However, September - October 2015 period (Fig. 4.2b) the greatest correlation coefficients (negative sign) are found very close to the Ligurian Sea. In this period, no significant correlation (see white stippling in Fig. 4.2) is

observed for the southern Gulf of Cadiz. For correlated points in the western Mediterranean rising MSLP is corresponding with an increase in the westward direction (negative sign) of subinertial current intensity. In contrast, a rising MSLP west of the Strait of Gibraltar is corresponding with an increase in the eastward direction of subinertial current.

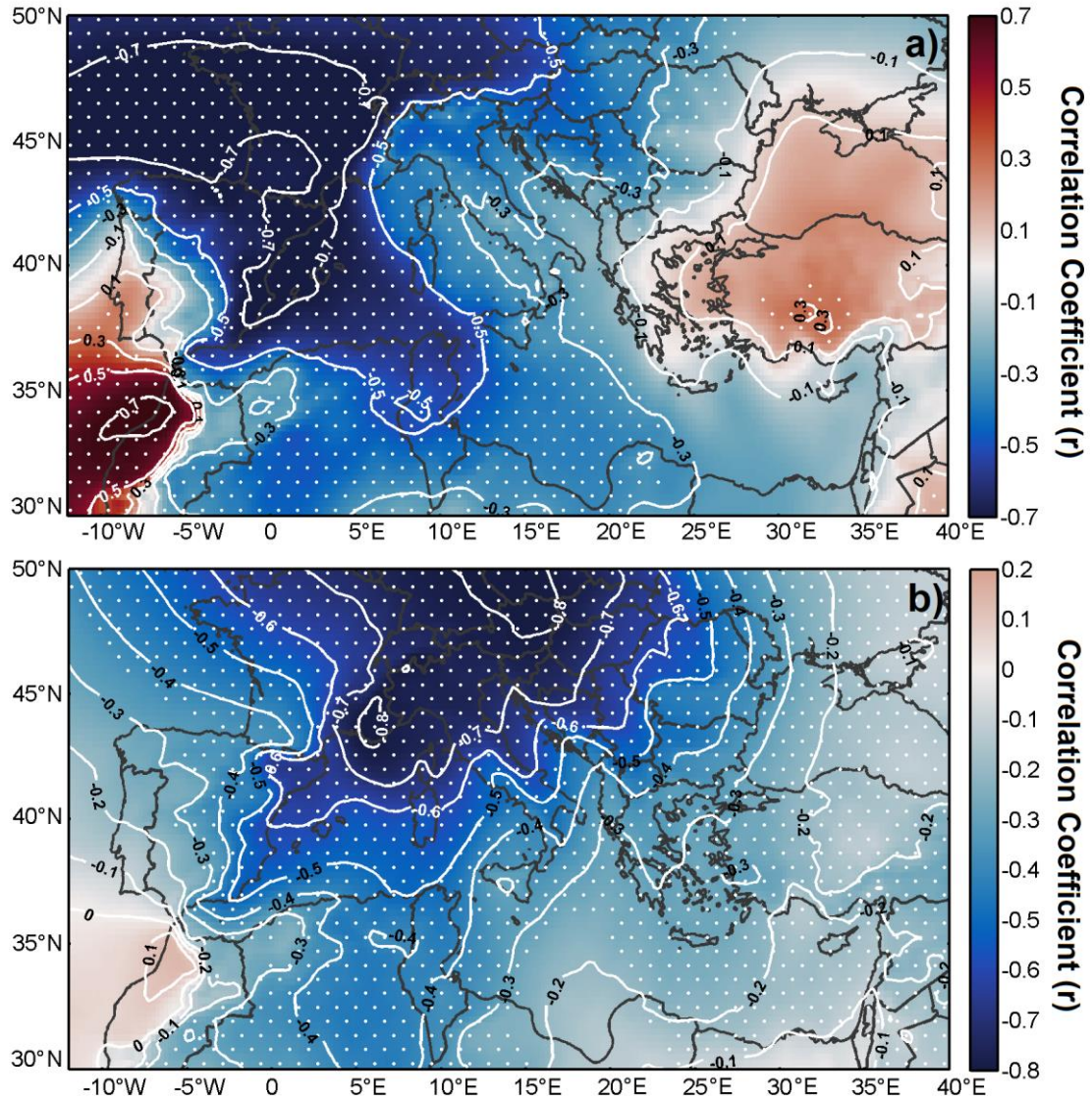


Fig. 4.2 Map of correlation coefficient yielded by the linear regression between the Mean Sea Level Pressure at each node of ERA5 mesh and High Frequency Radar - derived zonal currents in the eastern Strait of Gibraltar latitudinal transect indicated in Fig. 4.1b (red, black and blue dots). (a) For the period of June - July 2013, and (b) for the period of September - October 2015. White stippling indicates the nodes where significant correlations at 95% confidence are found.

Table 4.1 summarizes the correlations (according to a 95% confidence interval) among the different atmospheric variables and subinertial current. Concerning MSLP, two locations have been considered within the western

Mediterranean (the Ligurian Sea and Balearic Islands, red and black rectangles in Fig. 4.1a respectively) and the southern Gulf of Cadiz (blue rectangle in Fig. 4.1a). With regard to wind the zonal component (at 10 m height) has been selected over the NW Alboran Sea. As can be seen, MSLP over the Ligurian Sea and Balearic Islands are significantly correlated with both zonal component of the wind and HFR subinertial current, for the two analysed periods. Nevertheless, MSLP over the southern Gulf of Cadiz only shows significant correlation during the 2013 period and its correlation with the MSLP over the Ligurian Sea is not significant ($p\text{-value} > 0.05$). The time series of all these variables, for the two analysed periods, are shown in the Figs. 4.3 and 4.4.

For the period of June - July 2013 subinertial current is better correlated with zonal wind ($r = 0.802$) than with MSLP at the three considered locations, although correlations with MSLP remain high, $r = -0.631$ for Balearics and $r = 0.716$ for the southern Gulf of Cadiz. Also, high correlations between MSLP and zonal wind are found, $r = -0.801$ for Balearics and $r = 0.678$ south of the Gulf of Cadiz. For the period of September - October 2015 the roles are reversed. Subinertial current is better correlated with MSLP over the Ligurian Sea although correlation with zonal winds remains high ($r = 0.622$). Zonal wind is correlated with MSLP over the Ligurian Sea, albeit to a lesser extent than during the period of June-July 2013 ($r = -0.450$).

REVISING THE EFFECTS OF LOCAL AND REMOTE ATMOSPHERIC FORCING ON
THE ATLANTIC JET AND WESTERN ALBORAN GYRE DYNAMICS

Table 4.1 Results of linear regressions (correlation coefficient r and p -value, between brackets, with significance level at 95%) observed among all considered variables used in the study (corresponding time series are shown in Figs. 4.3 and 4.4). The variables involved in this study were the Mean Sea Level Pressure (MSLP in mbar) over the Ligurian Sea, the Balearic Islands, the southern Gulf of Cadiz – northwestern (NW) Africa (red, black and blue dashed rectangles in Fig. 4.1a), zonal component of the wind at 10 m height (u_{10} , m s^{-1}) over the northwestern Alboran Sea, the subinertial current (m s^{-1}) from High Frequency Radar (HFR) averaged along a latitudinal transect (Fig. 4.1b).

JUNE - JULY 2013						
		MSLP (mbar)			u_{10}	subinertial current
		Liguria	Balearic	NW-Africa	(m s^{-1})	(m s^{-1})
MSLP (mbar)	Liguria	1.000	0.441 ($3.70 \cdot 10^{-4}$)	-0.175 (0.179)	-0.268 (0.037)	-0.466 ($1.56 \cdot 10^{-4}$)
	Balearic	0.441 ($3.70 \cdot 10^{-4}$)	1.000	-0.252 (0.049)	-0.801 ($8.62 \cdot 10^{-15}$)	-0.631 ($5.01 \cdot 10^{-8}$)
	NW-Africa	-0.175 (0.179)	-0.252 (0.049)	1.000	0.678 ($1.97 \cdot 10^{-9}$)	0.716 ($9.33 \cdot 10^{-15}$)
u_{10} (m s^{-1})		-0.268 (0.037)	-0.801 ($8.62 \cdot 10^{-15}$)	0.678 ($1.97 \cdot 10^{-9}$)	1.000	0.802 ($8.44 \cdot 10^{-15}$)
subinertial current (m s^{-1})		-0.466 ($1.56 \cdot 10^{-4}$)	-0.631 ($5.01 \cdot 10^{-8}$)	0.716 ($9.33 \cdot 10^{-15}$)	0.802 ($8.44 \cdot 10^{-15}$)	1.000

SEPTEMBER - OCTOBER 2015						
		MSLP (mbar)			u_{10}	subinertial current
		Liguria	Balearic	NW-Africa	(m s^{-1})	(m s^{-1})
MSLP (mbar)	Liguria	1.000	0.703 ($2.73 \cdot 10^{-10}$)	0.169 (0.194)	-0.450 ($2.77 \cdot 10^{-4}$)	-0.779 ($3.26 \cdot 10^{-13}$)
	Balearic	0.703 ($2.73 \cdot 10^{-10}$)	1.000	0.398 (0.002)	-0.585 ($7.44 \cdot 10^{-7}$)	-0.563 ($2.33 \cdot 10^{-6}$)
	NW-Africa	0.169 (0.194)	0.398 (0.002)	1.000	0.222 (0.086)	0.171 (0.189)
u_{10} (m s^{-1})		-0.450 ($2.77 \cdot 10^{-4}$)	-0.585 ($7.44 \cdot 10^{-7}$)	0.222 (0.086)	1.000	0.622 ($8.56 \cdot 10^{-8}$)
subinertial current (m s^{-1})		-0.779 ($3.26 \cdot 10^{-13}$)	-0.563 ($2.33 \cdot 10^{-6}$)	0.171 (0.189)	0.622 ($8.56 \cdot 10^{-8}$)	1.000

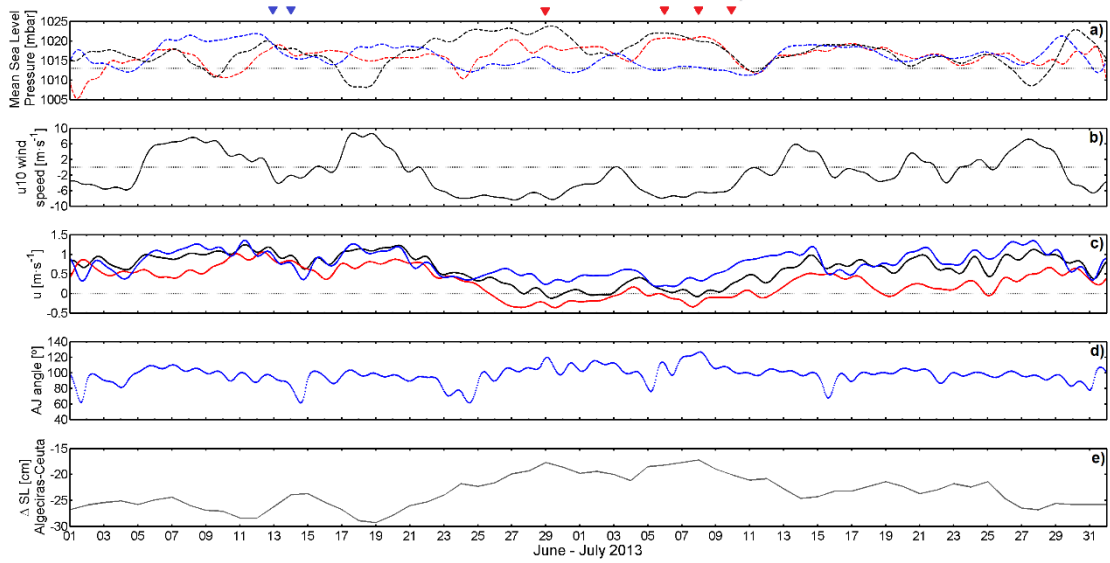


Fig. 4.3 Time series during June and July 2013. (a) Subinertial variation of the Mean Sea Level Pressure (MSLP in mbar) from ERA5 reanalysis over the Ligurian Sea (red time series and dashed red rectangle in Fig. 4.1a), the Balearic Islands (black time series and dashed blue rectangle in Fig. 4.1a) and the southern part of the Gulf of Cadiz - northwestern Africa (blue time series and dashed black rectangle in Fig. 4.1a). The horizontal dotted line delimits high and low pressures (1013 mbar). (b) Subinertial zonal component of the wind velocity (u_{10} , m s^{-1}) over the northwestern Alboran Sea. The horizontal dotted line delimits westerly/easterly wind directed eastward/westward. (c) High Frequency Radar (HFR) derived subinertial current (u , m s^{-1}) at three points across the Strait; northern (red time series), central (black time series) and southern (blue time series) (see Fig. 4.1b). (d) Subinertial current angle with respect to Geographic north (AJ-angle, $^{\circ}$) at the southern point. (e) Observed sea level difference (ΔSL in cm) between Algeciras and Ceuta tide gauges located in the easternmost Strait (blue squares in Fig. 4.1b). The inverted triangles indicate the days of HFR, and MODIS Chlorophyll-*a* maps shown in Figs. 4.5 and 4.6. Blue and red triangles indicate respectively westerly and easterly wind days.

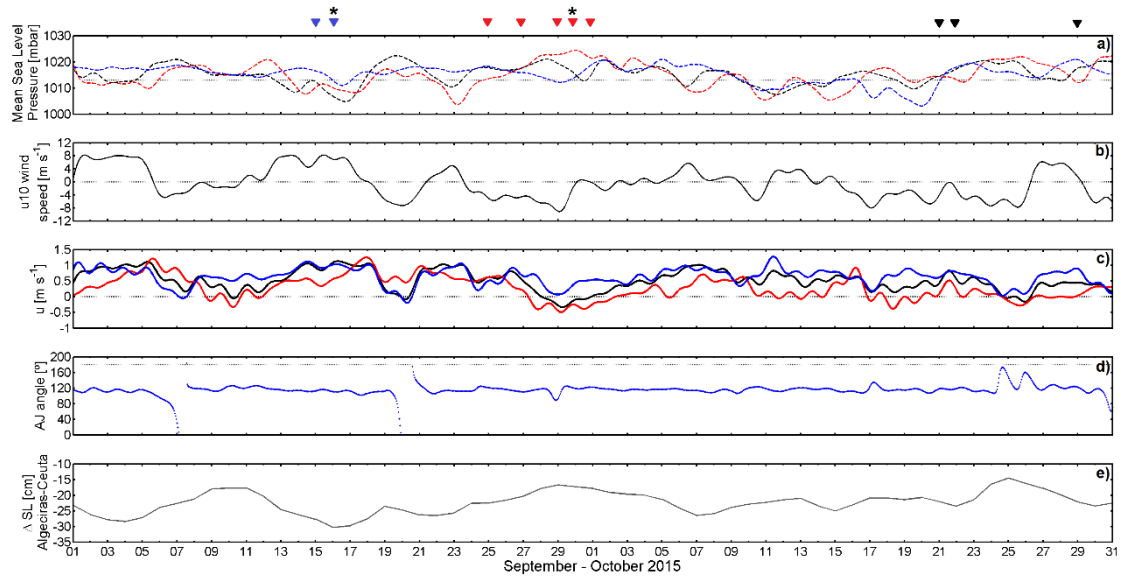


Fig. 4.4 Similar to Fig. 4.3 but referring to the 2015 period. Black inverted triangles indicate the days when the Atlantic Jet-Western Alboran Gyre system was disrupted (Fig. 4.8). The * symbol above the black triangles indicates the days of the maps of surface current and Sea Surface Height simulated by the SAMPA model, shown in Fig. 4.14.

4.3.2 Geostrophic balance of subinertial currents

In order to determine the possible geostrophic balance of the AI, we focused on the temporal evolution of the SL differences (ΔSL) between both coasts of the Strait of Gibraltar, SL at Algeciras minus SL at Ceuta (Figs. 4.3e and 4.4e). The lower differences are observed in easterly periods. The lowest ΔSL are observed between 29th June and 8th July (~ 17 cm). Nevertheless, when westerlies are established over the NW Alboran Sea the ΔSL is increased (~ 30 cm). This behaviour is in good qualitative agreement with that expected for a geostrophically adjusted AJ.

Table 4.2 shows the results of the linear regression between the zonal component of the across-strait averaged subinertial current and the linear gradient of sea level $\Delta SL/\Delta y$, being $\Delta y = 30$ km, the distance between Algeciras and Ceuta tide-gauges. As can be seen, high correlations are found ($r = -0.927$ for 2013 and $r = -0.853$ for 2015). Therefore, a straight negative linear relation exists between both variables. In order for the resulting straight line to represent a geostrophic balance its slope should approach the value g/f (where g is the gravitational acceleration and f the Coriolis parameter), which is not accomplished by the linear regression results. Assuming that this disagreement is due to the fact that HFR surface currents receive an important contribution from the direct wind drag current on the sea surface, this current must be corrected by this wind drag effect by subtracting a certain percentage of the wind velocity (Madsen, 1977; Bowden, 1983), before the performance of the linear regression. For this correction we will not assume the theoretical Ekman's solution since our study zone is far from the necessary assumption of infinitely deep ocean far from coastal boundaries that supports such a solution. Also, Madsen (1977) has shown that even under that assumption, if a more realistic eddy diffusion coefficient varying with depth is assumed instead of the constant one assumed by Ekman, the deflection angle of the surface current with regard to wind direction is approximately only 10° (on the right in the northern hemisphere), which is in better agreement with the observations. Following this reasoning we will assume that the surface current induced by the wind drag is pointing in the same direction as the wind at 10 m above the sea surface.

The results of the new linear regressions between the across-strait averaged subinertial current and $\Delta SL/\Delta y$ for some usual values of this percentage are also

shown in Table 4.2. As can be seen for corrections where 2% and 3% of the wind velocity are subtracted from the HFR current, the slope of the adjusted straight line has a value fairly close to the theoretical one. Note that correlation coefficients for the corrected series are somewhat reduced although they remain high. This lesser correlation could be caused by the uncertainties inherent to the use of simulated wind from the model MM5.

Table 4.2 Geostrophic balance assessment inferred from linear regression. Analysis between High Frequency Radar (HFR) derived current and across-strait sea level differences (SL at Algeciras minus SL at Ceuta) for both the 2013 and 2015 periods. Subtractions of 2% and 3% of wind velocity (at 10 m height) from the HFR current have been considered in order to remove the contribution of the direct wind drag effect on the surface current. g : gravitational acceleration, f : Coriolis parameter, r : correlation coefficient, m and b are the regression coefficients for the linear regression (slope and constant, respectively).

June - July 2013			September - October 2015		
g / f (36.00° N) = 114.332					
HFR TRANSECT STRAIT DATA without WIND CORRECTION					
r	m	b	r	m	b
0.927	280.917	-1.621	0.853	197.081	-1.000
HFR TRANSECT STRAIT DATA with WIND CORRECTION					
wind 2%					
0.902	191.365	-0.887	0.784	147.165	-0.632
wind 3%					
0.800	146.589	-0.519	0.679	122.207	-0.449

4.3.3 Variability of mesoscale and submesoscale features

In this section the variability of the observed submesoscale features will be analysed through grouping the observations of the two periods, June - July 2013 and September - October 2015, as they were taken under westerly or easterly wind conditions.

4.3.3.1 Westerly winds

Under westerly winds over the NW Alboran Sea, surface Chl- a and surface current patterns were similar in both analysed periods (Fig. 4.5). In these situations, the current intensities reached values up to 1.5 m s^{-1} at the central and southern points (black and blue time series in Figs. 4.3c and 4.4c). At the northern point (red time series in Figs. 4.3c and 4.4c), the flow was not as intense as the other points but never reached negative values. The observation of AJ angles, calculated from both horizontal HFR components and with regard to the Geographic north, at the southern point (Figs. 4.3d and 4.4d) indicates, as

expected, that there was no current reversal at this emplacement, since the angle oscillated between $100 - 120^\circ$ during westerly wind days.

Attending to the daily averaged HFR current maps on the easternmost side of the Strait of Gibraltar (right column, Fig. 4.5), an AJ extended along the whole transversal section, penetrates the Alboran Sea in an eastward direction. Moreover, the highest intensity of the current is reached during these days. The HFR-derived surface circulation during 2015 westerlies (Figs. 4.5f and 4.5h) follows the same pattern as in 2013 (Figs. 4.5b and 4.5d), the current was directed eastward in the whole domain and the highest intensities were reached under these wind conditions ($\sim 1.25 \text{ m s}^{-1}$).

During these westerlies situations (e.g. 15th and 16th September 2015, Figs. 4.5e and 4.5g) the NW Alboran Sea is characterized by a regular picture of the AJ-WAG system as well as by the presence of high Chl-*a* concentration (left column, Fig. 4.5) constrained to the coastal margin (at both sides of the Strait). This high Chl-*a* concentration acts as a flow tracer at the northern edge of the WAG in the Alboran Sea. It is worthwhile noting that similar picture of the AJ-WAG is found when low and short endured easterlies are blowing over the area (e.g. on 13th and 14th June 2013, Figs. 4.5a and 4.5c).

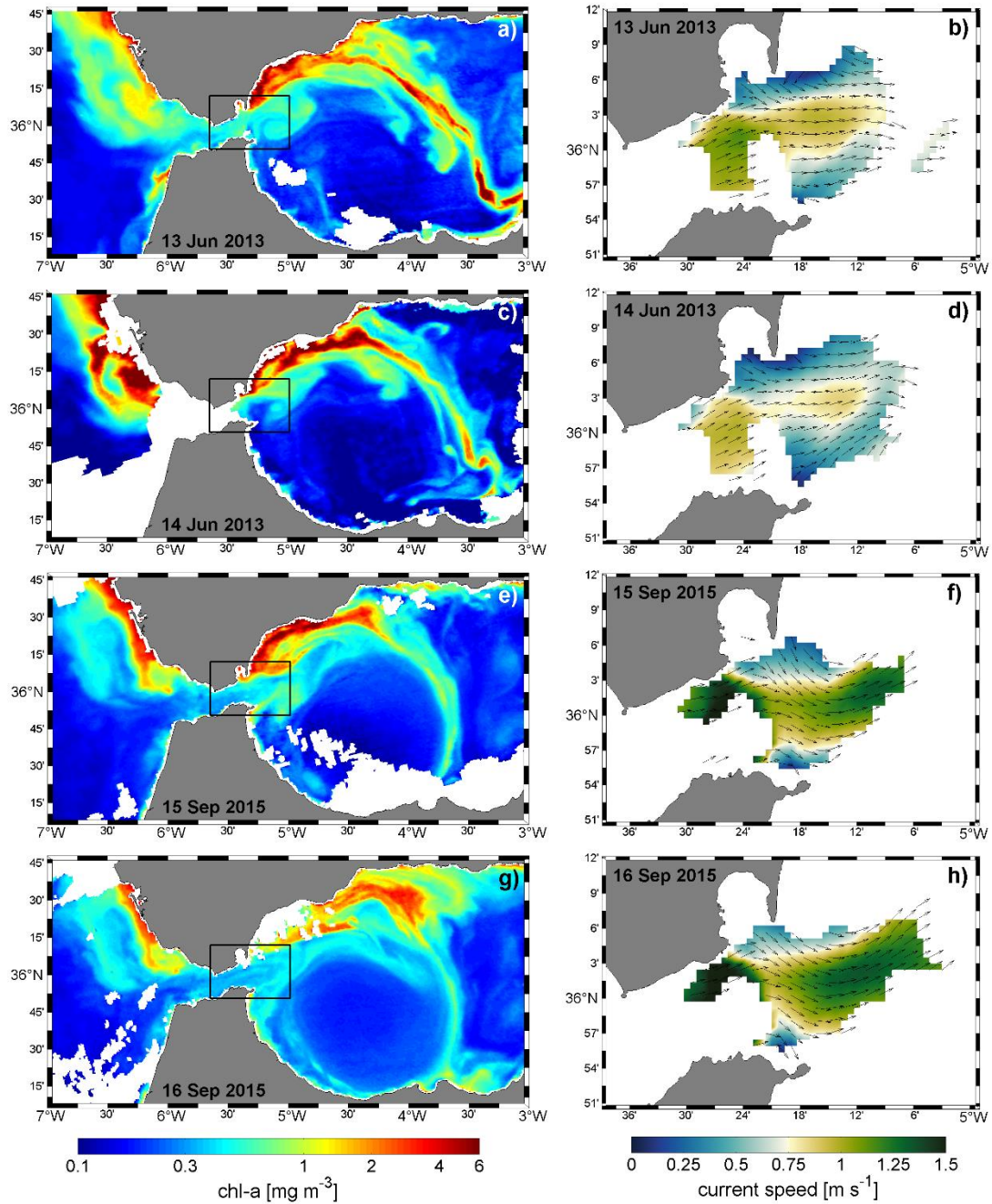


Fig. 4.5 Surface Chlorophyll-*a* (Chl-*a*, mg m^{-3}) satellite imagery of 1-km spatial resolution acquired by the MODIS-Aqua sensor (left column) and corresponding daily averaged surface currents maps (High Frequency Radar-HFR, m s^{-1}) for different days of June - July 2013 (a-d) and September - October 2015 (e-h), when conditions of westerly wind or low intensity easterlies were present in the area. Current velocity vectors are normalized for the sake of a clearer indication of the current direction. Black rectangle in Chl-*a* satellite imagery depicts the HFR area.

4.3.3.2 Easterly winds

During easterly wind events, daily surface Chl-*a* and surface currents circulation maps (Figs. 4.6 and 4.7) are far from the observed under westerly wind conditions (Fig. 4.5). Several days of easterlies (negative zonal component of wind) are observed in the NW Alboran Sea (see Fig. 4.3b) in the June - July 2013 event. An episode of intense and enduring easterlies is observed from ~22nd June to 10th July in which the zonal wind reached values up to 10 m s^{-1} . By the time the easterlies had been established over the NW Alboran Sea, the MSLP variations over the western Mediterranean (Balearic Islands) showed relatively high values (Fig. 4.3a) while over the southern Gulf of Cadiz – NW Africa low MSLP values were shown. The zonal component of HFR-derived subinertial currents across the Strait was weakened, especially at the northern point (red time series in Fig. 4.3c) during the days in which intense easterlies blew over the area. The current intensity was less reduced at the central and southern points (black and blue time series in Fig. 4.3c) than on the northern side (red time series in Fig. 4.3c), and although both points (central and southern) experienced instances of weakened flow, e.g. on 29th June, at the central point this reversion is hardly noticeable.

This reversion was not observed at the southern point (blue time series) at which, although the surface current had diminished, it did not reach negative values. The weakening of the AI intensity as well as its reversion (up to -0.5 m s^{-1} at the northern side of the Strait) therefore occurred under high MSLP over the Balearic Islands, low pressure over the southern Gulf of Cadiz – NW Africa and easterlies over the NW Alboran Sea (Fig. 4.3c). The latter surface circulation pattern is far from that observed under westerly wind conditions (e.g. from 5th to 21st June; Fig. 4.3c). At the northern point, the flow was not as intense as at the other points but never reached negative values. The observation of AJ angles at the southern point (Fig. 4.3d) experienced an increase that indicates a bearing towards the south of a narrower AJ under the aforementioned persistent easterly wind periods. On 29th June 2013, after ~7 days of easterlies blowing over the NW Alboran Sea, notable changes in the surface circulation can be observed (Fig. 4.6b). A CCC appears at Punta Europa and extends to Punta Carnero (Fig. 4.1b) during the following days where a small current front is developed (Fig. 4.6b). Moreover, after several days of intense easterlies, the front is displaced and elongated in a southwest direction (Figs. 4.6f and 4.6h). In addition, the surface current was weakened in the whole area.

The presence of the CCC and the weakened AI current is accompanied by the appearance of a cyclonic vortex east of the Strait's exit. This vortex was developed during the easterlies event (Fig. 4.6) and disappeared once easterlies stopped blowing and the AJ recovered its intensity. Although easterly winds were not as persistent in the last week of July, the current at the northern point (red time series in Fig. 4.3c) kept low values of intensity compared to the current intensity values recorded at the other points, and even a weak CCC appeared intermittently.

After one week of intense easterlies (Fig. 4.3b), the northern edge of the WAG can still be distinguished (29th June, Fig. 4.6a). Nevertheless, the concentration of Chl-*a* was displaced to the easternmost side of the Strait where a large patch of Chl-*a* is observed. Changes in the surface distribution of the Chl-*a* are clear, as observed on 6th July (Fig. 4.6c). By this date, easterlies had been blowing for 15 days (Fig. 4.3b) and no Chl-*a* is observed on the NW Alboran Sea coast. Furthermore, the WAG is not occupying the whole western Alboran, concurring with an increased incoming angle of the AJ (Fig. 4.3d), and is partially dismantled and displaced eastward. This situation remains until the end of this easterlies event (10 July, Fig. 4.6g). In the middle of this event, the NW Alboran Sea was relatively depleted of Chl-*a* (Fig. 4.6c) but later a zone with higher concentration appears in the whole Strait, extending to the Alboran Sea, where it occupies the southwestern corner of the WAG (Figs. 4.6e and 4.6g). During the following days, the entrance of colder and Chl-*a* enriched water (not shown) maintains the WAG shifted eastward. Once the easterlies weakened, the WAG was slightly displaced westward approaching its usual position.

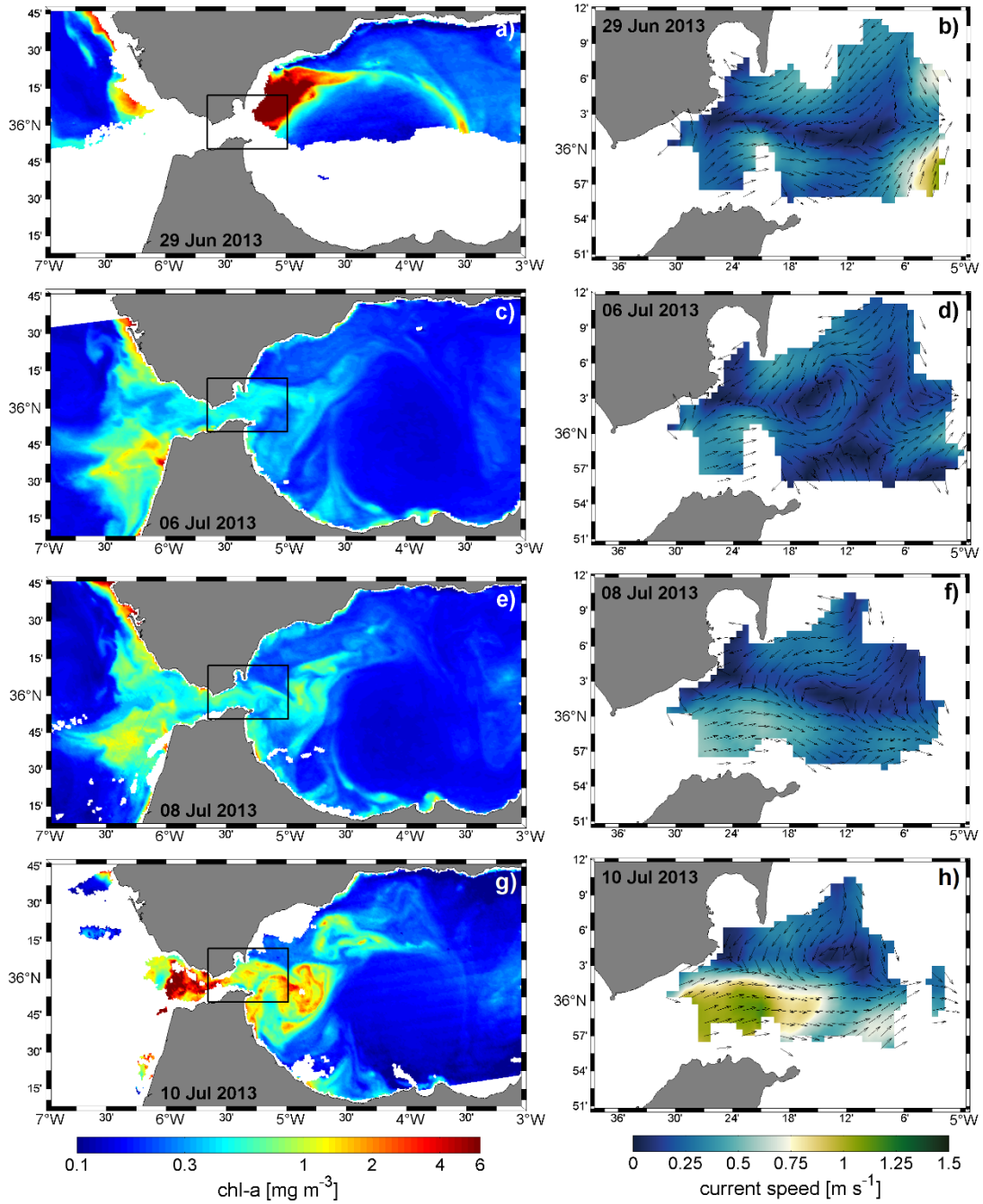


Fig. 4.6 Surface Chlorophyll-*a* (Chl-*a*, mg m^{-3}) satellite imagery of 1-km spatial resolution acquired by the MODIS-Aqua sensor (left column) and corresponding daily averaged surface currents maps (High Frequency Radar-HFR, m s^{-1}) for different days of June - July 2013, under easterly wind conditions. Current velocity vectors are normalized for the sake of a clearer indication of the current direction. Black rectangle in Chl-*a* satellite imagery depicts the HFR area.

During the late summer – early fall event in 2015 the easterlies did not last as long as those observed during 2013 (Fig. 4.4b). Nonetheless, intense easterlies

blew over the area and produced behaviours quite similar to those found in the 2013 period. From the visual analysis of Figs. 4.4a and 4.4c, we can see that higher/lower MSLP over the Ligurian Sea coincides relatively well with the negative/positive zonal component of the wind over the NW Alboran Sea. As in the 2013 period, by the time the easterlies were blowing, the subinertial flow decreased and reversed (Figs. 4.4c and 4.4d). During this period, the current intensities in both the central and southern points of the Strait (black and blue series; Fig. 4.4c) varied in a similar way for almost the entire period. However, at the southern point, small negative values of the zonal component of the subinertial flow were sporadically recorded, a fact not observed in the 2013 period (Fig. 4.3c). Although the current intensity at the central and southern points was weakened in several instances (e.g. 20th September), the northern point (red series) presents a more marked variability. The sharpest and lasting decrease of the flow (northern point - 0.5 m s^{-1}) took place around 29th September, when strong easterly wind prevailed over the area.

As observed during the 2013 easterlies events, the circulation pattern is changed from the observed during westerlies (Fig. 4.5) when easterlies started to blow over the area (e.g. from 25th September; Fig. 4.7b). Three days later (on 27th September; Fig. 4.7d) the presence of the CCC was extended towards the northern half of the Strait. In this case, the CCC could not be extended further west beyond Punta Carnero because of the presence of a front located there. Consequently, the flow is forced to veer eastward, leading to the formation of a cyclonic vortex at the easternmost exit of the Strait (Figs. 4.7d, 4.7f and 4.7h). The presence of the cyclonic vortex and the reduced flow persisted until the drop in the wind intensity (on 1st October, Fig. 4.7h). By this time, the circulation was driven eastward again, and the current intensity increased.

The presence of easterlies over the area removed the high concentration of Chl-*a* (left column, Fig. 4.7) from the coast and displaced offshore driven by the cyclonic circulation that prevails in the area. On the one hand, very low Chl-*a* concentration was found along the Moroccan coast (contrary to the 2013 period, Figs. 4.6c and 4.6e). On the other hand, high Chl-*a* concentration was found east of the Strait exit. After one week of intense easterlies (1st October, Fig. 4.7g) the NW Alboran Sea coast was depleted of Chl-*a* and only a narrow filament of $\sim 1 \text{ mg m}^{-3}$ concentration remained in the area.

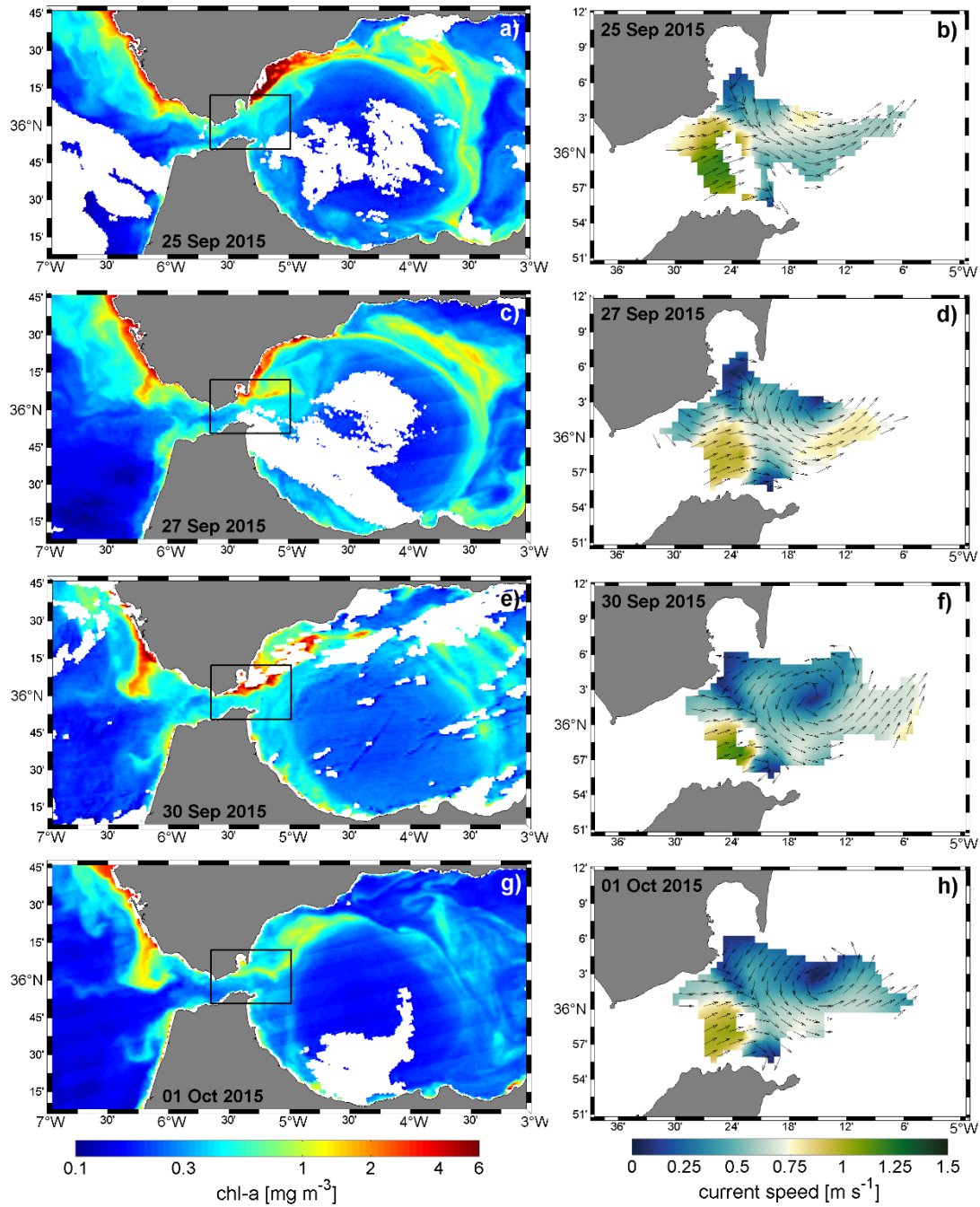


Fig. 4.7 Surface Chlorophyll-*a* (Chl-*a*, mg m^{-3}) satellite imagery of 1-km spatial resolution acquired by the MODIS-Aqua sensor (left column) and corresponding daily averaged surface currents maps (High Frequency Radar-HFR, m s^{-1}) for different days of September - October 2015, under easterly wind conditions. Current velocity vectors are normalized for the sake of a clearer indication of the current direction. Black rectangle in Chl-*a* satellite imagery depicts the HFR area.

The following paragraphs are focused on analysing the AJ-WAG disruption events associated to intense and persistent easterlies. We begin the description of these events referring to the 2015 period. In this period, although the intense

easterlies at the end of September 2015 (Fig. 4.4b) were not able to disrupt the AJ-WAG system (Fig. 4.7), they provoked a clear alteration as shown in Fig. 4.8 at the end of October 2015.

The second half of October was characterized by the alternation between easterlies and low intensity westerlies. Nevertheless, the easterlies showed higher predominance. Some oscillations in both MSLP (Fig. 4.4a) and subinertial current (Fig. 4.4c) of considerable amplitude were presented. Figs. 4.8a and 4.8b (left column) show the previously observed surface Chl-*a* concentration distribution during easterlies. It can be seen that during this situation the Chl-*a* concentration, previously located close to the coast, is displaced offshore.

In contrast, HFR-derived surface current (Figs. 4.8a and 4.8b, right column) corresponding to the same days as the Chl-*a* images had decreased in the northeastern corner of the HFR domain and part of the cyclonic circulation developed close to the Strait exit is captured. On 29th October this cyclonic vortex was reinforced and penetrated into the Strait while the AJ was forced to enter into the Alboran Sea veering southwards and displacing the WAG eastward (Fig. 4.8c).

Between 22nd and 29th October (Figs. 4.8b and 4.8c) the cloud coverage did not allow us to obtain valid satellite images. It is very likely, however, that the AJ-WAG system was decoupled around 25th October when, considering the behavior of the involved variables during these days (Fig. 4.4), a reversion of the flow was registered in the northern and central point of the eastern side of the Strait. The occurrence of this event coincided with high MSLP over the Ligurian Sea and easterlies over the NW Alboran Sea. Moreover, at the southern point (Figs. 4.4c and 4.4d) the incoming angle of the AJ increased almost reaching 180° , and extremely veered AJ towards the south. The ΔSL also showed the lowest value in the whole time series (Fig. 4.4e), meaning that SL on the northern coast of the Strait (Algeciras, Fig. 4.1b) was raised under the mentioned conditions. Although after 26th October rapid changes in the atmospheric conditions are depicted, they were not able to reverse the situation of the AJ-WAG system, remaining decoupled until mid-November (not shown). The presence of the CCC along the northern Strait and the cyclonic vortex at the easternmost exit remained until the 30th October.

Regarding the 2013 period, it is expected that a similar behavior may be triggering the disruption event shown by the satellite images in Fig. 4.6, which

occurred during an intense and persistent easterly winds event as shown in the same figures.

