



UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

**ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE CAMINOS,
CANALES Y PUERTOS**

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS Y TÉCNICAS DEL AGUA Y DEL MEDIO AMBIENTE
INSTITUTO DE HIDRÁULICA AMBIENTAL "IH CANTABRIA"

Másteres oficiales en Hidráulica Ambiental. Curso 2009-2011

**TESINA DE MÁSTER UNIVERSITARIO EN
INGENIERÍA DE COSTAS Y PUERTOS**

**PATRONES MEDIOS MENSUALES DE LA
CORRIENTE SUPERFICIAL OBTENIDOS A
PARTIR DE DATOS DE RADAR HF EN EL
SURESTE DEL GOLFO DE BIZKAIA**

PRESENTADA POR:

Lohitzune Solabarrieta Odriozola

CODIRIGIDA POR:

Raúl Medina Santamaría

Sonia Castanedo Bárcena

Anna Rubio Compañy

Almudena Fontán Gómez

Santander, febrero de 2011

RESUMEN

Diversos autores han estudiado las corrientes superficiales en el golfo de Bizkaia, describiendo patrones de circulación superficial y su variabilidad en la zona. Gran parte de estos estudios se han realizado mediante mediciones lagrangianas y puntuales (en el tiempo y/o en el espacio) y son especialmente escasos en la esquina SE del golfo de Bizkaia.

En diciembre 2008 se instalaron en el País Vasco dos antenas radar de Alta Frecuencia (HF), una en cabo Matxitxako (Bizkaia) y otra en cabo Higer (Gipuzkoa, en el límite con Francia), para completar el sistema de observación existente. Esta nueva tecnología permite medir las corrientes superficiales con una resolución temporal de una hora y espacial de 6 km, cubriendo una zona de hasta 10.000 km². Los datos que facilita el radar HF, permiten medir de forma rutinaria las corrientes en el SE del golfo de Bizkaia a excepción de fallos de medida ó transmisión de datos y son por lo tanto, una fuente incomparable de información para el estudio de la dinámica de la zona.

La disponibilidad de datos de alta resolución espacio-temporal y amplia cobertura espacial, ha permitido explorar en esta tesina los datos obtenidos durante 2009 con el fin de evaluar su calidad y describir los patrones de circulación superficial y su variabilidad a escala mensual. Los resultados obtenidos muestran la validez de las medidas radar HF y además confirman las conclusiones obtenidas en trabajos previos. Así, se ha observado la existencia de una señal superficial que se corresponde con la IPC (Iberian Poleward Current) y que discurre, durante los meses de invierno, hacia el este y norte en el talud cantábrico y francés, respectivamente. Se ha mostrado que la intensidad y persistencia de la circulación superficial sobre el talud cantábrico depende en gran medida del régimen de vientos predominante, de manera que durante el invierno se intensifica con el predominio de vientos del suroeste mientras que en verano la circulación se invierte, con vientos del noroeste y nordeste. De igual forma, se ha observado que el régimen estacional de vientos favorece eventos de afloramiento estival y hundimiento invernal en la costa francesa. Por último, se han observado patrones de circulación cerrados sobre la zona de Cap Bretón, tanto ciclónicos como anticiclónicos que requieren de un estudio más exhaustivo en el futuro.

Auritz eta Unairi

AGRADECIMIENTOS

La realización del Máster en ICP ni de esta Tesina no hubiera sido posible sin la ayuda y el apoyo de diversas personas y organismos. Por eso, les quiero agradecer a todas y cada una de ellas su apoyo y colaboración tanto en lo personal como en lo profesional.

Me gustaría agradecerle a Fernando Méndez la oportunidad que me dio para poder compatibilizar el trabajo con los estudios del máster. Y en general a todas las personas del departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente por entender el esfuerzo que me supuso esta compatibilización y ayudarme en todo momento. En especial, me gustaría agradecerle a Raúl Medina, por un lado el haberme transmitido su pasión por este mundo y por otro lado la confianza depositada en mí y a Sonia Castanedo su colaboración en la realización de esta tesina.

A Anna y Almudena: sólo tengo buenas palabras sobre vosotras; las dos sabéis perfectamente que esto hubiera sido imposible sin vuestra ayuda, paciencia, comprensión... Gracias por todo. Y Anna, te deseo lo mejor en la nueva faceta que has empezado como mamá y en la que seguro que triunfarás.

A Manuel: gracias por tu colaboración en el tratamiento de datos y por tus consejos sobre la publicación y presentación de este trabajo.

A Vicente Fernández. Gracias por tu paciencia en el tratamiento de los datos y en la búsqueda de aquellos que se nos han ido perdiendo en el camino

A MeteoGalicia (Oficina Meteorológica Regional de Galicia): por facilitarnos los datos horarios para calcular las gráficas de vientos utilizados durante esta tesina.

A la Fundación Centros Tectonológicos Iñaki Goenaga (FCT) por haberme dado la financiación necesaria para la realización de mi Tesis Doctoral (Estudio de las Corrientes Superficiales en el golfo de Bizkaia). A AZTI por haberme dado la oportunidad de realizar este trabajo en su centro de Pasaia y en especial a mis compañeros, con los que aunque sólo lleve 4 meses ya he compartido muchos buenos

momentos y espero seguir compartiéndolos. Gracias por estar ahí sobre todo en los momentos en los que esta nueva aventura genera pánico y vértigo.

A Unai: gracias por animarme y “empujarme” a realizar este Máster y seguir dándome todo tu apoyo, día tras día, para acabarlo con el mismo entusiasmo con el que lo empecé.

Y por último y no por ello menos importante a Auritz, al que aunque todavía no le he visto la carita, ya le siento dentro y me transmite una fuerza indescriptible día tras día. Espero tenerte pronto entre mis brazos.

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN.....	3
1.1.	ANTECEDENTES	3
1.2.	MOTIVACIÓN DEL ESTUDIO	4
2.	ESTADO DEL ARTE	5
2.1.	HIDROGRAFÍA Y CIRCULACIÓN OCEÁNICA EN LA ZONA DE ESTUDIO	7
2.1.1.	Circulación general en la llanura abisal.....	9
2.1.2.	Corriente de talud y <i>eddies</i>	9
2.1.3.	Corrientes de plataforma	11
2.1.4.	Afloramiento y hundimiento costero.....	13
2.1.5.	Particularidades de la esquina sureste del golfo de Bizkaia	15
2.2.	RADAR: DESCRIPCIÓN DE LA TECNOLOGÍA ACTUAL	20
2.2.1.	Descripción general.....	20
2.2.2.	Funcionamiento del sistema de HF radar	23
2.2.3.	Ejemplos en el mundo	26
2.3.	SÍNTESIS.....	29
3.	MÉTODOS Y DATOS.....	31
3.1.	DESCRIPCIÓN DEL SISTEMA DE HF RADAR DEL PAÍS VASCO Y PROYECTOS ASOCIADOS.....	31
3.1.1.	Descripción del sistema de HF radar del País Vasco	31
3.1.2.	Proyectos asociados.....	35
3.2.	INVENTARIO Y DESCRIPCIÓN DE DATOS DISPONIBLES	39
3.3.	MÉTODOS DE ANÁLISIS DE DATOS.....	40
4.	RESULTADOS	43
4.1.	VALIDACIÓN	43
4.1.1.	Validación de los datos con las boyas Matxitxako y Donostia	43
4.1.2.	Otros ejercicios de validación realizados	49
4.2.	ANÁLISIS DE DATOS	54
4.2.1.	Patrones medios mensuales de la corriente superficial	54
4.2.2.	Resumen de los patrones mensuales del año 2009	81
5.	CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN	85
6.	BIBLIOGRAFÍA.....	89
7.	LISTADO DE FIGURAS Y TABLAS	97
7.1.	FIGURAS	97
7.2.	TABLAS.....	102
	ANEXO I: FIGURAS DE LA VALIDACIÓN DE LOS DATOS RADAR HF.....	103

+

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

El presente trabajo se enmarca dentro del programa del Máster de Ingeniería de Costas y Puertos, impartido por IH Cantabria (Universidad de Cantabria). Se realiza durante el segundo curso, una vez adquiridos los conocimientos necesarios impartidos durante el primer curso.

Tal y como se puede leer en su página web, www.ihcantabria.com, los objetivos específicos de este máster son los siguientes:

- Transmitir un conocimiento profundo de los procesos dinámicos y ambientales de la zona costera que permitan al alumno tener acceso a diferentes ámbitos de trabajo en la misma.
- Dotar al alumno del conocimiento, metodologías, técnicas y herramientas necesarias para abordar problemas profesionales en la ingeniería de costas y portuaria, y para evaluar las consecuencias ambientales de cualquier tipo de actuación en la costa.
- Dotar al alumno de la formación necesaria para formar parte de equipos multidisciplinares que ejerzan su labor en la zona costera.
- Acercar a los estudiantes a los avances científicos y tecnológicos más recientes en el ámbito de la Ingeniería de Costas y Puertos.
- Dar una formación suficientemente amplia y sólida que sirva de base a una futura carrera investigadora.

Con base a estos objetivos, nace esta Tesina Fin de Máster: el estudio sobre los patrones medios mensuales de la corriente superficial en el SE del golfo de Bizkaia pretende ser el comienzo de la carrera investigadora (Doctorado) que he iniciado en AZTI-Tecnalia. La tesina está codirigida por Raúl Medina (IH Cantabria), Sonia Castanedo (IH Cantabria), Anna Rubio (AZTI) y Almudena Fontán (AZTI).

1.2. MOTIVACIÓN DEL ESTUDIO

Durante el verano de 2010, la Fundación Centros Tecnológicos Iñaki Goenaga ofreció una beca para realizar un Doctorado sobre la circulación oceánica superficial en el sureste del golfo de Bizkaia, en la Fundación AZTI, centro de Pasaia. Este estudio se llevará a cabo mediante los datos de radar HF del Gobierno Vasco.

Esta beca me fue concedida en octubre de 2010 y la presente tesina del Máster de Ingeniería de Costas y Puertos, se engloba dentro del doctorado citado.

La zona de estudio se sitúa entre los 43,5-45,5° N y 1-4° O en el SE del golfo de Bizkaia (figura 1) donde actualmente existe una falta de conocimiento de los patrones de circulación debido a que los registros de corrientes se han tomado de forma puntual.

En el año 2009, se instaló un sistema de radar de Alta Frecuencia en la costa del País Vasco. Esta nueva herramienta permitirá validar los patrones de circulación superficial definidos anteriormente para esta zona por diversos autores y/o definir unos patrones nuevos, generados a partir de estos datos radar.

Concretamente, para dar inicio a este programa de doctorado, en esta tesina se van a estudiar los patrones medios mensuales de las corrientes superficiales en el SE del golfo de Bizkaia, una vez validados los datos radar HF mediante otros instrumentos de medida existentes en la zona de estudio. Una vez obtenidos los patrones mensuales se compararán con los obtenidos por diversos autores en la zona.

2. ESTADO DEL ARTE

El golfo de Bizkaia (conocido en Francia como golfo de Gascoña), es una región del océano Atlántico norte, que baña la costa norte de España y la costa suroeste de Francia; constituye un mar de transición entre los mares fríos del norte y los templados del trópico y comprende la zona que va desde el cabo Fisterra (A Coruña, España), hasta la punta de Penmarc'h (Bretaña, Francia) (Figura 1). Tradicionalmente se ha considerado que el límite occidental es cabo Ortegal, en el NW de la península Ibérica, pero en esta tesina se sigue el criterio de algunos autores (p.e. Sánchez y Olaso, 2004) que amplían el límite occidental hasta el cabo Fisterra. El golfo de Bizkaia se encuentra entre 43 y 48° de latitud aproximadamente, tal y como se observa en la Figura 1, fue bautizado por los romanos en el siglo I a. c. como Cantabricus Oceanus (océano de los cántabros) y en otras citas clásicas más antiguas aparece con el nombre de Britannicus Oceanus y Gallicus Oceanus (Valdés y Lavín, 2002).

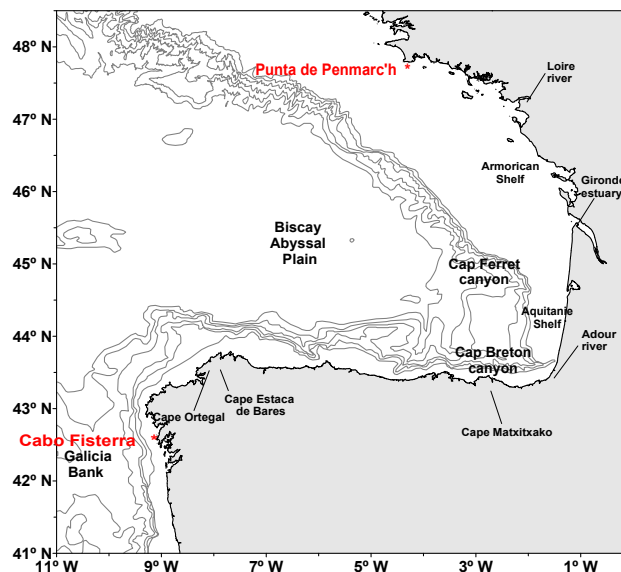


Figura 1: Mapa del golfo de Bizkaia.

Geografía

La característica más importante del golfo de Bizkaia es la fuerte discontinuidad en la orientación de la costa; oeste-este a lo largo de toda la costa española y norte-sur a lo largo de la costa francesa.

La plataforma continental de la costa española, denominada plataforma Cantábrica, con orientación E-O es estrecha y uniforme (30-40 km) mientras que la anchura de la plataforma francesa se amplía con la latitud. La plataforma francesa está dividida en la plataforma de Aquitania (50-150 km) con orientación N-S y la plataforma Armonicana (180 km), con orientación NW-SE. En el encuentro de las dos plataformas francesas está el Cañón de Cap Ferret, que está bordeado por el norte por la meseta de las Landas.

Ambas plataformas, tanto la francesa como la cantábrica, están indentadas por diversos cañones submarinos, entre los que cabe citar el cañón de Cap Bretón y el de Cap Ferret por ser los más grandes de la zona de estudio aunque también son importantes el de Llanes, Santander,...

La compleja batimetría de la región condiciona en buena parte la circulación general y las distribuciones ambientales y biológicas (e.g. Bardey *et al.*, 1999; Koutsikopoulos y Le Cann, 1996; Lavín *et al.*, 2006).

Meteorología

La circulación atmosférica en las latitudes medias del Atlántico norte en el oeste de Europa está gobernada por la existencia de dos centros principales de actividad: la zona anticiclónica bajo los 40° N centrada cerca de las Azores y el área de baja presión centrada sobre los 60° N cerca de Islandia. Entre estas dos áreas, los vientos predominantes son del oeste a suroeste, siendo más fuertes en invierno y más débiles y menos regulares en verano (OSPAR, 2000).

En la plataforma francesa, los vientos predominantes son del suroeste en otoño e invierno y provocan hundimiento, mientras que son del noroeste en primavera y verano y favorecen eventos de afloramiento. Sin embargo, los patrones anuales promedio revelan una gran variabilidad interanual, principalmente durante marzo y abril.

En el mar Cantábrico, los vientos predominantes son del suroeste en invierno y otoño y del noreste en primavera y verano, cuando provocan afloramientos. Tal y como se muestra en la Figura 2, la media mensual de la componente norte-sur de los vientos calculado en términos de transporte de Ekman, a 43° N y 11° O (suroeste del golfo de

Bizkaia) para el periodo entre 1967 y 2002 presenta una componente del sur desde octubre a marzo y una componente del norte desde abril hasta septiembre (Lavín *et al.*, 2006).

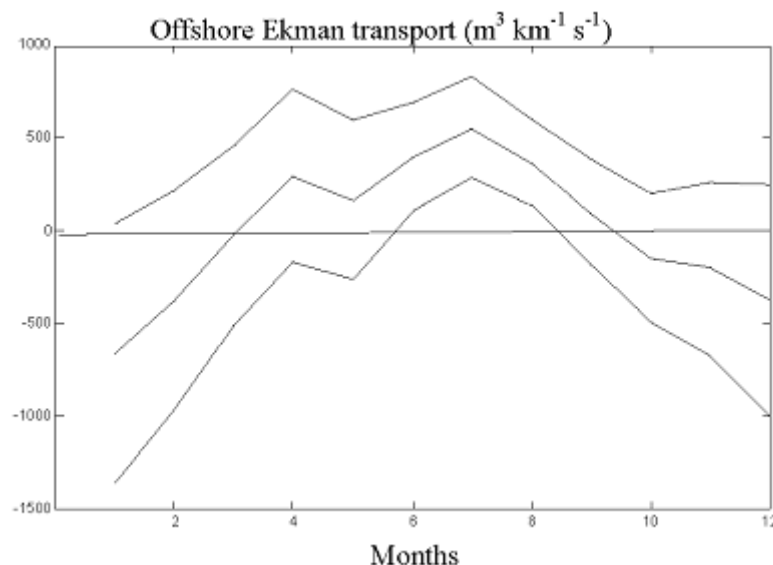


Figura 2: Media mensual de la componente norte-sur del viento calculado como transporte de Ekman (1967-2002) (Lavín *et al.*, 2006).

2.1. HIDROGRAFÍA Y CIRCULACIÓN OCEÁNICA EN LA ZONA DE ESTUDIO

La mayoría de las masas de agua presentes en el golfo de Bizkaia, tienen su origen en el Atlántico Norte o son el resultado de la interacción entre las aguas formadas en el Atlántico con el agua de origen mediterráneo. En la Figura 3 se puede ver un esquema de la hidrodinámica de la zona, que está dominada por:

- Una circulación anticiclónica débil en la parte oceánica del golfo de Bizkaia.
- Una corriente de talud con un flujo que se dirige hacia el Polo (Iberian Poleward Current, IPC), debida al ajuste geostrófico que se produce por el gradiente de densidad perpendicular a la costa. La IPC circula hacia el este a lo largo del norte de la península Ibérica, hasta que se encuentra con los contornos continentales de la costa francesa y se ve obligada a girar. Es el núcleo de la NACW (*North Atlantic Central Water*).
- Un afloramiento costero que se hace particularmente evidente a lo largo de la costa occidental de la península Ibérica. Este proceso es el resultado de la

persistencia de los vientos de primavera y verano, con dirección sur sobre la plataforma, que transportan las capas superiores de agua (en asociación con filamentos) mar adentro y para compensar este efecto se produce la subida de los niveles de fondo hacia superficie. También existen afloramientos costeros en la costa francesa del golfo de Bizkaia y en la costa norte peninsular. Sin embargo, en la zona de estudio la tendencia global es al hundimiento (Valencia *et al.*, 2004), tal y como se ha observado en los resultados de este trabajo.