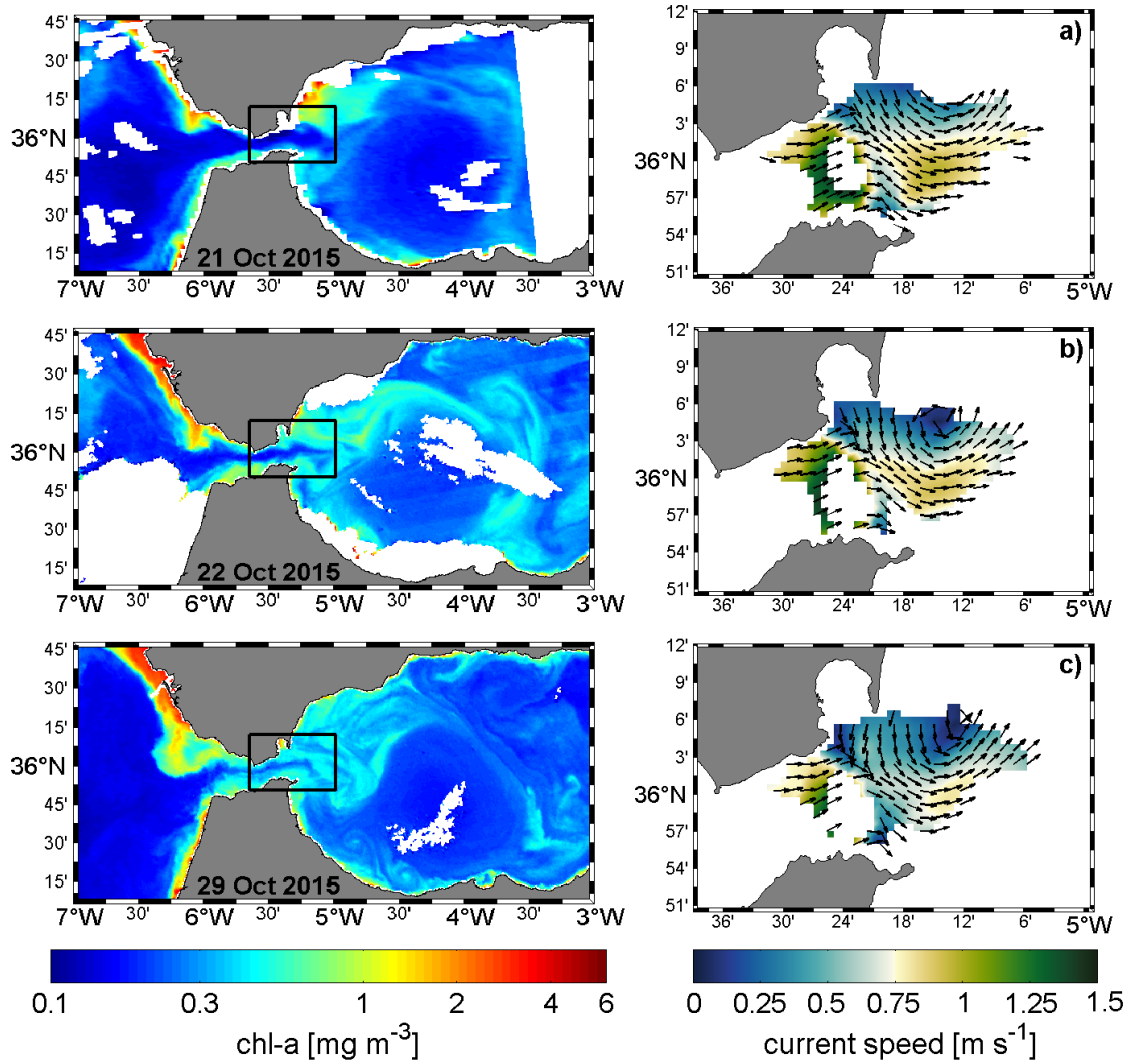


Fig. 4.8 Atlantic Jet–Western Alboran Gyre system decoupling event at the end of October 2015. The right column shows the daily High Frequency Radar (HFR, m s^{-1}) surface currents and the left column shows the satellite imagery of surface Chlorophyll-*a* (Chl-*a*, mg m^{-3}) 1-km spatial resolution acquired by the MODIS-Aqua. Both surface currents and Chl-*a* are represented for the same days. Black rectangle in Chl-*a* satellite imagery depicts the HFR area.

4.4 Physical mechanisms behind the effects of atmospheric forcing on the Atlantic Inflow

This section describes the analysis of the different physical mechanisms by which the different forcing variables identified in the previous section are affecting the AI. The analysis was focused on two main forcings: (i) the remote forcing related to MSLP over the western Mediterranean and, (ii) the wind-driven forcing over the eastern part of the Strait. Within the second forcing we distinguish the direct effect of wind-driven forcing over the eastern part of the Strait from the

effects related to the wind-driven circulation further east of the Strait along the NW Alboran Sea coast.

4.4.1 Response to mean sea level atmospheric pressure variations in the western Mediterranean through a 1-D numerical model

In this section we will use the numerical model referred to in Dastis et al. (2018) in order to revise the effect of MSLP variations in the western Mediterranean on the subinertial flow in the Strait of Gibraltar.

This numerical model is based on the numerical integration of the barotropic long-wave equations for the 1-D case, the momentum balance:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x} \quad (4.1)$$

and volume conservation,

$$\frac{\partial}{\partial x}(hbu) = -b \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (4.2)$$

where x is the along-channel co-ordinate, u is the along-channel current velocity; η is the sea surface vertical distance with respect to the mean sea level; P_a is the MSLP; h and b are the bottom depth and width respectively.

These equations are numerically integrated on a channel closed on the wider side (on the right) and open in the narrower side (on the left). The specific along-channel variation of depth and width is shown in Fig. 4.9. This idealized geometry attempts to resemble the main morphological features of the actual basin and the transition from the Mediterranean to the Atlantic side through the Strait of Gibraltar. Once t and x coordinates are discretized as $t = (j-1)\Delta t$ and $x = (i-1)\Delta x$, the Eqs. (4.1) and (4.2) are integrated using a leap-frog type explicit alternant finite differences scheme (Orlanski, 1976) as follows:

$$\eta_{i+2}^{j+1} = \bar{\eta}_{i+2}^{j-1} - \frac{\Delta t}{\Delta x b_{i+2}} (u_{i+3}^j b_{i+3} - u_{i+1}^j b_{i+1}); \quad \bar{\eta}_{i+2}^{j-1} = \frac{1}{4} (\eta_i^{j-1} + 2\eta_{i+2}^{j-1} + \eta_{i+4}^{j-1}) \quad (4.3)$$

$$u_{i+1}^{j+2} = u_{i+1}^j - g \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i+2}^{j+1} - \eta_i^{j+1}) - \frac{\Delta t}{\rho \Delta x} (p_{a,i+2}^{j+1} - p_{a,i}^{j+1}) \quad (4.4)$$

Also, a free radiation condition is imposed on the left open boundary ($i = ns$) by specifying:

$$\eta_{ns}^{j+1} = \eta_{ns}^{j+1} - \frac{\Delta t}{\Delta x} \sqrt{gh_{ns}} (\eta_{ns}^{j-1} - \eta_{ns-1}^{j-1}) \quad (4.5)$$

$$u_{ns-1}^{j+2} = \sqrt{g/h_{ns-1}} \eta_{ns}^{j+1} \quad (4.6)$$

Finally, a no-flow condition on the right closed boundary is imposed by specifying $u_1^j = 0$. The spatial resolution of the scheme is $\Delta x = 10000$ m while the used time integration step is $\Delta t = 10$ s.

In order to consider the different feasible patterns of MSLP variations that have been identified in the two periods of observation two different functions to reproduce these variations have been used. To the right of the narrowing, the MSLP variations are prescribed by using a Gaussian function that expresses the spatial variation along the x direction multiplied by a sine function that reproduces the variations with time:

$$p_a(x, t) = A_e e^{\frac{-(x-x_0)^2}{a^2}} \sin(\omega t) \quad (4.7)$$

where ω is the angular frequency of the MSLP oscillation; A_e is the maximum amplitude of the oscillation; x_0 is the distance from the left boundary where the Gaussian peak is located and a is a parameter determining the width of this peak. The same function is used to the left of the narrowing to assess the influence of MSLP in that side of the dominion. In this case, a phase lag of π radians is introduced within the sine argument. This phase lag is introduced to match the negative correlation between MSLP oscillations in the Balearic Islands and the NW Africa during the 2013 period (see Fig. 4.2a).

In the following paragraphs we describe the results from three numerical experiments performed with this numerical model aimed to understand the response of barotropic subinertial flow through the Strait of Gibraltar to the MSLP variations in the western Mediterranean. Two numerical experiments are intended to reproduce the situations found during the periods of June - July 2013 and September - October 2015.

Motivated by the high positive correlation shown in Fig. 4.2 between MSLP in the southern Gulf of Cadiz – NW Africa and subinertial current in the Strait of Gibraltar, an additional experiment (not shown) considering only the forcing over the latter region yields a very small maximum current (about 1 cm s^{-1}) in the Strait, indicating minimal importance of the MSLP forcing significantly affecting the subinertial current variation through the Strait.

Returning to the experiments focused in the MSLP forcing over the western Mediterranean, the MSLP variation that will characterize the forcing are centred at 650 km and 100 km from the eastern closed wall. These configurations intend to

resemble the observed MSLP forcing over the Balearic Islands and the Ligurian Sea, respectively. The amplitude of the MSLP variation was 20 mbar for both cases and the widths of the MSLP systems were 1000 km and 500 km for the Balearic Islands and the Ligurian Sea cases, respectively. The temporal behaviour of the MSLP variation is characterized by the sine function of Eq. (4.7) using an angular frequency $\omega = 2\pi/T$, with $T = 4$ days. The forcing is only kept for half a period, with MSLP varying from zero at $t = 0$, reaching the maximum amplitude at $t = T/4$ and decreasing to zero again at $t = T/2$.

In Fig. 4.9 the simulations of SSH and current response are shown, over the sill of the narrowing, to those MSLP variations (also shown). As a rule of thumb, for both cases, an increase in MSLP is accompanied by an increase in the westward (negative sign) current velocity in the narrowing of the channel and a rising of SSH here. Also, the delay in reaching the current velocity maximum with respect to the moment when the maximum MSLP is reached is approximately 6-7 hours (Figs. 4.9c and 4.9d), which is in agreement with the high travel speed of the barotropic surges. Taking, for instance, a mean depth of 1000 m it produces a value $c = (gh)^{1/2} \sim 357 \text{ km h}^{-1}$. These general results explain the negative correlation observed between MSLP variations over the NW Mediterranean and subinertial currents in the Strait of Gibraltar.

Subinertial current intensity over the sill reaches 0.30 m s^{-1} when the forcing is centred close to the eastern end of the channel (100 km) and considerably lower, 0.12 m s^{-1} , when the forcing is centred far from the eastern end (650 km) (Figs. 4.9c and 4.9d). In the latter case, it has been used a width of the MSLP of 1000 m, a lesser width produced a lesser current intensity. Another interesting difference between both cases concerns the SSH perturbation that arrives in the narrowing. This perturbation is significantly larger when the forcing is closer to the eastern end. These results highlight the important role that the position and extension that the MSLP system play within the western Mediterranean in defining the magnitude of the induced subinertial current in the Strait of Gibraltar. In spite of the simplicity of the used numerical model, it has been useful to improve the understanding of the physical mechanism by which subinertial current in the Strait is related to MSLP variations over the western Mediterranean and to estimate the magnitude order of the involved current intensity variations.

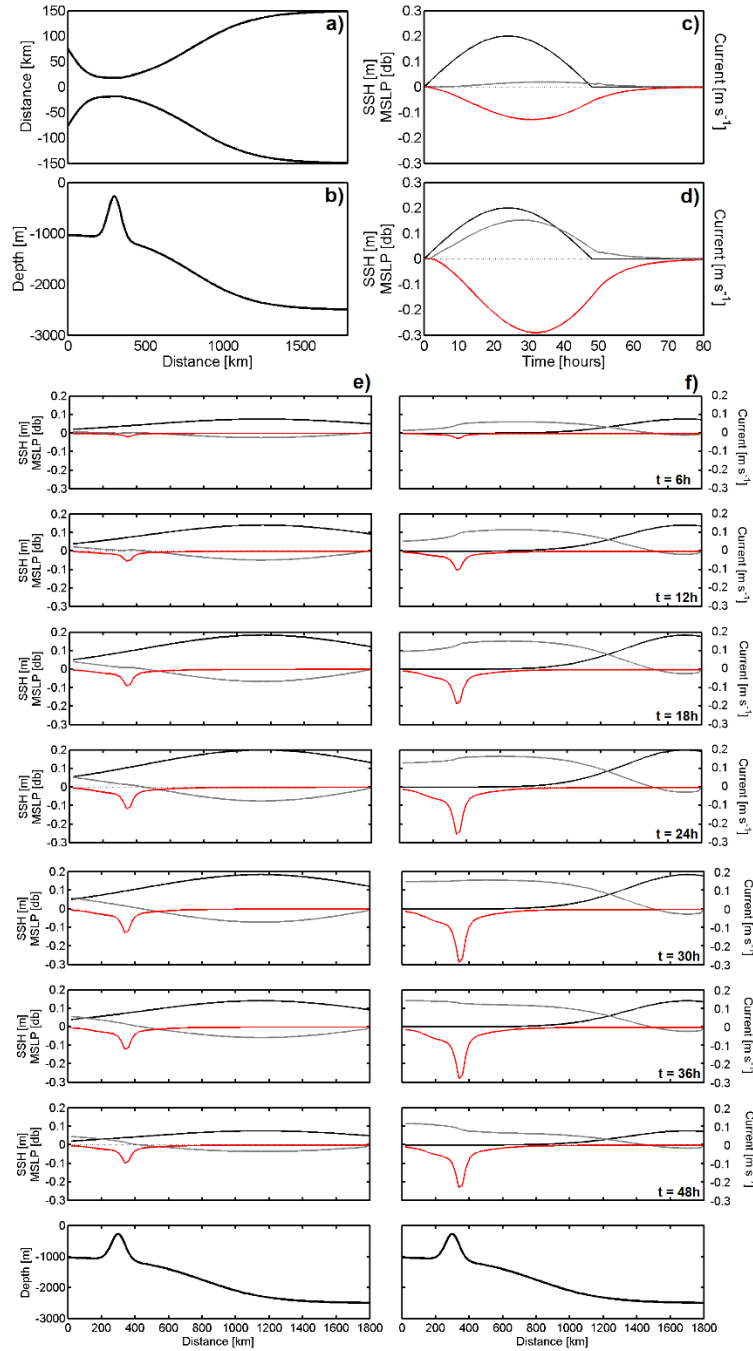


Fig. 4.9 (a-b) Geometry of the channel used to simulate the response of subinertial currents in the Strait of Gibraltar to Mean Sea Level Pressure (MSLP) variations in the western Mediterranean channel is open at its eastern side and closed at the western side. In (c-d) the simulated time series of Sea Surface Height (SSH) (grey line) and current velocity (red line) are shown within the narrowing right over the sill along with the MSLP value at the centre of the MSLP system (black line). (c) Centred at 650 km from the eastern closed boundary and (d) centred at 100 km from the eastern boundary. (e) The along-channel variations of simulated variables at different times when the MSLP forcing is centred at 650 km (1000 km wide) from the eastern closed boundary of the channel. The MSLP forcing has been prescribed using Eq. (4.7), reproducing a sinusoidal variation during 48-hour period which has a maximum amplitude of 20 mbar. In (f) is shown the same graphics as in (e) but when the MSLP forcing is centred at 100 km (500 km wide) from the eastern closed boundary. In (e) and (f) the black line depicts the MSLP, the grey line SSH and the red line corresponds to the horizontal current.

4.4.2 Local wind effect on the Atlantic Inflow intensity

The response of the AI to local wind forcing may be characterized by the momentum balance in a two-layer flow. As usual when dealing with the hydrodynamic intense flows along elongated straits we will assume that flow in each layer is 1-D. This approximation has been widely applied in the Strait of Gibraltar by several authors (Bormans and Garrett, 1989; Candela et al., 1989; García-Lafuente et al., 2002c).

To identify the dominant forcing terms in the upper layer momentum balance and check the validity of the 1-D approximation we will use SAMPA simulations of subinertial surface currents and SSH over the eastern side of the Strait of Gibraltar during September - October 2015. On the basis of these simulations we have estimated the values for the different terms of the following along-strait momentum balance:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} - f v_1 = -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + F \quad (4.8)$$

Where, u_1 and v_1 are the along- and across-strait component of the upper layer current, respectively; ζ_1 the SSH above the mean SL; x the along-strait spatial coordinate; g is the gravitational acceleration; f the Coriolis parameter and F stands for an external force as that due to the wind drag at the sea surface.

The resulting values are shown in Fig. 4.10 where it can be seen that the dominant terms are the advective acceleration and pressure gradient which seem to be balancing each other above all when the along-strait current component reaches its greatest values. The along-strait Coriolis term only shows values comparable with these dominant terms when the along-strait current is weakened. It is worth noting that in these specific moments the increase in the values of this term are caused by slight changes of direction ($\sim 10^\circ$) of the AJ which are not too significant from a dynamical point of view. These slight changes in direction are able to create an appreciable across-strait current which is the projection of a possible main current direction in the across-strait direction. This reasoning along with the comparison between the along- and across-strait components shown in Fig. 4.10b allows us to exclude the across-strait component from further analysis.

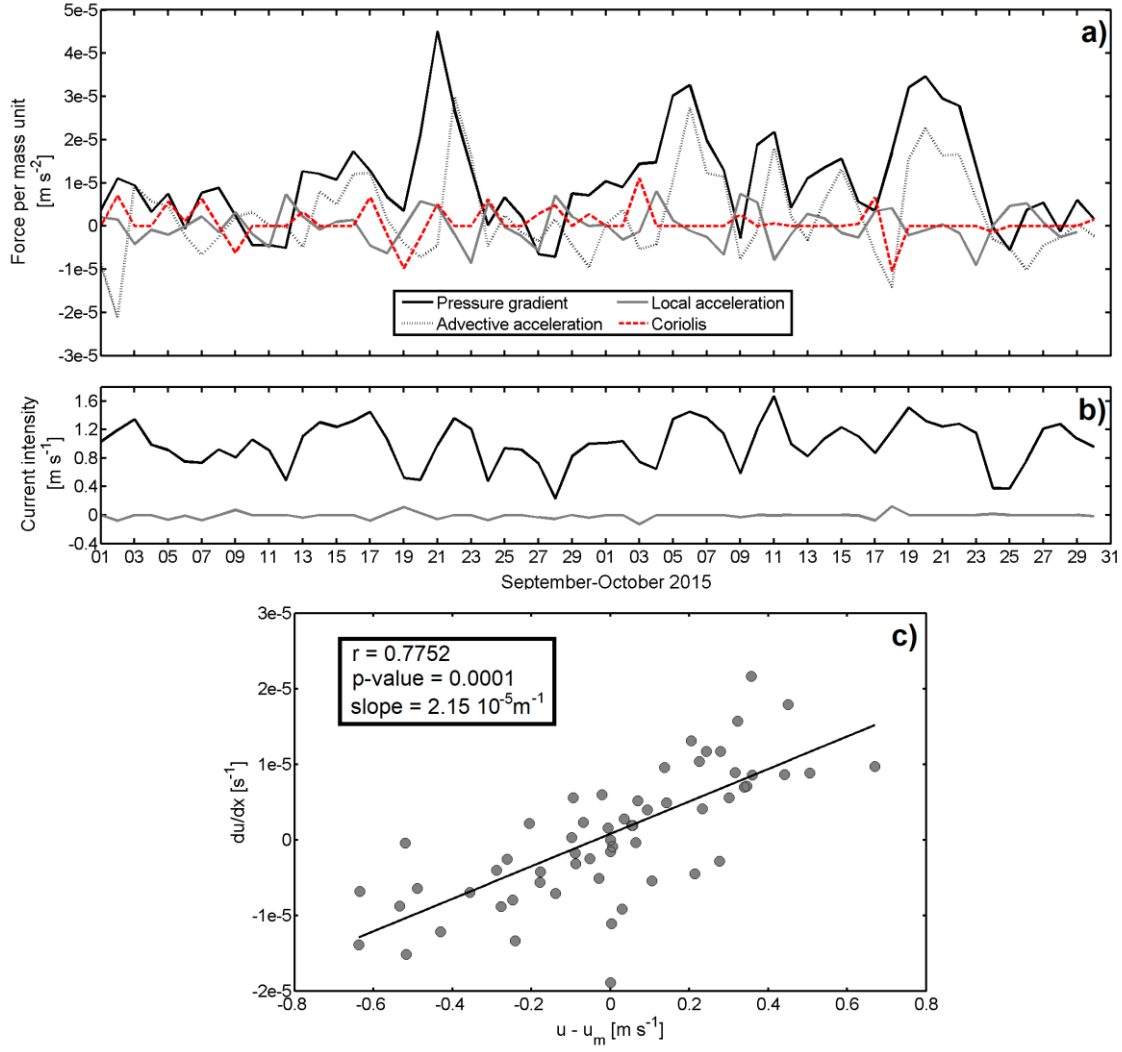


Fig. 4.10 (a) Different terms of the momentum balance in the along-strait direction as approached using the simulations provided by SAMPA model at the two black stars position indicated in Fig. 4.1b. Along-strait pressure gradient (solid black line, m s⁻²), advective acceleration (dotted black line, m s⁻²), local acceleration (solid grey line, m s⁻²) and Coriolis term (dashed red line, m s⁻²). (b) Current velocity components in the along-strait (black line, m s⁻¹) and across-strait (grey line, m s⁻¹) directions. (c) Linear regression between du/dx and spatially averaged along-strait current velocity referred to the time averaged value u_m . Both variables have been computed using the same SAMPA model simulations at the black stars position indicated in Fig. 4.1b.

Therefore, admitting a stationary flow under persistent along-strait wind conditions and neglecting the across-strait current velocity, the momentum balance for the upper layer in the along-strait direction Eq. (4.8) may be written as:

$$u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} = -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + \frac{\tau_x^w}{h_1 \rho_1} \quad (4.9)$$

where τ_x^w is the zonal wind stress on the sea surface, h_1 and ρ_1 are the upper layer thickness and density, respectively.

Moreover, based on the experimental results of section 4.3, the momentum balance in the across-strait direction results in:

$$u_1 = -\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} \quad (4.10)$$

where y is the across-strait spatial coordinate. Similar momentum balances, although using the local instead the advective acceleration, have been applied to the Strait of Gibraltar by Toulany and Garrett (1984) and García-Lafuente et al. (2002c).

By rewriting Eq. (4.9) as:

$$\frac{1}{2} \frac{\partial u_1^2}{\partial x} = -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + \frac{\tau_x^w}{h_1 \rho_1} \quad (4.11)$$

Its integration with x along a given longitudinal section of the Strait leads to:

$$u_1^2 = -2g \int_0^L \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} dx + \frac{2}{h_1 \rho_1} \int_0^L \tau_x^w dx \quad (4.12)$$

Substituting the expression for the wind stress at the sea surface $\tau_x^w = \rho_a C_d |u_w| u_w$

Where ρ_a is the air density, C_d the drag coefficient and u_w the along-strait component of the wind, we obtain

$$u_1^2 = -2g \int_0^L \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} dx + \frac{2\rho_a C_d}{h_1 \rho_1} \int_0^L |u_w| u_w dx \quad (4.13)$$

Admitting a constant wind along the analysed Strait area Eq. (4.13) leads to

$$u_1 = \sqrt{2 \left(-g \Delta \zeta_1 + \frac{\rho_a C_d |u_w| u_w L}{h_1 \rho_1} \right)} \quad (4.14)$$

Where $\Delta \zeta_1 = \zeta_1(L) - \zeta_1(0)$.

Eq. (4.14) is an approximation to the upper layer stationary current, u_1 that could be developed under the effect of a persistent wind blowing in the along-strait direction. In absence of wind, the current velocity is:

$$\bar{u}_1 = \sqrt{-2g \Delta \zeta_1} \quad (4.15)$$

Which may be approximated by the time averaged value of the HFR-measured current in the considered zone provided that the wind-induced contribution from westerlies and easterlies cancel each other (the time averaged zonal wind velocity was -1.442 and -0.010 m s⁻¹ for the 2013 and 2015 periods,

respectively), mainly representing the average of the part of the mean current caused by the mean along-strait sea level gradient.

Once the flow has reached a given velocity u_1 Eq. (4.10) indicates that it is geostrophically balanced by an across-strait pressure gradient, which is provided by the corresponding SSH across-strait gradient.

In order to evaluate the time taken for the transition to the stationary adjustment described by Eqs. (4.9) and (4.10), we can consider the time dependent version of Eq. (4.8)

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} = F \quad (4.16)$$

Where F is a stationary forcing term, which comprises the along-strait pressure gradient and wind stress forcing:

$$F = -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + \frac{\tau_x^w}{h_1 \rho_1} \quad (4.17)$$

In order to express the advective acceleration more conveniently for further proposes, we consider that the across-strait averaged zonal current intensity approximately verifies the following simplified version of the volume conservation in the upper layer

$$\frac{\partial}{\partial x} (u_1 S_1) = 0 \quad (4.18)$$

being S_l the transversal area of the upper layer. Operating the derivative on the Left-Hand Side (LHS), we arrive at the following equivalent expression of volume conservation:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{S_1} \frac{\partial S_1}{\partial x} u_1 \quad (4.19)$$

where it is worthwhile noting that provided S_l varies exponentially with x , that is

$$S_1(x) = S_0 e^{-m_u x} \quad (4.20)$$

S_0 meaning for the area of the westernmost transversal section, its substitution into Eq. (4.19) leads to the following linear relation between the along-strait current velocity gradient and the current velocity itself

$$\frac{\partial u}{\partial x} = m_u u_1 \quad (4.21)$$

This theoretical relation is supported by the significant high correlation found between these two variables built on the base of SAMPA model simulations shown in Fig. 4.10c. At this point, it is convenient to take into consideration the relatively short distance between the sections ($L = 12\text{-}20$ km) that bound the spatial dominion where we are evaluating the solution given by Eq. (4.14). Along this short distance, the exponential variation of S_I with x may be approximated by a linear one, which may be found by expanding in Taylor's series the Eq. (4.20), which yields:

$$S_1(x) \approx S_0 - S_0 m_u x \quad (4.22)$$

An important result arising from the comparison between Eqs. (4.20) and (4.22) is that they produce their closest values from each other when $m_u = 1/(2L)$.

Considering Eq. (4.20), the Eq. (4.9) can be written as:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + m_u u_1^2 = F \quad (4.23)$$

which is a Riccati type ODE (first-order nonlinear Ordinary Differential Equation) similar to the one found by Csanady (1974) in his analysis of the adjustment time to bottom friction of a slope coastal current and whose solution is:

$$u_1(t) = \sqrt{\frac{F}{m_u}} \left(\frac{1 - e^{-2m_u t}}{1 + e^{-2m_u t}} \right) \quad (4.24)$$

Note that in the limit $t \rightarrow \infty$ the solution given by Eq. (4.24) tends towards the solution given by Eq. (4.14) provided $m_u = 1/(2L)$ which is an expected result in accordance with the discussed in previous paragraphs. Taking a value $L = 12000$ m, the time to arrive at the stationary solution is given by the time needed by the function between brackets on the Right-Hand Side (RHS) of Eq. (4.24) to reach its asymptotic value. In Fig. 4.11 the corresponding asymptotic curves are shown for both westerly and easterly winds with 0, 5, 10, 15 m s^{-1} intensities, a radar-derived mean current of $u_I = 0.67 \text{ m s}^{-1}$, an upper layer thickness $h_I = 50$ m, $C_d = 0.002$, $\rho_I = 1027 \text{ kg m}^{-3}$ and a pressure gradient term approached using Eq. (4.15) as $\frac{-g\Delta\eta}{L}$. As can be seen, the resulting adjustment time, t_f , defined as that at which $u(t)$ equals to 0.90 times the asymptotic limit, is approximately 10 h for all the considered wind conditions. Note that this value may be deduced from the expression:

$$\left(\frac{1 - e^{-2m_u t_f}}{1 + e^{-2m_u t_f}} \right) = 0.90 \quad (4.25)$$

It is also worth noting that this time is only dependent on the value of m_u parameter, which is the same for all the considered cases. As m_u is a constant that parameterizes the along-strait current velocity gradient, it is clear that the adjustment time to friction, t_f , is a function only of the strength of this gradient. This result highlights the importance of the advective acceleration in explaining the adjustment to wind stress forcing on the eastern side of the Strait. Another important fact shown in Fig. 4.11, which may be as well deduced from Eq. (4.14), is the greater effect on the modification of the current intensity produced by easterly winds when compared with the effect of westerly wind of the same intensity. In this sense, an easterly wind (Fig. 4.11, right) of 15 m s^{-1} provokes a reduction in the current velocity of ca. 0.35 m s^{-1} compared with the current velocity computed by a wind of 5 m s^{-1} . Meanwhile a westerly wind (Fig. 4.11, left) of the same intensity (15 m s^{-1}) provokes an increase of only 0.20 m s^{-1} in the current velocity compared with the current velocity in absence of wind.

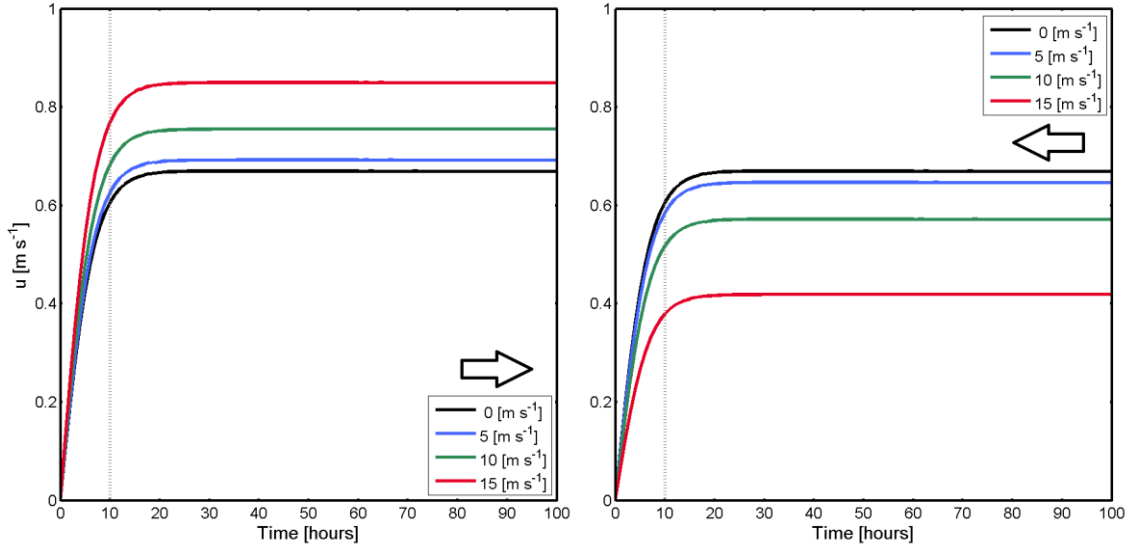


Fig. 4.11 Computations of the local wind effect on the Atlantic Inflow intensity (m s^{-1}) using the solution given by equation (4.25) for different wind intensities (black 0 m s^{-1} , blue 5 m s^{-1} , green 10 m s^{-1} and red 15 m s^{-1}) for both westerly (left) and easterly (right) winds. The adjusted time to friction t_f is indicated by the grey dashed vertical lines.

With the relatively short adjustment time determined in the previous section, it is expected that time variation of the local response of the daily mean current velocity to wind forcing on the eastern side of the Strait could be adequately characterized by Eq. (4.14). In order to confirm this, we have fitted the daily values of the observed radar-derived current (spatially averaged on the black dotted rectangle depicted in Fig. 4.1b) to the following formulae:

$$u_1 = \sqrt{a + b|u_w|u_w} + cu_w \quad (4.26)$$

Where the second term on the RHS is added to account for the direct wind drag contribution to HFR-derived zonal current. As explained in section 4.3.2 it will be assumed the wind-drag contribution to the surface current is directed at the same direction as along-strait wind. The u_w values are taken from simulations of zonal wind (10 m above the sea surface) of MM5 model spatially averaged over the same rectangle where HFR-derived daily currents have been averaged. In order to keep coherence with Eq. (4.14), the value of the parameters a and b must accomplish:

$$a = -2g\Delta\zeta \quad (4.27)$$

$$b = \frac{2\rho_a C_d L}{\rho_1 h_1} \quad (4.28)$$

Accordingly, we impose the following three physical constrains on the values of these parameters:

1. Following Eq. (4.15) the value $\sqrt{a}$ must be equal to the time average HFR-derived zonal current for each analysed period, these values are 0.73 m s^{-1} for June - July 2013 and 0.60 m s^{-1} for September - October 2015.

2. The b value must be lower than the one resulting from taking the values $\rho_a = 1.25 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_l = 1027 \text{ kg m}^{-3}$, $L = 12000 \text{ m}$, $C_d = 0.003$ and $h_l = 50 \text{ m}$. This means that b must be lower than 0.00175 . The values for ρ_l and h_l have been taken from previous studies developed in the area (Izquierdo et al., 2001; Sannino et al., 2004); L is fixed by the extension of the square indicated in Fig. 4.1b over which the HFR-derived current has been averaged; as to C_d value it widely accepted that this value is contained within the range $0.002 - 0.003$ (Bowden, 1983).

3. The c value must be positive and lower than or equal to 0.03 which is the most empirically accepted value of this parameter (Bowden, 1983; Madsen, 1977).

Table 4.3 shows the results of the fitting to Eq. (4.26) of the HFR-derived zonal component of the current for the two analysis periods.

Table 4.3 Results from the non-linear fitting of equation (4.26) to the observations of High Frequency Radar (HFR) derived currents averaged in the rectangle located on the easternmost side of the Strait shown in Fig. 4.1b. All the correlations achieved a p-value < 0.05, therefore, indicating statistical significance.

	r	a	b	c
June - July 2013	0.850	0.530	0.0015	0.0254
September - October 2015	0.760	0.360	0.0016	0.0225

On the one hand, Figs. 4.12a and 4.12c show the comparison between the zonal current predicted by Eq. (4.26) and the daily values of the observed HFR-derived current for the two studied periods. As can be seen, the modeled series reproduce fairly well the more important features of the observed series (RMSD: 0.1311 and 0.1536 for 2013 and 2015 periods, respectively; r : 0.8840 and 0.7588 for 2013 and 2015 periods, respectively; Fig. S4.1). On the other hand, Figs. 4.12b and 4.12d show the zonal current variation of the whole upper-layer modeled by the first term on the RHS of Eq. (4.26) superimposed on the observed HFR-derived zonal current after subtracting the wind drag contribution given by the second term on the RHS of the same equation. As can be seen, some important discrepancies exist between the different pairs of series which may mean that some other additional forcing should be considered to explain the observed time variability (RMSD: 0.1311 and 0.1522 for 2013 and 2015 periods, respectively; r : 0.5567 and 0.3329 for 2013 and 2015 periods, respectively; Fig. S4.1), e.g. the one due to the MSLP variations over the western Mediterranean Sea which are significantly correlated with HFR subinertial currents and zonal winds in the Strait. Considering the existing correlation among the MSLP over the western Mediterranean Sea and the winds in the eastern Strait, a rise/drop in MSLP would correspond to easterly/westerly winds in the Strait. Both variations would produce a decrease/increase in the subinertial current intensity at the eastern mouth of the Strait.

Also, as has been shown above the barotropic surges created by MSLP variations over the western Mediterranean require ca. 6 hours to arrive in the Strait of Gibraltar. This time is close to the adjustment time to friction of the local response to wind drag (10 hours). Under these circumstances, the subinertial current responses to both forcing should not be too far apart from each other. This means that the effect of both forcing is close to be on phase to each other summing their respective contributions. Therefore, it is expected that the subinertial current variation

produced by the wind forcing alone will always be lower than the variation produced by the two forcing acting together.

This would explain the fact that the predicted amplitudes of subinertial current variation given by the first RHS term of Eq. (4.26) are generally lower than those shown by the HFR observations after the latter has been corrected by the direct wind-drag contribution (black time series in Figs. 4.12b and 4.12d). In any case, the subinertial current resulting from that joint forcing seems to be in geostrophic balance as has been confirmed by the results from the linear regression between the HRF subinertial currents corrected by direct wind drag and the ΔSL between the tidal gauges in Ceuta and Algeciras presented in section 4.3 (see Table 4.2).

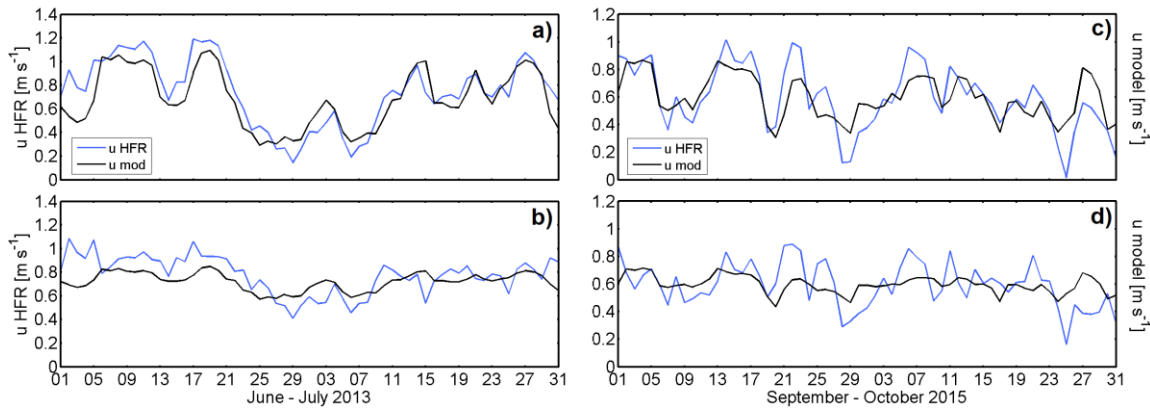


Fig. 4.12 At the top (a and c), comparison between the High Frequency Radar (HFR) derived zonal current spatially averaged over the black dashed rectangle on the easternmost side of the Strait shown in Fig. 4.1b (blue line) and zonal current (m s^{-1}) predicted by equation (4.26) (black line). (a) For the 2013 and (c) for the 2015 period. The values of the parameters a , b and c are shown in Table 4.3. At the bottom (b and d) the HFR-derived currents are compared after subtracting the direct wind drag contribution (second term on the Right-Hand Side, RHS, of Eq. (4.26)) (blue line) and the zonal current predicted by the first term on the RHS on Eq. (4.26) (black line), (b) for the 2013 and (d) for the 2015 period. Taylor diagrams of these time series are shown in Fig. 4.S1.

It is important to remark at this point that there may be other causes for the discrepancies between the analytical model and the observations apart from the response to MSLP variations in the western Mediterranean. These may include the possible loss of quality of HFR records, the uncertainties of the used wind simulations from the MM5 model and the spatial heterogeneity of the current velocity fields, since we are only accounting for the averaged HFR-derived subinertial current over the rectangle shown in Fig. 4.1b. Nonetheless, and based on the numerical model simulations presented in section 4.4.1, we are inclined to think that the response to MSLP in the western Mediterranean could be able to

explain a significant part of these discrepancies between the proposed analytical model and the subinertial current observations. On the one hand, these simulations highlight that in the June - July 2013 period, where the analytical model shows a better fitting to observations (Table 4.3), a minor MSLP contribution is expected. On the other hand, in the September - October 2015 period, where the fitting is worse, a greater contribution of the MSLP variations is expected. Another coincident fact supporting this idea is that for the September - October 2015 period, correlation of subinertial current with MSLP variations was greater than that found with zonal wind (see Table 4.1) which could be linked to the greater expected contribution to subinertial variability from MSLP variations in this period.

4.4.3 Establishment of the Coastal Counter Current (CCC) along the coast of the NW Alboran Sea

In order to understand the physical mechanism that triggers the CCC along the NW Alboran Sea coast we use a single barotropic model implemented on a rectangular basin of similar spatial dimension as the Alboran Sea, open at its eastern side and having a variable bottom depth (see Fig. 4.13).

The model resolves the hydrodynamic equations for long barotropic waves in shallow water,

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - ru + FX \quad (4.29)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - rv + FY \quad (4.30)$$

for zonal and meridional momentum balance and

$$\frac{\partial}{\partial x} [(h + \eta)u] + \frac{\partial}{\partial y} [(h + \eta)v] = -\frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (4.31)$$

for volume conservation; u and v are respectively the zonal and meridional components of current velocity; η is the SSH above or below mean sea level; x and y are zonal (eastward) and meridional (northward) spatial coordinates; h is bottom depth and r is a linear friction coefficient. The last RHS terms contain the averaged throughout the water column, wind drag force, which will be assumed to be constant in our numerical experiments.

System of equations from (4.29) to (4.31) is numerically solved using a leap-frog finite differences scheme (Orlanski, 1976). Once the involved co-ordinates are

discretized as $x=(i-1)\Delta x$, $y=(k-1)\Delta y$ and $t=(j-1)\Delta t$, where i, j and k are integers, the numerical integration is started with discretization of Eq. (4.31), which allows us to obtain the SSH as:

$$\begin{aligned} \eta_{i+2,k+1}^{j+1} = & \eta_{i+2,k+1}^{j-1} - \frac{\Delta t}{\Delta x} (u_{i+3,k+1}^j h_{i+3,k+1} - u_{i+1,k+1}^j h_{i+1,k+1}) \\ & - \frac{\Delta t}{\Delta y} (v_{i+2,k+2}^j h_{i+2,k+2} - v_{i+2,k}^j h_{i+2,k}) \end{aligned} \quad (4.32)$$

Next the components of current velocity are found by discretizing Eqs. (4.29) and (4.30) as:

$$u_{i+1,k+1}^{j+2} = u_{i+1,k+1}^j + 2\Delta t f \bar{v}_{i+1,k+1}^{j+1} - \frac{g\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i+2,k+1}^{j+1} - \eta_{i,k+1}^{j+1}) - 2\Delta t r u_{i+1,k+1}^j + 2\Delta t FX_{i+1,k+1} \quad (4.33)$$

where:

$$\bar{v}_{i+1,k+1}^{j+1} = \frac{1}{4} (v_{i,k+2}^{j+1} + v_{i,k}^{j+1} + v_{i+2,k+2}^{j+1} + v_{i+2,k}^{j+1}) \quad (4.34)$$

and

$$v_{i+2,k+2}^{j+2} = v_{i+2,k+2}^j - 2\Delta t f \bar{u}_{i+2,k+2}^{j+1} - \frac{g\Delta t}{\Delta y} (\eta_{i+2,k+3}^{j+1} - \eta_{i+2,k+1}^{j+1}) - 2\Delta t r v_{i+2,k+2}^j \quad (4.35)$$

where:

$$\bar{u}_{i+2,k+2}^{j+1} = \frac{1}{4} (u_{i+1,k+3}^{j+1} + u_{i+1,k+1}^{j+1} + u_{i+3,k+3}^{j+1} + u_{i+3,k+1}^{j+1}) \quad (4.36)$$

The system is initiated from rest in the whole dominion. A no-slip condition is imposed in the northern, southern, and western walls while a radiation condition is imposed in the eastern open boundary following Orlansky (1976). The spatial resolution of the scheme is $\Delta x = \Delta y = 1000$ m and the used time integration step is $\Delta t = 5$ s. The friction coefficient needed to stabilize the solution was $r = 3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

The wind-driven forcing is prescribed into the numerical scheme through the term FX of Eq. (4.33). On the one hand, in order to account for the effects of easterly and westerly wind drag over the whole dominion, it is prescribed

$$FX = \frac{\rho_a C_d |u_w| u_w}{\rho h}; \quad (4.37)$$

Fig. 4.13 shows the results of two numerical experiments which consider the forcing given by Eq. (4.37) for easterly (Figs. 13b-c) and westerly (Figs. 13d-e) winds of 10 m s^{-1} intensity. The shown variable fields correspond to the situation after a constant wind had been blowing for 4 days and the stationary state has been reached. It can be seen that in the first experiment, a close to coast westward

wind drag promotes the creation of a westward current on the northern boundary, over bottom depth lower than 150 m, which becomes southward once it reaches the northwestern corner. This coastal current, which is ca. 12 km in width, is matched with a piling up of water against the coast more accentuated in the northwestern corner. The corresponding across-shore pressure gradients seem to be in nearly geostrophic balance, which is shown by the parallel disposition of the current velocity with respect to the SSH isolines, leaving the highest SSH onshore.

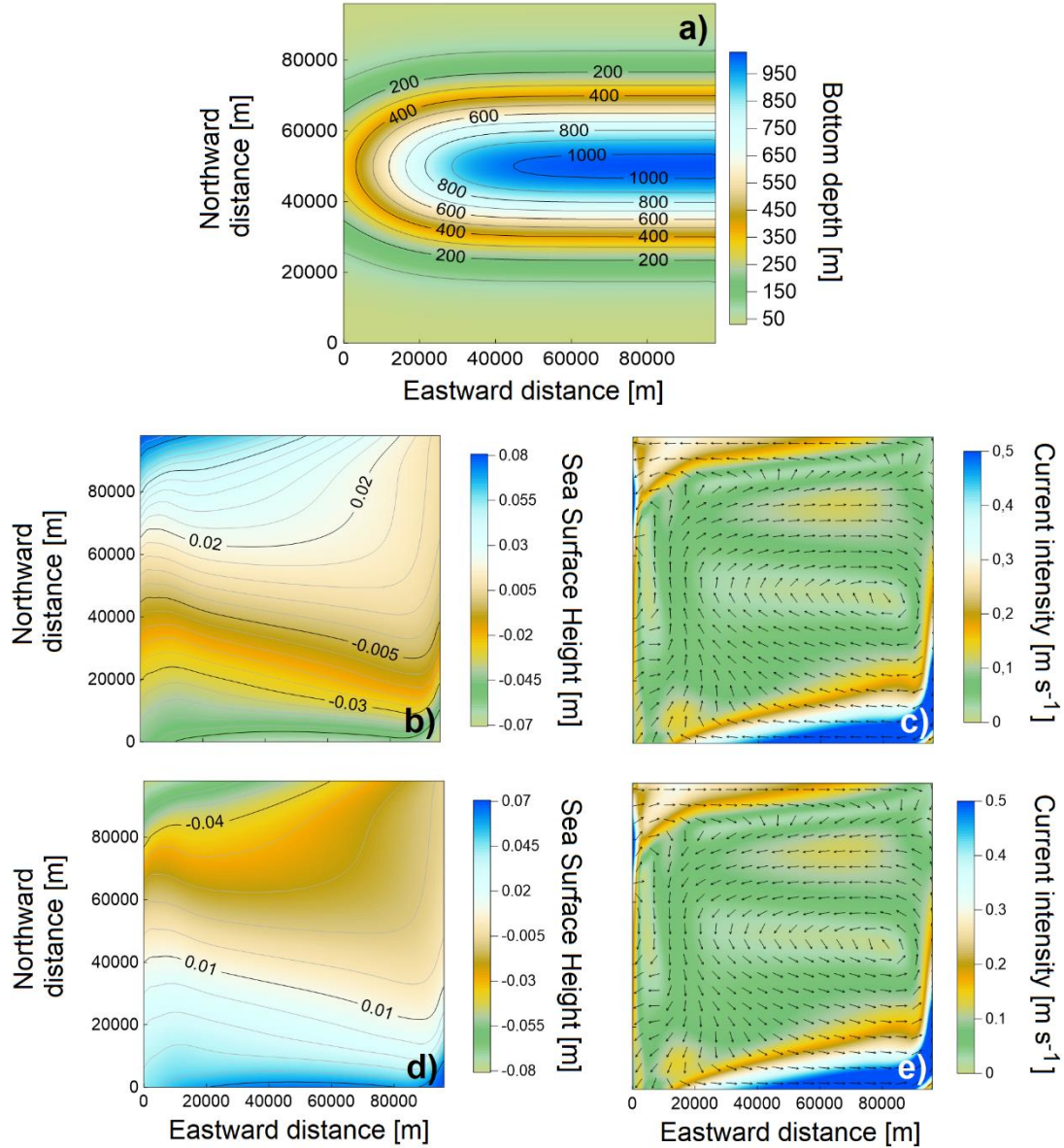


Fig. 4.13 (a) Geometry of the spatial domain used to simulate the subinertial current response to wind drag forcing in the Alboran Sea. The domain has an open boundary at its easternmost side and is closed at the other sides. (b-c) SSH (m) and currents (m s⁻¹), respectively, simulated by forcing with a constant easterly wind of 10 m s⁻¹ over the whole domain. (d-e) The same simulations but forcing with a constant westerly wind of the same intensity. The simulated fields are those corresponding to a time of 4 days once a stationary solution was achieved.

When a westerly wind forcing is considered (Figs. 4.13d and 4.13e), the dominant feature is the creation of an eastward current on the northern coast. Now, the SSH in the northwestern corner is lower onshore and the coupled geostrophic current is directed eastward leaving the high SSH offshore.

On the basis of these results we consider that the CCC developed along the northwestern Alboran Sea coast could be a genuine effect of a persistent easterly wind blowing over the Alboran Sea more concretely of the derived along-shore wind-driven transport acting throughout a relatively shallow coastal strip (12 km wide in our case).

The simulations for the 2015 period of SSH and surface current fields provided by the SAMPA model shown in Fig. 4.14, support the proposed mechanism for the CCC generation. On 16th September 2015, under westerly wind conditions (Fig. 4.4b), the NW Alboran coast closer to the eastern mouth of the Strait, the SSH is lower close to the shore than offshore and coastal currents are minimal. However, on 30th September 2015, under easterly wind conditions, the SSH is higher close to the shore than offshore and coastal currents of considerable intensity are directed southward.

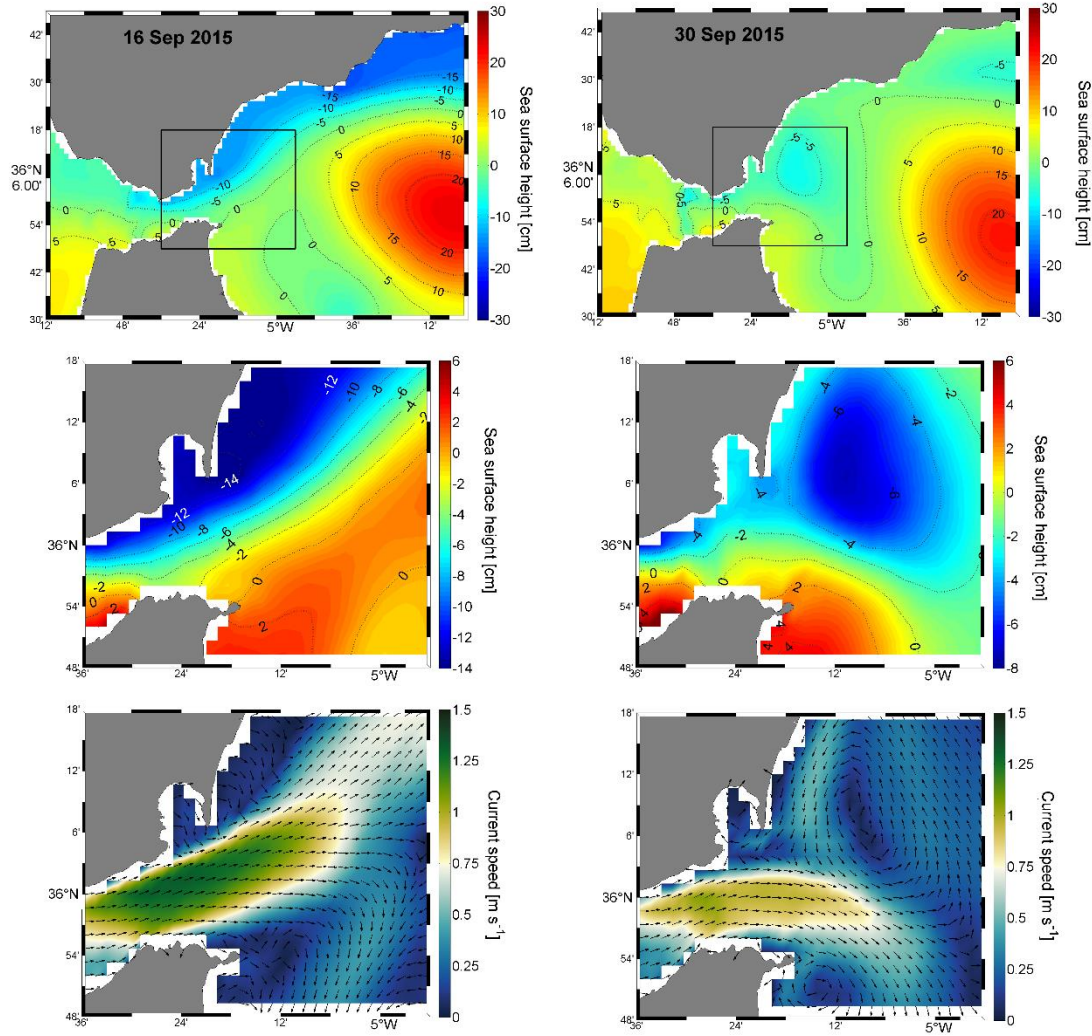


Fig. 4.14 Daily Sea Surface Height (SSH in cm) (top-panels) and surface current (m s^{-1}) (bottom-panels) simulated by SAMPA in the Strait of Gibraltar and the western Alboran Sea during westerlies (16th September 2015, left-hand panels) and easterlies (30th September 2015, right-hand panels). The area delimited by the black square in the SSH figures corresponds with the domain represented in the surface current representations. Current vectors have been normalized.

It is worth noting, in light of the previous results, that the interaction of this CCC with the AI adds another cause for explaining the discrepancies between the analytical model given by the first RHS term of Eq. (4.26) and the HFR derived zonal current (Figs. 4.12b and 4.12d). When the CCC provokes the southward veering of the AI, a departure from the one-directionality hypothesis assumed in the analytical approximation is produced. Therefore, the additional reduction of the subinertial current intensity due to this effect cannot be reproduced by the analytical model. This reasoning is fully valid under easterly wind conditions but it would not explain the important discrepancies found under westerly wind conditions, where the one-directionality assumption is more easily accomplished.

Therefore, these discrepancies appearing during westerlies, larger in the September - October 2015 period, cannot be attributed to wind forcing. Invoking again the existing high correlation between MSLP variations and subinertial currents we highlight the former variations as the main cause for the discussed discrepancies above all in the September - October 2015 where the correlation coefficient was the largest.

4.5 Discussion

Throughout the analysed periods different situations have been identified where intense and persistent easterlies in conjunction with raised MSLP on the western Mediterranean Sea took place (e.g. from 25th June to 10th July 2013; Figs. 4.3a and 4.3b). The numerical experiments described in section 4.3 have shown that MSLP variations over the western Mediterranean are able to promote important variations in subinertial current intensity, above all those acting over the Ligurian Sea. This atmospheric situation coincided with a notable reduction in the intensity of the AI, which led to an AJ constrained to the southern half and veered southward. This was also considered by García-Lafuente et al. (2002b) using moored autonomous current meters at the eastern mouth of the Strait and, more recently by Macías et al. (2016), using SST images and a hydrodynamic model. However, these authors did not study the associated submesoscale hydrodynamic features that are linked to the involved atmospheric forcing as the CCC and the cyclonic vortex on the eastern mouth. In the present study, taking advantage of the HFR-derived current fields used along with the surface Chl-*a* concentration images, we have been able to assess such submesoscale features.

The linear regression analysis between the atmospheric variables and the HFR-derived subinertial current shows the existence of significant correlation with the zonal component of the wind and the MSLP over the western Mediterranean. A significant negative correlation has also been determined between these two atmospheric variables. This means that an MSLP rise over the western Mediterranean is usually accompanied by the establishment of easterlies in the Alboran Sea. An additional important result is the high correlation between the ΔSL and the HFR-derived subinertial current which shows the existence of a clear geostrophic balance of the AI in the eastern mouth.

4.5.1 The physical mechanisms that trigger the changes in the AJ-WAG system under intense and persistent easterly wind events

Coinciding with the results found in the aforementioned previous studies (e.g. García-Lafuente et al., 2002b; Macías et al., 2016), both atmospheric forcing produce a reduction in intensity of the AI and as a collateral result a narrower AJ displaced southward that is prone to be decoupled from the WAG. Encouraged by these results we have presented, in section 4.4, an analytical approach to the main involved mechanism that could trigger these changes in the AJ and WAG. Using the analytical approximation to estimate the zonal inflow current in terms of the zonal wind, given by Eq. (4.26), we have been able to assess the local effect of wind stress on the variability of the zonal AI current. The fitting of HFR-derived subinertial current to the Eq. (4.26) has allowed the estimation of the wind stress contribution to the AI subinertial variability, also revealing that a significant part of the subinertial variability is not explained by the wind forcing alone and could be associated with the MSLP forcing over the western Mediterranean. This, in turn, as explained in section 4.3, causes barotropic surges that once arrived in the Strait produce significant changes in the subinertial barotropic current. A rise/drop of MSLP over the western Mediterranean Sea generates an elevation/depression surge that provokes a decrease/increase of the AI intensity in the Strait. Due to the usual correlation between the two forcing, their corresponding effects act on phase provoking a greater effect on the subinertial current variability than that due to either of them separately.

We have also performed a numerical experiment in order to explain the physical origin of the CCC, previously dealt with in the easternmost Strait coastline by Lorente et al. (2019) or Soto-Navarro et al. (2016), as a response to a wind forcing over the Alboran Sea. The results from these experiments highlight the creation of a CCC along the northern coast and the NW corner of Alboran Sea. This result has been complemented and supported by the SAMPA model simulations of SSH and current fields in the NW Alboran Sea.

Therefore, three main phenomena should be considered in order to explain the effect of the atmospheric forcing associated to the easterly wind events on the AI dynamic:

- (i) The response to local wind forcing in the eastern mouth of the Strait.

(ii) The effects from the remote MSLP atmospheric forcing over the western Mediterranean Sea.

(iii) The CCC developed by the water mass pill up that easterly wind produced against the coast adjacent to the Strait of the NW Alboran Sea.

The action of the first two phenomena primarily provokes a reduction in the intensity of the AI that gives rise to a more effective interaction of the CCC with the previously weakened AI. As a result, the AI minimises its intensity and the subsequent interaction with the CCC provokes a reduction of its cross-strait dimension and a southward veering of the remaining inflow. In addition, this interaction between the CCC and the AI triggers the development of a cyclonic vortex in the eastern mouth of the Strait (Chioua et al., 2017; Soto-Navarro et al., 2016) that may enhance the blocking of the AI forcing an AJ particularly veered southward (Macías et al., 2008a; Macías et al., 2016) situation which is very prone to trigger the disconnection of the AJ from the WAG (Sánchez-Garrido et al., 2013).

Several authors (Viúdez et al., 1996; Vargas-Yáñez et al., 2002a; Macías et al., 2008a) have reported that the southward veering of the AJ is more prone to happen during the fall season. In this respect it is worth noting that during the fall and winter seasons the MSLP variations over the western Mediterranean show their largest amplitudes and also locate their main MSLP action centre close to the Ligurian Sea (Dastis et al., 2018) where, as we showed in section 4.4.1 MSLP variations produce the largest variations of subinertial currents in the Strait of Gibraltar. Also, during fall several events of persistent and intense easterlies are presented. The coincidence of rising MSLP over the Ligurian Sea with persistent and intense easterlies in the Strait during fall could explain why the AJ is more prone to veer southward during this season.

The proposed mechanisms are different from the previously observed by Sánchez-Garrido et al. (2013). Although they observed that subinertial variability must be taking into account to explain the collapse or disconnection events of the AJ-WAG system, they concluded that the tidal-driven positive vorticity creation on the northern coast of the Strait was the most important mechanism to explain these events. Nevertheless, the response of the AJ-WAG to only atmospheric forcing cannot be compared to the one observed for only tidal forcing in their study. The AJ-WAG disconnection events analysed in our study were began during low intensity tidal current (not shown), so tidal forcing does not seem to be the primary

forcing that triggers the disconnection mechanism. However, tidal forcing could be modulating to some extent the patterns associated to the disturbed AJ-WAG system.

4.5.2 Biological implications of easterly wind forcing in the western Alboran Sea

Although some models suggest that the Alboran Sea is more productive than derived from the interpretation of satellite imagery (Oguz et al., 2014), surface Chl-*a* imagery yields an acceptable approximation to the biological state of the AJ-WAG system. The main source of biological enrichment in the Alboran Sea is the AJ (Oguz et al., 2016), even without taking into account winds or tides. Therefore, it is important to acknowledge the possible biological implications that might provoke a destabilization or collapse in the AJ-WAG. The first obvious consequence is that a decrease in the AJ intensity would produce a diminished biological enrichment in the western Alboran Sea.

Easterlies produce a generalized decrease of Chl-*a* concentration in the NW corner of the Alboran Sea. This seems to be a consequence of a narrow and less intense AJ veered southward and preventing the arrival and accumulation of the substances transported within the AJ to that corner. However, easterlies triggered the presence of Chl-*a* in areas which used to be depleted, as is the case in front of the eastern mouth (Macías et al., 2007b) or in the southwestern area of the Alboran Sea, that is usually occupied by the WAG (Oguz et al., 2014). The enrichment of these zones is a result of the entry of the AJ more strongly veered southward than during westerly winds action.

Although during both assessed periods a complete collapse of the AJ-WAG was not identified as shown in previous studies (e.g. Viúdez et al., 1998) for the same seasons, spring and fall (Vargas-Yáñez et al., 2002a), it has been observed that atmospheric forcing (remote and local) can disrupt the system very significantly. High MSLP over the western Mediterranean Sea triggers local easterly winds (over the Alboran Sea) that, in turn, weaken the subinertial flow or even reverse it (García-Lafuente et al., 2002b; Lorente et al., 2019). Under intense and endured easterlies, a CCC extending from the NW Alboran Sea shoreline to Punta Carnero, interacts with surface inflowing water, resulting in the occurrence of a cyclonic vortex in the easternmost Strait. These submesoscale structures could modify the entrance of the AJ into the Alboran Sea and when their presence is

prolonged, it could damage the AJ-WAG connection. Such situations have important biological implications in the area (Navarro et al., 2011). Under easterlies the quasi-permanent upwelling located in the NW Alboran Sea is displaced offshore and the oligotrophic center of the WAG can be even fertilized. Another important particularity is the action of easterlies disrupting the transport of Chl-*a* from the coastal margin of the Strait towards the Alboran Sea (Bolado-Penagos et al., 2020). Recently, Gómez-Jakobsen et al. (2019) have described the summer upwelling in the mouth of the Bay of Algeciras. They detected a filament of enriched Chl advected towards the Alboran Sea through the AJ. Therefore, this Chl on the coastal margin under easterly influence could not only be incorporated in the AJ and enter into the western Alboran, but also be recirculated westward along the CCC.

4.6 Conclusions

The main objective of the present work was to study the response of the AI to the atmospheric forcing in order to understand the hydrodynamic processes behind its disconnection from the WAG and the eastward displacement of the latter.

Among the main factors that characterize the atmospheric forcing linked to intense and persistent easterly wind events, the conjugation of the direct local wind forcing effect on the AI in the eastern side of the Strait with the response to wind forcing over the Alboran Sea of the coastal waters in the NW corner of the Alboran Sea must be highlighted.

Persistent and intense easterly winds act as follows. On the one hand, significantly reducing the intensity of the AJ and, on the other hand, creating a CCC along the NW coast of the Alboran Sea which extends to the eastern mouth of the Strait being able to interfere effectively with the previously weakened AJ, thus making it veer southward and favouring the disconnection from the upper branch of the WAG.

Although the latter mechanism seems to be the strongest determinant, the effect of the elevation surges in the Strait of Gibraltar from the western Mediterranean Sea on reducing the AI intensity cannot be disregarded. These surges produced by the rising of MSLP over the western Mediterranean Sea appear in coincidence with the establishment of persistent and intense easterlies over the

Alboran Sea. This is explained by the significant negative correlation between MSLP over the Ligurian Sea and zonal wind over the Alboran Sea. Considering that these surges are large during fall and winter the joint effect of them and the local wind could be behind the greater frequency of episodes of AJ-WAG disruption occurring during these seasons.

These alterations of the AJ-WAG system provoke important changes in the phytoplankton distributions on the Alboran Sea, as deduced from satellite images of the surface Chl- α concentration. After the events of persistent and intense easterlies, the phytoplankton usually accumulated in the NW Alboran Sea corner is displaced offshore and the phytoplankton transported with the AJ is injected towards the central zone of the WAG.

4.7 Supplementary Material

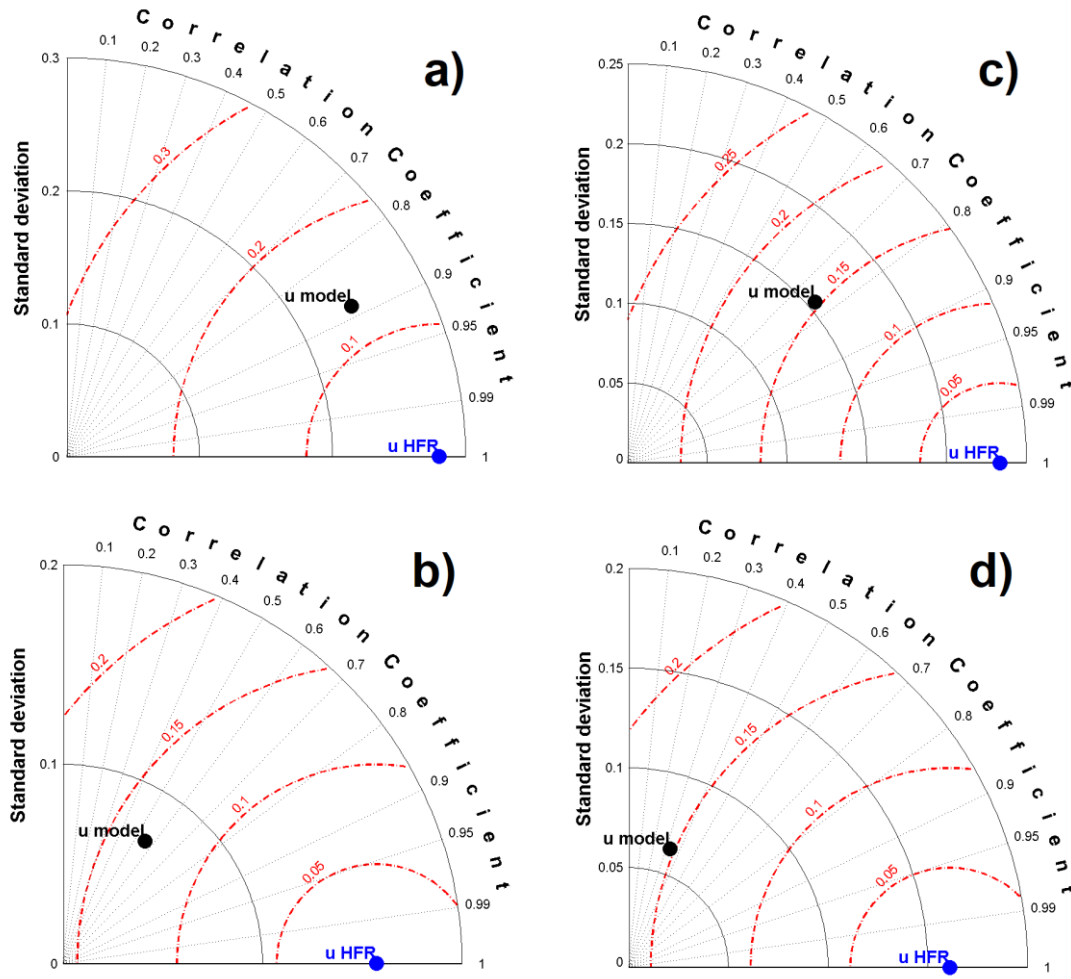


Fig. S4.1 Taylor diagrams of time series depicted in Fig. 4.12. (a-c) Taylor diagrams of High Frequency Radar (HFR) derived zonal current and zonal current predicted by equation (4.26), for the 2013 period (a) and for the 2015 period (c). (b-d) Taylor diagrams of HFR-derived current after being subtracted from it the direct wind drag contribution and the zonal current predicted by equation (4.26).

Capítulo 5

MONITORING THE PRESENCE OF INTERNAL SOLITONS ON THE CONTINENTAL SLOPE OF THE NORTHWESTERN ALBORAN SEA³

³ Bolado-Penagos, M., Gomiz-Pascual, J.J., Sala, I., Vázquez, A., Bruno, M. and H. van Haren (2020). Submitted to Progress in Oceanography.

5.1 Introduction

Inflowing Atlantic water (AW) meets outflowing Mediterranean Water (MW) in the Strait of Gibraltar, where a baroclinic interchange has been widely studied (e.g. Criado-Aldeanueva et al., 2012). The less dense AW flows eastward into the Alboran Sea (the westernmost sub-basin of the Mediterranean Sea). This AW flows in a wavelike pattern as a jet known as the Atlantic Jet (AJ) which varies seasonally (Macías et al., 2016) and which is responsible for the surface circulation of the Alboran Sea. The denser and saltier MW flows westward below at greater depths toward the Atlantic Ocean. MW is a mixture of Mediterranean water masses (e.g. Millot, 2009). Therefore, the circulation through the Strait of Gibraltar is commonly simplified as a two-layer inverse-estuarine exchange (Armi and Farmer, 1988) and the interaction between both water masses constitutes the Atlantic-Mediterranean Interface (AMI) whose depth varies with time and position within the Strait (Bray et al., 1995).

Irregular bottom topography of the Strait of Gibraltar dominates the main hydrodynamic processes. The Atlantic inflow (AI) is regulated by the narrowest section of the Strait, the Tarifa Narrow (TN in Fig. 5.1b) where the AMI is shallower and thicker (García-Lafuente et al., 2002c). The MW outflow is controlled by the main sills of the Strait (Armi and Farmer, 1985; García-Lafuente et al., 2002c; Sánchez-Román et al., 2009), located west of TN: Espartel (~360 m; ES) and Camarinal Sills (~290 m; CS) (see Fig. 5.1b). The CS has been the focus of several studies since the interaction of the barotropic tidal flow with the bathymetric feature (e.g. Bruno et al., 2002) generates large amplitude internal waves over the Sill (e.g. Brandt et al., 1996; Izquierdo et al., 2001). As described by Vázquez et al. (2008) the waves are generated before the maximum outflow, when the westward directed flow reaches speeds $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$. Internal waves remain trapped over the Sill while critical or supercritical conditions apply (Bruno et al., 2002). The release of the internal waves occurs when the outflow speed becomes lower than 1 m s^{-1} after the maximum outflow (Vázquez et al., 2008) and subcritical conditions apply. Therefore, internal waves are released over the CS when the barotropic tidal current is directed to the Mediterranean side (e.g. Vázquez et al., 2008).

The first published studies related with internal waves within the Strait of Gibraltar employed *in situ* methodologies, such as temperature sensor moorings

(e.g. Frassetto, 1960; Ziegenbein, 1969), where vertical oscillations of the isotherms revealed the presence of the internal waves at different locations along the Strait of Gibraltar. Theories of nonlinear waves predict the disintegration of the bores into packets of solitary internal waves (e.g. Apel, 2003), referred to as internal solitons. In the Strait of Gibraltar, the internal solitons mainly propagate eastward toward the Alboran Sea (e.g. Izquierdo et al., 2001; Vlasenko et al., 2009) from their release location CS. As can be observed in Fig. 5.1b, they are refracted when enter in the Alboran Sea (e.g. La Violette and Arnone, 1988). Satellite imagery has been employed to detect these fronts throughout the Alboran Sea thanks to the sea surface roughness, applying Synthetic Aperture Radar (SAR) or Chlorophyll-*a* (hereinafter, Chl-*a*) surface distribution (Chioua et al., 2013; Navarro et al., 2018; Vázquez et al., 2009). The presence of internal solitons within the Alboran Sea has been found up to 200 km eastward (Apel and Worcester, 2000; Pistek and La Violette, 1999) and up to 50 hours after their release over CS. Their phase speed changes depend on the environmental conditions, such as vertical density stratification and (tidal) currents. The maximum phase speed has been observed between Tarifa and Punta Cires (Izquierdo et al., 2001; Sannino et al., 2004) (Fig. 5.1b). Sánchez-Garrido et al. (2008) assessed a maximum speed up to 2.60 m s^{-1} over the TN from a theoretical approximation. In the Alboran Sea, the internal solitons travel at a propagation speed slower than that observed along the main channel, between the ES and the easternmost Strait (Punta Europa-Ceuta, Fig. 5.1b).

Enhanced vertical mixing in the AMI is observed over the CS as a consequence of internal wave breaking (e.g. Wesson and Gregg, 1994; Macías et al., 2007a; Ramírez-Romero et al., 2012) to enrich the shallowest Atlantic layer (Bartual et al., 2011). The physical-biological implication of such processes has been widely studied from in situ measurements (e.g. Echevarría et al., 2002) or satellite imagery (Vázquez et al., 2009). These studies have shown that Chl-enriched coastal waters are advected from the coast to the centre channel where they are suctioned or injected when internal waves are generated over the Sill (Macías et al., 2008b). After the internal solitary waves have been released from CS, the Chl-*a* is tidally-driven as pulses to the Alboran Sea (Vázquez et al., 2009; Bartual et al., 2011; Ramírez-Romero et al., 2014).

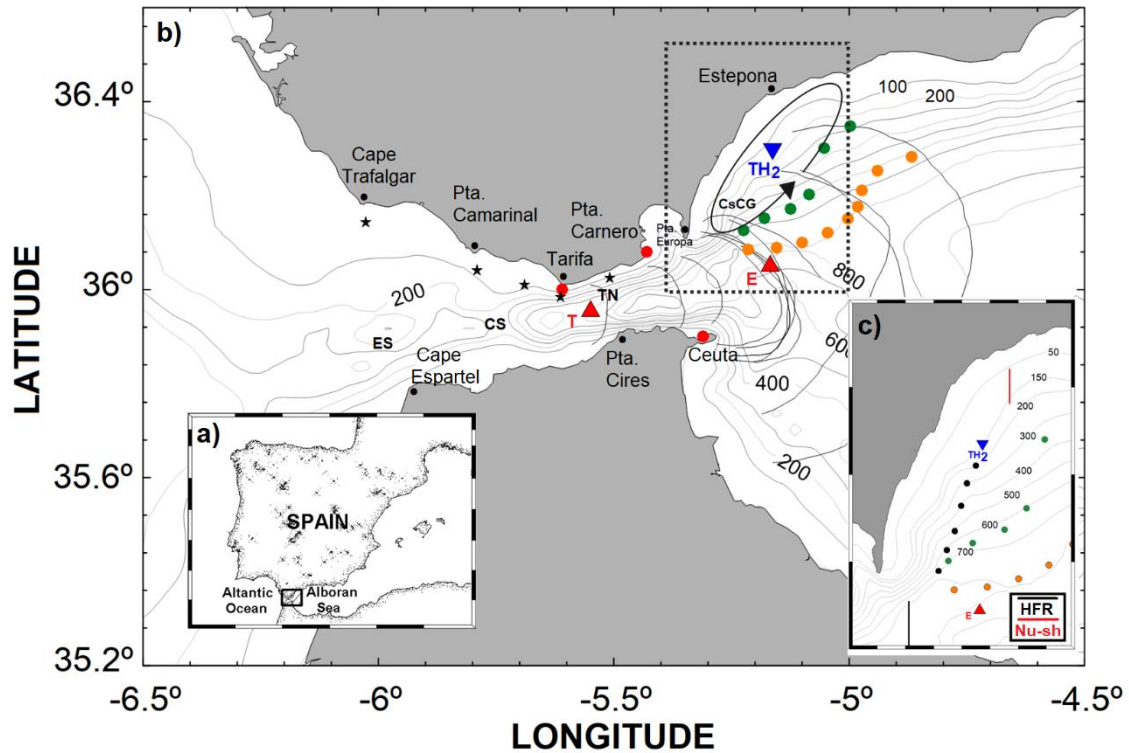


Fig. 5.1 (a) Location of the study area within the Strait of Gibraltar (black dashed square). (b) Map centred in the Strait of Gibraltar along with the main geographic locations. The red dots depict the three High Frequency Radar (HFR) stations located in the area. The red triangles indicate the current meter moorings emplaced in Tarifa (Tx) and the easternmost Strait (Ex) during May 2003 (Table 5.1). The blue inverted triangle corresponds with the position of the thermistor mooring deployed during September and October 2015 (TH2). The green/orange dots indicate the positions of the CTD (Conductivity, Temperature and Depth) casts that were deployed during both Lagrangian legs (NW I and II respectively; see Table 5.2). The black stars are the position where the Lagrangian drifters were deployed along the coastal Strait (Table 5.3). The black lines depict fronts of soliton packets observed by different satellite missions reported in previous studies. The grey contour lines represent the bathymetry of the area. The black dotted rectangle encloses (c) a zoom of the easternmost Strait and northwestern Alboran Sea. The vertical black line indicates the HFR transversal transect ($36.000 - 36.070^\circ$ N, 5.300° W) assessed. The vertical red line indicates the Nu-shuttle transversal transect ($36.350 - 36.400^\circ$ N, 5.113° W). Black dots are the positions evaluated in Table 5.4. ES: Espartel Sill; CS: Camarinal Sill; TN: Tarifa Narrow; CsCG: Coastal Cyclonic Gyre.

The two-layer interchange can be modified by subinertial variability (from few days to few months). This scale of variability is induced by atmospheric forcing (Candela et al., 1989; Vázquez et al., 2008). Therefore, apart from the tidal interaction of the barotropic flow with the bottom topography, events of internal wave activation or inhibition over the CS have also previously been related to subinertial flows (e.g. Vázquez et al., 2008; Ramírez-Romero et al., 2014). These flows are mainly associated to the oscillations of the Mean Sea Level Pressure (MSLP) over the western Mediterranean (Candela et al., 1989) which provoke an

isostatic response of the sea level there. As part of these response sea level perturbations that arrive in the Strait of Gibraltar are induced current velocity variations here (Dastis et al., 2018). High pressure over the Mediterranean Sea is in agreement with the presence of local easterly winds (over the Strait). Both cause reduction, or even interruption, of the inflow (which is usually directed to the east) along the Strait. In this case, the reversion of the inflow is likely to happen (García-Lafuente et al., 2002b; Soto-Navarro et al., 2016), and higher outflow is expected to leave the Strait and reach the CS. Therefore, during these events the release of internal waves might be affected, even though no favourable tide conditions would be observed (Vázquez et al., 2008).

The atmospheric forcing also contributes to the meso- and submesoscale processes that characterize the northwestern (NW) Alboran Sea. The AJ enters into the Alboran Sea acting as a density front and borders the anticyclonic gyres that conforms the Alboran Sea: Western and the Eastern Alboran Gyres (WAG and EAG respectively). This jet presents a wide range of time variability from seasonal (Macías et al., 2016) or interannual (e.g. Peliz et al., 2013) to shorter time scales (Sánchez-Garrido et al., 2013). Moreover, its position is related to both remote and local forcing (Macías et al., 2016) that can alter the water mass exchange. Winds (direction and intensity) following atmospheric forcing over the NW-Alboran Sea are the main mechanism for both the activation and location of the quasi-permanent coastal upwelling along the NW-Alboran Sea (e.g. Sarhan et al., 2000; Macías et al., 2008a; 2011). There, a coastal cyclonic gyre (CsCG) (Macías et al., 2008a) is developed and can be enhanced in relation to the position of the AJ (Macías et al., 2011). During westerlies, Ekman transport is directed offshore, the upwelling is constrained to the coastline and satellite imagery depicts cold Sea Surface Temperature (SST)/high Chl-*a* along the coast. During easterlies, Ekman transport is directed onshore, the upwelling is relaxed in the coastal area and is displaced offshore (e.g. Reul et al., 2005). The extension and detachment of the CsCG from the coast toward the continental slope area redistributes the phytoplankton communities (Macías et al., 2008a).

The presence of the internal solitons over this coastal upwelling area can be observed from SAR images employed in different studies (e.g. Navarro et al., 2018), as can be inferred from the fronts depicted in Fig. 5.1b. Although the internal wave activity over the continental slope has important implications in terms of biological

or sediment processes (e.g. Lamb, 2014) there are not many studies where the role of the internal activity had been previously assessed in this area (e.g. Puig et al., 2004). Previous studies (e.g. Echevarría et al., 2002; Macías et al., 2006) have suggested the importance of the internal activity as a mechanism of the Alboran Sea fertilization. However, model efforts have not yet been able to show such importance over the coastal domain (Sánchez-Garrido et al., 2015). Puig et al. (2004) studied the importance of the internal waves on the sedimentary record since they interact with the bottom topography and they would be responsible for the shape of the NW-Alboran Sea continental slope. García-Lafuente and Cano (1994) observed from several current meters moored in the NW-Alboran Sea that hydraulic jumps were formed over the shelf. These jumps decay and release series of internal bores that are displaced normal to shoreline. Therefore, other sources of internal wave activity in the area cannot be discarded.

In order to assess this internal wave activity in the area, our study is based on a thermistor chain mooring that was deployed over the NW-Alboran Sea during one month. The study is complemented with CTD (Conductivity, Temperature and Depth) transects, satellite imagery, several Lagrangian drifter trajectories and measurements of surface currents acquired by the radar system placed at the easternmost side of the Strait of Gibraltar.

The paper is organized as follows. In section 5.2 the aspects related to the data and the methodological approach are described. The results presented in section 5.3 are discussed in section 5.4. Finally, in the last section, the main conclusions are presented.

5.2 Data and methodology

5.2.1 *In situ* observations

The *in situ* observations used in this study have been collected during different surveys. The first survey took place during April and May 2003 intending to obtain more detailed knowledge of the generation and propagation of internal waves released over the CS. Two mooring lines of current meters (RCM, Recorder Current Meter), equipped with temperature sensors, were deployed in Tarifa (520 m water depth, 35.960° N, 5.550° W) and in the easternmost exit of the Strait (775 m water depth, 36.056° N, 5.168° W). The information related to these time series is

collected in Table 5.1, which was previously assessed by Sánchez-Garrido et al. (2008) in order to evaluate the bore propagation along the main channel of the Strait. For the Tarifa mooring (T) the records of the current meters at 60 m and 140 m (T3 and T4, respectively in Table 5.1) were analysed. For the mooring line E at the easternmost Strait, the 30 m, 60 m, and 90 m depth current meters (E1, E2 and E3, respectively in Table 5.1) were assessed. The E1 time series is shorter in length due to malfunctioning of the instruments.

Additionally, temperature time series have been recorded by a thermistor chain moored over the NW-Alboran Sea continental slope between September and October 2015 (Table 5.1). The thermistor chain was moored in a water depth of 150 m (36.294° N, 5.163° W). The mooring consisted of 35 temperature sensors (S2T600 autonomus data logger, NKE-Instrumentation) with ± 0.05 °C accuracy, which measured the water column from 38 m (first thermistor) to 140 m depth (last thermistor).

Table 5.1 Summary information about the moorings. T and E are the current meters moored in Tarifa and in the easternmost Strait of Gibraltar. TH2 corresponds with the thermistors mooring.

Mooring	Position		Acquisition time		Depth (m)	Sampling interval
	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Start time (GMT)	End time (GMT)		
T3	35.960	5.550	29.Apr.2003 - 14:43	22.May.2003 - 23:02	90	2'
T4			29.Apr.2003 - 14:43	22.May.2003 - 23:02	140	2'
E1	36.056	5.168	01.May.2003 - 09:32	13.May.2003 - 09:16	30	2'
E2			01.May.2003 - 09:32	22.May.2003 - 23:02	60	2'
E3			01.May.2003 - 09:32	22.May.2003 - 23:02	90	2'
TH2	36.294	5.163	08.Sep.2015 - 09:09	08.Oct.2015 - 11:49	140	1'

During the time the thermistors were moored, an oceanographic shipborne sampling campaign was conducted. Although this campaign was carried out along the whole Strait of Gibraltar coastal margin and the western Alboran Sea from the 21st September to 10th October 2015 aboard R/V “*Sarmiento de Gamboa*”, only the information collected throughout the NW-Alboran Sea has been assessed in the current study. A total of fifteen CTD casts were carried out (Table 5.2 and green and orange dots in Fig. 5.1b). These profiles (North Western-Alboran, NW-A-x) were achieved during 25th and 26th September 2015 (NW-A I, green dots) and during 2nd and 3rd October 2015 (NW-A II, orange dots). Their positions were

determined by the trajectories followed by two Lagrangian drifters released within the Strait.

Table 5.2 Summary information about the CTD (Conductivity, Temperature and Depth) casts deployed along the northwestern (NW) Alboran Sea (NW-A).