- Una circulación de plataforma gobernada por la combinación de los efectos de las mareas, las corrientes costeras inducidas por el flujo de los principales ríos y el viento (OSPAR, 2000).

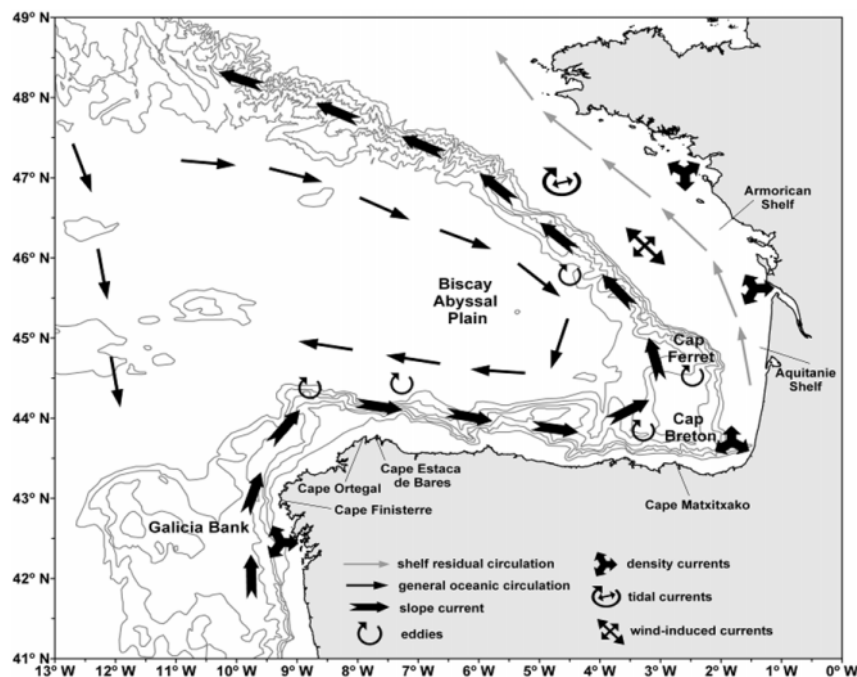


Figura 3: Circulación estacional en el golfo de Bizkaia (Ferrer *et al.*, 2009).

La *Eastern North Atlantic Central Water* (ENACW), que ocupa las capas superiores del golfo de Bizkaia, se ve afectada por la mezcla invernal y está sometida a la variación estacional del agua superficial. De acuerdo a su área de formación, se han identificado dos masas de agua: una rama subpolar formada en el área del sur de la *North Atlantic Current* (NAC) que se propaga hacia el sur ó el sudeste del golfo de Bizkaia (Pollard *et al.*, 1996) y la rama subtropical formada en la margen norte de la corriente de las Azores (aproximadamente en el límite meridional del área de convección) que se mueve hacia el norte-este a lo largo de la costa de la península Ibérica (Pingree, 1997; Valencia *et al.*, 2004).

Dentro del golfo de Bizkaia, la convección de invierno probablemente produce un modo particular de agua ENACW (Fraga *et al.*, 1982) que no parece experimentar intercambio significativo con las aguas atlánticas circundantes. Las dos principales ramas del ENACW (tropical y subtropical) convergen en la esquina noroeste de la península Ibérica, donde la rama subpolar se hunde y se separa hacia el sur, bajo la rama subtropical, que tiende a perder su identidad, hacia el norte del área de convergencia (Fraga *et al.*, 1982; Ríos *et al.*, 1992).

2.1.1. Circulación general en la llanura abisal

Algunos autores (Saunders, 1982; Maillard, 1986; Koutsikopoulos y Le Cann, 1996) han caracterizado la parte más externa del golfo de Bizkaia por una circulación anticiclónica débil ($1-2 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) y variable así como por la presencia de remolinos (*eddies*) tanto ciclónicos como anticiclónicos y que tienen su origen en la corriente de talud (Pingree y Le Cann, 1992a). En la figura 3 (Ferrer *et al.*, 2009), se puede apreciar de forma esquemática la circulación en el golfo de Bizkaia.

Pingree (1993) mostró a partir de datos de boyas lagrangianas que la ENACW (*Eastern North Atlantic Central Water*) penetra hacia el sur del golfo siguiendo la circulación anticiclónica sobre la llanura abisal a 400 m de profundidad en la columna de agua. Las corrientes superficiales, obtenidas a partir de las medidas de boyas lagrangianas, situadas a una profundidad de unos 15 m (van Aken, 2002), han confirmado la tendencia del flujo hacia el sur junto con la tendencia estacional del flujo, con una componente hacia el este en otoño y hacia el sur en primavera y verano.

2.1.2. Corriente de talud y *eddies*

En la zona de estudio, existe una corriente de talud con un flujo que se dirige hacia el Polo (*Iberian Poleward Current*, IPC), en equilibrio geostrófico que es alimentado por el gradiente de densidad perpendicular a la costa. En esta zona, la IPC va hacia el este a lo largo del norte de la península Ibérica, hasta que se encuentra con los contornos continentales de la costa francesa y se ve obligada a girar (Frouin *et al.*, 1990; Haynes y Barton, 1990; Pingree y Le Cann, 1990, 1992a, 1992b).

A menudo se observa una intrusión cálida y salina en la costa durante el invierno atrapada a 50 km del borde de la plataforma, asociada a la IPC (Le Cann y Serpette, 2009). Este fenómeno de intensificación de la corriente del talud y de su señal superficial, se conoce como “corriente de Navidad” porque alcanza el talud de la costa Cantábrica en esta época y de ahí su nombre dado por Pingree y Le Cann (1992b). Surge como consecuencia del debilitamiento del anticiclón de las Azores, y permite a la corriente que sube hacia el norte, a lo largo del talud portugués (Poleward current), llegar hasta el extremo oeste de la cornisa cantábrica. En este punto gira casi en ángulo recto, para conservar su vorticidad potencial y recorrer todo el Cantábrico, fluyendo hacia el polo con velocidades promedio de $20\text{-}30\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y aumentando en la dirección del flujo (Frouin *et al.*, 1990; Haynes y Barton, 1990). El flujo es marcadamente baroclino, con el campo de velocidad altamente dependiente de la profundidad y con una cizalla de velocidad, variable con la profundidad y a lo largo del eje de la corriente. En la *Figura 4*, se muestra la corriente de invierno, en el Cantábrico oriental, a mitad de diciembre de 1995. Se aprecia la característica de corriente de talud y su inestabilidad en forma de remolinos (Gil y Sánchez, 2001).

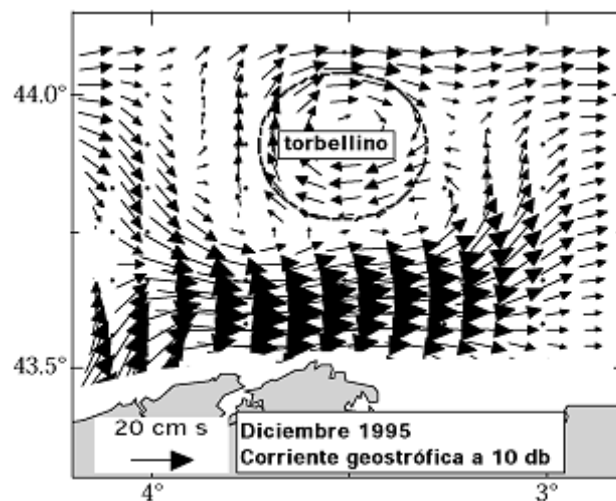


Figura 4: Esquema de la corriente geostrofica a 10 db, en diciembre de 1995 (Gil y Sánchez, 2001).

Como se ha mencionado anteriormente (*figura 4*), la circulación está asociada a la generación de patrones anticiclónicos, remolinos, formados por aguas más templadas

que las aguas oceánicas y tienen una profundidad media de alrededor de 400 m y 100 km de diámetro. Estos remolinos son alimentados por la corriente de talud y su influencia llega hasta los 1500 m. Tienden a moverse hacia el oeste en el golfo de Bizkaia, con velocidades de $2 \text{ km}\cdot\text{día}^{-1}$, transportando agua mar adentro y pueden proporcionar un mecanismo para promover la mezcla en áreas de circulación. Los remolinos más energéticos se encuentran en invierno, generándose en la región del talud en invierno y disipándose más tarde, a lo largo del año en el interior del golfo de Bizkaia [van Aken, 2002; Pingree y Le Cann, 1990, 1992a, 1992b)]. Pingree y Le Cann (1992a) se refieren a ellos como SWODDIES (Slope Water Oceanic Eddies).

2.1.3. Corrientes de plataforma

En la superficie y particularmente sobre la plataforma, el forzamiento del viento, el calentamiento, las precipitaciones y las descargas de los ríos, modifican las características del agua e imponen una gran variabilidad, espacial y estacional. Debido a ello, las corrientes de plataforma son en general, debidas al viento, a la marea y a las variaciones de densidad.

Sin embargo, en la zona de estudio, las corrientes de plataforma son principalmente debidas al viento, ya que la plataforma es muy estrecha para sentir la influencia de la marea y no hay ríos caudalosos que generen grandes variaciones de densidad.