CTD cast	Time (GMT)	Depth (m)	Latitude (°N)	Longitude (°W)
LEG I (25-26 th September 2015)				
NW-A I - 1	25.Sep.2015 - 10:51	717.27	36.126	5.224
NW-A I - 2	25.Sep.2015 - 13:04	715.45	36.152	5.181
NW-A I - 3	25.Sep.2015 - 15:02	667.00	36.171	5.124
NW-A I - 4	25.Sep.2015 - 19:10	662.42	36.202	5.085
NW-A I - 5	25.Sep.2015 - 23:26	360.61	36.301	5.053
NW-A I - 6	26.Sep.2015 - 03:03	278.74	36.348	4.998
LEG II (2 nd - 3 rd October 2015)				
NW-A II - 1	02.Oct.2015 - 16:13	820.14	36.085	5.214
NW-A II - 2	02.Oct.2015 - 18:19	837.88	36.088	5.155
NW-A II - 3	02.Oct.2015 - 20:34	807.68	36.101	5.099
NW-A II - 4	02.Oct.2015 - 22:19	821.45	36.121	5.045
NW-A II - 5	03.Oct.2015 - 00:31	828.67	36.150	5.003
NW-A II - 6	03.Oct.2015 - 02:16	811.41	36.177	4.982
NW-A II - 7	03.Oct.2015 - 04:45	736.45	36.211	4.974
NW-A II - 8	03.Oct.2015 - 06:47	662.40	36.253	4.940
NW-A II - 9	03.Oct.2015 - 09:17	679.59	36.283	4.868

The variability of the cyclonic circulation constrained to the NW-Alboran Sea has been analysed by the trajectories of five Lagrangian drifters (www.southteksl.com). Black stars in Fig. 5.1b identify the position where they were released, and more detailed information can be found in Table 5.3. Coastal NOMAD-M drifters (D₂ – D₄) are designed for short-term experiments that take place near the coast. Their autonomy depends on the configuration settings, between two to seven days. The Offshore NOMAD drifters (D₁ and D₅) can have up to one-year autonomy and they are designed with Iridium coverage for experiments that are carried out offshore. Both drifters are provided with underwater drogues at 2 and 5 m, respectively. The purpose of these drogues is to minimize the wind effect.

Table 5.3 Information about the Lagrangian drifters released along the Strait of Gibraltar coastal margin (black stars in Fig. 5.1b).

Drifter	Technology	Starting position			Entrance to the Alboran Sea (5.34 °W)	Final position		
		Time (GMT)	Latitude (°N)	Longitude (°W)		Time (GMT)	Latitude (°N)	Longitude (°W)
D ₁	Offshore NOMAD	24.Sep.2015 - 14:23	35.984	5.613	25.Sep.2015 - 06:00	29.Sep.2015 - 00:00	36.492	4.946
D ₂	Coastal NOMAD-M	21.Sep.2015 - 11:42	36.143	6.027	26.Sep.2015 - 18:30	30.Sep.2015 - 01:10	36.144	5.218
D ₃	Coastal NOMAD-M	22.Sep.2015 - 14:42	36.041	5.790	23.Sep.2015 - 04:10	06.Oct.2015 - 05:00	36.475	4.166
D ₄	Coastal NOMAD-M	22.Sep.2015 - 15:26	36.010	5.690	23.Sep.2015 - 03:10	02.Oct.2015 - 20:00	36.273	5.068
D ₅	Offshore NOMAD	01.Oct.2015 - 22:30	36.025	5.509	04.Oct.2015 - 09:00	21.Oct.2015 - 04:00	36.428	4.963

In order to detect the arrival of internal waves over the NW Alboran Sea, CTD were also sampling by an undulating Nu-shuttle platform. These measurements were carried out on board R/V “*Sarmiento de Gamboa*” during October 2008 in the frame of the campaign “*Gibraltar 2008*”. The transect (36.350 – 36.400° N, 5.113° W; red vertical line in Fig. 5.1c) was achieved during spring tides (new moon on 1st October 2008) and it was performed from offshore to coastline.

5.2.2 Remote observations

5.2.2.1 High Frequency Radar system

The intensity of the AI that enters the Alboran Sea has been evaluated from the High Frequency Radar (HFR) system located in the easternmost exit of the Strait of Gibraltar. The system consisted of a three-site shore-based CODAR (Coastal Ocean Dynamics Applications Radar) Seasonde network installed in Ceuta, Punta Carnero and Tarifa (Fig. 5.1b). Different studies have previously validated and implemented this methodology in the area (e.g Soto-Navarro et al., 2016; Lorente et al., 2019). In this study the hourly dataset freely available from the *Puertos del Estado* OpenDaP (Open-source Project for a Network Data Access Protocol) (institution that manages this system) was analysed along a transversal transect to the Strait (from 36.000 to 36.070° N, 5.300° W) (black vertical line in Fig. 5.1c). The hourly data were low-pass filtered with 30 h cut-off to obtain the subinertial periodicity.

5.2.2.2 Satellite imagery

SST and surface Chl-*a* concentration have been depicted from different satellite imagery products. The SST images correspond with the Level-2 daily 1-km spatial resolution images from the MODIS (Moderate Resolution Imaging

Spectroradiometer) instrument aboard both Aqua and Terra satellites. They can be freely downloaded from the NASA Ocean Color Website (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). The ocean colour observations from these satellites, among others (e.g. VIIRS, OCLI-S3A), are reprocessed and available in the Copernicus Marine Environmental Monitoring Service (CMEMS; <http://marine.copernicus.eu/>). For our purpose, the daily 1-km Level-4 (cloud free) Chl-*a* images have been assessed.

Moreover, the presence of internal waves over the Alboran Sea has been evaluated from an ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) image collected by an active radar sensor aboard the European Space Agency (ESA) satellite ENVISAT. As mentioned, these images have been previously used in the same area to detect the presence of the fronts from the sea surface roughness (e.g. Vázquez et al., 2009).

5.2.3 Atmospheric variables

For atmospheric forcing, variations in both MSLP over the Ligurian Sea (Dastis et al., 2018; Chapter 4) and local zonal wind over the NW-Alboran Sea (u_{10} , at 10 m height) have been analysed during the time that the moorings were deployed (Table 5.1). Hourly remote and local atmospheric forcing data were downloaded from the ERA5 reanalysis ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) data that are archived in the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Atmospheric data were low-pass filtered with 30 h cut-off to remove the tidal and the inertial currents.

5.3 Results

Based on previous existing literature, CS is the most likely generation place for Alboran Sea internal solitons. Those internal solitons are generated when the intensity of the westward tidal barotropic current reaches at least 1 m s^{-1} and are released when subcritical conditions are reached over the Sill. Therefore, when the westward barotropic flow is weakened and reaches values lower than 1 m s^{-1} (Vázquez et al., 2008). As initial starting hypothesis, it will be assumed here that the generation place of the analysed internal wave signal is the aforementioned CS. This hypothesis will be proven by the consistency level of the results.

5.3.1 Travel time of the internal solitons from the generation place to the thermistors mooring (TH2)

5.3.1.1 Transit between Camarinal Sill and Tarifa

Packets of internal solitons from their release over the CS have been characterized from the moored instrumentation. The internal oscillations have been depicted in both mooring emplacements for the entire record (Figs. 5.2 and 5.3). Nevertheless, these oscillations seem to be larger and more common during spring (new and full moon on 1st and 16th May 2003, respectively) than during neap tides (first and later quarter moon on 8th and 23rd May 2003, respectively) in all the measured depths (Tx and Ex in Table 5.1).

In order to assess the phase-speed of the internal oscillations during travel from their release location (CS) to the moorings, the solitons' presence has been carefully observed in all the series. The elapsed time from release of the internal solitons from the Sill to their arrival in Tarifa mooring (Fig. 5.2 and S5.1) has been taking into account to estimate the phase-speed. Besides, a travel distance of 18.52 km is used as reference. The instant when the prediction of the westward tidal current reaches 0.60 m s^{-1} (Fig. 5.2a) has also been assessed. This tidal current speed has been described by Vázquez et al. (2008) as the value when the subcritical conditions are established over the CS and, subsequently, the solitons are released toward the Alboran Sea. When the tidal current does not reach the mentioned value, the time of maximum westward current is chosen instead (e.g. on 12th May 2003).

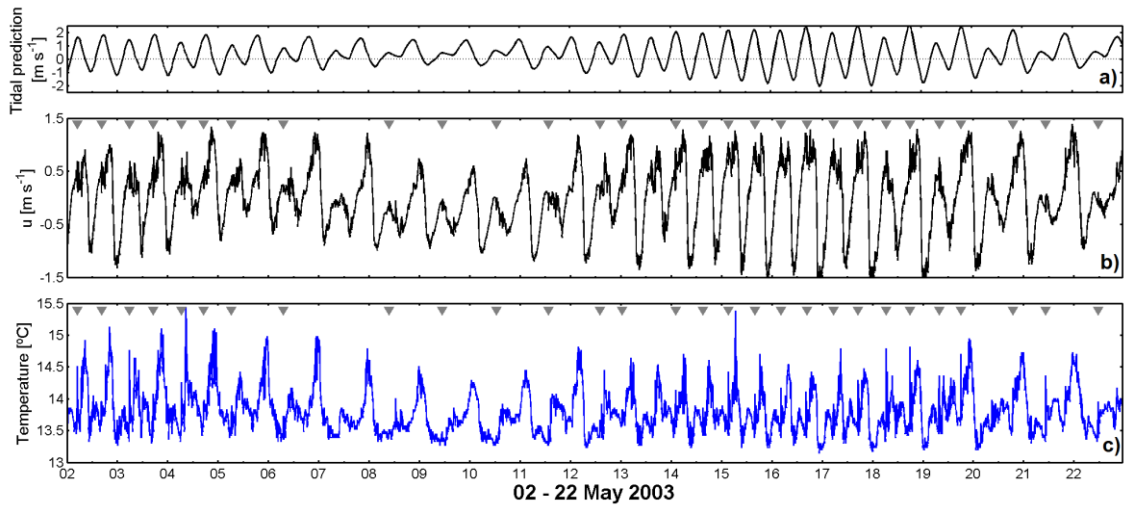


Fig. 5.2 (a) Tidal current speed prediction (m s^{-1}) over CS at 45 m depth. The horizontal black dotted line delimits the positive/negative current directed toward the Mediterranean/Atlantic side and the horizontal black bold dashed line indicates the 1 m s^{-1} westward tidal current. (b) Time series of the zonal current speed (m s^{-1}) and (c) temperature record ($^{\circ}\text{C}$) recorded in Tarifa at 90 m depth. Inverted grey triangles in (b) and (c) indicate the arrival events of the solitons at the mooring. Information about the times is detailed in the supplementary material (Tables S5.1 and S5.2).

The arrival time of the internal oscillations at the Tarifa mooring does not show any significant correlation with the eastward intensity (Fig. 5.4a). On average, the oscillations take 4.47 hours to reach the mooring, but this time differs between spring and neap tides. During the spring tide events the oscillations seem to take consistently 4 hours from their release. While during the neap tide events, this time is longer and almost 7 hours are necessary to observe the oscillations. Concerning the propagation speed at which the solitons move from CS to the Tarifa mooring, it also differs between spring and neap tides (Fig. 5.4b). On average, during spring tides they are moving at 1.30 m s^{-1} , and during neap tides they slowed down to 0.80 m s^{-1} .

5.3.1.2 Transit between Tarifa and the eastern mouth of the Strait of Gibraltar

The delay in the detection of solitons over the Tarifa mooring (Figs. 5.2 and S5.1) and the eastern mooring (Figs. 5.3, S5.2 and S5.3), located 35.93 km from each other has also been analysed. For this purpose, the same analysis as for the transit between Camarinal and Tarifa has been carried out (see Table S5.2).

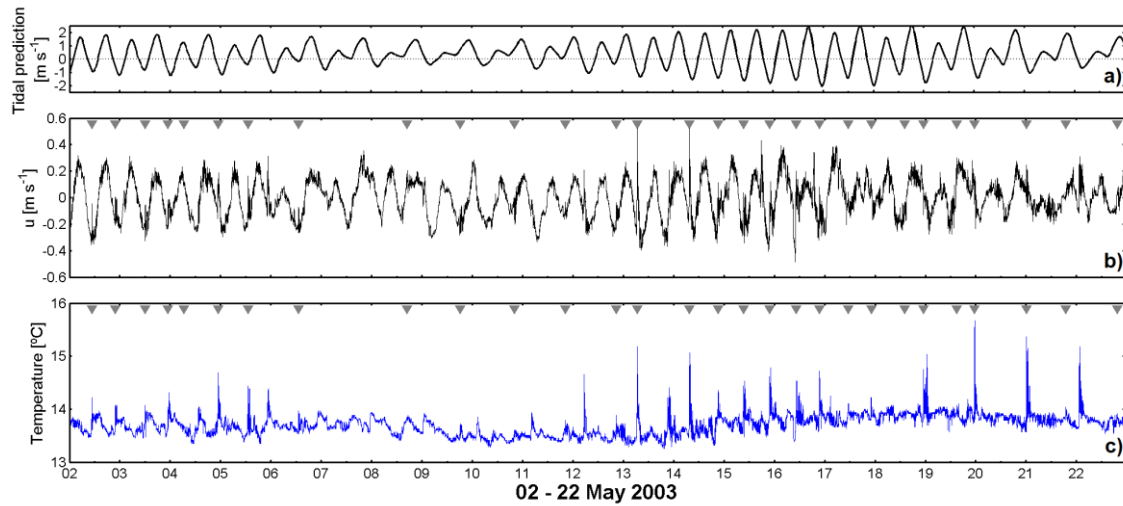


Fig. 5.3 The same as Fig. 5.2 but for current speed (m s^{-1}) and temperature recorded in the easternmost Strait of Gibraltar (E in Fig. 5.1b) at 90 m depth (E3 in Table 5.1).

Maximum eastward tidal current intensities predicted over the CS have been correlated with the time and speed of the solitons between Tarifa and the eastern mooring (Figs. 5.4c and 5.4d). In this case, the results indicate the existence of a linear correlation between both variables. On average, the solitons spend 6.30 hours to reach the eastern mooring from Tarifa, which means that they moved at an average speed of 1.56 m s^{-1} between the two locations. As expected, the shortest times and fastest speeds are observed during spring tide events, and the longest times and slowest speeds during neap tide events.

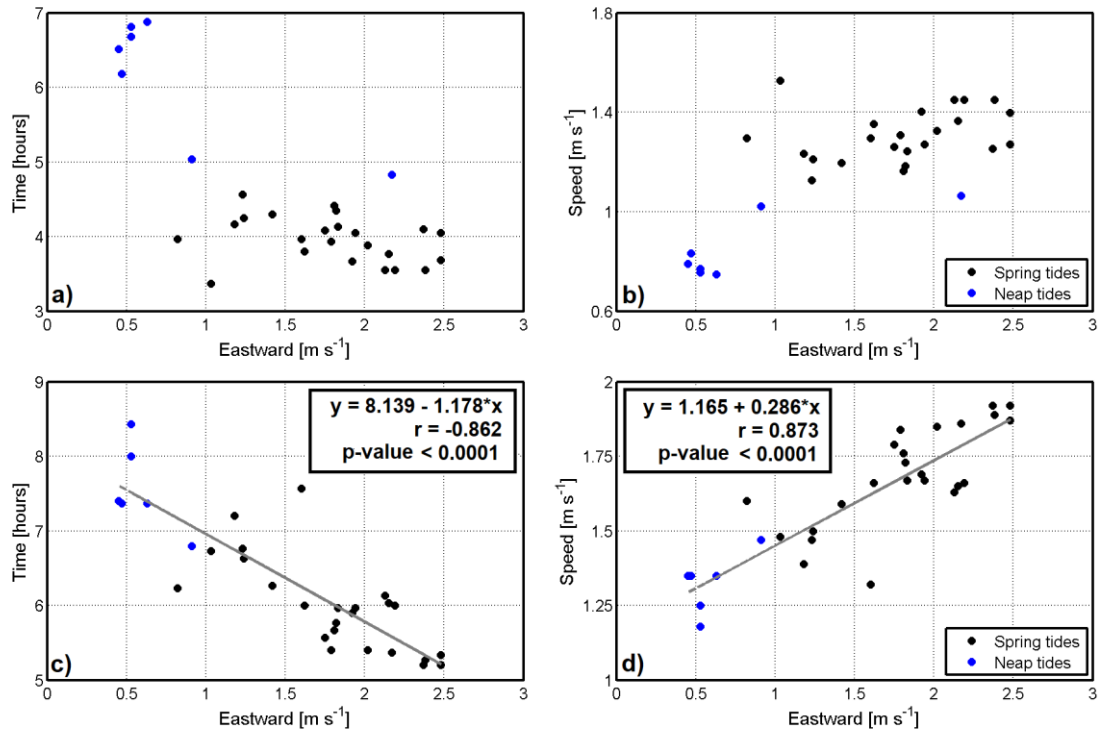


Fig. 5.4 Relation between the maximum eastward current speed intensity reached over CS (tidal current prediction at 45 m depth) and both the travel time and the propagation speed of the solitons when they reach the moorings (T and E in Fig. 5.1b). The upper plots represent the analysis for the travel time and propagation speed of the waves from the CS to Tarifa: (a) relation of the delay between the release of the waves over the Sill (tidal current speed of -0.60 m s^{-1}) and their arrival over the Tarifa mooring concerning the maximum eastward current (m s^{-1}), and (b) the same as (a) but in relation with the speed of the solitons. The analysis for the travel time and propagation speed of the solitons from Tarifa to the Eastern Strait mooring is depicted in the lower plots: (c) relation between the maximum eastward current speed over the Sill (m s^{-1}) and the delay in time between both moorings; (d) relation between the maximum eastward current speed over the Sill (m s^{-1}) and the propagation speed of the solitons (m s^{-1}). Results for spring/neap tides are represented by black/blue dots, respectively.

This shorter travel time during spring tides is related to a greater eastward current intensity (Figs. 5.2a and 5.3a) that contributes to a faster eastward displacement of the waves (Sánchez-Garrido et al., 2008). Therefore, on average, the internal solitons would take ~ 11 hours to arrive at the eastern mooring, moving at an average speed of $\sim 1.40 \text{ m s}^{-1}$. During spring tides this travel time is reduced to approximately 10 hours, while during neap tides is increased to ~ 14 hours.

As indicated, for this period of study, the internal soliton presence is quite different between spring and neap tides. While during spring tides the oscillations are detected throughout the current meters (either in current speed or in temperature), clearly showing a semidiurnal frequency, their identification during neap tides is relegated to a few events. These neap tide events, when solitons are

detected, are related with the diurnal inequality which is presented in both tidal current prediction and zonal current measured at 90 m depth in Tarifa (Figs. 5.2a and 5.2b).

In the Tarifa mooring records (Figs. 5.2 and S5.1) these oscillations appear around the moment of maximum eastward current (flow directed to the Mediterranean), and the soliton signal in the temperature record is identified by a sudden increase of approximately $\sim 1.5 - 2.0$ °C, more evident at the 90 m depth instrument (Fig. 5.2c). This behaviour of the temperature record in response to the solitons' arrival is also observed at the eastern mooring (E) during spring tides (e.g. Fig. 5.3c). Here, the highest oscillations are depicted by the shallowest current meter (30 m depth, Fig. S5.1b) and they arrive at the mooring when the flow is directed westward. When the solitons arrive at the mooring, the current speed is increased to more than 0.50 m s^{-1} . This semidiurnal pattern is not so evident during neap tides (Fig. 5.3). Also, diurnal inequality is not presented during neap tide.

5.3.1.3 Transit from the eastern mouth of the Strait to the TH2 mooring

The analysis of fifteen CTD casts that were performed over the area (Table 5.2 and green/orange dots in Fig. 5.1b) allowed us to find a linear equation salinity and temperature in the area. Density profiles related with the thermistors measurements were calculated from this temperature/salinity relation. To identify the isotherm that better represents the AMI depth oscillations we have used the information depicted in the Temperature and Salinity (TS) diagrams shown in Fig. 5.5. According to these TS diagrams, the temperature associated with the 37.50 isohaline (representative salinity of the AMI in this area) is 14.20 °C.

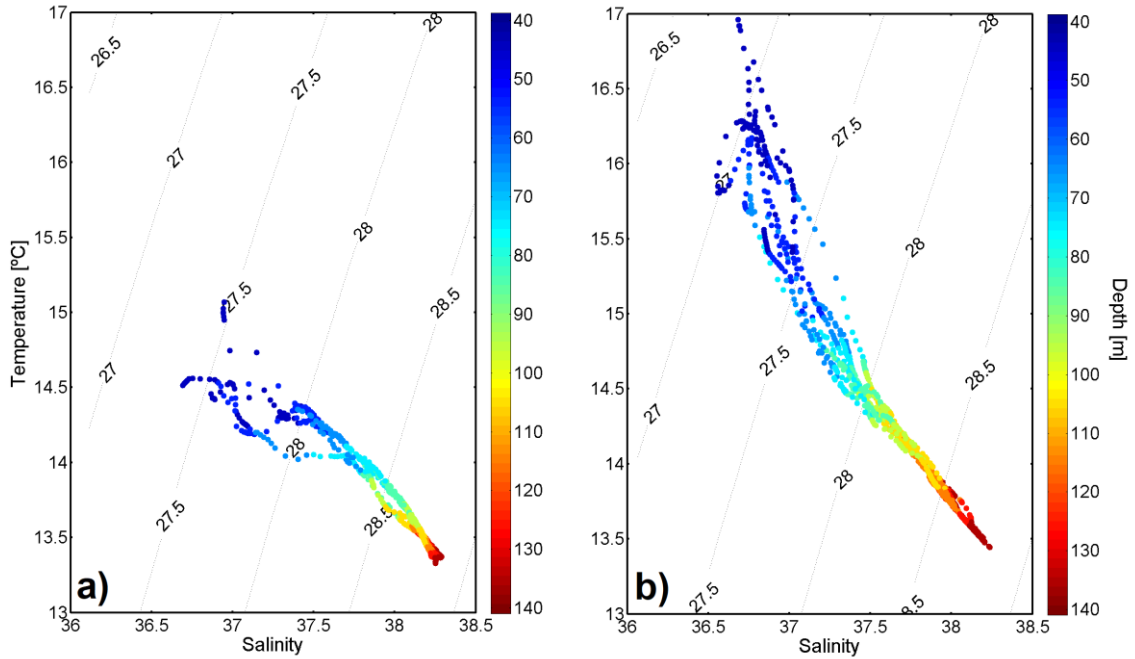


Fig. 5.5 Temperature and Salinity (TS) diagrams from the northwestern Alboran Sea (NW-A) depicted from Conductivity, Temperature and Depth (CTD) casts deployed on (a) 25th-26th September 2015 (green dots) and (b) on 2nd-3rd October 2015 (orange dots) (b) (Fig. 5.1b and Table 5.1). In order to assess the same range of depth that the thermistors record only the profiles from 38 to 140 m depth are represented. Grey dotted lines represent isopycnals with spacing of 0.50 kg m^{-3} .

Considering the entire record of temperature at the TH2 mooring (Fig. 5.1b), large vertical displacements of the isotherms are observed regularly (Fig. 5.6b). These packets of oscillations are very likely related to the arrival of solitons at the thermistor mooring. For the sake of a better visualization of the soliton signal, the vertical temperature profiles have been represented along with the AMI oscillations (i.e. the depth of the 14.20°C isotherm, white line in Fig. 5.6b). The tidal current prediction over the CS is also shown (at 45 m depth; Vázquez et al., 2008) as key to predict the internal waves releasing time from the Sill. This releasing time is the time origin we have chosen for tracking the travel time of the solitons during the transit from CS to the continental slope of the NW-Alboran Sea, the TH2 mooring.

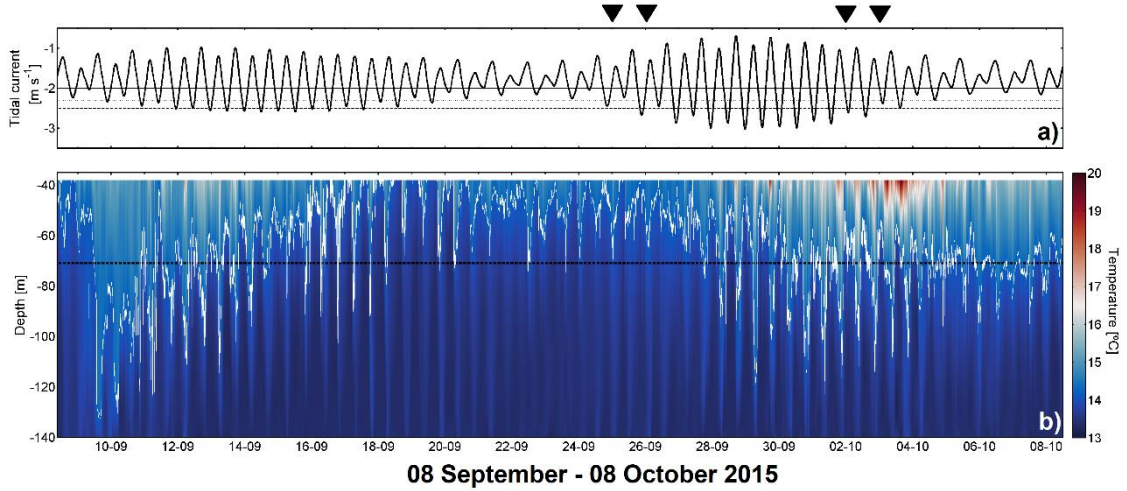


Fig. 5.6 (a) Temporal evolution of the tidal current prediction (m s^{-1}) over CS at 45 m depth. The horizontal black straight line depicts zero current speed, where values higher/lower than zero indicate flow directed toward the Mediterranean/Atlantic side. The horizontal black dotted line indicates the 0.60 m s^{-1} westward tidal current, and the horizontal black bold dotted line indicates the 1 m s^{-1} westward tidal current. (b) Temporal evolution of the temperature ($^{\circ}\text{C}$) from the thermistor chain deployed at TH2. The white line marks the position of the $14.20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ interface, and the black dotted horizontal line indicates the average position of the interface ($\sim 70 \text{ m}$). Black inverted triangles denote the dates when the Conductivity, Temperature and Depth (CTD) profiles were carried out along the northwestern Alboran Sea.

Inferring density profiles from temperature profiles recorded by the thermistors chain

In order to estimate the propagation speed of the internal solitons from the temperature profiles recorded by the thermistors chain moored at TH2 location, we need to infer the density profiles corresponding with the temperature ones recorded by the thermistors chain. With this aim a linear regression analysis (equation 5.1) was performed on the basis of the available salinity and temperature profiles (CTD measurements) closest to the mooring site (green and orange dots in Fig. 5.1b). It was carried out with the purpose of using the resulting linear function related to salinity and temperature to infer the salinity profiles corresponding to the mooring site. Moreover, the corresponding density profiles that characterize the stratification conditions there were assessed from the aforementioned linear function. Similar experiences of density profile reconstruction have been applied by other authors (Reseghetti, 2007; Goes et al., 2018). The linear regression analysis yielded a significant correlation ($p < 0.001$) with $r = -0.94$. The relation between the salinity (S) and the temperature (T, $^{\circ}\text{C}$) is given by the formula:

$$S = -0.566 * T + 45.705 \quad (5.1)$$

which allows us to predict the temporal evolution of the salinity from the temperature records acquired by the thermistors chain. Subsequently, the temporal evolution of the seawater density at the thermistors chain site was computed using the standard state equation for sea water. It was computed from both temperature and the estimated salinity.

Computation of soliton propagation speed

The theoretical propagation speed of the solitons in the NW-Alboran Sea is estimated using the previous density profiles. This speed will be used as complementary information to obtain an estimation of the arrival time of the solitons at the TH2 site from their likely generation place, the CS.

To this end, two different approaches were proposed. The first one is based on the assumption of a two-layer water column; Atlantic and Mediterranean waters, separated by an interface. This approach has been extensively used in the Strait of Gibraltar (e.g. Izquierdo et al., 2001; Ramírez-Romero et al., 2012), and even in the western Alboran Sea (Gascard and Richez, 1985; García-Lafuente and Cano, 1994). In this case, the propagation speed (c ; m s⁻¹) is calculated in terms of the thicknesses and densities of the upper (h_1 and ρ_1 ; m and kg m⁻³) and lower (h_2 and ρ_2 ; m and kg m⁻³) layers and the gravitational acceleration (g ; m s⁻²) as:

$$c = \sqrt{g \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2} \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \quad (5.2)$$

The interface depth in both CTDs and thermistors profiles is assumed to be the same as that of the isohaline of 37.50. The corresponding ρ_1 and ρ_2 values are obtained by averaging the density profile inside each layer above and below this isohaline.

The second approach is a more accurate one that takes into account a continuously stratified water column specified by the available density profiles. In this case, it is computed the phase speed of a first-mode internal solitary wave may (Lee and Beardsley, 1974) as:

$$c = c_0 + \alpha a \quad (5.3)$$

where a (m) is the amplitude of the solitary wave, α is the nonlinear coefficient; and c_0 (m s⁻¹) is the linear phase speed of the first baroclinic mode,

which is equal to the highest eigenvalue of the Sturm-Liouville problem (Lee and Beardsley, 1974; Vlasenko et al., 2005).

$$\frac{c_0^2}{N^2(z)} \psi_{zz}(z) = \psi(z) \quad (5.4)$$

$\psi(z)$ is the amplitude of the stream function corresponding to the 2D problem disregarding Earth rotation effects, with vertical coordinate z oriented upward; $N(z)$ is the Brunt-Väisälä profile characterizing the background density field. Subscripts indicate derivatives with respect to the z co-ordinate. The parameter α is determined as:

$$\alpha = \frac{1}{6} \frac{\int_0^H \rho_{zz} \psi_1^3(z) dz}{\int_0^H \rho_z \psi_1^2(z) dz} \quad (5.5)$$

where $\rho(z)$ (kg m^{-3}) is the undisturbed density profile; H (m) is the bottom depth; and $\psi_1(z)$ is the eigenfunction of the problem given by the equation (5.4) corresponding to the first baroclinic mode. As the TH2 observation spanned only the depth range between 38 and 140 m, over a bottom depth of 150 m, density profiles were extrapolated from surface to bottom by assuming a constant value out of the TH2 depth range.

Table 5.4 compares the resulting propagation speeds estimated using both approaches for different time intervals by the time of thermistor chain records. These speeds were calculated from the density profiles inferred from the thermistors measurements (section 5.3.1.3). Note that this propagation speed has been computed for different locations between the eastern mouth and the TH2 mooring (black dots in Fig. 5.1c).

It can be seen that differences in the computed speeds between the two different approaches (continuously stratified column and two-layer approximation) are minimal, but always slightly larger in the case of the two-layer approach. Also, the values corresponding to the first half of the record (from ~10th to 25th September) are lower than those of the second half (from 25th September to the end) with no clear variation pattern between spring and neap tides. The soliton speed in the second half increased approximately 33% on average compared to the first half. This behaviour could be due to the greater time averaged upper layer thickness, h_1 , found in the second half which, as indicated by the equation (5.2), would produce a greater propagation speed. This result highlights the importance

of the role of subinertial variability of the AMI in explaining the propagation speed of solitons.

Table 5.4 Propagation speed (m s^{-1}) in several points (isobaths from 700 to 150 m depth) of a transect from the easternmost Strait of Gibraltar and the thermistors mooring location (TH2) (black dots in Fig. 5.1c) during different time intervals (spring and neap tides) when the thermistor chain was moored. The speed has been calculated using both methodologies described throughout the text: (ii) two-layer approximation, and (i) continuously stratified fluid for an average amplitude (a) of 15 meters.

Two-layer approximation	700 m	600 m	500 m	400 m	300 m	200 m	TH 150 m
SPRING 1 10-16 September	0.898	0.879	0.857	0.830	0.790	0.720	0.650
NEAP 1 19-25 September	0.693	0.674	0.652	0.627	0.596	0.551	0.514
SPRING 2 25-30 September	1.068	1.030	0.985	0.935	0.875	0.783	0.712
NEAP 2 01-08 October	1.264	1.244	1.219	1.186	1.136	1.038	0.936

Continuously stratified fluid $a = 15 \text{ m}$	700 m	600 m	500 m	400 m	300 m	200 m	TH 150 m
SPRING 1 10-16 September	0.864	0.835	0.806	0.767	0.728	0.649	0.569
NEAP 1 19-25 September	0.841	0.762	0.694	0.636	0.589	0.521	0.471
SPRING 2 25-30 September	1.201	1.081	0.963	0.865	0.789	0.701	0.632
NEAP 2 01-08 October	1.106	1.097	1.078	1.050	1.000	0.912	0.833

5.3.2 Subinertial variability associated with atmospheric forcing

5.3.2.1 Subinertial variability of flow through the Strait of Gibraltar

The subinertial variability of the flow through the Strait of Gibraltar and the main atmospheric variables behind its origin has been assessed during the internal solitons observation periods: (i) the 2003 records in the Strait of Gibraltar and (ii) the 2015 ones at the TH2 mooring. Figs. 5.7 and 5.8 show the subinertial variability of flow through the Strait of Gibraltar represented by the subinertial signal of the current meter deployed at 60 and 90 m depth in E mooring (Fig. 5.7d) for the 2003 period, and by the cross-strait averaged current recorded by the HFR system deployed in the Strait for the 2015 period (Fig. 5.8d). These observations are represented together with the time series of the MSLP over the Ligurian Sea (Figs. 5.7b and 5.8b) and the zonal wind over the Alboran Sea (Figs. 5.7c and 5.8c). Both atmospheric variables, MSLP and zonal wind, characterize the atmospheric forcing affecting the flow through the Strait of Gibraltar. The first one represents the MSLP changes over the western Mediterranean, previously recognized by several authors as the main forcing for this subinertial variability (Candela et al.,

1989; García-Lafuente et al., 2002c; Dastis et al., 2018). The second one, zonal wind, is known to play an important role in the reduction of the eastward subinertial current when intense and persistent easterly winds are blowing (García-Lafuente et al., 2002b). At the top of both figures the corresponding tidal current prediction are depicted, at 45 m depth over CS (Figs. 5.7a and 5.8a) in order to indicate the tidal flow situation (spring or neap tides). At the bottom the observed temperature records (Figs. 5.7e and 5.8e) are shown, which allow us to identify the soliton arrivals in the considered moorings.

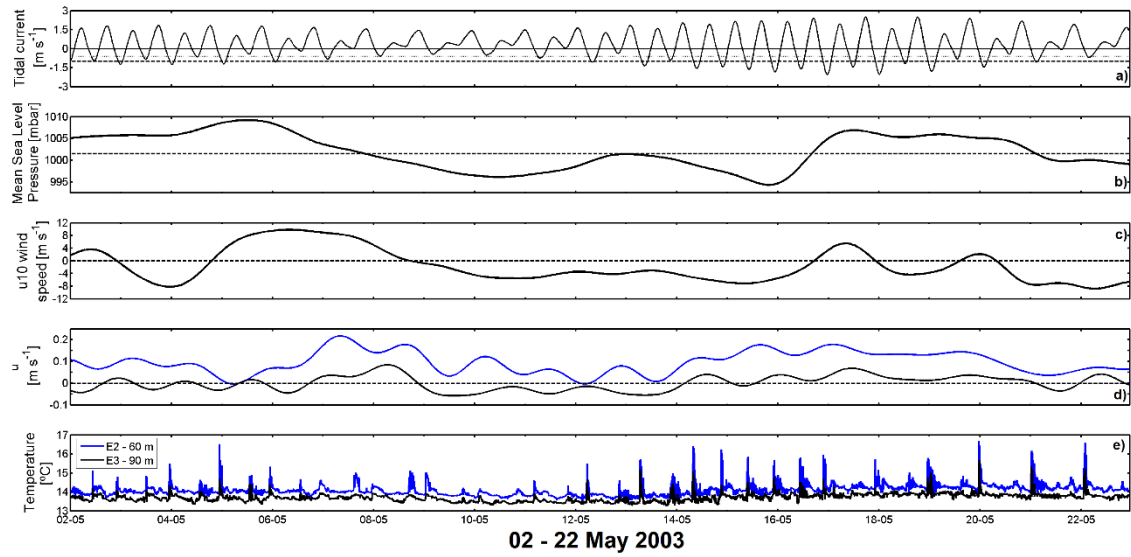


Fig. 5.7 Time series of oceanographic and atmospheric variables during May 2003. (a) Tidal current speed prediction over CS at 45 m depth. The horizontal black solid line indicates the zero reference that delimits the positive/negative flow toward the Mediterranean/Atlantic side. The horizontal black dotted line indicates the 0.60 m s^{-1} westward tidal current, and the horizontal black bold dotted line indicates the 1 m s^{-1} westward tidal current (Vázquez et al., 2008). (b) Temporal evolution of the Mean Sea Level Pressure (MSLP, mbar) over the Ligurian Sea. The horizontal black dotted line delimits the high/low MSLP (1013 mbar). (c) Temporal evolution of the zonal component of the wind at 10 m height (u_{10} , m s^{-1}) over the Alboran Sea. The horizontal black dotted line delimits the direction of the wind: positive/negative from west/east. (d-e) Time series of the current meters at the E location (Fig. 5.1b). (d) Temporal evolution of the subinertial zonal component of the current at 60 m (blue line, E2) and 90 m depth (black line, E3). The horizontal black dotted line delimits the zero that indicates the flow directed to the east/west when it is higher/lower than 0 m s^{-1} . (e) Temporal evolution of the temperature ($^{\circ}\text{C}$) recorded at 60 m (blue line) and 90 m depth (black line).

In both moorings, E and TH2 (Figs. 5.7 and 5.8, respectively), it is clear that the amplitudes of peaks produced by soliton arrivals are larger during spring tides. The spring tide soliton peaks appear more clearly during periods when westward tidal current speeds exceed 1 m s^{-1} . At specific dates (e.g. on 9th May), some soliton peaks appear during neap tides when tidal current prediction over CS of the westward tidal current peaks is less than 1 m s^{-1} . However, considering the time

series of the subinertial current we can observe that for those dates, the intensity of the eastward current was significantly reduced, which can be seen in the records of 8th and 9th of May 2003 (Fig. 5.7) and 19th and 20th of September 2015 (Fig. 5.8). In addition, an intensification of the westward current over CS is noticeable, reaching 1 m s^{-1} . These circumstances had been previously described in Vázquez et al. (2008). In addition to this effect, the subinertial variability of the flows must affect the propagation speed of the internal solitons and, in turn, the travel times from CS to TH2 mooring. When subinertial flows are directed westward, the propagation speed is increased, and the travel times reduced, and the reverse situation would apply when they are directed eastward. Table 5.5 shows the results from the linear regression among the different variables depicted in Figs. 5.7 and 5.8. As can be seen, subinertial current variations are related to both zonal winds and MSLP over the Ligurian Sea for the 2015 period. However, for the 2003 period, subinertial currents show low, but significant, correlations with zonal wind and no significant correlation with MSLP over the Ligurian Sea. It should be noted that these MSLP show a negative correlation with zonal wind in the 2015 period in concordance with other previous studies (Chioua et al., 2017; Macías et al., 2008a). However, in the 2003 period, a significant correlation is also found, although in this case it is positive showing an unusual pattern of relation in this region.

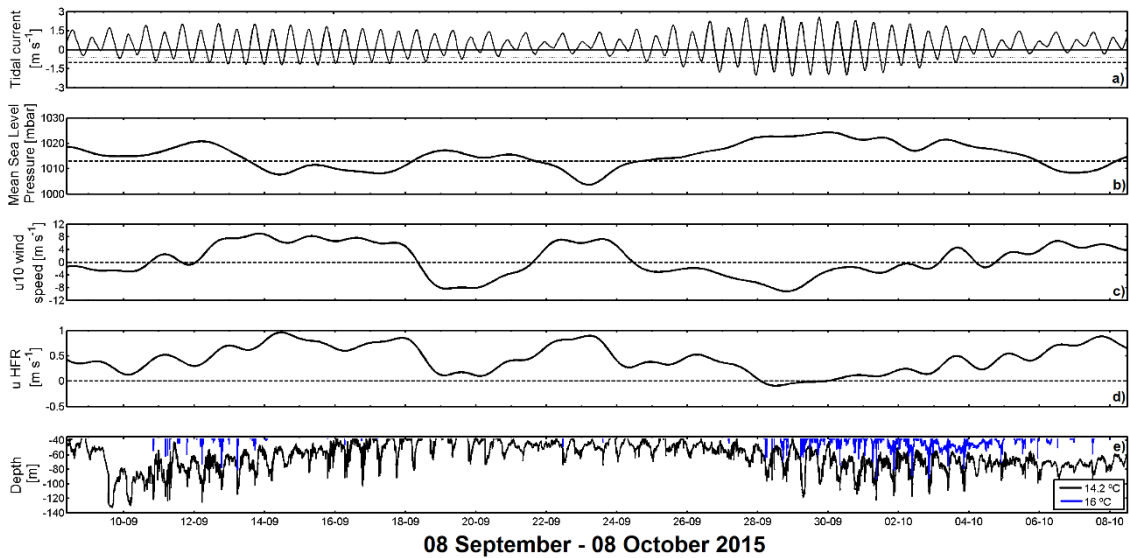


Fig. 5.8 Time series when the thermistors were moored from 08th September to 08th October 2015. (a), (b) and (c) the same as Fig. 5.7. (d) Temporal evolution of the subinertial zonal component of the current (m s^{-1}) across the Strait of Gibraltar (Fig. 5.1b). The horizontal black dotted line delimits the zero reference which indicates the flow directed to the east/west when it is higher/lower than 0 m s^{-1} . (e) Temporal evolution of the temperature represented by the isotherms 16°C (blue line) and 14.2°C (black line).

Table 5.5 Results of linear correlations calculated among the assessed variables during both study periods (i) May 2003, and (ii) September-October 2015 (corresponding time series are shown in Figs. 5.7 and 5.8, respectively). (*) Correlation is not significant, p-value > 0.001. MSLP: Mean Sea Level Pressure (mbar, over the Ligurian Sea); u10: zonal component of wind (m s^{-1} , over the Alboran Sea); E2 and E3: Eastern Strait of Gibraltar mooring (Fig. 5.1b) and, HFR: High Frequency Radar (m s^{-1}).

May 2003	MSLP (mbar)	u10 (m s^{-1})	subinertial flow E2 (m s^{-1})	subinertial flow E3 (m s^{-1})
MSLP	1.000	0.550	-0.013*	0.191
u10	0.550	1.000	0.246	0.222
September - October 2015	MSLP (mbar)	u10 (m s^{-1})	subinertial flow HFR (m s^{-1})	
MSLP	1.000	-0.516	-0.826	
u10	-0.516	1.000	0.726	

5.3.2.2 Subinertial variability of mesoscale structures in the NW Alboran Sea

In Fig. 5.6b the most marked change showed by the temperature profiles recorded at TH2 mooring was the drastic warming of the upper water layer along with the AMI sinking beyond 90 m depth (e.g. from 30th September until the end of the record). The shallowest position of the interface (up to 50 m depth) is observed during days from ~16th to ~27th September when the 14.20 °C isotherm is displaced up to the depth of the first thermistor (38 m).