Corrientes de densidad

Durante el invierno, la plataforma continental situada frente a la desembocadura de los principales ríos y estuarios (Loire, Gironde y Adour) está marcada por aguas frías y poco salinas. El Loire y el Gironde son los dos principales fuentes de agua continental de la costa francesa atlántica, que pueden inducir corrientes de densidad, de aproximadamente $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Lazure y Jégou, 1998). A menudo se observan inversiones térmicas sobre la plataforma cercana a los estuarios, ligadas a la estratificación halina. La contribución de la salida de agua de los ríos se diluirá en toda la columna de agua, regulando la salinidad y temperatura sobre la plataforma más interna y ayudando a preservar el gradiente perpendicular a la costa entre el agua de la plataforma y mar adentro, que equilibra la corriente de talud (siendo este agente quien la equilibra) (Koutsikopoulos y Le Cann, 1996; Lavín *et al.*, 2005). Durante el verano, las aguas de

baja salinidad cubren gran parte de la plataforma continental, dependiendo su extensión de la descarga de los ríos y el régimen de vientos (Koutsikopoulos y Le Cann (1996); Lavín *et al.*, 2005).

Cabe destacar que, en la zona de estudio el efecto sobre las corrientes de los ríos de la vertiente cantábrica no es muy importante y tiene carácter puntual; siendo el Adour la principal fuente de agua de origen continental (Valencia *et al.*, 2004; Ferrer *et al.*, 2009).

Corrientes inducidas por el viento

Los primeros estudios realizados sobre las corrientes del SE del golfo de Bizkaia (Ibáñez, 1979) revelaron la existencia de circulaciones hacia el este en el mar Cantábrico y corrientes hacia el sur en las proximidades de la costa francesa durante los fuertes vientos de otoño e invierno.

Como los vientos son estacionales, las corrientes de viento también lo son. Los vientos son mayoritariamente del suroeste en otoño e invierno y generan corrientes hacia el este y el norte. El patrón del viento cambia hacia el noroeste durante la primavera y causa corrientes que se mueven en: (i) dirección sur en la costa francesa; (ii) dirección oeste-suroeste sobre la costa española. La situación en verano es similar a la de primavera aunque los débiles vientos de gran variabilidad producen que la dirección general de la corriente sea más indeterminada (Lazure, 1997; González *et al.*, 2004).

Marea astronómica

La marea astronómica es de particular importancia cuando se amplifica por efectos de contornos de fondo, por ejemplo el lecho marino, la costa, los estuarios, etc. Esto puede producir carreras de marea de hasta 15 m en áreas como la bahía de Fundy (Canadá) (Godín, 1961). En la costa del mar Cantábrico, la carrera de marea es 3,5 m de media.

La marea astronómica es de carácter semidiurno, penetrando desde el suroeste en el golfo de Bizkaia. En esta zona, el efecto de las mareas sobre las oscilaciones de la superficie marina es mayor, en comparación a las fluctuaciones debidas a la presión atmosférica o al efecto del viento (la fluctuación mareal es de aproximadamente 3,5 m mientras que la fluctuación debida a la presión es del orden de centímetros). A pesar de

la importancia de las fluctuaciones de nivel debidas a la marea, la contribución de las mareas a la generación de corrientes superficiales es menor (excepto en los estuarios) que la contribución del viento. Las medidas obtenidas *in situ* junto a las salidas de varios modelos, muestran que la máxima corriente debida a la marea disminuye al aumentar la profundidad de las aguas. A la misma profundidad (cerca de la costa francesa) la velocidad de la corriente de marea aumenta hacia el norte, debido al progresivo ensanchamiento de la plataforma continental (Álvarez *et al.*, 1998). La magnitud de la corriente de marea en el SE del golfo de Bizkaia es débil, por debajo de los $0,15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Le Cann, 1990).

2.1.4. Afloramiento y hundimiento costero

El afloramiento costero es el proceso hidrodinámico más significativo durante la primavera y el verano en el golfo de Bizkaia y la costa oeste de la península Ibérica. Se desarrolla típicamente entre los meses de abril y octubre en respuesta a los vientos persistentes y estables del norte (Wooster *et al.*, 1976; Blanton *et al.*, 1984). En la parte occidental de la costa Ibérica, el afloramiento costero se intensifica en periodos típicos de 4 a 10 días, la misma periodicidad que caracteriza la variabilidad de los forzamientos meteorológicos (Fiúza, 1983; Vitorino, 1989), decayendo durante periodos de calma y desvaneciéndose con las inversiones del campo de viento.

Durante un evento de afloramiento, la capa de agua superficial se mueve mar adentro con el efecto combinado del viento y la fuerza de Coriolis (debida a la rotación de la Tierra). La continuidad requiere que el agua transportada mar adentro sea sustituida por agua costera de niveles más profundos. Esto ocurre dentro de un banda estrecha cuya anchura es del orden de 10 km y depende de la estratificación. Como el agua que aflora es más fría que el agua superficial de alrededor, es fácilmente detectable mediante imágenes obtenidas con sensores remotos de temperatura superficial (*Figura 5*).

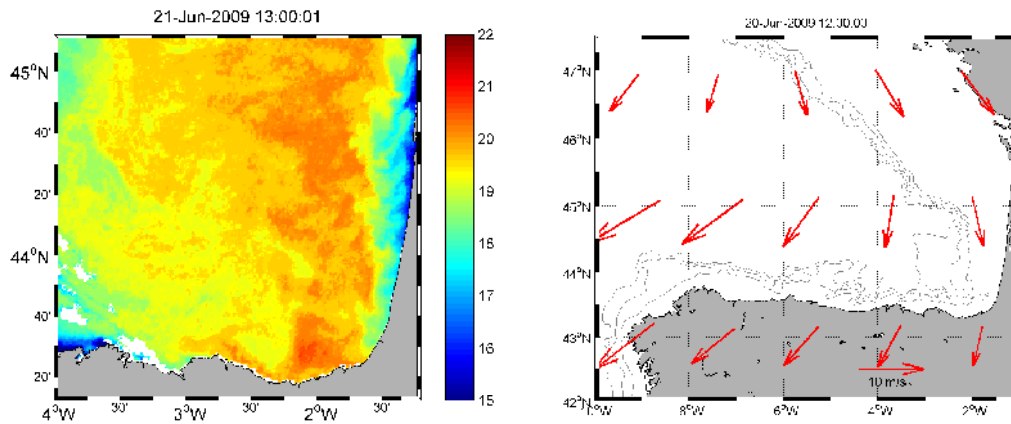


Figura 5: Imagen de la temperatura superficial del mar (<http://ers.cmima.csic.es/saidin/sst.html>) y los vientos durante los días 21 y 20 de junio de 2009 respectivamente (los vientos no tuvieron apenas variación durante el día anterior y posterior). (<http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/nwprod/analysis/>).

En la mayoría de los sistemas de afloramiento, el patrón de circulación inducido por episodios favorables del viento, se caracteriza por corrientes de plataforma a lo largo de la costa que son más fuertes que las corrientes transversales (Smith, 1981).

Se han descrito eventos de afloramiento en el Cantábrico (Botas *et al.*, 1990; Lavín *et al.*, 1998). En Santander, se hacen evidentes en junio. Por ejemplo el evento de junio de 1995 fue particularmente notable tal y como se puede observar en las secciones de la figura 6.

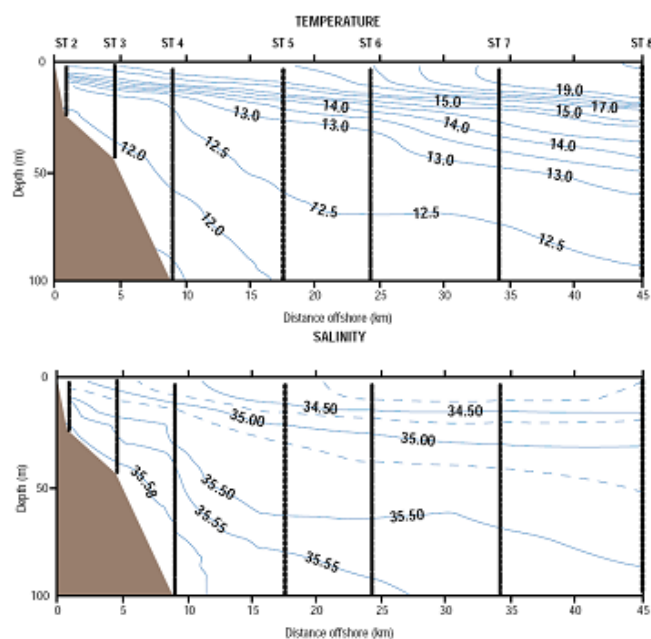


Figura 6: Secciones transversales sobre la plataforma de Santander (3° 47' O, Julio 1995), de temperatura y salinidad. (Fuente: Lavín *et al.* 1998).

En la costa francesa del golfo de Bizkaia, también se han descrito procesos de afloramiento. Algunos de estos trabajos han sido realizados por Puillat *et al.* (2004, 2006) y describen repetidos procesos de afloramiento en el sur de la costa de Bretaña, relacionados con vientos del norte-noroeste.

Durante el otoño e invierno, los vientos del sur y del oeste son frecuentes en el golfo de Bizkaia y sus velocidades son las más fuertes del año. Estos vientos, además de aumentar la densidad de las aguas superficiales debido al enfriamiento de invierno, reactivan las corrientes del este y del noroeste junto con el predominio del hundimiento en la esquina SE del golfo de Bizkaia. La combinación entre el enfriamiento de invierno, la turbulencia y el hundimiento, genera la capa de mezcla de invierno; ésta se modifica progresivamente tanto en profundidad como en las propiedades de las aguas más superficiales, a lo largo del invierno.

2.1.5. Particularidades de la esquina sureste del golfo de Bizkaia

Debido al cambio de orientación de la costa en la esquina SE del golfo de Bizkaia las corrientes superficiales en esta zona tienen una gran variabilidad espacial. Sobre la variabilidad espacial se superpone una notable variabilidad temporal asociada a los cambios estacionales del viento.

Si bien existen diferentes estudios sobre las corrientes superficiales, que brevemente se resumen en este mismo apartado, aún subsisten importantes lagunas de conocimiento e incertidumbres que se traducen en descripciones muy generales e imprecisas.

Durante los meses de verano de 1998 y 1999, dos fondeos frente a la playa de la Zurriola (ZURR) y la cala de Atalerreka (ATAL), realizados por AZTI, permitieron obtener medidas de corrientes a 6 profundidades durante tres meses y un mes, respectivamente (figura 7). A pesar de su corta duración, ambos registros mostraron que las características hidrodinámicas de la zona encajan con las descripciones generales de la marea y de las corrientes al este del Cantábrico.

En el periodo 2000-2002 y en el marco del proyecto “Estudio de la Dinámica Marina y del medio físico de la costa comprendida entre Donostia San Sebastián y Baiona” realizado para la Diputación Foral de Gipuzkoa, se realizó una nueva serie de fondeos más amplia (González *et al.*, 2002). Uno de los objetivos fundamentales de este proyecto era disponer de registros tridimensionales de corrientes que permitieran mejorar las descripciones de los patrones circulatorios en el tramo costero entre San Sebastián y Hondarribia. Para ello se realizaron una serie de campañas oceanográficas durante las que se dispusieron equipos oceanográficos de medida de corrientes en dos transectos, uno frente a San Sebastián y otro frente a cabo Higer. Cada uno de ellos constó de tres fondeos de equipos situados a 25, 50 y 100 m de profundidad, aproximadamente. La situación de los equipos puede verse en la figura 7. Dentro de este estudio, cabe destacar también la serie de datos de larga duración proveniente de la estación océano-meteorológica de Pasaia, fondeo permanente desde agosto de 2001, que proporciona datos de corrientes a diferentes profundidades junto a otras variables océano-meteorológicas.

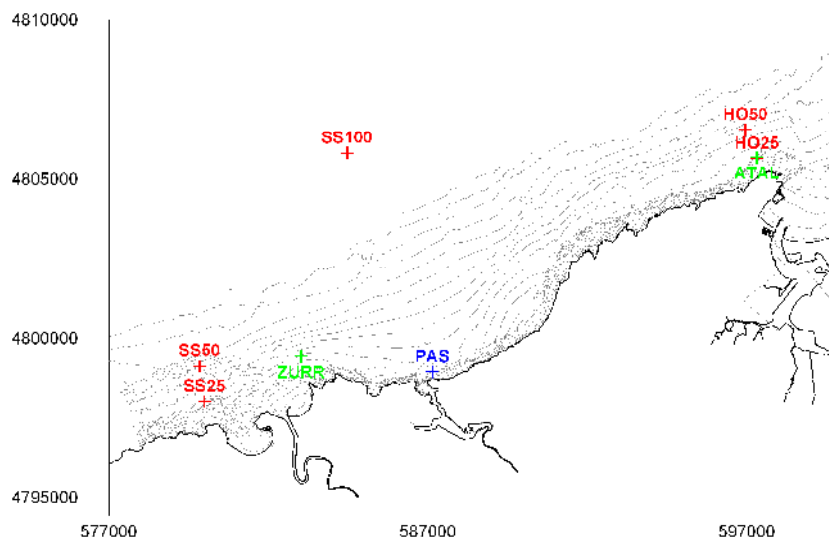


Figura 7: Mapa con las posiciones de los distintos puntos de medida. En rojo estaciones 2000-2002. En verde estaciones 1998 y 1999. En azul, estación océano-meteorológica de Pasaia. La estación 2002 HO100 no aparece en la figura por situarse fuera del dominio representado (González *et al.*, 2002).

La orientación de la línea de costa en el eje OSO-ENE en la zona de estudio junto con la distribución estacional de vientos dominantes explica buena parte de la deriva de las masas de agua costeras y de plataforma. El viento afecta a la circulación oceánica en la

zona cubriendo una amplia gama de escalas espacio-temporales, desde las variaciones estacionales hasta procesos de alta frecuencia asociados principalmente a las brisas.

En otoño e invierno los vientos soplan mayoritariamente del SO dando origen a corrientes superficiales que, en promedio, causan una deriva hacia el N y el E (González *et al.*, 2002, 2004). En los fondeos a 50 m de profundidad, se observan tres capas bastante diferenciadas en cuanto a comportamiento de la corriente en la vertical. Una capa superficial (hasta unos 5 m de profundidad), directamente afectada por el viento, una capa intermedia de transición que llega hasta los 20 m y una capa profunda en la que las direcciones predominantes de la corriente son sensiblemente paralelas a las líneas batimétricas (dirección E-O).

Durante la primavera el régimen de vientos cambia hacia la dirección NE, lo que causa que las corrientes en mar abierto tengan dirección hacia el OSO en la costa española. La situación de verano es similar a la de primavera aunque la debilidad de los vientos y la mayor variabilidad de los mismos originan que la dirección de la deriva general de las corrientes quede más indeterminada (González *et al.*, 2002, 2004).

Se observa que la distribución de corrientes superficiales en verano medida por los correntímetros es muy diferente a la del período invernal, predominando claramente, en verano, las corrientes hacia el noreste. En estas condiciones, el patrón vertical de la corriente tiene una menor variabilidad que en la situación invernal aunque también parece confirmarse la existencia de una capa superficial (hasta unos 4 m de profundidad) directamente influida por el viento, una capa intermedia de transición y una capa profunda con velocidades más moderadas y en la que prácticamente la corriente es un vaivén paralelo a las líneas batimétricas. Este aspecto también se ha confirmado en la totalidad de las estaciones costeras de medida de la costa vasca (Fontán *et al.*, 2006; Fontán, 2009).

En general, el flujo paralelo a la costa es mucho más intenso que el flujo perpendicular a la misma, en concordancia con la orientación de la batimetría en la zona (lo que indica la tendencia de las corrientes a circular paralelas a los contornos batimétricos). Una excepción a dicho patrón ocurre en la estación de Pasaia debido al efecto de canalización del viento local en la zona. En este caso particular el flujo perpendicular a

la plataforma continental es más intenso en los niveles superficiales y subsuperficiales (Fontán, 2009).

Cabe destacar que el comportamiento de las corrientes tiene también una variación espacial relevante, con diferencias importantes entre las corrientes costeras (datos a 25 y 50 m de profundidad) y las corrientes más hacia mar abierto (datos medidos sobre fondos de 100 m). Debido a la falta de simultaneidad de los diferentes registros analizados esta variabilidad espacial no ha podido ser aún estudiada y requerirá de futuras campañas de medidas en la zona.

Los procesos físicos responsables de la variabilidad temporal y espacial (tanto horizontal como vertical) de la circulación oceánica en la zona se analizaron con mayor profundidad en el trabajo desarrollado por Fontán (2009) y Fontán *et al.* (2009). Para ello, se analizaron los datos de los fondeos y de la estación de Pasaia además de otras series de datos similares disponibles a lo largo de la costa entre Hondarribia y Bilbao y en zonas más profundas de la plataforma. En este estudio, se destaca la complejidad de la circulación en la zona y la coexistencia de diferentes procesos actuando simultáneamente en un amplio rango de escalas espacio-temporales. Se destaca asimismo, las diferencias existentes en términos de circulación y procesos entre las aguas costeras y las aguas más profundas de la plataforma continental.

En la columna de agua, los niveles superficiales presentan mayor complejidad debido a la interacción atmósfera-océano que en los niveles profundos, donde la principal contribución al flujo inducido por el viento tiene su origen en la variabilidad sinóptica.

En otro estudio realizado recientemente (Rubio *et al.*, 2010, enviado), se ha estudiado la variabilidad estacional de las corrientes, la temperatura y salinidad en el talud continental del sudeste del golfo de Bizkaia. A partir de 2007 se dispone de 2 boyas situadas frente a Bilbao (Boya de Matxitxako) y Donostia (Boya de Donostia) (figura 14). Estas 2 boyas están situadas sobre la parte superior del talud y están equipadas con sensores meteorológicos y oceanográficos. Ambas miden con frecuencia horaria: temperatura del aire, presión del aire, intensidad y dirección del viento, radiación solar y neta, oleaje (sensor direccional), temperatura superficial del agua y corrientes superficiales. Además de los sensores superficiales, un ADCP (150 kHz) orientado

hacia el fondo, mide corrientes cada 8 m de profundidad, en los primeros 200 metros de la columna de agua. Finalmente, una cadena de CTs proporciona datos de temperatura y conductividad a 10, 20, 30, 50, 75, 100 y 200 m de profundidad.