The described behaviour of the AMI is also captured by the CTD casts (Fig. 5.5). The corresponding TS diagrams are less stratified throughout the range of depth recorded by the thermistor chain (from 38 to 140 m depth) during the first leg (Fig. 5.5a) than during the second (Fig. 5.5b). Although in terms of salinity, no considerable differences are observed between the legs, the TS curves acquired during the second leg (October) show that the shallowest depths are less dense (September; Fig. 5.5b). While during the first leg the 40-60 m range depth is characterized by the 27.50 – 27.70 kg m^{-3} isopycnals, the 27.00 – 27.20 kg m^{-3} represent such a range in October.

Concerning the spatial variability of the hydrographic structures it is worth noting that the TH2 mooring was within a productive area characterized by the presence of the CsCG and its quasi-permanent associated upwelling (e.g. Sarhan et

al., 2000), which also has a high capacity to retain water and suspended substances (Bolado-Penagos et al., 2020). The paths followed by five drifters that were deployed in different emplacements along the Spanish coast of the Strait of Gibraltar (Fig. 5.1b and Table 5.3) together with the satellite imagery (SST and Chl-*a*) will allow us to characterize the spatial-temporal variability of the CsCG in the NW-Alboran Sea domain (Fig. 5.9).

Figs. 5.9b and 5.9c show the drifter D₁ evolution. This drifter was deployed on 24th September (red square in Figs. 5.9b and 5.9c) once the easterlies had started to blow over the NW-Alboran Sea (Fig. 5.9a). The drifter entered into the Alboran Sea fifteen hours after its deployment. During D₁ drifter period, its trajectory evidence how the CsCG was constrained against the coast. Nevertheless, on 27th September (last drifter position tracked) the CsCG started to be displaced offshore as shown in both SST and Chl-*a* images (Figs. 5.9b and 5.9c). Also, the TH2 mooring is within the cyclonic area (white square in Fig. 5.9).

On 30th September, after almost one week of easterlies blowing over the area (Fig. 5.9a), the situation described by both D₂ trajectory and satellite images (Figs. 5.9d and 5.9e), differs from the previous one (Figs. 5.9b and 5.9c). Even though D₂ was deployed westwards of Tarifa (Table 5.3), it finally entered into the Alboran Sea on 26th September, five days after its deployment. Unlike D₁ behaviour, D₂ which entered the area approximately two days after the former it was deflected to south. Once inside the area D₂ kept bordering the CsCG until its last tracked position on 30th September (Figs. 5.9d and 5.9e). The path described shows that the CsCG was displaced southwards leaving the TH2 mooring above it but keeping high Chl-*a* and low SST water.

Figs. 5.9f and 5.9g show the trajectories of D₃ and D₄ drifters along with the surface distribution of SST and Chl-*a*, respectively, on 2nd October. Both drifters were deployed on 22nd September 44 minutes apart (Table 5.3) and their travel paths were similar. After being released both entered the Alboran Sea and bordered the whole WAG in seven and eight days, respectively. Subsequently, both drifters described a cyclonic path similar to that described by D₂ (Figs. 5.9d and 5.9f) although the CsCG in this period of time is displaced further eastward, once again leaving the TH2 mooring to its west side. The D₃ and D₄ drifters began their entrance into the CsCG on approximately 1st and 2nd October, coinciding with weakened easterly winds.

The last drifter, D₅, which was deployed at the easternmost Strait of Gibraltar (Table 5.3), after being retained along the coastal margin of the Strait for ~ three days (Figs. 5.9h and 5.9i), joined the AJ on 4th October, coinciding with the rolling of winds to westerlies (Fig. 5.9a). Due to the cloud coverage during the travel days, the representative satellite images were taken four days after the drifter entered the Alboran Sea. The path tracking of the drifting last until 6th October and it seems to follow the contour between the CsCG and the AJ. Therefore, during this period the CsCG seems to be emplaced on the NW corner of Alboran Sea, with the TH mooring embedded within it.

The previous description is in good agreement with the observed behaviour of the temperature profiles shown in Fig. 5.6. During persistent easterly periods, as the one extending from 25th September to 3rd October 2015, the CsCG is displaced southeastward from the coast. Under these circumstances, the AMI was deepening (below 70 m depth), and it produced a thicker and warmer upper layer. In the other periods during which persistent easterlies were blowing, the AMI was located at shallower depths (above 70 m). However, it seems that the effects of the persistent easterlies are detected at the TH2 mooring with a considerable delay compared to the beginning of the easterlies event, apparently at least two days.

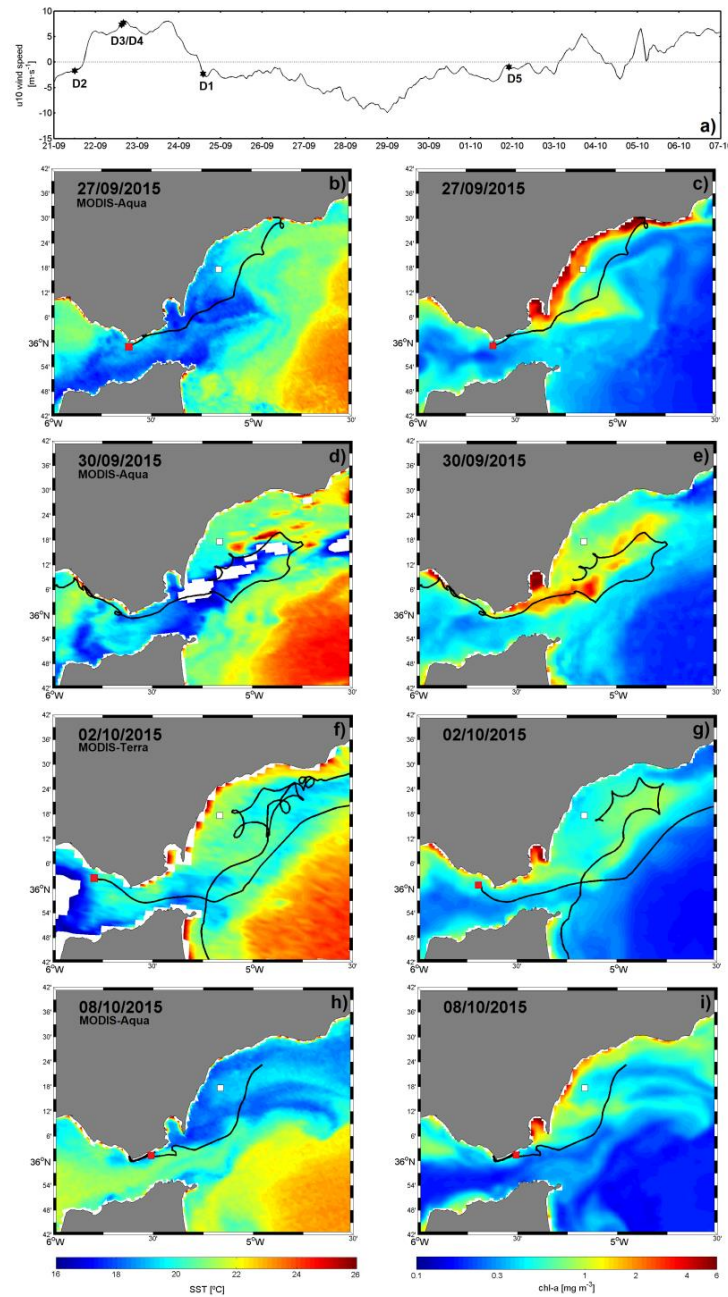


Fig. 5.9 The zonal wind over the northwestern (NW) Alboran Sea and daily satellite imagery, Sea Surface Temperature (SST) left and Chlorophyll-*a* (Chl-*a*, $mg m^{-3}$) right column, of 1 km spatial resolution. SST imagery correspond with MODIS Aqua and Terra sensors, while the Chl-*a* are reprocessed from multi sensors. The drifter trajectories (black solid lines) centred in the NW-Alboran Sea are depicted throughout the satellite imagery. Red and white squares indicate each drifter release point and the thermistors chain position (TH2), respectively. (a) Temporal evolution of the hourly zonal component of the wind at 10 m (u_{10} , $m s^{-1}$). The horizontal dotted grey line delimits positive/negative zonal wind that corresponds with westerlies/easterlies. Black hexagrams indicate the day when the drifters were deployed (Table 5.3). (b-c) Satellite imagery corresponding to 27th September along with the drifter D_1 trajectory. (d-e) Satellite imagery corresponding to 30th September along with drifter D_2 trajectory. (f-g) Satellite imagery corresponding to 2nd October with D_3 (f) and D_4 (g) drifter trajectories. (h-i) Satellite imagery corresponding to 8th October along the drifter D_5 trajectory.

5.3.3 Observed arrival times of solitons in TH2 mooring

Fig. 5.10 shows the arrival of internal solitons in the TH2 mooring along with the tidal current prediction (at 45 m depth) over CS for both spring and neap tide periods.

Considering the spring tide period (new moon on 13th September 2015), on the basis of the tidal current prediction over CS (Fig. 5.10a), the generation of the internal waves from which the solitons arise could take place during the westward tidal current phase with high enough intensity peaks (1 m s^{-1}). This expectation is confirmed by the large amplitude isotherm displacements recorded at the TH2 mooring. The travel time of the solitons coming from CS was assessed (as explained in section 5.3.1.1) using as reference time either the moment when westward tidal current has weakened to 0.60 m s^{-1} (when the internal soliton releasing from CS happens) or the moment of the westward tidal current peak intensity is less than 1 m s^{-1} . In this regard, the resulting averaged travel time is ~ 19 hours.

This averaged travel time may be compared with the expected average partial travel time of the different journeys from CS to the eastern mouth, and from the eastern mouth to the TH2 mooring. The travel time from eastern mouth to the TH2 mooring may be estimated using the propagation speed computed as explained in section 5.3.1.3 (see Table 5.4). For spring tides, taking a distance of 26 km between the eastern mouth (Strait of Gibraltar) and TH2 mooring, and an average propagation speed throughout this transit of 0.75 m s^{-1} , the resulting averaged travel time for this journey is 9.63 hours. This value summed to the previously estimated averaged travel time for the journey CS - eastern mouth (10 hours) results in 19.63 hours, a value very close to the observed one (~ 19 hours).

Concerning the neap tide period (Fig. 5.10d-f), an adequate interpretation of the results must take into account that the existence of a clear diurnal inequality made possible peak intensities very close to 1 m s^{-1} during westward tidal current phases. Also, it must be considered that subinertial flow variability during this neap tide period produces a clear reduction of the eastward intensity of the AI (Fig. 5.8d). This should be accompanied by an increase of the intensity of the lower layer eastward flow over CS, which in turn leads to greater westward peak intensities during the westward tidal current phase than those expected only considering the tidal current prediction, which does not take into account the contribution of

subinertial variability. It is important to note that this reduction in intensity of the eastward flow will provoke a lower peak intensity of the eastward tidal current than the peak intensity given by the tidal current prediction, because the analytical model does not take into account this subinertial variability. Based on all the previous considerations, the expected averaged travel time of solitons from the CS to the TH2 mooring, during this neap tide period, is about 24 hours, 13 and 11 hours for the journeys CS-E and E-TH2, respectively. Taking these ideas into account, we consider that the two first soliton arrivals recorded at $\sim 8:00$ and $\sim 19:00$ on September 19th (events E_N1 and E_N2 , Table S5.3) should have been generated during westward tidal current phases of September 18th, which showed peak intensities close to 1 m s^{-1} (data not shown).

The next signal in the records that could reflect a new soliton arrival is that recorded at 6:00 on September 20th (event E_N3). This signal does not draw a peak as clear as the previous ones, an abrupt asymmetric change points out towards an association with the displacement of warmer water located north of the TH2 mooring as suggested in the satellite image in Fig. 5.10d, taken during a period of persistent easterly winds. However, the small peak recorded immediately after the abrupt jump in temperature is more likely due to the arrival of the small amplitude soliton. If so, its travel time from CS was ~ 28 hours.

The next two events (E_N4 and E_N5) show small amplitude in the oscillations yield travel time from CS of ~ 27 hours. After the event E_N5 no clear soliton event was identified during this neap tide. The abrupt change in temperature indicated by an interrogation mark occurring at 11:00 on September 22nd may be due to the sudden arrival of warmer water at the TH2 mooring, coming from the coast as commented for event E_N3 .

The results in this section indicate that the travel time of the internal solitons are in good agreement with their expected travel time after being released from CS. However, the existence of a significant variability in these travel times is clear, depending on the state of subinertial variability of the flow through the Strait and the mesoscale structures in the NW section of the Alboran Sea.

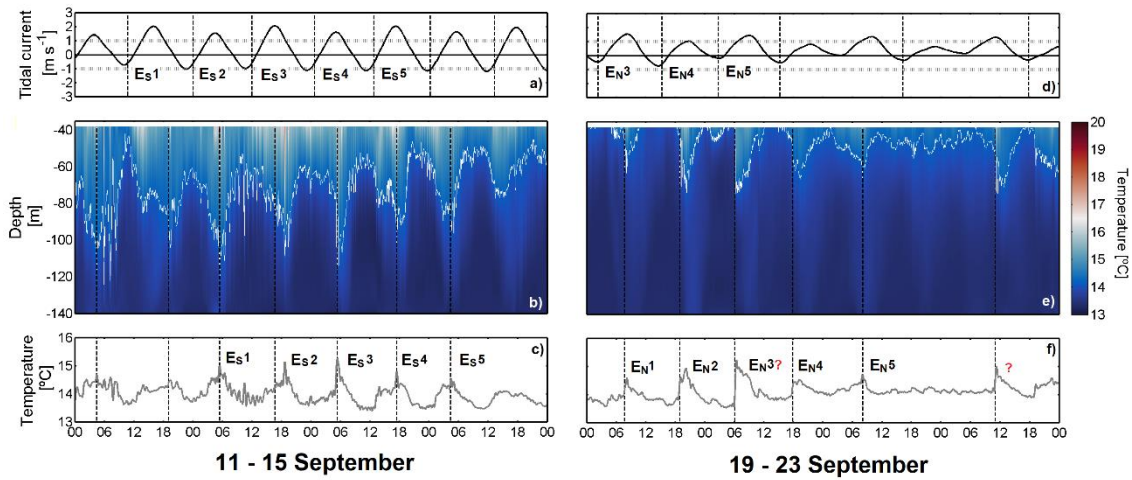


Fig. 5.10 Internal soliton events in the vertical temperature record over the northwestern Alboran Sea during spring (Es) (a-c) and neap (EN) (d-f) tide periods. (a) Tidal current speed prediction (m s^{-1}) over CS at 45 m depth during a spring tide event. The horizontal black dashed line indicates the zero reference which delimits the positive/negative flow toward the Mediterranean/Atlantic side. The horizontal grey dotted line depicts the tidal current intensities of -1 m s^{-1} that depicts the reference of the internal wave generation prediction (Vázquez et al., 2008). Vertical black dotted lines depict the predicted time when the internal waves would have been released ($\sim -0.60 \text{ m s}^{-1}$, Table S5.3). (b) Vertical distribution of temperature along with the isotherm $14.20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ as tracer of the interface position (white line). (c) Subinertial variability of temperature ($^{\circ}\text{C}$) recorded by the thermistor emplaced at 80 m depth. (d-f) Similar to (a-c) but referring to neap tides. Vertical black dotted lines in (a) depict the predicted time when the maximum westward flow was achieved (Table S5.3). Vertical black dotted lines in (b-c) and (e-f) depict the time when the internal solitons arrive at the thermistor mooring (TH2 in Fig. 5.1b).

5.4 Discussion

5.4.1 Temporal variability of internal solitons features

The arrival of soliton trains to the western Alboran Sea from their generation point (CS) has been identified by using different satellite products (e.g. SAR, HICO – Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean) in several studies (e.g. Navarro et al., 2018) or numerical simulations (Álvarez et al., 2019). As mentioned above these trains have even been observed 200 km eastward of the CS (Apel and Worcester, 2000). Nevertheless, there are not many studies that use *in situ* methodologies with adequate temporal sampling rates beyond the eastern mouth of the Strait, for example Pistek and La Violette (1999); Sánchez-Garrido et al. (2008) or Chioua et al. (2013).

The more likely generation place of those solitons is widely accepted to be the CS in the Strait of Gibraltar where large amplitude internal waves are

generated on its lee side during the westward phase of the tidal current, when the current is intense enough. Vázquez et al. (2008) reported that these internal waves were generated when the peak intensity of westward tidal current at 45 m depth over CS was equal to or greater than 1 m s^{-1} . They also found that the internal waves were released once the westward tidal current weakened to 0.60 m s^{-1} . Besides, the generation of large amplitude internal waves was more regular during spring tides, although during neap tides a significant number of generation events happened during westward tidal current phases for which predicted tidal current peaks were less than 1 m s^{-1} (Vázquez et al., 2008). This generation was possible thanks to subinertial flows, which intensified the westward direction of the current during these tidal current phases.

In order to estimate the travel time of internal solitons along the different stages of their journey toward the TH2 mooring, we used as reference the time at which the internal waves were released from CS. That is when the current prediction over CS is reduced to 0.60 m s^{-1} or, in case the westward tidal current peak did not reach 1 m s^{-1} , the moment when the predicted westward tidal current peak occurred. Using this reference time, the analysis of the data recorded in the mooring T (Tarifa in Fig. 5.1b) during 2003 has allowed us to estimate the travel times of the journey from CS to T, which lie mainly within the range of 3-5 hours.

In addition, using the simultaneous records of moorings T and E (Eastern mouth of the Strait in Fig. 5.1b) it has been possible to estimate the travel times between these locations. The travel times for this journey are clearly dependent on the peak intensity of eastward tidal currents, this characteristic already having been identified by Sánchez-Garrido et al. (2008) on the basis of the same data set. In this case, the estimated that travel times lie in the range of 5-8 hours and show a clear fortnightly variability, which is due to the greater values of the eastward tidal current peaks in spring tides than during neap tides.

To estimate the travel time of the solitons in the last stage of the journey from E to the TH2 mooring, we have computed the propagation speed of solitons as a function of the density profiles synthesized on the basis of the temperature profiles recorded by the thermistor chain. These calculations were done for profiles averaged throughout the different spring and neap tide periods and no evidence of fortnightly variability was found in the computed propagation speeds. However, the different stratification conditions found in these spring and neap tide periods

yielded a range of variation of the propagation speeds between 0.64 and 1.00 m s⁻¹, which involves travel time differences of about 4 hours. These changes in the stratification conditions are related, as shown in section 5.3.2.2, with the changes in the mesoscale structures over the NW sector of the Alboran Sea.

Taking into account the previous partial estimations, the travel times for the whole journey lie in the range of 15-24 hours. It must be noted that, due to the fortnightly variations of the travel times associated to tidal hydrodynamic conditions in the Strait of Gibraltar journey from T to E moorings, a corresponding fortnightly variability in the travel times for the whole journey from CS to TH2 mooring is clearly observed. However, to fully explain the observed variability of these travel times, the subinertial variability that affects both the flow through the Strait and the mesoscale structures of the Alboran Sea must be taken into account.

As can be seen in Fig. 5.6, an apparent fortnightly cycle is indeed presented in both the number of soliton arrivals and in the soliton amplitudes. Therefore, during spring tides the number of soliton arrivals is higher, and solitons show greater amplitude than during neap tides. It is worth noting that during the studied neap tide periods a significant diurnal inequality is presented by the tidal current prediction over the CS. This fact along with the additional contribution of subinertial flow that favours the westward current intensities could mean that some westward tidal current peaks reach intensities close to 1 m s⁻¹ at a diurnal frequency.

Despite these sources of variability, the described results seem to support that the recorded internal soliton signals over the continental shelf/slope in the NW sector of the Alboran Sea (TH2 mooring) are, as expected, those arising from the large amplitude internal waves generated on the lee side of CS in the Strait of Gibraltar during the westward phase of tidal current.

5.4.2 Biological implications of the effect of subinertial variability on the soliton arrivals in the continental slope of the NW-Alboran Sea coast

As observed from the temporal evolution of the temperature profiles recorded at the TH2 mooring (Fig. 5.6b) solitons regularly reach the Alboran continental slope. Zoomed sections of the record (Fig. 5.10) reveal their presence during both spring and neap tides arriving at semidiurnal or diurnal frequencies. Although, the spring tide events are shown to be of greater amplitude.

Fig. 5.11 shows a historical record of internal solitons progressing over the slope and continental shelf on a transect (vertical red line in Fig. 5.1c) close to the TH2 mooring position. The ASAR image (Fig. 5.11d) was acquired the same day as the CTD observations (on 1st October 2008 at 10:00 GMT) and evidences the arrival of internal solitons to the northwestern coast of the Alboran Sea in these dates. Before reaching the continental shelf, the recorded internal undulations are depression solitons (Fig. 5.11b). However, they are transformed into elevation solitons once they are progressing over the shelf. The unavoidable fate of those elevation waves is their breaking and the production of subsequent vertical mixing on the shelf. This breaking is prone to happen when the bottom depth approaches the upper layer thickness (Lamb, 2003; Miramontes et al., 2020). The vertical mixing processes associated with these breaking events could be able to supply upwelled colder and nutrient enriched water to this coastal region (Villamaña et al., 2017) since enhancement of biology productivity has been observed in others shelf-break regions (Mann and Lazier, 1991; New and Pingree, 1990; Pingree et al., 1986; Sangrà et al., 2001). Therefore, this enhancement due to the interaction of the internal motions with the continental shelf could contribute to the upwelling of the area (Sarhan et al., 2000) where the CsCG is usually emplaced. This cyclonic gyre is an area with great capacity to retain the phytoplankton and nutrients for long periods, allowing long residence times of the phytoplankton populations (Bolado-Penagos et al., 2020). Under this CsCG situation, AMI depth is shallower in the area occupied by the CsCG compared to its depth in the adjacent WAG.

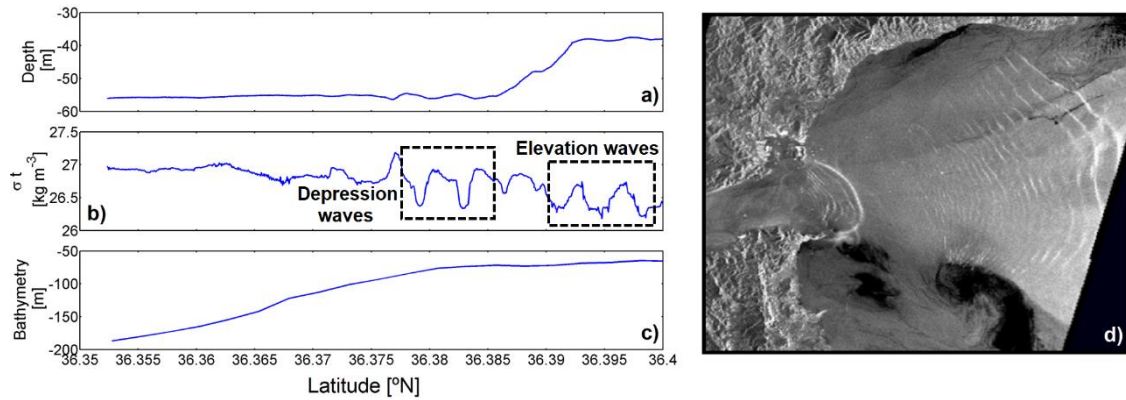


Fig. 5.11 Profiles of different variables recorded along the transect indicated in Fig. 5.1c (vertical red line) northeast of thermistors (TH2) mooring. From top to bottom, (a) depth (m) of the Conductivity Temperature and Depth (CTD), (b) density (kg m^{-3}) record and (c) bathymetry (m) of the section where the CTD transect was carried out. Dotted rectangles in (b) indicate the transformation of the recorded solitons while they are progressing over the continental shelf. They are depression solitons or waves out of the shelf, but they are transformed into elevation solitons or waves once they are over the shelf. (d) Internal wave trains entering the Alboran Sea from the Strait of Gibraltar as captured by the ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) sensor of the ENVISAT satellite at 10:00 GMT on 1st October 2008.

In addition, considering that soliton displacement is mainly channelized by the location of the averaged depth of the AMI, a shallower/deeper AMI may favour solitons breaking in shallower/deeper bottom depths conditioning the shoreward reaching of the vertical mixing exchange produced by the solitons breaking. However, it is reasonable to think that the shallower the breaking the greater the phytoplankton response to the produced nutrient inputs, since these would be closer to the euphotic zone.

As described in section 5.3.2.2, under conditions of intense and persistent easterly winds, the CsCG and the phytoplankton populations inside it are shifted toward southeast. This provokes deepening of the AMI in the continental slope area, moving the breaking of solitons away from the coast. The latter situation along with the low phytoplankton concentration would make the phytoplankton growth in the studied area very difficult. Under westerly wind conditions the CsCG is located near the coast occupying the NW corner of the Alboran Sea. This situation matches a shallow AMI, which favours soliton breaking closer to the continental shelf supplying nutrients within the euphotic zone.

These ideas encourage further assessment of the role of the soliton breaking in sustaining the nutrient supply to this coastal area.

5.5 Conclusions

The recorded internal soliton signals over the continental shelf/slope in the NW section of the Alboran Sea (TH2 mooring) seems to be, as expected, those arising from the large amplitude internal waves generated on the lee side of the CS in the Strait of Gibraltar during the westward phase of tidal current. The time sequence of the soliton arrivals over the continental slope in the NW Alboran Sea, shows a clear fortnightly cycle in both the regularity of soliton arrivals and soliton amplitudes. During spring tides, the regularity of soliton arrivals is higher, and solitons show greater amplitude than during neap tides.

During neap tide period, a significant diurnal inequality is presented in the tidal current prediction over the CS. This fact, together with the additional contribution of subinertial flow, favours the westward current intensities. This could also provoke the westward tidal current to reach intensities close to 1 m s^{-1} at diurnal frequency and internal wave generation takes place even when it is not expected if we consider the predicted westward tidal current intensity.

The observed arrival times of the solitons oscillate between 15 and 28 hours, a range in agreement with that predicted on the basis of the partial travel times during the three journeys comprising the whole transit of the solitons from the CS to the TH2 mooring. There is a clear fortnightly variability of travel times, which is mainly a result of the greater values of the eastward tidal current peaks in spring tides. However, to fully explain the observed variability of these travel times, the atmospheric-forced subinertial variability that affects both the flow through the Strait of Gibraltar and the mesoscale structures of the Alboran Sea must be taken into account.

The regularity of the arrival and the considerable amplitude of the internal solitons may imply that their breaking over the continental slope and/or shelf bottom should produce significant a vertical mixing. These mixing phenomena should contribute to some extent to the supply of nutrients in this zone, encouraging further study of these aspects in the future. Finally, under westerly wind conditions, the AMI depth is shallower and the soliton breaking occurs closer to the shore, this favouring the nutrient supply to the euphotic zone. However, under conditions of intense and persistent easterly winds the AMI deepens, and the contrary effect is expected.

5.6 Supplementary Material

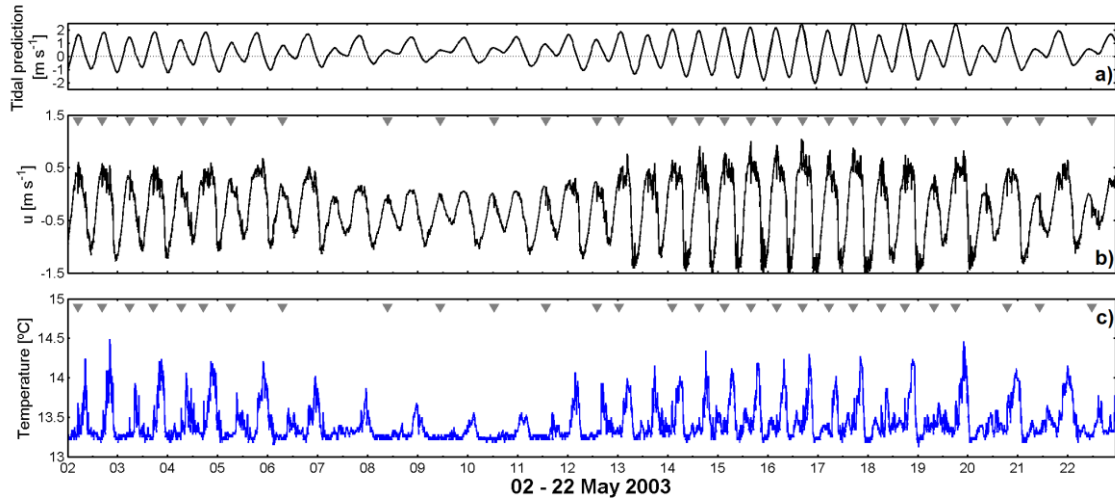


Fig. S5.1 Temporal evolution of current and temperature recorded in Tarifa (T in Fig. 5.1b) at 140 m depth (T4 in Table 5.1). (a) Tidal current prediction (m s^{-1}) over CS at 45 m depth. The horizontal black line delimits the positive/negative current directed toward the Mediterranean/Atlantic side. The horizontal black dotted line indicates the 0.60 m s^{-1} westward tidal current. (b) Time series of the zonal current (m s^{-1}) and (c) temperature record ($^{\circ}\text{C}$) at the same position. Inverted grey triangles in (b) and (c) indicate the arrival of the solitons at the mooring. Information about the times is detailed in the supplementary material (Tables S5.1 and S5.2).

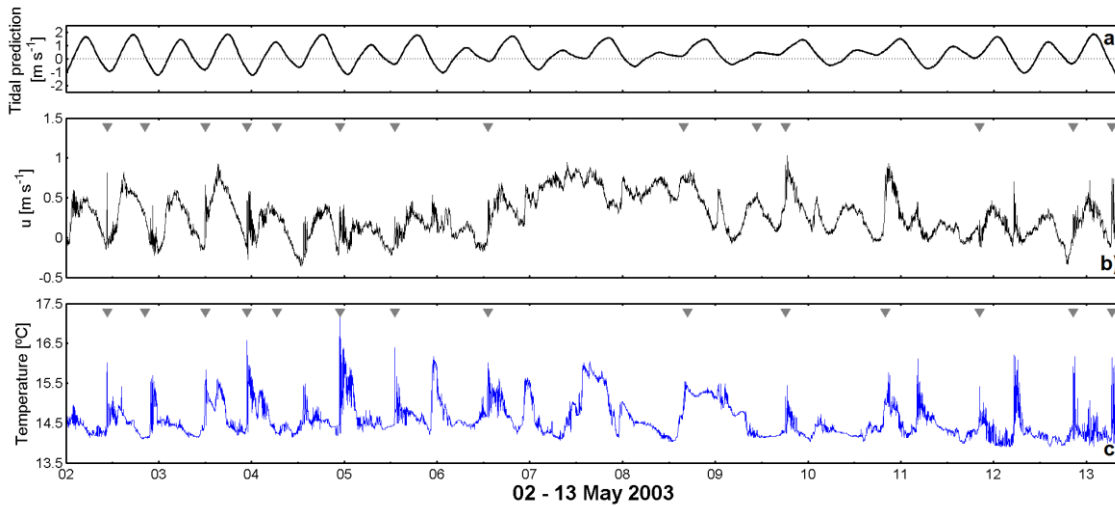


Fig. S5.2 The same as Fig. S5.1 but for current speed and temperature recorded in the easternmost Strait of Gibraltar (E in Fig. 5.1b) at 30 m depth (E1 in Table 5.1). Information about the times is detailed in the supplementary material (Tables S5.1 and S5.2).

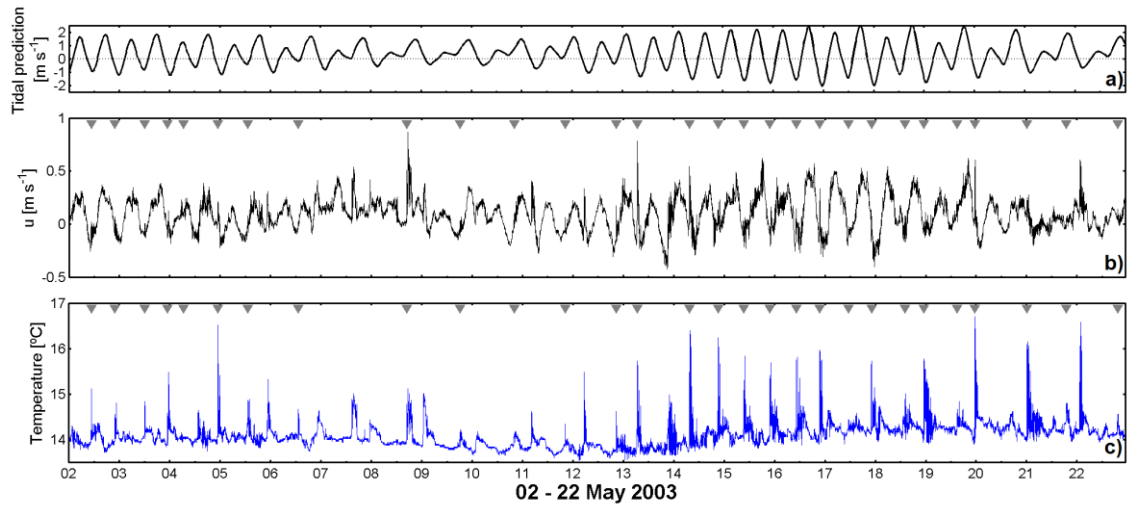


Fig. S5.3 The same as Fig. S5.1 but for current speed and temperature recorded in the easternmost Strait of Gibraltar (E in Fig. 5.1b) at 60 m depth (E2 in Table 5.1). Information about the times is detailed in the supplementary material (Tables S5.1 and S5.2).

MONITORING THE PRESENCE OF INTERNAL SOLITONS ON THE CONTINENTAL SLOPE OF THE NORTHWESTERN ALBORAN SEA

Table S5.1 Summary of internal wave release (westward tidal current $\sim 0.60 \text{ m s}^{-1}$) times observed from the tidal current prediction over CS (45 m depth) in May 2003. The times (hours and minutes) and propagation speed (m s^{-1}) are presented that the internal solitons would take from the analytical model to reach the Tarifa mooring (T in Fig. 5.1b) from the release source.

CAMARINAL SILL TIDAL CURRENT PREDICTION				Tarifa mooring observation	Time and speed from Camarinal Sill release to Tarifa mooring (Distance from CS to Tarifa mooring 18.52 km)		
maximum WESTWARDS		IW release time ($\sim 0.60 \text{ m s}^{-1}$)	maximum EASTWARDS				
Time (GMT)	Intensity (m s^{-1})	Time (GMT)	Intensity (m s^{-1})	Time (GMT)	Hours	Minutes	Speed (m s^{-1})
02.May.2003 - 11:15	-0.96	02.May.2003 - 12:30	1.79	02.May.2003 - 16:26	3.93	236	1.31
02.May.2003 - 23:45	-1.24	03.May.2003 - 01:30	1.42	03.May.2003 - 05:48	4.30	258	1.20
03.May.2003 - 11:45	-0.85	03.May.2003 - 12:45	1.82	03.May.2003 - 17:06	4.35	261	1.18
04.May.2003 - 00:15	-1.25	04.May.2003 - 02:00	1.23	04.May.2003 - 06:34	4.57	274	1.13
04.May.2003 - 12:15	-0.66	04.May.2003 - 12:45	1.81	04.May.2003 - 17:10	4.42	265	1.16
05.May.2003 - 00:45	-1.20	05.May.2003 - 02:30	1.03	05.May.2003 - 06:22	3.37	202	1.53
06.May.2003 - 01:30	-1.05	06.May.2003 - 03:00	0.82	06.May.2003 - 06:58	3.97	238	1.30
08.May.2003 - 03:15	-0.60	08.May.2003 - 03:15	0.47	08.May.2003 - 09:26	6.18	371	0.83
09.May.2003 - 04:15	-0.45	09.May.2003 - 04:15	0.45	09.May.2003 - 10:46	6.52	391	0.79
10.May.2003 - 05:45	-0.51	10.May.2003 - 05:45	0.63	10.May.2003 - 12:38	6.88	413	0.75
11.May.2003 - 07:00	-0.75	11.May.2003 - 08:30	0.91	11.May.2003 - 13:32	5.03	302	1.02
12.May.2003 - 08:00	-1.07	12.May.2003 - 09:45	1.24	12.May.2003 - 14:00	4.25	255	1.21
12.May.2003 - 20:00	-0.38	12.May.2003 - 20:00	1.83	13.May.2003 - 00:38	4.13	248	1.24
13.May.2003 - 21:00	-0.91	13.May.2003 - 22:15	2.02	14.May.2003 - 02:08	3.88	233	1.32
14.May.2003 - 09:30	-1.57	14.May.2003 - 11:30	1.92	14.May.2003 - 15:10	3.67	220	1.40
14.May.2003 - 21:45	-1.43	14.May.2003 - 23:30	2.15	15.May.2003 - 03:16	3.77	226	1.37
15.May.2003 - 10:15	-1.65	15.May.2003 - 12:15	2.19	15.May.2003 - 15:48	3.55	213	1.45
15.May.2003 - 22:30	-1.84	16.May.2003 - 00:45	2.13	16.May.2003 - 04:18	3.55	213	1.45
16.May.2003 - 11:00	-1.62	16.May.2003 - 12:45	2.38	16.May.2003 - 16:18	3.55	213	1.45
16.May.2003 - 23:30	-2.05	17.May.2003 - 01:45	1.94	17.May.2003 - 05:18	4.05	243	1.27
17.May.2003 - 11:45	-1.46	17.May.2003 - 13:15	2.48	17.May.2003 - 16:56	3.68	221	1.40
18.May.2003 - 00:15	-2.03	18.May.2003 - 02:30	1.60	18.May.2003 - 06:28	3.97	238	1.30
18.May.2003 - 12:30	-1.18	18.May.2003 - 13:45	2.48	18.May.2003 - 17:48	4.05	243	1.27
19.May.2003 - 01:00	-1.80	19.May.2003 - 03:30	1.18	19.May.2003 - 07:40	4.17	250	1.23
19.May.2003 - 13:15	-0.83	19.May.2003 - 14:00	2.37	19.May.2003 - 18:06	4.10	246	1.25
20.May.2003 - 14:00	-0.44	20.May.2003 - 14:00	2.17	20.May.2003 - 18:50	4.83	290	1.06
21.May.2003 - 02:45	-1.06	21.May.2003 - 04:45	0.53	21.May.2003 - 10:34	6.82	409	0.76
22.May.2003 - 03:45	-0.69	22.May.2003 - 04:45	0.53	22.May.2003 - 11:26	6.68	401	0.77

Table S5.2 Summary of the tidal current prediction (m s^{-1}) over CS (45 m depth) in May 2003 and the times when events of internal oscillations are observed over both mooring locations: Tarifa (T in Fig. 5.1b) and easternmost Strait (E in Fig. 5.1b). Results of travel times (hours and minutes) and propagation speed (m s^{-1}) of these internal oscillations between moorings T and E are detailed.

CAMARINAL SILL TIDAL CURRENT PREDICTION			Tarifa mooring observation	Eastern mooring observation	Time and speed from Tarifa to the Eastern mooring (Distance from Tarifa to the Eastern mooring 54.45 km)		
maximum WESTWARDS		maximum EASTWARDS					
Time (GMT)	Intensity (m s^{-1})	Intensity (m s^{-1})	Time (GMT)	Time (GMT)	Hours	Minutes	Speed (m s^{-1})
02.May.2003 - 11:15	-0.96	1.79	02.May.2003 - 16:26	02.May.2003 - 21:50	5.40	324	1.84
02.May.2003 - 23:45	-1.24	1.42	03.May.2003 - 05:48	03.May.2003 - 12:04	6.27	376	1.59
03.May.2003 - 11:45	-0.85	1.82	03.May.2003 - 17:06	03.May.2003 - 22:52	5.77	346	1.73
04.May.2003 - 00:15	-1.25	1.23	04.May.2003 - 06:34	04.May.2003 - 13:26	6.77	406	1.47
04.May.2003 - 12:15	-0.66	1.81	04.May.2003 - 17:10	04.May.2003 - 22:50	5.67	340	1.76
05.May.2003 - 00:45	-1.20	1.03	05.May.2003 - 06:22	05.May.2003 - 13:06	6.73	404	1.48
06.May.2003 - 01:30	-1.05	0.82	06.May.2003 - 06:58	06.May.2003 - 13:12	6.23	374	1.6
08.May.2003 - 03:15	-0.60	0.47	08.May.2003 - 09:26	08.May.2003 - 16:48	7.37	442	1.35
09.May.2003 - 04:15	-0.45	0.45	09.May.2003 - 10:46	09.May.2003 - 18:10	7.40	444	1.35
10.May.2003 - 05:45	-0.51	0.63	10.May.2003 - 12:38	10.May.2003 - 20:00	7.37	442	1.35
11.May.2003 - 07:00	-0.75	0.91	11.May.2003 - 13:32	11.May.2003 - 20:20	6.80	408	1.47
12.May.2003 - 08:00	-1.07	1.24	12.May.2003 - 14:00	12.May.2003 - 20:38	6.63	398	1.5
12.May.2003 - 20:00	-0.38	1.83	13.May.2003 - 00:38	13.May.2003 - 06:36	5.97	358	1.67
13.May.2003 - 21:00	-0.91	2.02	14.May.2003 - 02:08	14.May.2003 - 07:32	5.40	324	1.85
14.May.2003 - 09:30	-1.57	1.92	14.May.2003 - 15:10	14.May.2003 - 21:04	5.90	354	1.69
14.May.2003 - 21:45	-1.43	2.15	15.May.2003 - 03:16	15.May.2003 - 09:18	6.03	362	1.65
15.May.2003 - 10:15	-1.65	2.19	15.May.2003 - 15:48	15.May.2003 - 21:48	6.00	360	1.66
15.May.2003 - 22:30	-1.84	2.13	16.May.2003 - 04:18	16.May.2003 - 10:26	6.13	368	1.63
16.May.2003 - 11:00	-1.62	2.38	16.May.2003 - 16:18	16.May.2003 - 21:34	5.27	316	1.89
16.May.2003 - 23:30	-2.05	1.94	17.May.2003 - 05:18	17.May.2003 - 11:16	5.97	358	1.67
17.May.2003 - 11:45	-1.46	2.48	17.May.2003 - 16:56	17.May.2003 - 22:08	5.20	312	1.92
18.May.2003 - 00:15	-2.03	1.60	18.May.2003 - 06:28	18.May.2003 - 14:02	7.57	454	1.32
18.May.2003 - 12:30	-1.18	2.48	18.May.2003 - 17:48	18.May.2003 - 23:08	5.33	320	1.87
19.May.2003 - 01:00	-1.80	1.18	19.May.2003 - 07:40	19.May.2003 - 14:52	7.20	432	1.39
19.May.2003 - 13:15	-0.83	2.37	19.May.2003 - 18:06	19.May.2003 - 23:18	5.20	312	1.92
20.May.2003 - 14:00	-0.44	2.17	20.May.2003 - 18:50	21.May.2003 - 00:12	5.37	322	1.86
21.May.2003 - 02:45	-1.06	0.53	21.May.2003 - 10:34	21.May.2003 - 19:00	8.43	506	1.18
22.May.2003 - 03:45	-0.69	0.53	22.May.2003 - 11:26	22.May.2003 - 19:22	8.00	480	1.25

MONITORING THE PRESENCE OF INTERNAL SOLITONS ON THE CONTINENTAL
SLOPE OF THE NORTHWESTERN ALBORAN SEA

Table S5.3 Summary of internal wave release (westward tidal current $\sim 0.60 \text{ m s}^{-1}$) times observed from the tidal current prediction over CS in September 2015 (Fig. 5.10). The times (hours) that the internal solitons from the analytic model would take to reach the thermistor mooring (TH2 in Fig. 5.1b) from the release source are presented.