Este estudio ha permitido describir los aspectos principales de la variabilidad oceánica en el área. A escala estacional, el cambio entre regímenes estratificado y homogéneo domina la distribución de la temperatura y la salinidad en las primeras decenas de metros superficiales de la columna de agua. En términos de corriente, en invierno se observa un flujo neto orientado E-NE y en verano predominan corrientes más débiles orientadas S-SO. Globalmente, el flujo es marcadamente barotrópico, aunque los gradientes verticales de las corrientes presentan valores de cizalla vertical significativos en las primeras decenas de metros. El balance entre la cizalla vertical y las fuerzas de flotabilidad, sugiere que la fuerte estratificación estacional, previene la mezcla inducida por cizalla vertical, desde abril hasta septiembre.

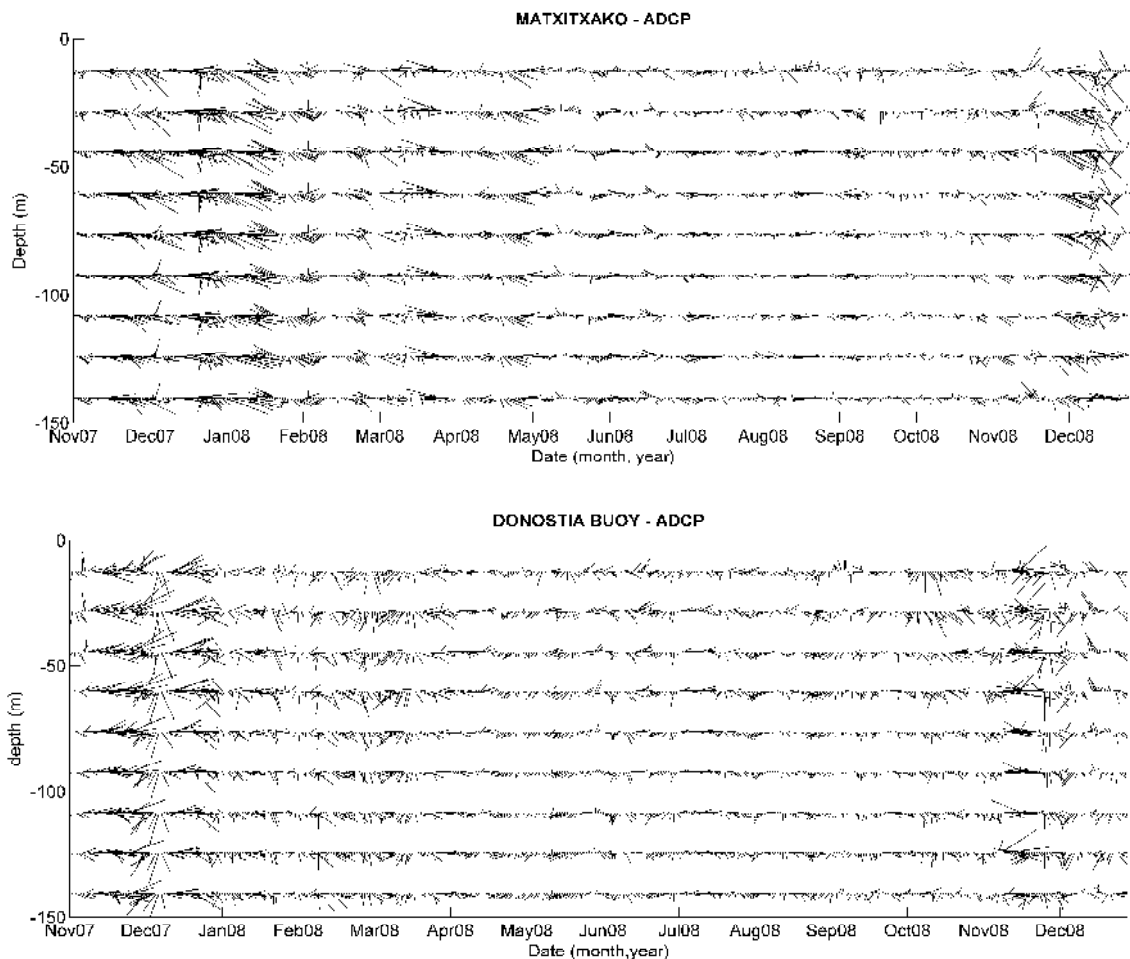


Figura 8: Datos de ADCP en las boyas de Matxitako y Donostia (Rubio et al., 2010).

Considerando las diferencias observadas en las medidas de corriente en cada una de las boyas, en términos de transporte y variabilidad a escalas estacionales e intermedias, Donostia y Matxitxako parecen representar dos regímenes distintos. La figura 8 se muestra la variación estacional de las corrientes en ambas boyas. En Matxitxako se observa un régimen de talud, donde existe un transporte claro a lo largo del talud, con una variabilidad a mesoescala de mayor intensidad. En Donostia aparece un régimen de plataforma, donde la influencia de la circulación de talud parece ser menos significativa y se observa una fuerte estratificación. Los resultados obtenidos sugieren que, además de la variabilidad observada a diferentes escalas temporales, las características hidrográficas y corrientes del área de estudio muestran variaciones espaciales significativas.

A escalas temporales más cortas, la variabilidad está dominada por la marea y las oscilaciones inerciales. Aunque el contenido de energía cerca de los picos principales de la marea es menor que en otras áreas, se puede detectar una ligera marea interna. Finalmente, los resultados obtenidos sugieren que las ondas inerciales pueden tener cierta importancia en la generación de mezcla vertical, en este área.

Las observaciones con mayor cobertura espacial (como los proporcionados por el radar HF u obtenidos mediante modelos numéricos), serán de valor incalculable para estudios más detallados de los procesos físicos que contribuyen en mayor medida a la circulación del agua, en la esquina SE del golfo de Bizkaia. Sobre esta línea, en este trabajo se van a estudiar las corrientes superficiales, mediante datos obtenidos a partir de radares de Alta Frecuencia (HF). En los siguientes apartados se da una descripción del sistema radar HF, su funcionamiento, su cobertura tanto espacial como temporal, así como ejemplos a nivel mundial.

2.2. RADAR: DESCRIPCIÓN DE LA TECNOLOGÍA ACTUAL

2.2.1. Descripción general

La tecnología radar HF (High Frequency, Alta Frecuencia) se aplica en el sector oceanográfico para obtener mapas de corrientes superficiales y estado de mar en un entorno próximo a la costa.

Los sistemas de radar HF son hoy una técnica novedosa en el campo de la oceanografía, con un gran potencial para describir las corrientes costeras. Estos sistemas son capaces de cubrir los huecos que otras tecnologías remotas tienen en estas zonas, como es el caso de la altimetría satelital, dando medidas de las corrientes con una relativamente amplia cobertura espacial y una alta resolución espacio-temporal. Permiten además, disponer del dato en tiempo real, por lo que se convierten en herramientas de un incalculable valor en el campo de la oceanografía operacional, con múltiples aplicaciones para el sector marítimo en diversos campos de la gestión activa del medio marino costero, entre otros, el salvamento. Por otro lado, estos datos también tienen un gran interés para la validación y calibración de los modelos numéricos de previsión oceánica, especialmente cerca de costa.

Debido a que no se requieren operaciones en el mar para realizar la medición, los radares HF son, a corto y largo plazo, relativamente económicos de operar lo que resulta en un costo por dato obtenido de un orden de magnitud menor que las tecnologías convencionales (correntímetros, boyas de deriva), con la ventaja adicional asociada a la obtención de los datos en tiempo real, del campo sinóptico de corrientes en la superficie. Aún así, la inversión inicial para la instalación de las antenas es importante.

Actualmente coexisten en el mercado dos sistemas fundamentales de radares HF (WERA Y CODAR) que miden las corrientes superficiales oceánicas. Se diferencian principalmente en la forma de determinar el ángulo de incidencia del eco de la señal emitida y sobre todo de la señal recibida y a raíz de esto, en el número mínimo de antenas necesarias a colocar. Las antenas de una y otra también son diferentes.

En el caso de WERA, el número mínimo de antenas son ocho y aplica las técnicas de “Direction Finding y Beam Forming” para medir el ángulo de incidencia del eco (Figura 9). En el caso de CODAR basta con colocar solamente dos antenas y utiliza el sistema “Direction Finding” (Figura 10).

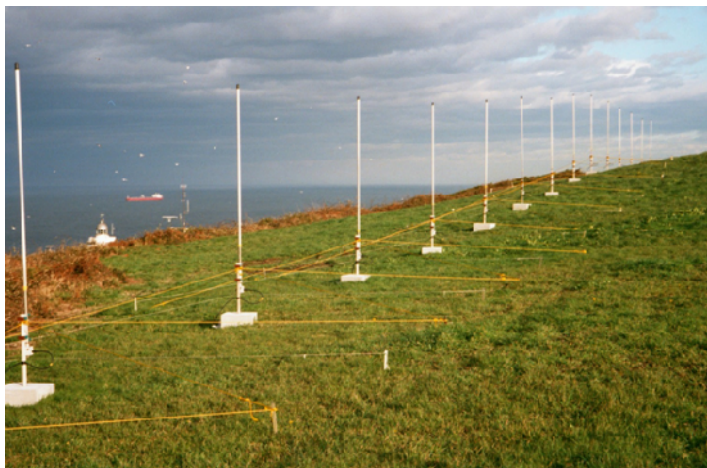


Figura 9: Ejemplo de la instalación de las antenas del sistema WERA (T. Helzel)



Figura 10: Fotografía de una de las 2 antenas (sistema CODAR) del sistema de HF radar del País Vasco.

En contrapartida, las antenas de CODAR tienen mayor necesidad de calibración y control de calidad de datos que las antenas de WERA, debido a la diferencia del número de antenas.