CAMARINAL SILL TIDAL CURRENT PREDICTION				TH2 mooring observation	Time from Camarinal Sill release to TH2 mooring
maximum WESTWARDS		IW release time ($\sim 0.60 \text{ m s}^{-1}$)	maximum EASTWARDS		
Time (GMT)	Intensity (m s^{-1})	Time (GMT)	Intensity (m s^{-1})	Time (GMT)	Hours
SPRING TIDES (11 - 15 September)					
10.Sep.2015 - 09:15	-0.40	/	1.90	11.Sep.2015 - 04:25	19.17
10.Sep.2015 - 22:00	-0.89	23:15	1.40	11.Sep.2015 - 19:04	20.32
11.Sep.2015 - 10:00	-0.74	10:45	2.01	12.Sep.2015 - 05:24	E _S 1 19.17
11.Sep.2015 - 22:30	-1.04	00:00	1.54	12.Sep.2015 - 16:37	E _S 2 16.62
12.Sep.2015 - 10:45	-0.99	12:00	2.05	13.Sep.2015 - 05:16	E _S 3 17.27
12.Sep.2015 - 23:00	-1.19	00:45	1.61	13.Sep.2015 - 17:25	E _S 4 16.17
13.Sep.2015 - 11:15	-1.15	12:45	2.02	14.Sep.2015 - 04:20	E _S 5 16.08
13.Sep.2015 - 23:15	-1.13	01:15	1.62	/	/
NEAP TIDES (19 - 23 September)					
18.Sep.2015 - 01:30	-0.72	02:15	1.57	19.Sep.2015 - 07:40	E _N 1 29.50
18.Sep.2015 - 13:45	-0.94	15:00	1.26	19.Sep.2015 - 18:54	E _N 2 29.00
19.Sep.2015 - 02:15	-0.47	/	1.51	20.Sep.2015 - 06:00	E _N 3? 27.75
19.Sep.2015 - 14:30	-0.75	15:15	1.07	20.Sep.2015 - 17:50	E _N 4 26.50
20.Sep.2015 - 02:45	-0.22	/	1.42	21.Sep.2015 - 08:06	E _N 5 29.15
21.Sep.2015 - 03:30	-0.00	/	1.33	22.Sep.2015 - 11:01	? 30.50

Capítulo 6

SÍNTESIS GENERAL

En este capítulo se va a realizar una síntesis de los principales resultados obtenidos, en relación con la hipótesis y objetivos planteados (detallados en el apartado 1.5), los cuales han sido descritos en los Capítulos 3, 4 y 5 de la presente Tesis Doctoral, así como la relación que estos guardan con los resultados obtenidos en trabajos previos.

Los procesos submesoescalares que tienen lugar en el estrecho de Gibraltar, y las consecuencias que estos tienen en el transporte de propiedades hacia el mar de Alborán, son descritos en el Capítulo 3. El efecto de los vientos locales y MSLP remotas a la zona de estudio, como son las observadas en distintos centros de presiones sobre el mar Mediterráneo occidental, es estudiado con relación a cómo estos influyen en la hidrodinámica y circulación meso- y submesoescalar del borde oriental del estrecho de Gibraltar y de la sección occidental del mar de Alborán (Capítulo 4). En el Capítulo 5, se estudia como las perturbaciones ocasionadas en la interfaz, debidas a la presencia de oscilaciones internas, sobre la plataforma y talud continental de la sección noroccidental del mar de Alborán se verán moduladas por dicho forzamiento atmosférico. Dichas oscilaciones son debidas a la generación y, posterior liberación, de ondas internas sobre el umbral de Camarinal, las cuales, en su desplazamiento hacia el mar de Alborán, son capaces de alcanzar la zona de plataforma del mismo. La influencia que estos procesos submesoescalares podrían presentar en la fertilización de la capa eufótica del noroeste del mar de Alborán, área caracterizada por la presencia de un afloramiento casi permanente, es discutida en este capítulo.

6.1 Procesos submesoescalares en el estrecho de Gibraltar, y su contribución en el transporte de propiedades hacia el mar de Alborán

La hipótesis que ha motivado esta investigación propone la existencia de una conexión a través de los bordes costeros en el transporte de propiedades entre las cuencas situadas a ambos lados del estrecho de Gibraltar. Este transporte se verá condicionado por la presencia de procesos y/o estructuras meso- y submesoescalares existentes a lo largo del Estrecho. En este sentido, se ha dedicado especial atención a la conexión existente entre los procesos que se producen en el área de influencia del cabo de Trafalgar, y los propios del noroeste del mar de Alborán.

El grueso de los estudios previamente realizados, en los que se analiza el intercambio de propiedades entre el borde costero del estrecho de Gibraltar, y el centro del canal del mismo, se ha centrado en las proximidades del umbral de Camarinal (p. ej. Macías et al., 2008b; Ramírez-Romero et al., 2012; Bruno et al., 2013), en donde, se ha observado la presencia de núcleos de Chl, y su posterior advección hacia el este penetrando en el mar de Alborán (p. ej. Vázquez et al., 2009). Sin embargo, a pesar de que las imágenes de satélite representan el área del cabo de Trafalgar como un área de alta productividad y aguas superficiales frías, durante la práctica totalidad del año, pocos han sido los trabajos que se han centrado en ésta como fuente de propiedades que se transportan hacia la cuenca Mediterránea. Vargas-Yáñez et al. (2002c) estudiaron el afloramiento casi-permanente de Trafalgar a partir de un sencillo modelo bidimensional. Este modelo tenía en cuenta la batimetría, las corrientes y la acción del viento en la zona, y a partir de este concluyeron que los procesos de afloramiento observados estaban relacionados con la mezcla vertical que se producía como consecuencia de la interacción de las intensas corrientes de marea con la compleja batimetría de la zona. Observaron que esta interacción es capaz de generar flujos de calor y nutrientes hacia la superficie, siendo capaces de fertilizar la zona frecuentemente. La importancia del acoplamiento de la hidrodinámica mareal con la batimetría en la formación de este afloramiento se ha descrito en los resultados expuestos en el Capítulo 3. En este caso, el afloramiento se ha relacionado con la cinemática de las interfaces ENACW-MW y ENACW-SAW durante el ciclo de marea, por lo tanto, dicho afloramiento estaría producido por la acción mareal, produciéndose tanto durante la fase de corriente de marea hacia el este como en la que se dirige hacia oeste, aunque siendo en el primer caso mucho más intenso. Se ha constatado, además, que existe un marcado ciclo quincenal (mareas vivas – mareas muertas) en la ocurrencia de estos afloramientos (Sala et al., 2018). Cabe destacar que, al menos para el periodo en el que se llevó a cabo el estudio (septiembre – octubre de 2015), la ENACW se encontró en mayor proporción con respecto de la MW, tanto en mareas vivas como en mareas muertas. Este hallazgo coincide con los resultados expuestos en trabajos previos (Sammartino et al., 2015; Bellanco y Sánchez-Leal, 2016), en los cuales, a partir de largas series temporales y, distintas campañas oceanográficas realizadas durante varios años observaron que la presencia del agua de naturaleza Mediterránea se veía mermada alrededor de esta época del año. Considerando que en la interfaz ENACW-SAW podría encontrarse la nutriclina

(Navarro et al., 2006), esto implicaría una alta regularidad de aporte de nutrientes en la zona (Sala et al., 2018). Además de los nutrientes propios del afloramiento, a Trafalgar puede llegar material proveniente del golfo de Cádiz, relacionado con las descargas del río Guadalquivir (Huertas et al., 2005; Navarro y Ruiz, 2006), y que viaja a lo largo del borde costero, como se aprecia en algunas imágenes de satélite (Fig. 3.12). A la alta productividad observada en el área de Trafalgar, así como la contribución de los aportes comentados por parte de río Guadalquivir, hay que añadir la generación de un vórtice ciclónico en el lado oriental del borde costero de Trafalgar (como se aprecia a partir de las trayectorias seguidas por las boyas Lagrangianas, o por las simulaciones numéricas), el cual va a contribuir al aumento de los tiempos de residencia de estas aguas enriquecidas. Este vórtice está condicionado por la intensificación de la corriente cuando es dirigida hacia el este (Fig. 3.14a), que hace que el agua más próxima a la costa se desplace hacia el banco de la Aceitera, para con ello compensar el volumen de agua que se desplaza con el flujo entrante. Por otro lado, cuando el flujo se dirige hacia el oeste (Fig. 3.14b), el transporte se ve limitado no desplazándose más allá del área de influencia de Trafalgar.

La presencia de vórtices ciclónicos, que contribuyen al aumento del tiempo de residencia del material aflorado, había sido descrita previamente en otros trabajos, pero localizados en este caso en el borde costero del área de Camarinal (Bruno et al., 2013), concretamente entre Punta Paloma y Tarifa (p. ej. Fig. 3.1b). Estos autores, identificaron la importancia de los procesos submesoescalares en los procesos de intercambio de propiedades en el Estrecho. Los procesos de afloramiento en esta parte del borde costero habían sido descritos solamente durante el ciclo de marea saliente, dirigida hacia el lado Atlántico (p. ej. Vázquez et al., 2009; Bruno et al., 2013). Sin embargo, se ha observado (Capítulo 3) que, al menos para las condiciones de mareas vivas en la época en la que se realizó el estudio, también se produce en condiciones de marea entrante (dirigida hacia el lado Mediterráneo) (Figs. 3.7 y 3.8), presentando este último mayor intensidad. Al igual que lo descrito para el afloramiento de Trafalgar, a pesar de que el intervalo temporal de las observaciones en Camarinal fue inferior a 24 horas, debido a su carácter mareal, su modulación podría estar relacionada con el ciclo quincenal. Los altos tiempos de retención observados en Camarinal, van a favorecer la tasa de crecimiento del fitoplancton que posteriormente va a ser transportado hacia el lado Mediterráneo. Tanto este material aflorado y retenido en el borde norte, como el

propio del borde costero sur de las proximidades del umbral de Camarinal, puede ser advectado por procesos de succión, hacia el centro del canal del Estrecho, tal y como ha sido identificado, a partir tanto de imágenes de satélite, como de análisis realizados *in situ* (Macías et al., 2008b; Vázquez et al., 2009; Bartual et al., 2011). Macías et al. (2008b) concluyeron que el material que era advectado hacia el centro del canal, contaba con un alto porcentaje de células fitoplanctónicas de mayor tamaño, así como de Chl activa, rasgos característicos de ambientes costeros. Esta advección se produce gracias a procesos en los cuales se originan divergencias horizontales, como las oscilaciones debidas a los procesos ondulatorios (Vázquez et al., 2009) que tienen lugar en el umbral de Camarinal, en este caso en la interfaz generada entre MW-ENACW (Macías et al., 2008b). Además de contribuir a la inyección de nutrientes desde la capa más profunda, a la capa superficial (Echevarría et al., 2002), van a ayudar al desplazamiento de los núcleos de Chl hacia el mar de Alborán (p. ej. Vázquez et al., 2009; Navarro et al., 2018). No obstante, además de este transporte por la parte central del Estrecho existe un transporte más lento de Chl por el borde costero entre Tarifa y Algeciras, donde se ha observado que la intensidad de la corriente de marea se ve reducida con respecto de la del centro del canal (Sánchez-Román et al., 2012). Este hecho favorece el lento transporte por el borde costero de la mitad oriental del Estrecho, y es el responsable de las altas concentraciones de Chl-*a* que se observan en las imágenes de satélite.

Una vez que se alcanza la sección más occidental del mar de Alborán, la trayectoria del material advectado desde el estrecho de Gibraltar, va a depender del estado del AJ (Capítulo 4): (i) por un lado, se puede incorporar en el propio AJ y bordear el WAG, o bien (ii) continuar hacia el noreste y penetrar en el CsCG. Este CsCG es otra de las zonas, sumadas a las descritas en los bordes costeros de Trafalgar y Camarinal (Fig. 3.15), donde debido a su naturaleza ciclónica, el material presentará altos tiempos de residencia, contribuyendo a la retención del material aflorado en esta zona (p. ej. Sarhan et al., 2000). La localización y extensión del CsCG en el noroeste del mar de Alborán depende, como se detalla en el siguiente apartado, del forzamiento atmosférico local, lo que coincide con el emplazamiento del propio afloramiento costero (Sarhan et al., 2000; Macías et al., 2007b). Además, este material que tras su entrada en Alborán se introdujo en el CsCG, finalmente puede verse advectado hacia el ramal superior del WAG y formar parte de este.

Como ya se ha mencionado, la liberación de ondas internas en el umbral de Camarinal, contribuye al transporte de propiedades a través del estrecho de Gibraltar (p. ej. Vázquez et al., 2009). Pero, sus consecuencias, no quedan limitadas al Estrecho, sino que se ha observado que estas pueden adentrarse en el mar de Alborán habiéndose llegado a observar su “huella” 200 km más allá de su lugar de generación (Pistek y La Violette, 1999; Apel y Worcester, 2000). A partir de los resultados observados en el registro de temperaturas, adquirido mediante el fondeo de una cadena de termistores inmerso en la posición del CsCG, se observó la llegada de estas oscilaciones internas a las inmediaciones de la plataforma/talud del noroeste del mar de Alborán (Capítulo 5). Esta llegada, la cual se ha descrito gracias a las oscilaciones verticales sufridas por las isotermas, fue observada con alta regularidad. Por término medio, dependiendo de distintos factores como el ciclo de marea, la estratificación de la columna de agua o el forzamiento atmosférico; la observación de oscilaciones internas en el registro de temperatura se ha observado entre 15 y 28 horas tras la posible liberación de estas en el umbral de Camarinal (calculado a partir de la predicción de marea sobre el Umbral a 45 m de profundidad, Vázquez et al., 2008). Este intervalo de tiempo supone que las oscilaciones, en término medio, y para el periodo de estudio, se desplazarían a una velocidad $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$. Si bien, esta velocidad de propagación se incrementa en las observaciones realizadas dentro del propio canal del Estrecho (fondeos T y E en Fig. 5.1b), y, por el contrario, se ralentiza una vez penetra en el mar de Alborán.

La alta regularidad con la que se observan los solitones internos sobre el talud del noroeste del mar de Alborán, así como la gran amplitud de los mismos, lleva a pensar que la rotura de estos sobre la plataforma y talud de la zona, podría ocasionar importantes procesos de mezcla vertical. Dichos procesos, contribuirían al aporte de nutrientes de la zona, caracterizada por la presencia de un afloramiento costero permanente (p. ej. Sarhan et al., 2000).

6.2 Efectos del forzamiento atmosférico en la hidrodinámica del estrecho de Gibraltar y sección occidental del mar de Alborán

Los procesos meso- y submesoescalares del estrecho de Gibraltar, y de la sección noroccidental del mar de Alborán, se verán condicionados por el forzamiento atmosférico, tanto el remoto originado por variaciones de MSLP en el Mediterráneo occidental, como el local asociado al viento en la parte oriental del Estrecho. Dichos efectos han aparecido en diferente medida a lo largo de los

Capítulos 3, 4 y 5, en donde se ha destacado como afectan a los procesos de transporte, así como a la propia hidrodinámica de la zona. Estos se han estudiado con detalle en el Capítulo 4, en donde se han analizados los efectos del forzamiento atmosférico sobre el AI y el sistema AJ-WAG a partir de aproximaciones basadas en observaciones de corriente y nivel del mar juntamente con la aplicación de modelos numéricos y analíticos.

Los resultados obtenidos indican que la acción conjunta del forzamiento atmosférico local y remoto, asociado el primero a la existencia de eventos de intensos y persistentes vientos de Levante sobre el mar de Alborán, y el segundo al efecto de la MSLP sobre el mar Mediterráneo occidental, tiene importantes consecuencias en los procesos hidrodinámicos del estrecho de Gibraltar y el mar de Alborán (Capítulos 4 y 5), tal y como se había analizado en trabajos previos en los que se centró el estudio de dicho forzamiento (p. ej. Pistek y La Violette, 1999; Macías et al., 2008a; Vázquez et al., 2008; Macías et al., 2016). El efecto del forzamiento atmosférico sobre el Mediterráneo occidental ha sido descrito como el principal agente modulador del flujo subinercial en el estrecho de Gibraltar (Candela et al., 1989; Crepon, 1965; García-Lafuente et al., 2002a) y, por ende, en el flujo de AI (García-Lafuente et al., 1998). Otros trabajos (p. ej. Macías et al., 2016), señalan la segunda mitad del año, o el otoño concretamente, como la época en la que el AJ es propenso a virar hacia el sur, coincidiendo con eventos de desconexión del sistema AJ-WAG y posterior migración del WAG hacia el este (p. ej. Viúdez et al., 1998; Vargas-Yáñez et al., 2002a). Durante las estaciones de otoño e invierno, las variaciones de MSLP sobre el Mediterráneo occidental presentan sus mayores amplitudes, siendo el centro de presiones localizado sobre el mar de Liguria, el que guarda mayor relación con las oscilaciones del flujo subinercial medido sobre el umbral de Camarinal (Dastis et al., 2018). Este resultado ha sido corroborado en el presente trabajo (Capítulo 4), ya que se han obtenido altas correlaciones estadísticamente significativas entre las variaciones de MSLP sobre dicha región, y el flujo subinercial medido en la salida del Estrecho (p. ej. Tabla 4.1). Además, cómo se ha mostrado en el mismo capítulo, las variaciones del flujo subinercial a estos forzamientos atmosféricos se encuentran ajustadas geográficamente con los gradientes transversales del nivel del mar.

En presencia de altas MSLP sobre el Mediterráneo occidental, se produce una onda de sobreelevación en dicha región, ocasionada por la respuesta a modo de barómetro invertido del nivel del mar a este aumento de presión, que se va a

desplazar hacia el estrecho de Gibraltar, provocando un debilitamiento del AI. Este debilitamiento puede, en algunos casos, revertir el sentido del AI (p. ej. García-Lafuente et al. 2002b; Lorente et al., 2019). La combinación de altas MSLP sobre el Mediterráneo occidental, y vientos de Levante sobre el mar de Alborán, origina la formación de estructuras submesoescalares que van a condicionar el estado del sistema AJ-WAG.

Los experimentos de simulación numérica realizados (sección 4.4.1) con el fin de comprender la respuesta del flujo subinercial barotrópico a través del Estrecho a las variaciones de MSLP sobre el Mediterráneo occidental (centros de presiones localizados señalados en la Fig. 4.1a), confirmaron que un aumento de MSLP en el Mediterráneo occidental suponía un aumento de la intensidad de la corriente dirigida hacia el oeste, así como un aumento del SSH en la sección más angosta del canal del Estrecho (Fig. 4.9). Se observó que el máximo de la velocidad de la corriente era alcanzado en torno a unas 6-7 horas tras producirse el máximo de MSLP centrado en el mar de Liguria, lo cual está de acuerdo con la velocidad media a la que viajarían las sobreelevaciones barotrópicas por esa zona del mar Mediterráneo. Al evaluar la respuesta del AI al viento local (sección 4.4.2), se observó que los términos dominantes eran la aceleración advectiva y el gradiente longitudinal de presiones. La componente longitudinal de fuerza de Coriolis solamente mostraba valores comparables a los anteriores términos, cuando la corriente se veía debilitada, lo que coincidía con una ligera modificación de la dirección de entrada del AJ ($\sim 10^\circ$).

Por otra parte, el tiempo de ajuste a la fricción por viento sobre el AI calculado fue de 10 horas, lo que es muy próximo al tiempo de viaje de las sobreelevaciones que alcanzan el Estrecho a través del Mediterráneo occidental (6-7 horas). De este modo, considerando además la correlación negativa existente entre ambos forzamientos, estos actuarán prácticamente en fase sobre el AI produciendo en este último variaciones del mismo signo. Por ejemplo, un aumento de MSLP en el Mediterráneo occidental se asocia con el establecimiento de vientos de Levante en el mar Alborán y en el Estrecho, provocando ambos forzamientos atmosféricos una reducción en la intensidad del AI. ocurriendo estos efectos prácticamente al mismo tiempo. Por lo tanto, la acción conjunta de estos efectos siempre producirá un mayor efecto que el conseguido por cualquiera de los dos forzamientos actuando individualmente.

También se ha estudiado a partir de la realización de experimentos de simulación hidrodinámica, el mecanismo físico que origina la formación de una CCC a lo largo del borde costero de la sección noroccidental del mar del Alborán (sección 4.4.3, Fig. 4.13). Tras los resultados obtenidos, se observó que su presencia es un efecto genuino de la acción de los eventos de vientos de Levante intensos y persistentes en la zona. Esta CCC (~12 km de anchura) se produce debido al arrastre del viento normal a la franja costera más somera (< 150 m de profundidad), siendo capaz de apilar agua en la parte nororiental del mar de Alborán, como se aprecia en los mapas de SSH simulados, y que son corroborados con las simulaciones numéricas del modelo SAMPA (Fig. 4.14). El gradiente de presión transversal permite confirmar que la CCC se encuentra ajustada geostroficamente, lo cual se deduce de la disposición paralela de las isolíneas de SSH con respecto a la dirección de la velocidad de la corriente (Fig. 4.13b). Esta corriente se extiende por la costa hasta alcanzar la boca de la bahía de Algeciras, como ya anteriormente se había descrito en trabajos como los de Reyes (2015) y/o Chioua et al. (2017), entre otros. Sin embargo, en estos trabajos, no se había relacionado su presencia con la posibilidad de la alteración del sistema AJ-WAG. En su desplazamiento hacia el suroeste, la CCC va a interactuar con el AI, que debido al efecto local del viento de Levante y al aumento de MSLP sobre el Mediterráneo occidental se encontrará debilitado, haciendo que el AJ entre al mar de Alborán con mayor ángulo de incidencia, alejado de los ~60° característicos (p. ej. Macías et al., 2016; Lorente et al., 2019). Como consecuencia de esta interacción entre la CCC y el flujo debilitado, se ha detectado la aparición de un remolino de naturaleza ciclónica en la salida oriental del Estrecho. Dicho remolino, en función de la persistencia e intensidad del viento de Levante, podrá aumentar de tamaño y contribuir al bloqueo del AI, haciendo que el AJ vire hacia el sur, pudiendo llegar a producir la desconexión del AJ-WAG y la posterior migración del WAG hacia el este. El efecto ocasionado por la mencionada estructura ciclónica fue descrito por Sánchez-Garrido et al. (2013), quienes, a partir de un modelo numérico de alta resolución espacial, identificaron la presencia de un vórtice ciclónico cuyo crecimiento relacionaron con el aumento de vorticidad positiva creado cerca del borde norte del Estrecho. A partir de distintos experimentos sugirieron que tanto el efecto mareal, como el inducido por MSLP, eran capaces de incrementar esta vorticidad y, por ende, contribuir al posterior colapso del sistema AJ-WAG.

En cuanto a la respuesta biológica, este forzamiento atmosférico va a condicionar la distribución de las comunidades fitoplanctónicas de esta zona. En lo que respecta al transporte de propiedades a lo largo del margen costero del estrecho de Gibraltar (Capítulo 3), se ha observado como los eventos de intensos y persistentes vientos de Levante, dificultan el transporte del material hacia el este. A partir de las imágenes de Chl- α superficial, se ha comprobado, como en dichos eventos, el transporte puede verse alterado, llegando incluso a interrumpirse el suministro del fitoplancton que viaja por el borde costero, así como el aflorado en la bahía de Algeciras (Gómez-Jakobsen et al., 2019), que posteriormente es advechado hacia el mar de Alborán. El transporte costero se vuelve a reactivar una vez que estos eventos de Levante cesan, y el viento rola a componente oeste (Ponientes). La interrupción del transporte costero tendrá, por lo tanto, importantes consecuencias en la fertilización del mar de Alborán, ya que parte de este material que viaja por el margen más oriental del Estrecho puede penetrar en el mar de Alborán formando parte del AJ, siendo este la principal fuente de enriquecimiento biológico del área (Macías et al., 2007a; Oguz et al., 2016). El afloramiento costero característico del noroeste del mar de Alborán ha sido previamente estudiado en detalle, ya que su alta productividad favorece la pesquería de pequeños pelágicos de interés comercial (Macías et al., 2011; Ruiz et al., 2013). Otros estudios, de índole oceanográfica, han analizado el efecto del forzamiento atmosférico en cuanto a la localización del propio afloramiento (p. ej. Sarhan et al., 2000; Macías et al., 2007b, 2008a, 2011), la cual, se ha relacionado con la dinámica del AJ. Brevemente, bajo condiciones de vientos de Poniente, o en ausencia de Levantes (Macías et al., 2007b), el AJ no se verá afectado y penetrará en el mar de Alborán con su dirección noreste característica. En estas condiciones, el afloramiento, y con este el CsCG, se verá constreñido hacia la franja costera. Por el contrario, como se ha detallado previamente, los eventos de Levante van a ocasionar cambios en el grado de incidencia del AJ, lo que va a provocar que el afloramiento, y el CsCG, sean desplazados desde la costa hacia mar adentro. En este caso habría que añadir, que no solamente los vientos de Levante van a contribuir al desplazamiento del afloramiento costero, sino que, estos, pueden actuar junto con las oscilaciones de la MSLP remota, ya que la acción conjunta debilita el AI, reduciendo su intensidad (p. ej. García-Lafuente et al., 2002b), haciendo virar al AJ hacia el sureste, y alterando el sistema AJ-WAG. Es la alteración de este sistema la que va a ocasionar cambios en la distribución del fitoplancton en el mar de Alborán. El viento de Levante no

solamente es responsable de disminuir la concentración de Chl-*a* en el mar de Alborán, sino que lo es también de redistribuirla en áreas donde esta no suele ser acumulada, como son la salida del Estrecho, o el centro del área ocupada por el WAG. Otra consecuencia de la presencia de la CCC es que esta va a despegar la Chl-*a* de la costa, desplazándola en su trayectoria hacia la salida oriental del Estrecho, donde se va a acumular, ya que, el vórtice ciclónico formado en esta zona no va a permitir que esta sea desplazada más allá de Punta Carnero. El hecho de que en condiciones de Levante la concentración de Chl superficial observada en el noroeste del mar de Alborán se vea mermada, podría ser consecuencia de que el AJ se hace más estrecho, y menos intenso, lo que hace que penetre en Alborán dirigido hacia el sureste, y previene de la llegada y acumulación de material que viaja con el AJ, en la esquina del noroeste del mar de Alborán. Sin embargo, esta circunstancia conlleva que aparezcan núcleos de Chl-*a* más alejados del borde costero, concretamente en la zona central de la cuenca occidental del mar de Alborán, la cual, normalmente, es ocupada por el centro del WAG, lo que se relacionaría con lo observado en trabajos previos, anteriormente citados, donde debido al debilitamiento del AJ el afloramiento se desplaza hacia mar adentro.

La cadena de termistores situada en la posición, que, a priori, debería de ocupar el CsCG, ha mostrado que las oscilaciones de la interfaz están condicionadas por el forzamiento atmosférico. El afloramiento próximo al borde costero, en condiciones de vientos de Poniente, o ausencia de vientos de Levante; es corroborado con el comportamiento de la interfaz. Bajo vientos de Poniente la interfaz se posiciona en profundidades más someras, lo que, gracias a la posible mezcla vertical inducida por las oscilaciones internas, contribuiría a la disponibilidad de nutrientes del propio afloramiento en la zona eufótica. Sin embargo, en eventos de Levante, se observa el efecto contrario, el CsCG y el fitoplancton son alejados de la zona más próxima a costa. La interfaz se hace más profunda, por lo que la rotura de los solitones, en estas condiciones, se produciría alejada de la plataforma, lo que dificultaría el crecimiento del fitoplancton en esta zona.

Capítulo 7

CONCLUSIONES

1. Con respecto al área del cabo de Trafalgar, se ha observado que la combinación de los altos tiempo de residencia de las masas de agua junto con la alta regularidad de los procesos de afloramientos, y, por ende, input de nutrientes, debido a la hidrodinámica mareal; parecen ser la explicación de la presencia de la alta productividad observada en dicha área, durante la práctica totalidad del año.

2. En cuanto al margen costero próximo a Camarinal, se ha observado que los eventos de afloramiento en esta zona pueden ocurrir en ambos momentos del ciclo de marea, bien cuando el flujo de marea se dirige hacia el este, o bien, cuando se dirige hacia el oeste, presentando el primero mayor intensidad. Estos procesos de afloramiento son muy relevantes para la renovación de nutrientes en el borde costero, ya que respaldan el crecimiento del fitoplancton mientras este es transportado por el margen costero hacia el mar de Alborán. Debido a que se ha observado que el afloramiento es inducido por la marea, este podría estar sujeto al ciclo temporal de mareas vivas-muertas.

3. El giro ciclónico formado en el noroeste del mar de Alborán, representa una zona de alta capacidad de retención de partículas. Por lo tanto, cabe esperar que parte de las sustancias que son transportadas a lo largo del borde costero del estrecho de Gibraltar, sean acumuladas en esta área. Parte del fitoplancton retenido en la estructura ciclónica puede ser transferido al ramal superior del WAG y viajar con este a lo largo de su periferia.

4. Durante el periodo en el cual se llevó a cabo este estudio, la Chl-*a* observada en el área de Trafalgar parece haber sido desplazada desde el río Guadalquivir. Este hecho sugiere una clara conexión entre el fitoplancton que crece en la franja costera del golfo de Cádiz, en respuesta a los nutrientes aportados por parte del río Guadalquivir, y las poblaciones de fitoplancton de la sección occidental del mar de Alborán.

5. El transporte de propiedades a lo largo del borde costero del estrecho de Gibraltar se ve interrumpido bajo condiciones de intensos y persistentes vientos de Levante.

6. Entre las principales consecuencias que el forzamiento atmosférico (asociado a los eventos de intensos y persistentes vientos de Levante) presenta sobre la zona, se debe de destacar el efecto que el forzamiento directo del viento local produce sobre el flujo de entrada Atlántico en la parte oriental del Estrecho,

así como la respuesta de las aguas costeras en la parte noroccidental del mar de Alborán.

7. Vientos de Levante intensos y persistentes reducen de manera significativa la intensidad del AJ y son responsables de la creación de una CCC a lo largo de la costa noroeste del mar de Alborán, la cual se extiende hasta la salida oriental del Estrecho, siendo esta capaz de interferir de manera efectiva con el AJ previamente debilitado, tanto por el efecto de arrastre del viento de Levante como por la respuesta a las variaciones de MSLP en el Mediterráneo occidental. Este hecho provoca que el AJ vire hacia el sur, favoreciéndose de este modo su desconexión del ramal superior del WAG.

8. El efecto que tienen las sobreelevaciones que se dirigen desde el Mediterráneo occidental hacia el estrecho de Gibraltar en respuesta a las variaciones de MSLP sobre el primero, sobre la reducción en la intensidad del AI, no puede ser descartado. Estas sobreelevaciones aparecen coincidiendo con la presencia de vientos de Levante intensos y persistentes sobre el mar de Alborán. Esto es explicado a partir de la correlación negativa significativa existente entre MSLP sobre el mar de Liguria y el viento zonal sobre el mar de Alborán.

9. Considerando que estas sobreelevaciones son mayores durante las estaciones de otoño e invierno, la acción conjunta de estas y el viento local podría estar detrás de la alta frecuencia con la que se producen los eventos de alteraciones del sistema AJ-WAG en dichas estaciones.

10. Las alteraciones sufridas por parte del sistema AJ-WAG suponen importantes cambios en la distribución del fitoplancton en el mar de Alborán, tal y como se observa a partir de imágenes de satélite de Chl-*a* superficial. Tras los eventos de intensos y persistentes vientos de Levante, el fitoplancton que normalmente se acumula en el noroeste del mar de Alborán se desplaza hacia mar adentro, y el fitoplancton que es transportado con el AJ se inyecta hacia la zona central del WAG.

11. Las señales de solitones internos registrados sobre la plataforma y talud continental del noroeste del mar de Alborán, parecen estar relacionadas, como se esperaba, con las ondas internas de gran amplitud generadas a sotavento del umbral de Camarinal durante la fase de corriente de marea saliente, dirigida hacia el oeste. Se ha observado un ciclo quincenal, tanto en la regularidad en la llegada de solitones, como en la amplitud de estos. Así, en mareas vivas, se ha registrado

mayor número de solitones, y de mayor amplitud en comparación con los eventos registrados en mareas muertas.

12. En los eventos de mareas muertas analizados, se observa una importante desigualdad diurna en la predicción de marea sobre el umbral de Camarinal. Este hecho, junto con la contribución del flujo subinercial, favorece la intensificación de corrientes dirigidas hacia el oeste con frecuencia diurna, hasta alcanzar 1 m s^{-1} , lo cual, podría llevar a la generación de ondas internas en momentos en los que no se había predicho dicha generación.

13. Los tiempos de llegada de los solitones observados, oscilan entre 15 y 28 horas. Este rango de tiempo está de acuerdo con los tiempos predichos basados en los tiempos parciales de viaje entre el umbral de Camarinal y el fondeo TH2. De nuevo, se observa un ciclo quincenal en la variabilidad de los tiempos de viaje, la cual, está principalmente relacionada con las mayores intensidades de la corriente dirigida hacia el este durante mareas vivas. Sin embargo, para explicar la variabilidad de estos tiempos de viaje, se deberá de tener en cuenta la variabilidad subinercial debida al forzamiento atmosférico. Dicha variabilidad, afecta tanto al flujo a través del estrecho de Gibraltar, como a las estructuras mesoescalares del mar de Alborán.

14. La regularidad de la llegada y la gran amplitud de los solitones internos, lleva a pensar que su rotura sobre el talud y la plataforma continental podría generar importante mezcla vertical en la zona. Este fenómeno de mezcla podría contribuir de alguna forma, al suministro de nutrientes en la zona, idea que alienta a continuar con su estudio en el futuro.

15. Bajo condiciones de vientos de Poniente, la profundidad de la interfaz AMI es más somera y la rotura de los solitones ocurre más próxima a costa. Esto favorece el suministro de nutrientes a la zona eufótica. Por el contrario, bajo condiciones de intensos y persistentes vientos de Levante, la interfaz profundiza y se esperaría el efecto contrario.

CONCLUSIONS

1. Regarding to the Trafalgar area, the combination of high residence times of the water with the high regularity of the upwelling events, and therefore nutrient inputs, due to tidal hydrodynamics, seems to explain the quasi permanent high productivity found in this area, regardless of the time of year. As expected, considering their tidally-driven origin, the upwelling events show a clear spring-neap variation.

2. Concerning the coastal margin of the Camarinal area, we have found that the upwelling events there occur during both the eastward and westward phases of the tidal cycle, the former being more intense. These upwelling processes are very relevant for nutrient renewal in the coastal margin supporting phytoplankton growth while it is being transported by the coastal margin towards the Alboran Sea. Given the tidally-driven origin of the observed upwelling events, they could show a spring-neap temporal variation.

3. The cyclonic gyre formed in the NW corner of the Alboran Sea represents a zone of high particle retention. Therefore, the substances passing along the coastal margin of the Strait are expected to be accumulated to a certain extent within this area. Part of the phytoplankton that grows within the cyclonic gyre can be transferred to the upper branch of the western WAG travelling along its periphery.

4. During the study period the Chl-*a* found in the Trafalgar area seems to come from the Guadalquivir River. This suggests a clear connection between the phytoplankton that grows in the Gulf of Cadiz strip, in response to the nutrients supplied by the Guadalquivir River, to the phytoplankton populations in the western Alboran Sea.

5. The transport properties along the Strait of Gibraltar coastal margin is clearly disrupted by strong and persistent easterly winds.

6. Among the main factors that characterize the atmospheric forcing linked to intense and persistent easterly wind events, the conjugation of the direct local wind forcing effect on the AI in the eastern side of the Strait with the response to wind forcing over the Alboran Sea of the coastal waters in the NW corner of the Alboran Sea must be highlighted.

7. Persistent and intense easterly winds act as follows. On the one hand, significantly reducing the intensity of the AJ and, on the other hand, creating a CCC along the NW coast of the Alboran Sea which extends to the eastern mouth of the Strait being able to interfere effectively with the previously weakened AJ, thus making it veer southward and favouring the disconnection from the upper branch of the WAG.

8. The effect of the elevation surges in the Strait of Gibraltar from the western Mediterranean Sea on reducing the AI intensity cannot be disregarded. These surges produced by the rising of MSLP over the western Mediterranean Sea appear in coincidence with the establishment of persistent and intense easterlies over the Alboran Sea. This is explained by the significant negative correlation between MSLP over the Ligurian Sea and zonal wind over the Alboran Sea.

9. Considering that these surges are larger during fall and winter the joint effect of them and the local wind could be behind the greater frequency of episodes of AJ-WAG disruption that happen during these seasons.

10. These alterations of the AJ-WAG system provoke important changes in the phytoplankton distributions on the Alboran Sea, as deduced from satellite images of the surface Chl-*a* concentration. After the events of persistent and intense easterlies, the phytoplankton usually accumulated in the NW Alboran Sea corner is displaced offshore and the phytoplankton transported with the AJ is injected towards the central zone of the WAG.

11. The recorded internal soliton signals over the continental shelf-slope in the NW section of the Alboran Sea (TH2 mooring) seems to be, as expected, those arising from the large amplitude internal waves generated on the lee side of the CS in the Strait of Gibraltar during the westward phase of tidal current. The time sequence of the soliton arrivals there, show a clear fortnightly cycle in both the regularity of soliton arrivals and soliton amplitudes. During spring tides, the regularity of soliton arrivals is higher, and solitons show greater amplitude than during neap tides.

12. During the studied neap tides, a significant diurnal inequality is presented in the tidal current prediction over the CS. This fact, together with the additional contribution of subinertial flow, favours the westward current intensities. This could also provoke the westward tidal current to reach intensities close to 1 m s^{-1} at diurnal frequency and internal wave generation takes place even

when it is not expected, if we consider the predicted westward tidal current intensity.

13. The observed arrival times of the solitons oscillate between 15 and 28 hours, a range in agreement with that predicted on the basis of the predicted partial travel times during the three journeys comprising the whole transit of the solitons from the CS to the TH mooring. There is a clear fortnightly variability of travel times, which is mainly a result of the greater values of the eastward tidal current peaks in spring tides. However, to fully explain the observed variability of these travel times, the atmospheric-forced subinertial variability that affects both the flow through the Strait of Gibraltar and the mesoscale structures of the Alboran Sea must be taken into account.

14. The regularity of the arrival and the considerable amplitude of the internal solitons may mean that their breaking over the continental slope and shelf bottom should produce significant vertical mixing there. These mixing phenomena should contribute to some extent to the supply of nutrients in this zone, encouraging further study of these aspects in the future.

15. Under westerly wind conditions, the AMI depth is shallower and the soliton breaking occurs closer to the shore, this favouring the nutrient supply to the euphotic zone. However, under conditions of intense and persistent easterly winds the AMI deepens, and the contrary effect is expected.

Capítulo 8

FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

Los resultados obtenidos en la presente Tesis Doctoral dan respuesta a la hipótesis y objetivos planteados, sin embargo, estos, alientan la prosecución y planteamiento de nuevas líneas de investigación que amplíen los resultados obtenidos. En este sentido, a continuación, se enumeran las principales líneas a desarrollar:

- i. Identificación de posibles patrones estacionales en la dinámica de los procesos de afloramiento en el área de Trafalgar. Estudiar la posibilidad de la presencia de afloramiento relacionado con la interfaz de masas de agua de naturaleza Mediterránea próxima al borde costero.
- ii. Profundizar en el estudio de los procesos del afloramiento en el margen costero de Camarinal, y la importancia de estos en la contribución al aporte y renovación de nutrientes en la zona.
- iii. Incorporar los resultados obtenidos gracias a la instalación de una cuarta antenna en Camarinal, al sistema de radares costeros en el Estrecho. Estudiar en detalle los procesos de circulación superficial en dicho borde costero.
- iv. Estudiar los posibles procesos de mezcla vertical, y sus consecuencias biológicas, en la plataforma y talud continental en el sector noroeste del mar de Alborán, motivados por la gran regularidad y amplitud de los solitones que han sido observados en la zona.