El tratamiento, control de calidad, gestión y explotación operacional de los datos obtenidos mediante radar HF no es trivial en absoluto y requiere el desarrollo de una serie de herramientas específicas.

2.2.2. Funcionamiento del sistema de HF radar

El sistema consiste en una antena que envía señales de radio en la banda de frecuencia de 3 a 300 MHz (controlable por software) y de una antena adicional que recibe la señal reflejada por el oleaje en la superficie del mar (estas antenas pueden estar incorporadas en una misma o separadas).

La señal que regresa a la antena receptora se produce por la reflexión difusa causada por el oleaje (Crombie, 1955) presente en la superficie del océano, con una longitud de onda igual a la mitad de la longitud de onda de la señal emitida (Figura 11).

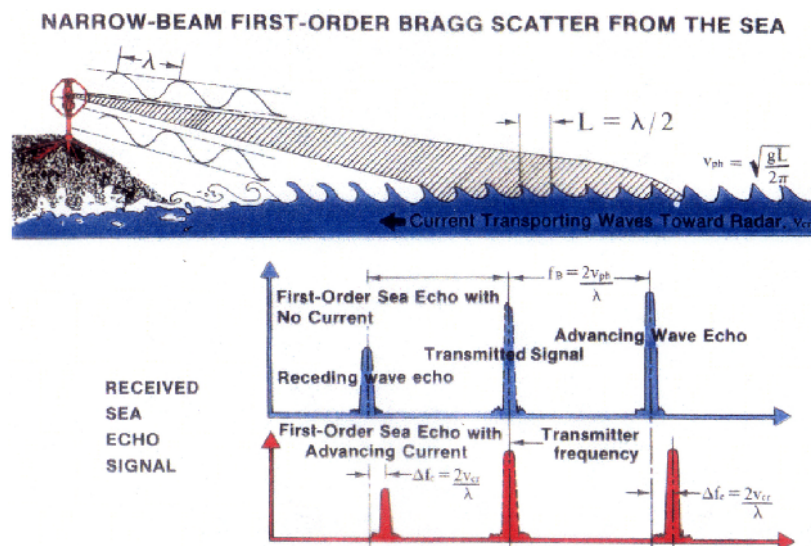


Figura 11: Esquema que muestra cómo el radar HF mide corrientes. La antena sobre la costa emite una señal con longitud de onda λ (dependiendo de la frecuencia del sistema) la cual es reflejada por las olas superficiales cuya longitud de onda es $\lambda/2$. (Barrick et al., 1977)

La onda reflejada y emitida entran en fase y se produce un fenómeno de resonancia que da lugar al pico de primer orden en el espectro de la señal recibida (espectro de Bragg). En ausencia de corrientes, la frecuencia de la señal recibida presenta un desplazamiento Doppler causado por la velocidad de fase (celeridad) de las olas en la dirección radial de la antena transmisora. Esta celeridad (V_g) es conocida ya que es la velocidad de propagación del oleaje en aguas profundas:

$$V_{gh} = (g * L / 2\Pi)^{1/2}.$$

Donde: h = profundidad de la columna de agua

L = longitud de onda

g = gravedad

El desplazamiento Doppler se presenta en los dos picos del espectro de la señal recibida (asociados a las olas que viajan hacia el radar y alejándose de él), situados simétricamente a los lados de la frecuencia igual a como se ilustra en la Figura 12.

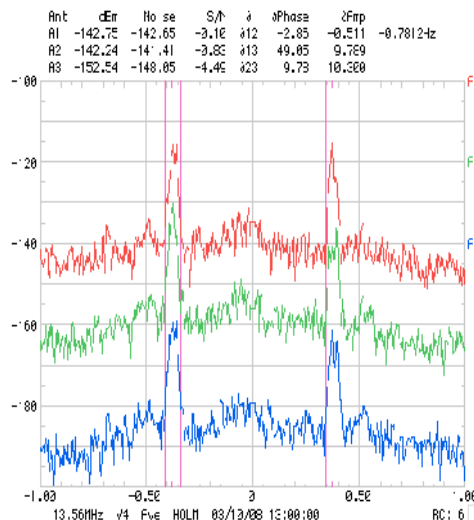


Figura 12: Ejemplo real de un espectro de la señal recibida.

Cuando las olas gravitatorias se propagan sobre un campo de corrientes, los picos correspondientes se desplazan en el dominio de la frecuencia y el espectro resultante es asimétrico (ver figura 12). La componente radial de la corriente, esto es, la corriente en la misma dirección que la señal, se puede calcular directamente a partir de la diferencia de velocidades entre la velocidad teórica del oleaje para la longitud de onda dada y la observada a través del espectro. Esa diferencia de velocidad será la velocidad de la corriente.

La resolución azimutal se logra utilizando antenas direccionales. Debido a que sólo se obtienen corrientes en la dirección radial, es necesario contar con, al menos, dos antenas

para poder reconstruir la magnitud y dirección de las corrientes superficiales. En la figura 13 se puede observar esta reconstrucción.

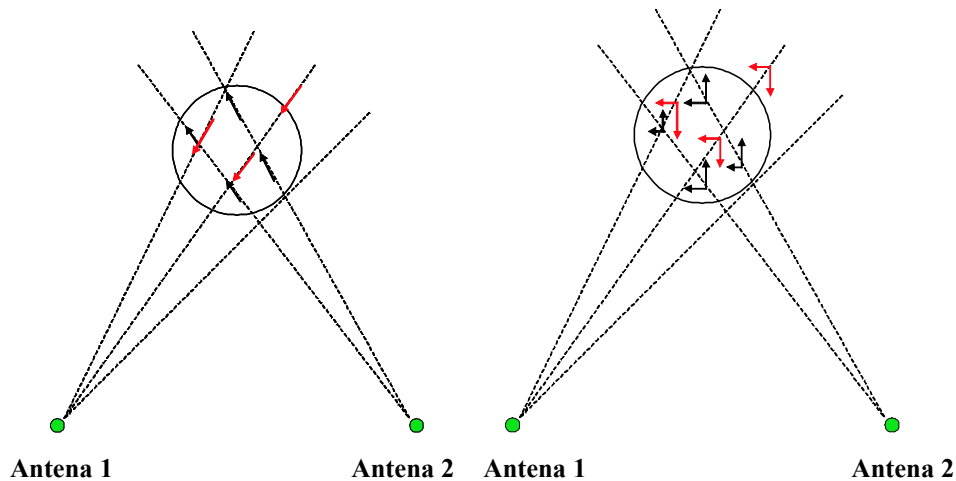


Figura 13: Esquema de generación de la dirección superficial a partir de la información de cada radial.

El alcance típico de los radares HF es de 70 km con una resolución radial de 3 km (transmitiendo a 25 MHz). La resolución espacial depende de la distancia angular entre las radiales y aumentará según se aleje de la antena. En cada celda se mide un valor de corriente promedio durante una hora. El intervalo entre las emisiones de la señal varía según cada caso particular, en el caso concreto del sistema de radar HF del País Vasco es de 10 minutos.

Radar Frequency (MHz)	Radar Wavelength (m)	Ocean Wavelength (m)	Ocean Wave Period (s)	Depth of current ¹ (m)	Typical Range ² (km)	Typical Resolution ³ (km)	Typical Bandwidth (kHz)	Upper H _{1/3} Limit ⁴ (m)
5	60	30	4.5	2	175-220	6-12	15-30	25
12	25	12.5	2.5	1-1.5	60-75	2-5	25-100	13
25	12.5	6	2	0.5-1	35-50	1-3	50-300	7
48	6	3	1.5	<0.5	15-20	0.25-1	150-600	3

1. Depth averaged current

2. Range based on 40W avg power output. Salinity, wave climate and RF noise may affect this.

3. Based on bandwidth approval only -no system limitations- higher resolution will cause some range loss

4. Significant Waveheight at which 2nd order spectra saturates 1st order and no current measurements possible

Tabla 1: Diferentes características de los datos radar según la frecuencia de la señal emitida. (Presentación Vicente Fernández, QUALITAS. Workshop radar HF octubre 2010, AZTI-Tecnalia, Pasaia).

Las nuevas versiones de estas antenas cuya frecuencia está entre los 4,4 y 6 MHz, permiten alcances hasta de 220 km con la misma resolución temporal y una resolución espacial de 6 km (ver tabla 1).

Cada uno de las unidades está diseñada para operar de manera autónoma, casi sin mantenimiento (pero sí vigilancia) e indefinidamente siempre y cuando existan las condiciones (energía, seguridad). Los datos pueden ser obtenidos remotamente por vía telefónica mediante conexión directa al ordenador. Mediante vía telefónica también se logra re-inicializar el sistema en caso de fallos de energía. Los datos brutos son posteriormente procesados para obtener los mapas horarios de vectores de corrientes.

2.2.3. Ejemplos en el mundo

Existen varios ejemplos del uso de datos de corrientes provenientes de radar HF para distintos tipos de aplicaciones relacionados con la gestión del medio marino en distintos ámbitos como la calidad de agua, los recursos marinos o la seguridad en el mar.