Capítulo 9

REFERENCIAS

- Adloff, F., Somot, S., Sevault, F., Jordà, G., Aznar, R., Déqué, M., Herrmann, M., Marcos, M., Dubois, C., Padorno, E., Alvarez-Fanjul, E., Gomis, D., 2015. Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of twenty first century scenarios. *Clim. Dyn.* 45, 2775–2802. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2507-3>
- Álvarez-Fanjul, E., Pérez-Gómez, B., Rodríguez Sánchez Arévalo, I., 2001. Nivmar: a storm surge forecasting system for Spanish Waters. *Sci. Mar.* 65, 145–154. <https://doi.org/10.3989/scimar.2001.65s1145>
- Álvarez, Ó., González, C.J., Mañanes, R., López, L., Bruno, M., Izquierdo, A., Gómez-Enri, J., Forero, M., 2011. Analysis of short-period internal waves using wave-induced surface displacement: A three-dimensional model approach in Algeciras Bay and the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 116, C12033. <https://doi.org/10.1029/2011JC007393>
- Álvarez, Ó., Izquierdo, A., González, C.J., Bruno, M., Mañanes, R., 2019. Some considerations about non-hydrostatic vs. hydrostatic simulation of short-period internal waves. A case study: The Strait of Gibraltar. *Cont. Shelf Res.* 181, 174–186. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2019.05.016>
- Apel, J.R., 2003. A new analytical model for internal solitons in the ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 2247–2269. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<2247:ANAMFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<2247:ANAMFI>2.0.CO;2)
- Apel, J.R., Worcester, P.F., 2000. Internal solitons near Gibraltar: A longitudinal study using ERS-1 & 2 SAR imagery, in: ERS–Envisat Symposium: Looking Down to Earth in the New Millennium, European Space Agency, ESRIN/Publications. pp. 7–16.
- Armi, L., Farmer, D., 1988. The flow of Mediterranean water through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.* 21, 41–82.
- Armi, L., Farmer, D.M., 1985. The internal hydraulics of the Strait of Gibraltar and associated sills and narrows. *Oceanol. Acta* 8, 37–46.
- Barceló-Llull, B., Pallàs-Sanz, E., Sangrà, P., Martínez-Marrero, A., Estrada-Allis, S.N., Arístegui, J., 2017. Ageostrophic Secondary Circulation in a Subtropical Intrathermocline Eddy. *J. Phys. Oceanogr.* 47, 1107–1123. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0235.1>

- Barrick, D.E., Evans, M.W., Weber, B.L., 1977. Ocean surface currents mapped by radar. *Science* (80-.). 198, 138–144. <https://doi.org/10.1126/science.198.4313.138>
- Bartual, A., Hernanz-Torrijos, M., Sala, I., Ortega, M.J., González-García, C., Bolado-Penagos, M., López-Urrutia, A., Romero-Martínez, L., Lubián, L.M., Bruno, M., Echevarría, F., García, C.M., 2020. Types and Distribution of Bioactive Polyunsaturated Aldehydes in a Gradient from Mesotrophic to Oligotrophic Waters in the Alborá n Sea. *Mar. Drugs* 18. <https://doi.org/10.3390/md18030159>
- Bartual, A., Macías, D., Gutierrez-Rodriguez, A., García, C.M., Echevarría, F., 2011. Transient pulses of primary production generated by undulatory processes in the western sector of the Strait of Gibraltar. *J. Mar. Syst.* 87, 25–36. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.02.021>
- Baschek, B., Send, U., Lafuente, J.G., Candela, J., 2001. Transport estimates in the Strait of Gibraltar with a tidal inverse model. *J. Geophys. Res.* 106, 31033. <https://doi.org/10.1029/2000JC000458>
- Bellanco, M.J., Sánchez-Leal, R.F., 2016. Spatial distribution and intra-annual variability of water masses on the Eastern Gulf of Cadiz seabed. *Cont. Shelf Res.* 128, 26–35. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.09.001>
- Béthoux, J.P., 1979. Budgets of the Mediterranean Sea: Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlanticwaters,. *Oceanol. Acta.*
- Boccaletti, G., Ferrari, R., Fox-Kemper, B., 2007. Mixed Layer Instabilities and Restratication. *J. Phys. Oceanogr.* 37, 2228–2250. <https://doi.org/10.1175/JPO3101.1>
- Bolado-Penagos, M., González, C.J., Chioua, J., Sala, I., Gomiz-Pascual, J.J., Vázquez, Á., Bruno, M., 2020. Submesoscale processes in the coastal margins of the Strait of Gibraltar . The Trafalgar – Alboran connection. *Prog. Oceanogr.* 181, 102219. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.102219>
- Bormans, M., Garrett, C., 1989. A simple criterion for gyre formation by the surface outflow from a strait, with application to the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.* 94, 12637–12644. <https://doi.org/10.1029/JC094iC09p12637>

- Bowden, K.F., 1983. *Physical Oceanography of Coastal Waters*. Chichester.
- Bracco, A., Liu, G., Sun, D., 2019. Mesoscale-submesoscale interactions in the Gulf of Mexico: From oil dispersion to climate. *Chaos, Solitons and Fractals* 119, 63–72. <https://doi.org/10.1016/j.chaos.2018.12.012>
- Brandt, P., Alpers, W., Backhaus, J.O., 1996. Study of the generation and propagation of internal waves in the Strait of Gibraltar using a numerical model and synthetic aperture radar images of the European ERS 1 satellite. *J. Geophys. Res. C Ocean*. 101, 14237–14252. <https://doi.org/10.1029/96JC00540>
- Bray, N.A., Ochoa, J., Kinder, T.H., 1995. The role of the interface in exchange through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 100, 10.755-10.776.
- Bruno, M., Chioua, J., Romero, J., Vázquez, A., Macías, D., Dastis, C., Ramírez-Romero, E., Echevarria, F., Reyes, J., García, C.M., 2013. The importance of sub-mesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.* 116, 66–79. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.06.006>
- Bruno, M., Juan Alonso, J., Cózar, A., Vidal, J., Ruiz-Cañavate, A., Echevarría, F., Ruiz, J., 2002. The boiling-water phenomena at Camarinal Sill, the strait of Gibraltar. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 4097–4113. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00144-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00144-3)
- Bruno, M., Mañanes, R., Alonso, J.J., Izquierdo, A., Tejedor, L., Kagan, B.A., 2000. Vertical structure of the semidiurnal tidal currents at Camarinal Sill, the strait of Gibraltar. *Oceanol. Acta* 23, 15–24. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(00\)00104-3](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(00)00104-3)
- Bryden, H.L., Candela, J., Kinder, T.H., 1994. Exchange through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.* 33, 201–248. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90028-0)
- Bryden, H.L., Kinder, T.H., 1991. Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Pap.* 38, S445–S463. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80020-3](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80020-3)
- Bryden, H.L., Stommel, H.M., 1984. Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta* 7, 289–296.

- Caballero, I., 2015. Estudio de los procesos en la desembocadura del Guadalquivir y golfo de Cádiz: variabilidad espacio-temporal mediante teledetección. Universidad de Granada.
- Callies, J., Ferrari, R., Klymak, J.M., Gula, J., 2015. Seasonality in submesoscale turbulence. *Nat. Commun.* 6. <https://doi.org/10.1038/ncomms7862>
- Candela, J., 2001. Mediterranean water and global circulation, in: Siedler, G., Gould, J., Church, J. (Eds.), *Ocean Circulation and Climate Observing and Modelling the Global Ocean*. Academic Press, p. 715. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(01\)80132-7](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80132-7)
- Candela, J., 1991. The Gibraltar Strait and its role in the dynamics of the Mediterranean Sea. *Dyn. Atmos. Ocean.* 15, 267–299. [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(91\)90023-9](https://doi.org/10.1016/0377-0265(91)90023-9)
- Candela, J., Winant, C., Ruiz, A., 1990. Tides in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 95, 7313. <https://doi.org/10.1029/JC095iC05p07313>
- Candela, J., Winant, C.D., Bryden, H.L., 1989. Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Ocean.* 94, 12667–12679. <https://doi.org/10.1029/JC094iC09p12667>
- Carrère, L., Lyard, F., 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2002GL016473>
- Carter, D.B., 1956. The water balance of the Mediterranean and Black Seas, in: *Laboratory of Climatology (Ed.), Climatology Drexel Institute of Technology*. pp. 123–175.
- Cartwright, D.E., Tayler, R.J., 1971. New Computations of the Tide-generating Potential. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 23, 45–73. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb01803.x>
- Cats, G., Wolters, L., 1996. The Hirlam Project. *IEEE Comput. Sci. Eng.* 3, 4–7.
- Chelton, D.B., 2001. Report of the High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting Edited by Report of the High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting, Technical Report Reference. Corvallis.
- Chelton, D.B., Schlax, M.G., Samelson, R.M., 2011. Global observations of

- nonlinear mesoscale eddies. *Prog. Oceanogr.* 91, 167–216.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.01.002>
- Cheney, R.E., Doblar, R.A., 1982. Structure and variability of the Alboran frontal system. *J. Geophys. Res.* 87, 585–594.
- Chioua, J., Bruno, M., Vázquez, A., Reyes, M., Gomiz, J.J., Mañanes, R., Álvarez, O., González, C., López, L., Gómez-Enri, J., 2013. Internal waves in the Strait of Gibraltar and their role in the vertical mixing processes within the Bay of Algeciras. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 126, 70–86.
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2013.04.010>
- Chioua, J., Dastis, C., González, C.J., Reyes, E., Mañanes, R., Ruiz, M.I., Álvarez, E., Yanguas, F., Romero, J., Álvarez, O., Bruno, M., 2017. Water exchange between Algeciras Bay and the Strait of Gibraltar: A study based on HF coastal radar. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 196, 109–122.
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.06.030>
- Copernicus Climate Change Service, 2017. ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Clim. Chang. Serv. Clim. Data Store.
- Crepon, M., 1965. Influence de la pression atmospherique sur le niveau moyen de la Mediterranée Occidentale et sur le flux á travers le Detroit de Gibraltar. *Cah. Oceanogr.* 1, 15–23.
- Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Navarro, G., Ruiz, J., 2009. Seasonal and interannual variability of the surface circulation in the eastern Gulf of Cadiz (SW Iberia). *J. Geophys. Res.* 114, 1–11.
<https://doi.org/10.1029/2008JC005069>
- Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Vargas, J.M., Del Río, J., Vázquez, A., Reul, A., Sánchez, A., 2006. Distribution and circulation of water masses in the Gulf of Cadiz from in situ observations. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 53, 1144–1160. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.012>
- Criado-Aldeanueva, F., Soto-Navarro, F.J., García-Lafuente, J., 2012. Seasonal and interannual variability of surface heat and freshwater fluxes in the Mediterranean Sea: Budgets and exchange through the Strait of Gibraltar. *Int. J. Climatol.* 32, 286–302. <https://doi.org/10.1002/joc.2268>

- Crombie, D.D., 1955. Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc./s. [3]. *Nature*.
<https://doi.org/10.1038/175681a0>
- Csanady, G.T., 1974. Barotropic Currents over the Continental Shelf. *J. Phys. Oceanogr.* 4, 357–371. <https://doi.org/10.1175/1520-0485>
- Dastis, C., Bruno, M., Izquierdo, A., Reyes, E., 2018. Influence of the atmospheric pressure fluctuations over the Mediterranean Sea on the mesoscale water dynamics of the Strait of Gibraltar and the Alboran Sea. *Fundam. i Prikl. Gidrofiz.* 11, 28–39. <https://doi.org/10.7868/S2073667318010033>
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Delgado, J., García-Lafuente, J., Naranjo, C., 2012. Two decades of mesoscale phenomena on either side of the Strait of Gibraltar. *Sci. Mar.* 76, 95–102. <https://doi.org/10.3989/scimar.03609.18E>
- Doodson, A.T., 1921. The Harmonic Development of the Tide-Generating Potential. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 100, 305–329. <https://doi.org/10.1098/rspa.1921.0088>
- Dorman, C.E., Beardsley, R.C., Limeburner, R., 1995. Winds in the Strait of Gibraltar. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 121, 1903–1921. <https://doi.org/10.1002/qj.49712152807>
- Dudhia, J., Gill, D., Manning, K., Wang, W., Bruyere, C., 2005. PSU/NCAR mesoscale modelling system tutorial class notes and users' guide (MM5 modelling system version 3).
- Dufau, C., Orsztynowicz, M., Dibarboure, G., Morrow, R., Le Traon, P.-Y., 2016. Mesoscale resolution capability of altimetry: Present and future. *J. Geophys. Res. Ocean.* 121, 4910–4927. <https://doi.org/10.1002/2015JC010904>

- Echevarría, F., García Lafuente, J., Bruno, M., Gorsky, G., Goutx, M., González, N., García, C.M., Gómez, F., Vargas, J.M., Picheral, M., Striby, L., Varela, M., Alonso, J.J., Reul, A., Cózar, A., Prieto, L., Sarhan, T., Plaza, F., Jiménez-Gómez, F., 2002. Physical-biological coupling in the Strait of Gibraltar. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 4115–4130. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00145-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00145-5)
- Estrada-Allis, S., 2015. Diapycnal mixing processes and vertical velocities within mesoscale structures. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
- Farmer, D.M., Armi, L., 1989. The Flow of Atlantic Water Through the Strait of Gibraltar; The Flow of Mediterranean Water Through the Strait of Gibraltar. *Prog. Ocean.* 21, 1–105. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(88\)90055-9](https://doi.org/10.1016/0079-6611(88)90055-9)
- Farmer, D.M., Armi, L., 1986. Maximal two-layer exchange over a sill and through the combination of a sill and contraction with barotropic flow. *J. Fluid Mech.* 164, 53. <https://doi.org/10.1017/S002211208600246X>
- Ferrari, R., Wunsch, C., 2009. Ocean Circulation Kinetic Energy: Reservoirs, Sources, and Sinks. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 41, 253–282. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.40.111406.102139>
- Flexas, M.M., Gomis, D., Ruiz, S., Pascual, a., León, P., 2006. In situ and satellite observations of the eastward migration of the Western Alboran Sea Gyre. *Prog. Oceanogr.* 70, 486–509. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.017>
- Frassetto, R., 1960. A preliminary survey of thermal microstructure in the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Res.* 7, 152-156,IN1-IN2,157-160,IN3-IN4,161-162.
- Garcia-Gorritz, E., Carr, M.E., 2001. Physical control of phytoplankton distributions in the Alboran Sea: A numerical and satellite approach. *J. Geophys. Res. Ocean.* 106, 16.795-16.805. <https://doi.org/10.1029/1999JC000029>
- García-Lafuente, J., Almazan, J.L., Castillejo, F., Khribeche, A., Hakimi, A., 1990. Sea Level in the Strait of Gibraltar: Tides. *Int. Hydrogr. Rev.* 67.
- García-Lafuente, J., Álvarez-Fanjul, E., Vargas, J., Ratsimandresy, A.W., 2002a. Subinertial variability in the flow through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 107, 3168. <https://doi.org/10.1029/2001JC001104>
- García-Lafuente, J., Bruque-Pozas, E., Sánchez-Garrido, J.C., Sannino, G., Sammartino, S., 2013. The interface mixing layer and the tidal dynamics at

- the eastern part of the Strait of Gibraltar. *J. Mar. Syst.* 117–118, 31–42.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.02.014>
- García-Lafuente, J., Cano, N., 1994. Tidal dynamics and associated features of the northwestern shelf of the Alboran Sea. *Cont. Shelf Res.* 14, 1–21.
- García-Lafuente, J., Cano, N., Vargas, M., Rubín, J.P., Hernández-Guerra, A., 1998. Evolution of the Alboran Sea hydrographic structures during July 1993. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 45, 39–65. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00216-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00216-1)
- García-Lafuente, J., Delgado, J., Criado, F., 2002b. Inflow interruption by meteorological forcing in the Strait of Gibraltar. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1914. <https://doi.org/10.1029/2002GL015446>
- García-Lafuente, J., Delgado, J., Sánchez Román, A., Soto, J., Carracedo, L., Díaz Del Río, G., 2009. Interannual variability of the Mediterranean outflow observed in Espartel sill, western Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Ocean.* 114, 1–9. <https://doi.org/10.1029/2009JC005496>
- García-Lafuente, J., Delgado, J., Vargas, J.M., Vargas, M., Plaza, F., Sarhan, T., 2002c. Low-frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO. *Deep. Res. II* 49, 4051–4067.
- García-Lafuente, J., Naranjo, C., Sammartino, S., Sánchez-Garrido, J.C., Delgado, J., 2017. The Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar and its connection with upstream conditions in the Alborán Sea. *Ocean Sci.* 13, 195–207. <https://doi.org/10.5194/os-13-195-2017>
- García-Lafuente, J., Naranjo, C., Sánchez-Leal, R., Sammartino, S., Bellanco, M.J., Sánchez-Garrido, J.C., Soto-Navarro, J., 2015. On the origin of the seasonal and interannual T–S variability of the inflow through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 101, 38–53. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.03.005>
- García-Lafuente, J., Sánchez-Román, A., Naranjo, C., Sánchez-Garrido, J.C., 2011. The very first transformation of the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 116, C07010. <https://doi.org/10.1029/2011JC006967>
- García-Lafuente, J., Sánchez Román, A., Díaz del Río, G., Sannino, G., Sánchez

- Garrido, J.C., 2007. Recent observations of seasonal variability of the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Ocean.* 112, 1–11. <https://doi.org/10.1029/2006JC003992>
- García-Lafuente, J., Vargas, J.M., 2003. Recent observations of the exchange flows through the Strait of Gibraltar and their fluctuations at different time scales. *Recent Res. Dev. Geophys.* 5, 73–84.
- García-Lafuente, J., Vargas, J.M., Plaza, F., Sarhan, T., Candela, J., Bascheck, B., 2000. Tide at the eastern section of the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Ocean.* 105, 14197–14213. <https://doi.org/10.1029/2000JC900007>
- García-Lafuente, J., Ruiz, J., 2007. The Gulf of Cádiz pelagic ecosystem: A review. *Prog. Oceanogr.* 74, 228–251. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.04.001>
- García, C.M., Prieto, L., Vargas, M., Echevarría, F., García-Lafuente, J., Ruiz, J., Rubín, J., 2002. Hydrodynamics and the spatial distribution of plankton and TEP in the Gulf of Cádiz (SW Iberian Peninsula). *J. Plankton Res.* 24, 817–833. <https://doi.org/10.1093/plankt/24.8.817>
- Garrett, C., Bormans, M., Thompson, K., 1990. Is the exchange through the Strait of Gibraltar maximal or submaximal? *Phys. Oceanogr. sea straits* 271–294. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0677-8_13
- Gascard, J.C., Richez, C., 1985. Water masses and circulation in the Western Alboran sea and in the Straits of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.* 15, 157–216. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(85\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0079-6611(85)90031-X)
- Gasser, M., Pelegrí, J.L., Emelianov, M., Bruno, M., Gràcia, E., Pastor, M., Peters, H., Rodríguez-Santana, Á., Salvador, J., Sánchez-Leal, R.F., 2017. Tracking the Mediterranean outflow in the Gulf of Cadiz. *Prog. Oceanogr.* 157, 47–71. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.05.015>
- Giordani, H., Prieur, L., Caniaux, G., 2006. Advanced insights into sources of vertical velocity in the ocean. *Ocean Dyn.* 56, 513–524. <https://doi.org/10.1007/s10236-005-0050-1>
- Godin, G., 1972. *The Analysis of Tides*. University of Toronto, Toronto.
- Goes, M., Christophersen, J., Dong, S., Goni, G., Baringer, M.O., Goes, M., Christophersen, J., Dong, S., Goni, G., Baringer, M.O., 2018. An Updated Estimate of Salinity for the Atlantic Ocean Sector Using Temperature–

- Salinity Relationships. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 35, 1771–1784.
<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0029.1>
- Gómez-Enri, J., González, C.J., Passaro, M., Vignudelli, S., Álvarez, O., Cipollini, P., Mañanes, R., Bruno, M., López-Carmona, M.P., Izquierdo, A., 2019. Wind-induced cross-strait sea level variability in the Strait of Gibraltar from coastal altimetry and in-situ measurements. *Remote Sens. Environ.* 221, 596–608.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.11.042>
- Gómez-Jakobsen, F.J., Mercado, J.M., Cortés, D., Yebra, L., Salles, S., 2019. A first description of the summer upwelling off the Bay of Algeciras and its role in the northwestern Alboran Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 225, 106230.
<https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2019.05.012>
- Gómez, F., Gorsky, G., García-Górriz, E., Picheral, M., 2004. Control of the phytoplankton distribution in the Strait of Gibraltar by wind and fortnightly tides. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 59, 485–497.
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2003.10.008>
- Gómez, F., Gorsky, G., Striby, L., Vargas, J.M., Gonzalez, N., Picheral, M., García-Lafuente, J., Varela, M., Goutx, M., 2001. Small-scale temporal variations in biogeochemical features in the Strait of Gibraltar, Mediterranean side - The role of NACW and the interface oscillation. *J. Mar. Syst.* 30, 207–220.
[https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00059-8](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00059-8)
- Gommenginger, C., Chapron, B., Hogg, A., Buckingham, C., Fox-Kemper, B., Eriksson, L., Soulat, F., Ubelmann, C., Ocampo-Torres, F., Nardelli, B.B., Griffin, D., Lopez-Dekker, P., Knudsen, P., Andersen, O., Stenseng, L., Stapleton, N., Perrie, W., Violante-Carvalho, N., Schulz-Stellenfleth, J., Woolf, D., Isern-Fontanet, J., Ardhuin, F., Klein, P., Mouche, A., Pascual, A., Capet, X., Hauser, D., Stoffelen, A., Morrow, R., Aouf, L., Breivik, Ø., Fu, L.-L., Johannessen, J.A., Aksenov, Y., Bricheno, L., Hirschi, J., Martin, A.C.H., Martin, A.P., Nurser, G., Polton, J., Wolf, J., Johnsen, H., Soloviev, A., Jacobs, G.A., Collard, F., Groom, S., Kudryavtsev, V., Wilkin, J., Navarro, V., Babanin, A., Martin, M., Siddorn, J., Saulter, A., Rippeth, T., Emery, B., Maximenko, N., Romeiser, R., Graber, H., Azcarate, A.A., Hughes, C.W., Vandemark, D., Silva, J. da, Leeuwen, P.J. Van, Naveira-Garabato, A., Gemmrich, J., Mahadevan, A., Marquez, J., Munro, Y., Doody, S., Burbidge,

- G., 2019. SEASTAR: A Mission to Study Ocean Submesoscale Dynamics and Small-Scale Atmosphere-Ocean Processes in Coastal, Shelf and Polar Seas. *Front. Mar. Sci.* 6. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00457>
- González, C.J., 2014. Modelado numérico tridimensional de la dinámica de marea M2 en la bahía de Algeciras y el estrecho de Gibraltar. Tesis Dr. Universidad de Cádiz.
- González, C.J., Álvarez, Ó., Mañanes, R., Izquierdo, A., Bruno, M., Gomiz, J.J., Chioua, J., López, L., 2013. Baroclinic M2 tidal circulation in Algeciras Bay and its implications for the water exchange with the Strait of Gibraltar: Observational and 3-D model results. *J. Geophys. Res. Ocean.* 118, 5398–5411. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20404>
- Greene, C.A., Thirumalai, K., Kearney, K.A., Delgado, J.M., Schwanghart, W., Wolfenbarger, N.S., Thyng, K.M., Gwyther, D.E., Gardner, A.S., Blankenship, D.D., 2019. The Climate Data Toolbox for MATLAB. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 20, 3774–3781. <https://doi.org/10.1029/2019GC008392>
- Grell, G.A., Dudhia, J., Stauffer, D.R., 1994. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), NCAR/ TN-398+STR.
- Harvey, J., 1982. θ -S relationships and water masses in the eastern North Atlantic. *Deep Sea Res. Part A, Oceanogr. Res. Pap.* 29, 1021–1033. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90025-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90025-5)
- Hersbach, H., Dee, D., 2016. ERA5 reanalysis is in production. *ECMWF Newsl.* 147, 7.
- Huertas, E., Navarro, G., Rodríguez-Gálvez, S., Prieto, L., 2005. The influence of phytoplankton biomass on the spatial distribution of carbon dioxide in surface sea water of a coastal area of the Gulf of Cádiz (southwestern Spain). *Can. J. Bot.* 83, 929–940. <https://doi.org/10.1139/b05-082>
- Huertas, I.E., Navarro, G., Rodríguez-Gálvez, S., Lubián, L.M., 2006. Temporal patterns of carbon dioxide in relation to hydrological conditions and primary production in the northeastern shelf of the Gulf of Cadiz (SW Spain). *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 53, 1344–1362. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.010>
- Izquierdo, A., Tejedor, L., Sein, D.V., Backhaus, J.O., Brandt, P., Rubino, A.,

- Kagan, B.A., 2001. Control Variability and Internal Bore Evolution in the Strait of Gibraltar: A 2-D Two-Layer Model Study. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 53, 637–651. <https://doi.org/DOI: 10.1006/ecss.2000.0706>
- Jordà, G., Von Schuckmann, K., Josey, S.A., Caniaux, G., García-Lafuente, J., Sammartino, S., Özsoy, E., Polcher, J., Notarstefano, G., Poulain, P.M., Adloff, F., Salat, J., Naranjo, C., Schroeder, K., Chiggiato, J., Sannino, G., Macías, D., 2017. The Mediterranean Sea heat and mass budgets: Estimates, uncertainties and perspectives. *Prog. Oceanogr.* 156, 174–208. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.07.001>
- Klein, P., Lapeyre, G., 2009. The Oceanic Vertical Pump Induced by Mesoscale and Submesoscale Turbulence. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 1, 351–375. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704>
- Klein, P., Lapeyre, G., Siegelman, L., Qiu, B., Fu, L., Torres, H., Su, Z., Menemenlis, D., Le Gentil, S., 2019. Ocean-Scale Interactions From Space. *Earth Sp. Sci.* 2018EA000492. <https://doi.org/10.1029/2018EA000492>
- Krug, L.A., Platt, T., Sathyendranath, S., Barbosa, A.B., 2018. Patterns and drivers of phytoplankton phenology off SW Iberia: A phenoregion based perspective. *Prog. Oceanogr.* 165, 233–256. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.06.010>
- La Violette, P.E., Arnone, R.A., 1988. A tide-generated internal waveform in the western approaches to the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Ocean.* 93, 15653–15790. <https://doi.org/10.1029/JC093iC12p15653>
- La Violette, P.E., Lacombe, H., 1988. Tidal-induced pulses in the flow through the tib Strait of Gibraltar. *Oceanol. Acta d.*
- Lacombe, H., Richez, 1982. The regime of the Strait of Gibraltar, in: Nihoul, J.C.J. (Ed.), *Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas*. Elsevier Oceanographic Series, pp. 13–73.
- Lamb, K.G., 2014. Internal Wave Breaking and Dissipation Mechanisms on the Continental Slope/Shelf. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 46, 231–254. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-011212-140701>
- Lamb, K.G., 2003. Shoaling solitary internal waves: on a criterion for the formation of waves with trapped cores. *J. Fluid Mech.* 478, 81–100.

<https://doi.org/10.1017/S0022112002003269>

Landerer, F.W., Volkov, D.L., 2013. The anatomy of recent large sea level fluctuations in the Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 40, 553–557. <https://doi.org/10.1002/grl.50140>

Lanoix, F., 1974. *Projet Alboran. Etude hydrologique et dynamique de la Mer d'Alboran*. Brussels.

Le Traon, P.Y., 2013. From satellite altimetry to Argo and operational oceanography: three revolutions in oceanography. *Ocean Sci.* 9, 901–915. <https://doi.org/10.5194/os-9-901-2013>

Lee, C.-Y., Beardsley, R.C., 1974. The Generation of Long Nonlinear Internal Waves in a Weakly Stratified Shear Flow. *J. Geophys. Res.* 79.

Lévy, M., Ferrari, R., Franks, P.J.S., Martin, A.P., Rivière, P., 2012a. Bringing physics to life at the submesoscale. *Geophys. Res. Lett.* 39, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2012GL052756>

Lévy, M., Franks, P.J.S., Smith, K.S., 2018. The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems. *Nat. Commun.* 9, 4758. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07059-3>

Lévy, M., Iovino, D., Resplandy, L., Klein, P., Madec, G., Tréguier, A.M., Masson, S., Takahashi, K., 2012b. Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton: Local and remote effects. *Ocean Model.* <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.003>

Lipa, B.J., Barrick, D.E., Isaacson, J., Lilleboe, P.M., 1990. CODAR Wave Measurements From a North Sea Semisubmersible. *IEEE J. Ocean. Eng.* 15, 119–125. <https://doi.org/10.1109/48.50697>

Lorente, P., Piedracoba, S., Sotillo, M., Álvarez-Fanjul, E., 2019. Long-Term Monitoring of the Atlantic Jet through the Strait of Gibraltar with HF Radar Observations. *J. Mar. Sci. Eng.* 7, 3. <https://doi.org/10.3390/jmse7010003>

Lorente, P., Soto-Navarro, J., Alvarez Fanjul, E., Piedracoba, S., 2014. Accuracy assessment of high frequency radar current measurements in the Strait of Gibraltar. *J. Oper. Oceanogr.* 7, 59–73. <https://doi.org/10.1080/1755876X.2014.11020300>

Macías, D., Bruno, M., Echevarría, F., Vázquez, A., García, C.M., 2008a.

- Meteorologically-induced mesoscale variability of the North-western Alboran Sea (southern Spain) and related biological patterns. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 78, 250–266. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.12.008>
- Macías, D., Catalán, I.A., Solé, J., Morales-Nin, B., Ruiz, J., 2011. Atmospheric-induced variability of hydrological and biogeochemical signatures in the NW Alboran Sea. Consequences for the spawning and nursery habitats of European anchovy. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 58, 1175–1188. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.08.013>
- Macías, D., García-Gorriz, E., Stips, A., 2016. The seasonal cycle of the Atlantic Jet dynamics in the Alboran Sea: direct atmospheric forcing versus Mediterranean thermohaline circulation. *Ocean Dyn.* 66, 137–151. <https://doi.org/10.1007/s10236-015-0914-y>
- Macías, D., García, C.M., Echevarría, F., Vázquez, A., Bruno, M., 2006. Tidal induced variability of mixing processes on Camarinal Sill (Strait of Gibraltar): A pulsating event. *J. Mar. Syst.* 60, 177–192. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.12.003>
- Macías, D., Lubián, L.M., Echevarría, F., Huertas, I.E., García, C.M., 2008b. Chlorophyll maxima and water mass interfaces: Tidally induced dynamics in the Strait of Gibraltar. *Deep. Res. I* 55, 832–846. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.03.008>
- Macías, D., Martin, A.P., García-Lafuente, J., García, C.M., Yool, A., Bruno, M., Vázquez-Escobar, A., Izquierdo, A., Sein, D. V., Echevarría, F., 2007a. Analysis of mixing and biogeochemical effects induced by tides on the Atlantic-Mediterranean flow in the Strait of Gibraltar through a physical-biological coupled model. *Prog. Oceanogr.* 74, 252–272. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.04.006>
- Macías, D., Navarro, G., Echevarría, F., García, C.M., Cueto, J.L., 2007b. Phytoplankton pigment distribution in the northwestern Alboran Sea and meteorological forcing: A remote sensing study. *J. Mar. Res.* 65, 523–543. <https://doi.org/10.1357/002224007782689085>
- Macías, D., Somavilla, R., González-Gordillo, J.I., Echevarría, F., 2010. Physical control of zooplankton distribution at the Strait of Gibraltar during an episode of internal wave generation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 408, 79–85.

<https://doi.org/10.3354/meps08566>

Macías, D.M., 2006. Efectos biológicos de la mezcla interfacial y de los procesos hidrodinámicos mesoescalares en el Estrecho de Gibraltar. Tesis Dr. Universidad de Cádiz.

Madsen, O.S., 1977. A Realistic Model of the Wind-Induced Ekman Boundary Layer. *J. Phys. Oceanogr.* 7, 248–255.

Mahadevan, A., 2016. The Impact of Submesoscale Physics on Primary Productivity of Plankton. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 8, 161–184. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015912>

Mahadevan, A., Tandon, A., 2006. An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts. *Ocean Model.* <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2006.05.006>

Mann, K.H., Lazier, J., 1991. Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-physical interaction in the oceans.

Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N., Alessandri, A., 2015. Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Clim. Dyn.* 44, 1437–1456. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2487-3>

Marshall, J., Hill, C., Perelman, L., Adcroft, A., 1997. Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling. *J. Geophys. Res.* 102, 5733–5752.

Mauritzen, C., Morel, Y., Paillet, J., 2001. On the influence of Mediterranean Water on the Central Waters of the North Atlantic Ocean. *Deep. Res. I* 48, 347–381.

McGillicuddy, D.J., 2016. Mechanisms of Physical-Biological-Biogeochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale, *Annual Review of Marine Science*. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015606>

McWilliams, J.C., 2016. Submesoscale currents in the ocean. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 472. <https://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117>

MEDAR Group, 2002. Medatlas 2002: Mediterranean and Black Sea Database of Temperature, Salinity and Bio-chemical Parameters Climatological Atlas. IFREMER 4 CDroms.

- Mellor, G.L., Yamada, T., 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.* 20, 851. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>
- Menemenlis, D., Fukumori, I., Lee, T., 2007. Atlantic to Mediterranean Sea Level Difference Driven by Winds near Gibraltar Strait. *J. Phys. Oceanogr.* 37, 359–376. <https://doi.org/10.1175/JPO3015.1>
- Millot, C., 2014. Heterogeneities of in- and out-flows in the Mediterranean Sea. *Prog. Oceanogr.* 120, 254–278. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.09.007>
- Millot, C., 2009. Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Prog. Oceanogr.* 82, 101–124. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.04.016>
- Millot, C., 2007. Interannual salinification of the Mediterranean inflow. *Geophys. Res. Lett.* 34, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL031179>
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20, 423–442. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5)
- Millot, C., Candela, J., Fuda, J.L., Tber, Y., 2006. Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 53, 656–666. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.12.017>
- Millot, C., García-Lafuente, J., 2011. About the seasonal and fortnightly variabilities of the Mediterranean outflow. *Ocean Sci.* 7, 421–428. <https://doi.org/10.5194/os-7-421-2011>
- Millot, García-Lafuente, J., 2011. About the seasonal and fortnightly variabilities of the Mediterranean outflow. *Ocean Sci.* 7, 421–428. <https://doi.org/10.5194/os-7-421-2011>
- Minas, H.J., Coste, B., Le Corre, P., Minas, M., Raimbault, P., 1991. Biological and geochemical signatures associated with the water circulation through the Strait of Gibraltar and in the western Alboran Sea. *J. Geophys. Res.* 96, 8755–8771. <https://doi.org/10.1029/91JC00360>
- Miramontes, E., Jouet, G., Thereau, E., Bruno, M., Penven, P., Guerin, C., Le Roy, P., Droz, L., Jorry, S.J., Hernández-Molina, F.J., Thiéblemont, A., Silva Jacinto, R., Cattaneo, A., 2020. The impact of internal waves on upper continental slopes: insights from the Mozambican margin (southwest Indian

-
- Ocean). Earth Surf. Process. Landforms esp.4818.
<https://doi.org/10.1002/esp.4818>
- Naranjo, C., Sammartino, S., García-Lafuente, J., Bellanco, M.J., Taupier-Letage, I., 2015. Mediterranean waters along and across the Strait of Gibraltar, characterization and zonal modification. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 105, 41–52. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.08.003>
- Nardelli, B.B., Mulet, S., Iudicone, D., 2018. Interfacial Form Stress in the Southern Ocean State Estimate *Journal of Geophysical Research : Oceans. J. Geophys. Res. Ocean.* 123, 3368–3385. <https://doi.org/10.1029/2018JC013844>
- Navarro, G., Ruiz, J., 2006. Spatial and temporal variability of phytoplankton in the Gulf of Cádiz through remote sensing images. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 53, 1241–1260. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.014>
- Navarro, G., Ruiz, J., Huertas, I.E., García, C.M., Criado-Aldeanueva, F., Echevarría, F., 2006. Basin-scale structures governing the position of the deep fluorescence maximum in the Gulf of Cádiz. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 53, 1261–1281. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.013>
- Navarro, G., Vázquez, Á., Macías, D., Bruno, M., Ruiz, J., 2011. Understanding the patterns of biological response to physical forcing in the Alborán Sea (western Mediterranean). *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL049708>
- Navarro, G., Vicent, J., Caballero, I., Gómez-Enri, J., Morris, E.P., Sabater, N., Macías, D., Bolado-Penagos, M., Gomiz, J.J., Bruno, M., Caldeira, R., Vázquez, Á., 2018. Improving the analysis of biogeochemical patterns associated with internal waves in the strait of Gibraltar using remote sensing images. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 204, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.02.009>
- New, A.L., Pingree, R.D., 1990. Evidence for internal tidal mixing near the shelf break in the Bay of Biscay 37, 1783–1803.
- Nielsen, J.N., 1912. *Hydrography of the Mediterranean and Adjacent Waters.* Copenhagen.
- Oddo, P., Adani, M., Pinardi, N., Fratianni, C., Tonani, M., Pettenuzzo, D., 2009. A nested Atlantic-Mediterranean Sea general circulation model for operational forecasting. *Ocean Sci.* 5, 461–473. <https://doi.org/10.5194/os-5-461-2009>
- Oguz, T., Macías, D., García-Lafuente, J., Pascual, A., Tintoré, J., 2014. Fueling

- Plankton Production by a Meandering Frontal Jet: A Case Study for the Alboran Sea (Western Mediterranean). *PLoS One* 9, e111482. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0111482>
- Oguz, T., Macías, D., Tintoré, J., 2015. Ageostrophic Frontal Processes Controlling Phytoplankton Production in the Catalano-Balearic Sea (Western Mediterranean). *PLoS One* 10, e0129045. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0129045>
- Oguz, T., Mourre, B., Tintoré, J., 2017. Modulation of frontogenetic plankton production along a meandering jet by zonal wind forcing: An application to the Alboran Sea. *J. Geophys. Res. Ocean.* <https://doi.org/10.1002/2017JC012866>
- Oguz, T., Mourre, B., Tintoré, J., 2016. Upstream control of the frontal jet regulating plankton production in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *J. Geophys. Res. Ocean.* 121, 7159–7175. <https://doi.org/10.1002/2016JC011667>
- Orlanski, I., 1976. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.* 21, 251–269. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(76\)90023-1](https://doi.org/10.1016/0021-9991(76)90023-1)
- Paduan, J., Graber, H., 1997. Introduction to High-Frequency Radar: Reality and Myth. *Oceanography* 10, 36–39. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1997.18>
- Parrilla, G., Kinder, T.H., Preller, R.H., 1986. Deep and intermediate mediterranean water in the western Alboran Sea. *Deep Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Pap.* 33, 55–88. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(86\)90108-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(86)90108-1)
- Pascual, A., Faugère, Y., Larnicol, G., Le Traon, P.-Y., 2006. Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters. *Geophys. Res. Lett.* 33, L02611. <https://doi.org/10.1029/2005GL024633>
- Pascual, A., Ruiz, S., Olita, A., Troupin, C., Claret, M., Casas, B., Mourre, B., Poulain, P.-M., Tovar-Sanchez, A., Capet, A., Mason, E., Allen, J.T., Mahadevan, A., Tintoré, J., 2017. A Multiplatform Experiment to Unravel Meso- and Submesoscale Processes in an Intense Front (AlborEx). *Front. Mar. Sci.* 4. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00039>
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including werror estimates in MATLAB using T_TIDE. *Comput. Geosci.* 28, 929–937. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4)

- Peliz, A., Boutov, D., Teles-Machado, A., 2013. The Alboran Sea mesoscale in a long term high resolution simulation: Statistical analysis. *Ocean Model.* 72, 32–52. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.07.002>
- Pérez, B., Payo, A., López, D., Woodworth, P.L., Alvarez Fanjul, E., 2014. Overlapping sea level time series measured using different technologies: an example from the REDMAR Spanish network. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 589–610. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-589-2014>
- Perkins, H., Kinder, T., La Violette, P., 1990. The Atlantic Inflow in the Western Alboran Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 20, 242–263.
- Pingree, R.D., Mardell, G.T., New, A.L., 1986. Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay 321, 154–158.
- Pistek, P., La Violette, P.E., 1999. Observations of the suppression of tide-generated nonlinear internal wave packets in the Strait of Gibraltar. *J. Mar. Syst.* 20, 113–128. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00073-6](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00073-6)
- Prieto, L., Garcia, C.M., Corzo, A., Segura, J.R., Echevarria, F., 1999. Phytoplankton, bacterioplankton and nitrate reductase activity distribution in relation to physical structure in the northern Alboran Sea and Gulf of Cadiz (southern Iberian Peninsula). *Bol. - Inst. Esp. Oceanogr.* 15, 401–411.
- Puig, P., Palanques, A., Guillén, J., El Khatab, M., 2004. Role of internal waves in the generation of nepheloid layers on the northwestern Alboran slope: Implications for continental margin shaping. *J. Geophys. Res. C Ocean.* 109, 1–11. <https://doi.org/10.1029/2004JC002394>
- Ramírez-Romero, E., Macías, D., Bruno, M., Reyes, E., Navarro, G., García, C.M., 2012. Submesoscale, tidally-induced biogeochemical patterns in the Strait of Gibraltar. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 101, 24–32. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.010>
- Ramírez-Romero, E., Macías, D., García, C.M., Bruno, M., 2014. Biogeochemical patterns in the Atlantic Inflow through the Strait of Gibraltar. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 85, 88–100. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.12.004>
- Ramírez, T., Cortés, D., Mercado, J.M., Vargas-Yañez, M., Sebastián, M., Liger, E., 2005. Seasonal dynamics of inorganic nutrients and phytoplankton biomass in the NW Alboran Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*

- <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.07.012>
- Renault, L., Oguz, T., Pascual, A., Vizoso, G., Tintore, J., 2012. Surface circulation in the Alborán Sea (western Mediterranean) inferred from remotely sensed data 117, 1–11. <https://doi.org/10.1029/2011JC007659>
- Reseghetti, F., 2007. Empirical reconstruction of salinity from temperature profiles with phenomenological constraints. *Ocean Sci. Discuss.* 4, 1–39.
- Reul, A., Rodríguez, V., Jiménez-Gómez, F., Blanco, J.M., Bautista, B., Sarhan, T., Guerrero, F., Ruíz, J., García-Lafuente, J., 2005. Variability in the spatio-temporal distribution and size-structure of phytoplankton across an upwelling area in the NW-Alboran Sea, (W-Mediterranean). *Cont. Shelf Res.* 25, 589–608. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.09.016>
- Reyes, M.M., 2015. Modelado de alta resolución para el estudio de la respuesta oceánica al forzamiento del viento en el estrecho de Gibraltar. Universidad de Cádiz.
- Richez, C., 1994. Airborne synthetic aperture radar tracking of internal waves in the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.* [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(94\)90023-X](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90023-X)
- Roarty, H., Cook, T., Hazard, L., George, D., Harlan, J., Cosoli, S., Wyatt, L., Alvarez Fanjul, E., Terrill, E., Otero, M., Largier, J., Glenn, S., Ebuchi, N., Whitehouse, B., Bartlett, K., Mader, J., Rubio, A., Corgnati, L., Mantovani, C., Griffa, A., Reyes, E., Lorente, P., Flores-Vidal, X., Saavedra-Matta, K.J., Rogowski, P., Prukpitikul, S., Lee, S.-H., Lai, J.-W., Guerin, C.-A., Sanchez, J., Hansen, B., Grilli, S., 2019. The Global High Frequency Radar Network. *Front. Mar. Sci.* 6, 164. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00164>
- Roque, D., Parras-Berrocal, I., Bruno, M., Sánchez-Leal, R., Hernández-Molina, F.J., 2019. Seasonal variability of intermediate water masses in the Gulf of Cádiz: implications of the Antarctic and subarctic seesaw. *Ocean Sci.* 15, 1381–1397. <https://doi.org/10.5194/os-15-1381-2019>
- Rubín, J.P., Mafalda Jr, P., Sampaio de Souza, C., 2006. Efectos de los cambios interanuales en las masas de agua sobre la comunidad de larvas de peces en el estrecho de Gibraltar y la zona noroeste del mar de Alborán (frontera atlántico-mediterránea). *Boletín Inst. Español Oceanogr.* 22, 13–22.

- Ruiz-Cañavate, A., Rico, J., 1996. Hourly oceanographic and acoustic variations in the Strait of Gibraltar, and multibeam echosounder technology. *Int. Hydrogr. Rev.* LXXIII.
- Ruiz, J., Echevarría, F., Font, J., Ruiz, S., García, E., Blanco, J.M., Jiménez-Gómez, F., Prieto, L., González-Alaminos, A., García, C.M., Cipollini, P., Snaith, H., Bartuala, A., Reul, A., Rodríguez, V., 2001. Surface distribution of chlorophyll, particles and gelbstoff in the Atlantic jet of the Alborán Sea: from submesoscale to subinertial scales of variability. *J. Mar. Syst.* 29, 277–292. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00020-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00020-3)
- Ruiz, J., Macías, D., Rincón, M.M., Pascual, A., Catalán, I.A., Navarro, G., 2013. Recruiting at the Edge: Kinetic Energy Inhibits Anchovy Populations in the Western Mediterranean. *PLoS One* 8. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0055523>
- Rutledge, G.K., Alpert, J., Ebisuzaki, W., Rutledge, G.K., Alpert, J., Ebisuzaki, W., 2006. NOMADS: A Climate and Weather Model Archive at the National Oceanic and Atmospheric Administration. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 87, 327–342. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-3-327>
- Sala, I., Bolado-Penagos, M., Bartual, A., Bruno, M., García, C.M., López-Urrutia, A., González-García, C., Echevarría, F., 2020. A Lagrangian approach to the Atlantic Jet entering the Mediterranean Sea: Physical and biogeochemical characterization. *Submitt. to J. Mar. Syst.*
- Sala, I., Navarro, G., Bolado-Penagos, M., Echevarría, F., García, C., 2018. High-Chlorophyll-Area Assessment Based on Remote Sensing Observations: The Case Study of Cape Trafalgar. *Remote Sens.* 10, 165. <https://doi.org/10.3390/rs10020165>
- Sammartino, S., García-Lafuente, J., Naranjo, C., Sánchez-Garrido, J., Sánchez-Leal, R., Sánchez-Román, A., 2015. Ten years of marine current measurements in Espartel Sill, Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Ocean.* 120, 6309–6328. <https://doi.org/doi:10.1002/2014JC010674>
- Sammartino, S., Lafuente, J.G., Sánchez Garrido, J.C., De los Santos, F.J., Álvarez Fanjul, E., Naranjo, C., Bruno, M., Calero, C., 2014. A numerical model analysis of the tidal flows in the Bay of Algeciras, Strait of Gibraltar. *Cont. Shelf Res.* 72, 34–46. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.002>

- Sánchez-Garrido, J., Naranjo, C., Macías, D., García-Lafuente, J., Oguz, D., 2015. Modeling the impact of tidal flows on the biological productivity. *J. Geophys. Res.* 120, 2331–2349. <https://doi.org/10.1002/2014JC010632>
- Sánchez-Garrido, J.C., García-Lafuente, J., Criado-Aldeanueva, F., Baquerizo, A., Sannino, G., 2008. Time-spatial variability observed in velocity of propagation of the internal bore in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Ocean.* 113, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2007JC004624>
- Sánchez-Garrido, J.C., García-Lafuente, J., Sammartino, S., Naranjo, C., Santos, F.J.D.L., Álvarez, E., 2014. Meteorologically-driven circulation and flushing times of the Bay of Algeciras, Strait of Gibraltar. *Mar. Pollut. Bull.* 80, 97–106. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2014.01.036>
- Sánchez-Garrido, J.C., García Lafuente, J., Álvarez Fanjul, E., Sotillo, M.G., de los Santos, F.J., 2013. What does cause the collapse of the Western Alboran Gyre? Results of an operational ocean model. *Prog. Oceanogr.* 116, 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.07.002>
- Sánchez-Garrido, J.C., Sannino, G., Liberti, L., García Lafuente, J., Pratt, L., 2011. Numerical modeling of three-dimensional stratified tidal flow over Camarinal Sill, Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 116, C12026. <https://doi.org/10.1029/2011JC007093>
- Sánchez-Leal, R.F., Bellanco, M.J., Fernández-Salas, L.M., García-Lafuente, J., Gasser-Rubinat, M., González-Pola, C., Hernández-Molina, F.J., Pelegrí, J.L., Peliz, A., Relvas, P., Roque, D., Ruiz-Villarreal, M., Sammartino, S., Sánchez-Garrido, J.C., 2017. The Mediterranean Overflow in the Gulf of Cadiz: A rugged journey. *Sci. Adv.* 3, eaao0609. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aao0609>
- Sánchez-Román, A., Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Sánchez, J.C., 2008. Vertical structure of tidal currents over Espartel and Camarinal sills, Strait of Gibraltar. *J. Mar. Syst.* 74, 120–133. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.11.007>
- Sánchez-Román, A., García-Lafuente, J., Delgado, J., Sánchez-Garrido, J.C., Naranjo, C., 2012. Spatial and temporal variability of tidal flow in the Strait of Gibraltar. *J. Mar. Syst.* 98–99, 9–17. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.02.011>
- Sánchez-Román, A., Ruiz, S., Pascual, A., Mourre, B., Guinehut, S., 2017. On the

- mesoscale monitoring capability of Argo floats in the Mediterranean Sea. *Ocean Sci.* 13, 223–234. <https://doi.org/10.5194/os-13-223-2017>
- Sánchez-Román, A., Sannino, G., García-Lafuente, J., Carillo, A., Criado-Aldeanueva, F., 2009. Transport estimates at the western section of the Strait of Gibraltar: A combined experimental and numerical modeling study. *J. Geophys. Res. Ocean.* 114, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2008JC005023>
- Sánchez-Román, A.J., 2008. Intercambios a través del Estrecho de Gibraltar y su respuesta a forzamientos de distintas escalas temporales. Tesis Dr. Universidad de Málaga.
- Sangrà, P., Basterretxea, G., Pelegrí, J.L., Arístegui, J., 2001. Chlorophyll increase due to internal waves on the shelf break of Gran Canaria (Canary Islands)* 65, 89–97.
- Sannino, G., 2007. The role of the interfacial layer in exchange and hydraulics in the Strait of Gibraltar: a 3D numerical modeling study. *Università degli Studi di Napoli Federico II*.
- Sannino, G., Bargagli, A., Artale, V., 2004. Numerical modeling of the semidiurnal tidal exchange through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. C Ocean.* 109, 1–23. <https://doi.org/10.1029/2003JC002057>
- Sannino, G., Carillo, A., Artale, V., 2007. Three-layer view of transports and hydraulics in the Strait of Gibraltar: A three-dimensional model study. *J. Geophys. Res. Ocean.* 112, 1–20. <https://doi.org/10.1029/2006JC003717>
- Sarhan, T., García-Lafuente, J., Vargas, M., Vargas, J.M., Plaza, F., 2000. Upwelling mechanisms in the northwestern Alboran Sea. *J. Mar. Syst.* 23, 317–331. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00068-8](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00068-8)
- Schott, G., 1915. Die Gewasser des Mittelmeeres. *Ann. der Hydrogr. und Marit. Meteorol.* 43, 63–79.
- Schroeder, K., Chiggiato, J., Bryden, H.L., Borghini, M., Ben Ismail, S., 2016. Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea. *Sci. Rep.* 6, 1–7. <https://doi.org/10.1038/srep23009>
- Schroeder, K., Josey, S.A., Herrmann, M., Grignon, L., Gasparini, G.P., Bryden, H.L., 2010. Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: Atmospheric forcings and lateral advection. *J. Geophys. Res.*

- 115, C08029. <https://doi.org/10.1029/2009JC005749>
- Skirris, N., Beckers, J.-M., 2009. Modelling the Gibraltar Strait/Western Alboran Sea ecohydrodynamics. *Ocean Dyn.* 59, 489–508. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0185-6>
- Skirris, N., Marsh, R., Josey, S.A., Good, S.A., Liu, C., Allan, R.P., 2014. Salinity changes in the World Ocean since 1950 in relation to changing surface freshwater fluxes. *Clim. Dyn.* 43, 709–736. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2131-7>
- Solé, J., Ruiz, S., Pascual, A., Somot, S., Tintoré, J., 2012. Ocean color response to wind forcing in the Alboran Sea: A new forecasting method. *J. Mar. Syst.* 98–99, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.02.007>
- Soto-Navarro, J., Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Sánchez-Román, A., 2010. Estimation of the Atlantic inflow through the Strait of Gibraltar from climatological and in situ data. *J. Geophys. Res.* 115, C10023. <https://doi.org/10.1029/2010JC006302>
- Soto-Navarro, J., Lorente, P., Álvarez-Fanjul, E., Sánchez-Garrido, J.C., García-Lafuente, J., 2016. Surface circulation at the Strait of Gibraltar: A combined HF radar and high resolution model study. *J. Geophys. Res. Ocean.* 121, 2016–2034. <https://doi.org/10.1002/2016JC012335>
- Speich, S., Madec, G., Crépon, M., 1996. A Strait Outflow Circulation Process Study: The Case of the Alboran Sea. *J. Phys. Oceanogr.* [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026<0320:ASOCPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0320:ASOCPS>2.0.CO;2)
- Stanichny, S., Tigny, V., Stanichnaya, R., Djenidi, S., 2005. Wind driven upwelling along the African coast of the Strait of Gibraltar. *Geophys. Res. Lett.* 32, 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021760>
- Stommel, H., Farmer, H.G., 1937. Control of salinity in an estuary by a transition. *J. Mar. Res.* 12, 13–20.
- Su, Z., Wang, J., Klein, P., Thompson, A.F., Menemenlis, D., 2018. Ocean submesoscales as a key component of the global heat budget. *Nat. Commun.* 9, 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-02983-w>
- Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., Fleming, R.H., 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice Hall, New York.

- Thomas, L.N., Tandon, A., Mahadevan, A., 2008. Submesoscale processes and dynamics. *Geophys. Monogr. Ser.* 177, 17–38. <https://doi.org/10.1029/177GM04>
- Tintoré, J., Gomis, D., Alonso, S., Parrilla, G., 1991. Mesoscale Dynamics and Vertical Motion in the Alborán Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 811–823. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0811:mdavmi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0811:mdavmi>2.0.co;2)
- Tintoré, J., La Violette, P.E., Blade, I., Cruzado, A., 1988. A Study of an Intense Density Front in the Eastern Alboran Sea: The Almeria–Oran Front. *J. Phys.* 18, 1384–1397. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018<1384:ASOAIID>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1384:ASOAIID>2.0.CO;2)
- Tomczak, M., Large, D.G., 1989. Multiparameter Analysis of Mixing in the Thermocline of the Eastern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 94, 16.141–16.149.
- Toulany, B., Garrett, C., 1984. Geostrophic Control of Fluctuating Barotropic Flow through Straits. *J. Phys. Oceanogr.* 14, 649–655. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<0649:gcofbf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0649:gcofbf>2.0.co;2)
- Tsimplis, M.N., 2000. Vertical structure of tidal currents over the Camarinal Sill at the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 105, 709–719.
- Tsimplis, M.N., Bryden, H.L., 2000. Estimation of the transports through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Res. Part I* 47, 2219–2242.
- Van Haren, H., Laurent, L.S., Marshall, D., 2004. Small and mesoscale processes and their impact on the large scale: An introduction. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 51, 2883–2887. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.09.010>
- Vargas-Yáñez, M., Plaza, F., García-Lafuente, J., Sarhan, T., Vargas, J.M., Vélez-Belchi, P., 2002a. About the seasonal variability of the Alboran Sea circulation. *J. Mar. Syst.* 35, 229–248. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00128-8](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00128-8)
- Vargas-Yáñez, M., Ramírez, T., Cortés, D., Sebastián, M., Plaza, F., 2002b. Warming trends in the continental shelf of Málaga Bay (ALBORÁN SEA). *Geophys. Res. Lett.* 29, 39-1-39–4. <https://doi.org/10.1029/2002gl015306>
- Vargas-Yáñez, M., Sarhan, T., Plaza, F., Rubín, J.P., García-Martínez, M.C., 2002c. The influence of tide-topography interaction on low-frequency heat and nutrient fluxes. Application to Cape Trafalgar. *Cont. Shelf Res.* 22, 115–139. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00063-2](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00063-2)

- Vargas, J.M., García-Lafuente, J., Candela, J., Sánchez, A.J., 2006. Fortnightly and monthly variability of the exchange through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.* 70, 466–485. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.07.001>
- Vargas, M., Sarhan, T., Lafuente, J.G., Cano, N., 1999. An advection-diffusion model to explain thermal surface anomalies off Cape Trafalgar. *Bol. Inst. Español Oceanogr.* 15, 91–99.
- Vazquez-Cuervo, J., Font, J., Martinez-Benjamin, J.J., 1996. Observations on the Circulation in the Alboran Sea Using ERS1 Altimetry and Sea Surface Temperature Data. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 1426–1439.
- Vázquez, A., Bruno, M., Izquierdo, A., Macías, D., Ruiz-Cañavate, A., 2008. Meteorologically forced subinertial flows and internal wave generation at the main sill of the Strait of Gibraltar. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 55, 1277–1283. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.05.008>
- Vázquez, A., Flecha, S., Bruno, M., Macías, D., Navarro, G., 2009. Internal waves and short-scale distribution patterns of chlorophyll in the Strait of Gibraltar and Alborán Sea. *Geophys. Res. Lett.* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL040959>
- Vázquez, A., Stashchuk, N., Vlasenko, V., Bruno, M., Izquierdo, A., Gallacher, P.C., 2006. Evidence of multimodal structure of the baroclinic tide in the Strait of Gibraltar. *Geophys. Res. Lett.* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL026806>
- Vélez-Belchí, P., Vargas-Yáñez, M., Tintoré, J., 2005. Observation of a western Alborán gyre migration event. *Prog. Oceanogr.* 66, 190–210. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.09.006>
- Villamaña, M., Mouriño-Carballido, B., Marañón, E., Cermeño, P., Chouciño, P., da Silva, J.C.B., Díaz, P.A., Fernández-Castro, B., Gilcoto, M., Graña, R., Latasa, M., Magalhaes, J.M., Luis Otero-Ferrer, J., Reguera, B., Scharek, R., 2017. Role of internal waves on mixing, nutrient supply and phytoplankton community structure during spring and neap tides in the upwelling ecosystem of Ría de Vigo (NW Iberian Peninsula). *Limnol. Oceanogr.* 62, 1014–1030. <https://doi.org/10.1002/lno.10482>
- Viúdez, A., 1997. An explanation for the curvature of the Atlantic Jet past the Strait of Gibraltar. *J. Phys. Oceanogr.* 27, 1804–1810. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1804:AEFTCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1804:AEFTCO>2.0.CO;2)

- Viúdez, A., Pinot, J.M., Haney, R.L., 1998. On the upper layer circulation in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res. Ocean.* 103, 21653–21666. <https://doi.org/10.1029/98JC01082>
- Viúdez, Á., Tintoré, J., Haney, R.L., Viúdez, Á., Tintoré, J., Haney, R.L., 1996. Circulation in the Alboran Sea as Determined by Quasi-Synoptic Hydrographic Observations. Part I: Three-Dimensional Structure of the Two Anticyclonic Gyres. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 684–705.
- Vlasenko, V., Sanchez Garrido, J.C., Stashchuk, N., Garcia Lafuente, J., Losada, M., 2009. Three-Dimensional Evolution of Large-Amplitude Internal Waves in the Strait of Gibraltar. *J. Phys. Oceanogr.* 39, 2230–2246. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4007.1>
- Vlasenko, V., Stashchuk, N., Hutter, K., 2005. *Baroclinic Tides*. Cambridge University Press, New York.
- Wesson, J.C., Gregg, M.C., 1994. Mixing at Camarinal Sill in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 99, 9847. <https://doi.org/10.1029/94JC00256>
- Woodworth, P.L., Player, R., 2013. The Permanent Service for Mean Sea Level: An Update to the 21st Century. *J. Coast. Res.* 19, 287–295. <https://doi.org/10.2307/4299170>
- Wooster, W., Bakun, A., McLain, D., 1976. Seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.* 34, 131–141.
- Wunsch, C., Ferrari, R., 2004. Vertical Mixing, Energy, and the General Circulation of the Oceans. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 36, 281–314. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121>
- Wyatt, L.R., 2018. A comparison of scatterometer and HF radar wind direction measurements. *J. Oper. Oceanogr.* 11, 54–63. <https://doi.org/10.1080/1755876X.2018.1443625>
- Ziegenbein, J., 1969. Short internal waves in the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 16, 479–487. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(69\)90036-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(69)90036-9)

ANEXO

CURRÍCULUM VITAE

FORMACIÓN ACADÉMICA

PROGRAMA DE DOCTORADO 2015 – 2020	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Programa de Doctorado: Ciencias y Tecnologías Marinas
MÁSTER PROFESORADO ED. SECUNDARIA 2018 – 2019	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Especialidad Física y Química Tesis de máster: <i>Tratamiento del experimento de Rutherford en libros de texto de bachillerato</i> . Calificación: Sobresaliente Disponible en: http://hdl.handle.net/10498/21171
MÁSTER EN OCEANOGRAFÍA 2011 – 2012	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Tesis de máster: <i>Validación de datos altimétricos en la Bahía de Algeciras y Estrecho de Gibraltar</i> . Calificación: Sobresaliente Disponible en: http://hdl.handle.net/10498/20834
LIC. CIENCIAS DEL MAR 2005 - 2010	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Orientación: <i>Oceanografía física</i>

EXPERIENCIA PROFESIONAL

INVESTIGADOR LICENCIADO 06/2019-actualidad	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Proyecto OCASO Observatorio Costero Ambiental del Sur-Oeste Programa de Cooperación Interreg V A ESPAÑA-PORTUGAL (POCTEP) 2014-2020. 0223_OCASO_5_E
CONTRATO PREDOCTORAL 04/2015 – 04/2019	MINISTERIO DE ECONOMÍA Y COMPETITIVIDAD UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Procesos de Mesoescala y submesoescala en el Estrecho de Gibraltar: Conexión Trafalgar - Alborán (MEGAN) CTM2013-49048-C2-2-R
TÉCNICO DE MEDIO AMBIENTE 11/2014 – 04/2015	AYUNTAMIENTO DE SAN FERNANDO - CÁDIZ Sostenibilidad ambiental - Área de Medio Ambiente Concienciación ciudadana, educación ambiental. Identificación y eliminación de Especies Exóticas Invasoras en el
INVESTIGACIÓN MARINA 10/2013 – 01/2014	UNIVERSIDAD DE MADEIRA – CIIMAR MADEIRA Generación y propagación de meddies en el Estrecho de Gibraltar y posterior propagación en el Océano Atlántico. Análisis de resultados a partir de programas computacionales: MatLab, ncview, NCO. Discusión principales resultados
INVESTIGACIÓN MARINA 07/2013 – 10/2013	CIIMAR MADEIRA – BECA LEONARDO Generación y propagación de meddies en el Estrecho de Gibraltar y posterior propagación en el Océano Atlántico. Análisis de resultados a partir de programas computacionales

ESTANCIAS BREVES DE INVESTIGACIÓN

NIOZ TEXEL (Holanda) 08/2018–11/2018	MINISTERIO DE ECONOMÍA Y COMPETITIVIDAD Concesión Estancia Breve de Investigación 2017 (90 días) Estudio de ondas internas en el noroeste del Mar de Alborán
C.I.C.E.S.E ENSENADA (México) 05/2017–08/2017	MINISTERIO DE ECONOMÍA Y COMPETITIVIDAD Concesión Estancia Breve de Investigación 2016 (90 días) Procesado, tratamiento e interpretación de series temporales de variables oceanográficas adquiridas in-situ a partir de fondeos
CIIMAR MADEIRA FUNCHAL 08/2016–12/2016	MINISTERIO DE ECONOMÍA Y COMPETITIVIDAD Concesión Estancia Breve de Investigación 2015 (120 días) Procesado e interpretación medidas perfilador microturbulencia VMP - 250

CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS

PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 12/2018	INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA Campaña Oceanográfica STOCA 201812 Series temporales golfo de Cádiz. Manejo LADCP y Seabird 9+
PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 04/2018	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Campaña Oceanográfica B.O. UCADIZ - MIOUCA-2018 Coordinadora alumnos de Máster en Oceanografía Manejo e interpretación datos CTD
PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 06/2016	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Campaña Oceanográfica B.I.O Hespérides - ZEEE-2016 Coordinadora alumnos de Máster en Oceanografía Perfilador de corrientes, XBT, Ecosonda biológica EK60, toma de muestras continuo
PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 11/2015	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Campaña Oceanográfica N.R.V Alliance – ALOMEX'15 Perfilador de corrientes, muestras de agua roseta oceanográfica
PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 09/2015 – 10/2015	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Campaña Oceanográfica B.O Sarmiento de Gamboa - MEGAN Personal equipo Oceanografía Física Perfilador de corrientes ADCP 75 kHz, Ecosonda biológica EK60, toma de muestras continuo, lanzamiento boyas lagrangianas
PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 06/2015	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Campaña Oceanográfica B.I.O Hespérides - ZEEE-2015 Coordinadora alumnos de Máster en Oceanografía Perfilador de corrientes, XBT, Ecosonda biológica EK60, toma de muestras continuo

PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 06/2012 – 07/2012	INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA Campaña Oceanográfica B.I.O Hespérides - ZEEE-2012 Adquisición datos sísmica de alta resolución sonda paramétrica TOPAS, sonda Multihaz EM-120 Simrad, magnetómetro marino y gravímetro
PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 05/2012 – 06/2012	INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA Campaña Oceanográfica B.I.O Hespérides - AMULEY Ampliación de la Plataforma Continental. Adquisición datos sísmica de alta resolución sonda paramétrica TOPAS, sonda Multihaz EM-120 Simrad, magnetómetro marino y gravímetro.
PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 10/2011	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Campaña Oceanográfica B.O Malaspina Toma de datos Alborán. CTD, XBT, fondeado y seguimiento de boyas
PERSONAL DE INVESTIGACIÓN 09/2011	UNIVERSIDAD DE CÁDIZ Campaña Oceanográfica B.I.O Hespérides - ZEEE-2011 Muestras de agua, clorofila y perfiles de velocidad

CURSOS

- ☆ **RODIN. REPOSITORIO INSTITUCIONAL DE LA UCA Y RECURSOS DE INFORMACIÓN OPEN ACCESS.** 15 horas. Curso de Formación en línea para el Personal de Investigación de la Universidad de Cádiz. Puerto Real, 2020
- ☆ **OCEANOGRAFÍA Y PROGRAMACIÓN ORIENTADA A OBJETOS CON PYTHON.** 20 horas. Comisión Académica del Programa de Ciencias y tecnologías Marinas de la Universidad de Cádiz. Puerto Real, 2019
- ☆ **OCEAN TRAINING COURSE 2017 - ESA.** 35 horas. 5th ESA advanced training on ocean remote sensing and synergy. Oporto (Portugal), 2017
- ☆ **DATA ANALYSIS METHODS IN OCEANOGRAPHY.** 20 horas. II UCA International Summer School. Cádiz. Fechas: 07/09/2015 – 11/09/2015
- ☆ **MECANISMOS PARA FINANCIAR LA I+D+i.** 10 horas. Escuela de doctorado de la Universidad de Cádiz (EDUCA). Fechas: 02/02/2015 – 01/04/2015
- ☆ **INICIACIÓN A LOS ESTUDIO DE DOCTORADO.** 25 horas. Escuela de doctorado de la Universidad de Cádiz (EDUCA). Fechas: 08/01/2015 – 30/10/2015

CURSOS DE INNOVACIÓN DOCENTE

- ☆ **TU PERFIL DE AUTOR EN ORCID.** 2 horas. Universidad de Cádiz. Fecha: 24/01/2018
- ☆ **ESTADÍSTICA PARA INVESTIGADORES. NIVEL I.** 25 horas. Universidad de Cádiz. Fechas: 03/11/2016 – 28/11/2016
- ☆ **CREACIÓN Y PUBLICACIÓN DE PRESENTACIONES.** 6 horas. Universidad de Cádiz. Fechas: 02/03/2016 – 09/03/2016
- ☆ **ÍNDICES DE CITAS Y FACTOR DE IMPACTO E INDICIOS DE CALIDAD EN PUBLICACIONES ACADÉMICAS.** 4 horas. Universidad de Cádiz. Fecha: 21/10/2015.
- ☆ **WRITING IN ENGLISH FOR PUBLICATION.** 8 horas. Universidad de Cádiz. Fechas: 19/06/2015 – 26/06/2015.

PARTICIPACIÓN EN PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN

REFERENCIA DEL PROYECTO: 2017-041 / PE / POCTEP-2014/2020-1 / PR

TÍTULO: Observatorio Costero Ambiental del Suroeste (OCASO)

CONVOCATORIA: POCTEP-2014/2020

FECHA INICIO: 14/06/2017

FECHA FIN: 31/12/2020

IMPORTE: 262.386,78 €

REFERENCIA DEL PROYECTO: CTM2013-49048-C2-1-R

TÍTULO: Procesos de mesoescala y submesoescala en el estrecho de Gibraltar: la conexión Trafalgar-Alborán

CONVOCATORIA: 2013-042 / PN / PE-RETOS / PR

FECHA INICIO: 01/01/2014

FECHA FIN: 31/12/2017

IMPORTE: 162.140,00 €

CONTRIBUCIONES A CONGRESOS

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Sirviente S., Sala I., Vázquez, A. y M. Bruno.

TÍTULO: Dynamic of the north-western Alboran Sea upwelling from local and remote observations

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: ISMS 2020

LUGAR CELEBRACIÓN: Barcelona (virtual)

FECHA: Julio de 2020

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Sala I., Vázquez, A. y M. Bruno.

TÍTULO: Study of submesoscale processes in Cape Trafalgar

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: II Congreso Jóvenes Investigadores del Mar

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-09-13664-3

LUGAR CELEBRACIÓN: Málaga - España

FECHA: Octubre de 2019

AUTORES: Sirviente, S., **Bolado-Penagos M.**, y M. Bruno.

TÍTULO: Circulation patterns on the continental shelf of the Gulf of Cadiz from measures of HF coastal radars

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: II Congreso Jóvenes Investigadores del Mar

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-09-13664-3

LUGAR CELEBRACIÓN: Málaga - España

FECHA: Octubre de 2019

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Sala I., Gomiz-Pascual J., Navarro G., Vázquez, A. y M. Bruno.

TÍTULO: Estudio de patrones de circulación en el estrecho de Gibraltar a partir de boyas lagrangianas.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: I Congreso Jóvenes Investigadores del Mar

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-09-05170-0

LUGAR CELEBRACIÓN: Cádiz - España

FECHA: Octubre de 2018

AUTORES: Sala I., **Bolado-Penagos M.**, Navarro G., Vallina S.M., Sánchez-Garrido J.C., García C.M. y F. Echevarría.

TÍTULO: Análisis de la dinámica de la singularidad del cabo Trafalgar mediante imágenes de satélite y modelos numéricos.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: I Congreso Jóvenes Investigadores del Mar

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-09-05170-0

LUGAR CELEBRACIÓN: Cádiz - España

FECHA: Octubre de 2018

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Gomiz-Pascual J., González C.J., Sala I., Arruda R., Caldeira, R.M.A., Vázquez, A. y M. Bruno.

TÍTULO: Submesoscale transport patterns along the eastern Strait of Gibraltar coastal margin.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: ISMS – EOF 2018

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-8158-789-0

LUGAR CELEBRACIÓN: Vigo - España

FECHA: Junio de 2018

AUTORES: Gomiz-Pascual J., González C.J., **Bolado-Penagos M.**, Vázquez A., Navarro G., Salinas R. y M. Bruno.

TÍTULO: Analysis of the behaviour of the Guadalquivir river discharges in the coastal strip of the Gulf of Cadiz and its implications in the Alboran Sea.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: ISMS – EOF 2018

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-8158-789-0

LUGAR CELEBRACIÓN: Vigo - España

FECHA: Junio de 2018

AUTORES: Sala I., **Bolado-Penagos M.**, Vallina S.M., Navarro G., Echevarría F., García C.M. y J.C. Sánchez-Garrido.

TÍTULO: Modelling exercise supports the importance of tides in the high productivity area of Cape Trafalgar (SW Iberian Peninsula).

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: ISMS 2018

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-8158-788-3

LUGAR CELEBRACIÓN: Vigo - España

FECHA: Junio de 2018

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Gomiz-Pascual J., González C.J., Fernández-Puga M.C., Mañanes R. y M. Bruno.

TÍTULO: Assessment of transferring Earth Sciences disciplines in order to merge knowledge.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación virtual

CONGRESO: INTED 2018

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-697-9480-7

doi: 10.21125/inted.2018.2224

LUGAR CELEBRACIÓN: Valencia - España

FECHA: Marzo de 2018

AUTORES: Gomiz-Pascual J., **Bolado-Penagos M.**, González C.J., Mañanes R. y M. Catalán.

TÍTULO: ZEEE: a seagoing expedition carries on different Spanish institutions and universities in collaboration with the Spanish Navy.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación virtual

CONGRESO: INTED 2018

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-697-9480-7

doi: 10.21125/inted.2018.2134

LUGAR CELEBRACIÓN: Valencia – España

FECHA: Marzo de 2018

AUTORES: González C.J., **Bolado-Penagos M.**, Gomiz-Pascual J., Mañanes R., Álvarez O., Izquierdo A. y M. Bruno.

TÍTULO: SciLLa: a Scientific/Learning Lagrangian model for teaching transport and contamination processes in Marina Sciences, Oceanography and Coastal Management Degrees at the University of Cádiz (Spain).

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación virtual

CONGRESO: INTED 2018

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-697-9480-7

doi: 10.21125/inted.2018.2031

LUGAR CELEBRACIÓN: Valencia - España

FECHA: Marzo de 2018

AUTORES: Moreno-Andrés J., **Bolado-Penagos M.** y F. López.

TÍTULO: Integrated Water Management in the Andean region of Ecuador: from research to education.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación virtual

CONGRESO: INTED 2018

PUBLICACIÓN: ISBN: 978-84-697-9480-7

doi: 10.21125/inted.2018.2228

LUGAR CELEBRACIÓN: Valencia – España

FECHA: Marzo de 2018

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Gomiz-Pascual J., Vázquez A., Bruno M., Arruda R., Calil P. y R.M. Caldeira.

TÍTULO: Microstructure turbulence profiles at the Gibraltar Strait.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación póster

CONGRESO: 49th International Liège Colloquium on Ocean on Ocean Dynamics

PUBLICACIÓN: DOI: 10.13140/RG.2.2.11263.00166

LUGAR CELEBRACIÓN: Liège - Bélgica

FECHA: Mayo de 2017

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Gomiz-Pascual J., Sala I., Vázquez A. y M. Bruno.

TÍTULO: Registro de procesos de afloramiento en el borde costero del Umbral de Camarinal.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación póster

CONGRESO: IV Encuentro de Oceanografía Física Española

PUBLICACIÓN: Libro de resúmenes – ISBN: 978-84-16724-17-8

LUGAR CELEBRACIÓN: Alicante - España

FECHA: Julio de 2016

AUTORES: Gomiz-Pascual J., **Bolado-Penagos M.**, Vázquez A., Bruno M., Pérez-Cayeiro M.L., Chica J.A., González C.J., Mañanes R., Gómez-Enri J., Navarro G. y A. Caballero.

TÍTULO: Development of a new methodology to try to qualitatively evaluate the physic-chemistry and socio-economical consequences due to climate change on the mouth of the Guadalquivir estuary.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación póster.

CONGRESO: V Simposio Internacional de Ciencias del Mar

PUBLICACIÓN: Libro de resúmenes – ISBN: 978-84-166724-16-1

LUGAR CELEBRACIÓN: Alicante - España

FECHA: Julio de 2016

AUTORES: Sala I., Navarro G., **Bolado-Penagos M.**, Echevarría F. y C.M. García

TÍTULO: The influence of tidal spring-neap cycle in the distribution of chlorophyll-a in the Strait of Gibraltar region.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: V Simposio Internacional de Ciencias del Mar

PUBLICACIÓN: Libro de resúmenes - ISBN: 978-84-166724-16-1

LUGAR CELEBRACIÓN: Alicante - España

FECHA: Julio de 2016

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Gomiz-Pascual J., Reyes-Reyes M.M., Vázquez A., Navarro G. y M. Bruno

TÍTULO: A methodology to assess the role of the river discharges to the Gulf of Cádiz on the nutrient supply to the Alborán Sea.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación oral

CONGRESO: SWAT CONFERENCE 2015

PUBLICACIÓN: Libro de resúmenes

LUGAR CELEBRACIÓN: Pula - Cerdeña

FECHA: Junio de 2015

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Gómez-Enri J. y B. Tejedor.
TÍTULO: Validación de datos altimétricos en la Bahía de Algeciras y Estrecho de Gibraltar.
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación póster
CONGRESO: III Simposio Internacional de Ciencias del Mar 2012
PUBLICACIÓN: Libro de resúmenes
LUGAR CELEBRACIÓN: Cádiz FECHA: Enero de 2012

AUTORES: González D., Dastis C., Alcázar P., Barrio A., **Bolado-Penagos M.**, Burgos M., Pineda J.M., Puyana I., Forja J. y M. Bruno.
TÍTULO: Variabilidad de las características de las aguas oceánicas superficiales del océano atlántico en el sector oeste – suroeste de las Islas Canarias ZEE 2011.
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación póster
CONGRESO: III Simposio Internacional de Ciencias del Mar 2012
PUBLICACIÓN: Libro de resúmenes
LUGAR CELEBRACIÓN: Cádiz FECHA: Enero de 2012

PUBLICACIONES CIENTÍFICAS

☆ Publicadas

AUTORES: Bartual A., Hernanz-Torrijos M., Sala I., Ortega, M. J., González-García C., **Bolado-Penagos M.**, López-Urrutia A., Romero-Martínez L., Lubián L. M., Bruno M., Echevarría F. and C. M. García
TÍTULO: Types and Distribution of Bioactive Polyunsaturated Aldehydes in a Gradient from Mesotrophic to Oligotrophic Waters in the Alborán Sea (Western Mediterranean).
REVISTA: Marine Drugs
PUBLICACIÓN: 2020, 18, 159
DOI: 10.3390/md18030159

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, González C. J., Chioua J., Sala I., Gomiz-Pascual J.J., Vázquez A. and M. Bruno
TÍTULO: Submesoscale processes in the coastal margins of the Strait of Gibraltar. The Trafalgar – Alboran connection
REVISTA: Progress in Oceanography
PUBLICACIÓN: 2020, 118, 102219
DOI: 10.1016/j.pocean.2019.102219

AUTORES: Navarro G., Vicent J., Caballero I., Gómez-Enri J., Morris E.P., Sabater N., Macías D., **Bolado-Penagos M.**, Gomiz-Pascual J.J., Bruno M., Caldeira R.M. and A. Vázquez
TÍTULO: Improving the analysis of biogeochemical patterns associated with internal waves in the strait of Gibraltar using remote sensing images
REVISTA: Estuarine, Coastal and Shelf Science
PUBLICACIÓN: 2018, 204, 1-13
DOI: 10.1016/j.ecss.2018.02.009

AUTORES: Sala I., Navarro G., **Bolado-Penagos M.**, Echevarría F. and C.M. García
TÍTULO: High productivity area assessment based on ocean color image: the case study of Cape Trafalgar
REVISTA: Remote Sensing
PUBLICACIÓN: 2018, 10(2), 165
DOI: 10.3390/rs10020165

AUTORES: Gomiz-Pascual J.J, **Bolado-Penagos M.** and A. Vázquez
TÍTULO: Soil and Water Assessment Tool. SWAT catchment model to assess Guadalquivir River Management
REVISTA: Sea and Technology
PUBLICACIÓN: 0316 – 19-21

☆ En revisión y/o en preparación

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Sala I., Gomiz-Pascual J.J., González D., Romero-Cózar J., Reyes J., Vázquez A. and M. Bruno
TÍTULO: Revising the effects of local and remote atmospheric forcing on the Atlantic Jet and Western Alboran Gyre dynamics
REVISTA: *Journal of Geophysical Research: Oceans*
ESTADO: *Under review*

AUTORES: **Bolado-Penagos M.**, Gomiz-Pascual J.J., Sala I., Vázquez A., Bruno M. and H. van Haren
TÍTULO: Monitoring the presence of internal solitons over the continental slope of the northwestern Alboran Sea
REVISTA: *Progress in Oceanography*
ESTADO: *Under review*

AUTORES: Romero-Cózar J., Chioua J., **Bolado-Penagos M.**, Reyes J., Gomiz-Pascual J.J., Vázquez A. and M. Bruno
TÍTULO: Tidally-induced submesoscale features in the Atlantic Jet and Western Alboran Gyre. A study based on HF Radar and satellite images
REVISTA: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*
ESTADO: *Under review*

AUTORES: Sala I., **Bolado-Penagos M.**, Bartual A., Bruno M., García C.M., López-Urrutia Á., González-García C. and F. Echevarría
TÍTULO: A Lagrangian approach to the Atlantic Jet entering the Mediterranean Sea: Physical and biogeochemical characterization
REVISTA: *Journal of Marine Systems*
ESTADO: *Under review*

LIBROS COMPLETOS Y CAPÍTULOS DE LIBRO

Moreno-Andrés J., **Bolado-Penagos M.**, Sánchez-García F., Jerez-Cepa I., Simón-Díaz M., Pérez-Miguel M., Garrido C. y J.I. González-Gordillo. Libro de resúmenes. I Congreso de Jóvenes Investigadores del Mar. Universidad de Cádiz, 2018. 510 pp. ISBN: 978-84-09-05170-0

Bolado-Penagos M. (2016). Corrientes marinas. Libro de Resúmenes. I Semana de la Ciencia. ACERCANDO EL MAR Y EL MEDIO AMBIENTE. Universidad de Cádiz, Cádiz. 38 pp. ISBN: 978-84-617-5713-8

ACTIVIDAD DOCENTE

☆ Docencia

CURSO: 2018 – 2019

ASIGNATURA: Geofísica y Tectónica

TITULACIÓN: Grado en Ciencias del Mar y doble grado en Ciencias del Mar y Ambientales.

ACTIVIDAD: Prácticas

CRÉDITOS: 3.76

CURSO: 2017 – 2018

ASIGNATURA: Geofísica y Tectónica

TITULACIÓN: Grado en Ciencias del Mar y doble grado en Ciencias del Mar y Ambientales.

ACTIVIDAD: Prácticas

CRÉDITOS: 3.76

ASIGNATURA: Evaluación de la Contaminación Ambiental

TITULACIÓN: Grado en Ciencias Ambientales y doble grado en Ciencias Ambientales y Ciencias del Mar.

ACTIVIDAD: Prácticas

CRÉDITOS: 2.00

ASIGNATURA: SIG y Teledetección

TITULACIÓN: Grado en Ciencias Ambientales y doble grado en Ciencias del Mar y Ambientales.

ACTIVIDAD: Prácticas

CRÉDITOS: 1.50

CURSO: 2016 – 2017

ASIGNATURA: Oceanografía Física Aplicada

TITULACIÓN: Grado en Ciencias del Mar y doble grado en Ciencias del Mar y Ambientales.

ACTIVIDAD: Prácticas

CRÉDITOS: 1.37

ASIGNATURA: Geofísica y Tectónica

TITULACIÓN: Grado en Ciencias del Mar y doble grado en Ciencias del Mar y Ambientales.

ACTIVIDAD: Prácticas

CRÉDITOS: 2.48

☆ Dirección de trabajos académicos

Distribución de metales en el estrecho de Gibraltar y mar de Alborán. Trabajo final de *Máster Interuniversitario de Oceanografía*. Alumna: María Andrea Orihuela García. En curso.

Patrones de circulación en la plataforma continental del golfo de Cádiz a partir de medidas de radares costeros HF. Trabajo final de *Máster Interuniversitario de Oceanografía*. Alumna: Sara Sirviente Alonso. Calificación: Sobresaliente.

Estudio de la variabilidad de las estructuras mesoscales del mar de Alborán. Trabajo final de doble *Grado de Ciencias del Mar y Ambientales*. Alumna: María Andrea Orihuela García. Calificación: Notable.

Peligros océano-meteorológicos en el cabo de Hornos para la navegación. Trabajo final de *Grado de Ciencias del Mar*. Alumno: Carlos Hita Suárez. Calificación: Notable.

ORGANIZACIÓN DE REUNIONES Y EVENTOS CIENTÍFICOS

- ☆ **MIEMBRO DEL COMITÉ ORGANIZADOR DEL I CONGRESO DE JÓVENES INVESTIGADORES DEL MAR.**

Secretaría del Congreso. Cádiz, 3 – 5 de octubre de 2018.

- ☆ **COLABORACIÓN EN LA ORGANIZACIÓN DEL III SIMPOSIO DE CIENCIAS DEL MAR Y XVI SEMINARIO IBÉRICO DE QUÍMICA MARINA.**

Cádiz, enero de 2012.

ACTIVIDADES DE DIVULGACIÓN CIENTÍFICA

- ☆ **PROGRAMA DE ENRIQUECIMIENTO EXTRACURRICULAR MENTORÍAS UNIVERSITARIAS PARA ALUMNOS CON ALTAS CAPACIDADES.** Organización e impartición del taller: “Introducción a la oceanografía física: el océano es un gran laboratorio natural”. 12 horas. Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Puerto Real. Febrero de 2018, 2019 y 2020.

- ☆ **ACERCANDO EL MAR Y EL MEDIO AMBIENTE.** Investigadora invitada. 5 horas. Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Puerto Real. Noviembre de 2016.

- ☆ **PROGRAMA CAMPUS CIENTÍFICO DE VERANO.** Investigador de la Universidad de Cádiz. Campus de Excelencia Internacional CEI-MAR. Universidad de Cádiz. Julio de 2016.

PROYECTOS DE DIVULGACIÓN CIENTÍFICA E INNOVACIÓN

REFERENCIA DEL PROYECTO: DIV2018-013 – Fomento de las redes de comunicación y divulgación de la ciencia e innovación

TÍTULO: #MiTesisEnPiMinutos

CARGO: MIEMBRO DEL PROYECTO

CONVOCATORIA: 2018-013 / PU / PP-DIVULG-UCCI / DI

FECHA INICIO: 01/03/2018

FECHA FIN: 05/10/2018

IMPORTE: 1.550,00 €