Un ejemplo reciente de uso de datos radar en este contexto es el publicado por Menna *et al.* (2008) sobre el golfo de Nápoles, en el que los datos de radar se utilizan junto con los datos de viento y un modelo lagrangiano de advección de partículas para comprender los procesos de transporte en superficie. Los resultados obtenidos muestran diferencias importantes en términos de tiempos de residencia y concentración total de trazadores pasivos entre diferentes escenarios, dependiendo de las condiciones de viento dominantes. De modo similar, Couillete *et al.* (2007) aplican la tecnología radar HF para elaborar estrategias de mitigación del impacto de la contaminación en la bahía de Monterrey. Dichas estrategias se basan en la obtención de tiempos óptimos de vertido, durante los cuales y debido a la estructura del flujo lagrangiano, la contaminación abandona la bahía con mayor facilidad. En otro ejemplo, Kaplan *et al.* (2005) estudian mediante radares HF en Bodega Bay (California) los orígenes y destinos de las aguas de la plataforma continental ricas en nutrientes. También cabe destacar el sistema de observación MARCOOS (mid-Atlantic Regional Coastal Ocean Observing), en el que una red de radares HF provee observaciones de corriente superficial a lo largo de 1000 km de costa, en el marco de este sistema de observación, la U.S. COSAT Guard en

colaboración con otros centros (U. Rutgers, NOAA) trabajan en la cuantificación de las posibles incertidumbres contenidas en los datos con la finalidad de obtener observaciones de calidad para su aplicación en actividades de salvamento marítimo.

Por otro lado, ha habido diversas experiencias de asimilación de datos radar HF en modelos de circulación oceánica que muestran los beneficios del uso de estos datos para reducir los errores de los modelos (Barth *et al.*, 2008; Paduan y Shulman, 2004). Los beneficios de esta asimilación, no sólo se observan en las capas más superficiales sino que pueden alcanzar hasta varias decenas de metros en profundidad (Barth *et al.*, 2008; Paduan y Shulman, 2004).

Además de los trabajos anteriores, se podrían citar también los siguientes estudios llevados a cabo mediante el uso de radares de alta frecuencia, entre otros:

- Estudio del flujo superficial de las aguas que rodean el archipiélago artificial “El Mundo” situado en Dubai a pocos kms de la costa y compuesto por 300 islas artificiales (2007).
- Estudio de las corrientes superficiales del golfo de Farallones, California, para describir la circulación estacional, identificar las corrientes de talud y determinar la influencia del forzamiento del viento (Gough *et al.*, 2009)
- Comparación de los datos obtenidos mediante HF Radar con: datos de viento, observaciones de corrientes desde barco, imágenes de temperatura media de la superficie del mar generados por satélite y datos de velocidades de correntímetros superficiales, realizado en la bahía de Monterrey (Paduan y Rosenfeld, 1996).
- Comparación entre observaciones VHF radar y datos de boyas de deriva en el golfo de La Spezia (mar Mediterráneo, Italia). Los resultados confirman que los datos radar son adecuados para el estudio de flujos costeros en áreas limitadas con patrones complejos de velocidad y transporte (Molcard, 2009).
- La Universidad de Miami (Rosenstiel School of Marine y Atmospheric Sciences) está utilizando actualmente datos de HF radar en Key Largo, Key Biscayne y Dania Beach. Estos radares están proporcionando información de medidas de corrientes en una amplia zona de la costa de Miami, Florida.

- Estudio científico de la erosión costera en el cabo Hatteras, norte de Carolina. (Warner *et al.*, 2010) dentro del “Carolina Coastal Change Processes Project” donde entre otros métodos de investigación, se han utilizado los datos de medida de VHF radar para investigar los procesos responsables de la erosión de la costa en esa zona.

En España, el sistema piloto de radar HF CODAR instalado en Galicia durante tres meses (desde noviembre 2005 hasta febrero 2006) demostró el buen funcionamiento del sistema y su madurez para su uso en aplicaciones operacionales (Abascal *et al.*, 2009). Actualmente sigue en funcionamiento y está siendo explotado por Puertos del Estado y la Xunta de Galicia.

Además del anterior, existen actualmente otros sistemas operacionales en proyecto de instalación:

- Sistema de radar HF instalado en la Ría de Vigo por Meteogalicia.
- Sistema de radar HF del País Vasco (el que se utiliza para este trabajo).
- Sistemas de radar HF de Gibraltar (en proceso de instalación)
- Sistemas de radar HF de Barcelona (en proceso de instalación)

Existe actualmente un proyecto que pretende explotar los datos de radar HF de la Ría de Vigo, denominado Proyecto Morada (Mediciones Oceanográficas mediante Radar de Alta Frecuencia en la Ría de Vigo). Es un proyecto con el que se pretende mejorar el conocimiento de la circulación superficial de la ría de Vigo y elaborar productos útiles para científicos y agentes sociales. Ha recibido financiación del departamento de ciencia e innovación de España en septiembre de 2010.

2.3. SÍNTESIS

Expuesto el estado del arte sobre circulación superficial en la zona de estudio se resumen los aspectos más relevantes descritos por diversos autores en la plataforma y talud continental. No se considera la llanura abisal, debido a que el sistema actual no cubre esta zona..

En el golfo de Bizkaia existe una corriente de talud con un flujo que se dirige hacia el Polo (IPC). Discurre hacia el este a lo largo del norte de la península Ibérica, hasta que se encuentra con los contornos continentales de la costa francesa y se ve obligada a girar. Esta corriente ha sido descrita en términos de intensidad, velocidad, estacionalidad... por autores como Pingree y Le Cann (1992b), Frouin *et al.*, 1990, Haynes y Barton (1990) o Gil y Sánchez, 2001.

También se han descrito patrones tanto ciclónicos como anticiclónicos generados por inestabilidades de la corriente de talud antes descrita. Diversos autores han coincidido en la descripción de este tipo de remolinos: Pingree y Le Cann (1990, 1992a, 1992b) y Van aken (2002) por ejemplo.

Por otra parte, las corrientes superficiales sobre la plataforma son debidas principalmente al viento, a la marea astronómica y a las descargas de los grandes ríos. Pero en particular, para nuestra zona de estudio, las corrientes principales son inducidas por el viento.

En la plataforma francesa, existen corrientes hacia el norte durante los fuertes vientos de otoño e invierno que se debilitan invirtiendo su sentido durante el verano. Y en la plataforma Cantábrica existen circulaciones hacia el este durante los fuertes vientos de invierno.

Debido a la estacionalidad de los patrones de circulación atmosférica, las corrientes de plataforma presentan una variabilidad estacional marcada y tienen gran variabilidad con el predominio de vientos variables y débiles en verano. Estas circunstancias han sido descritas por Lazure (1997) y González *et al.* (2004).

Toda la circulación descrita hasta ahora será evaluada en el apartado 4 (Resultados), para el año 2009 gracias a la cobertura espacial y temporal de los nuevos datos radar HF disponibles para la esquina SE del golfo de Bizkaia.

3. MÉTODOS Y DATOS

3.1. DESCRIPCIÓN DEL SISTEMA DE HF RADAR DEL PAÍS VASCO Y PROYECTOS ASOCIADOS

3.1.1. Descripción del sistema de HF radar del País Vasco

La red de medidas *in situ* del País Vasco consiste en 6 estaciones costeras (ofrecen medidas cada 10 minutos), la de Pasaia desde 2001 y el resto desde 2003, 2 boyas de alta mar (ofrecen medidas cada hora) que proporcionan información sobre las condiciones meteorológicas y oceanográficas en la columna de agua, desde 2007 y 2 antenas de radar HF, desde 2008 (Ver Figura 14).

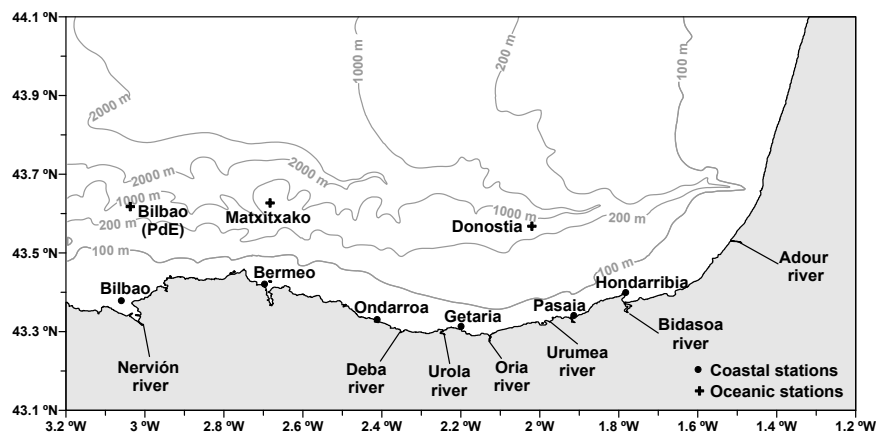


Figura 14: Red de medidas *in situ* del País Vasco (L. Ferrer, 2009)

En sistema costero de radar de alta frecuencia (2 antenas radar HF) del País Vasco es un sistema CODAR y está operacional desde principios de 2009 (mediciones cada 10 minutos). La configuración del sistema radar HF en esta zona consiste en dos estaciones radar, una situada en cabo Higer y la segunda en cabo Matxitxako (extremo SE del golfo de Bizkaia), que emiten con un ancho de banda de 40 KHz y con una potencia radiada promedio de 40W. Este sistema de largo alcance permite obtener datos horarios sobre las corrientes superficiales con una resolución de 6 km cubriendo un área de hasta 10.000 km². Este conjunto de datos es una potente herramienta para el sistema operacional: la validación y mejora de los sistemas numéricos y del seguimiento y previsión de las corrientes marinas y deriva de objetos o contaminantes.

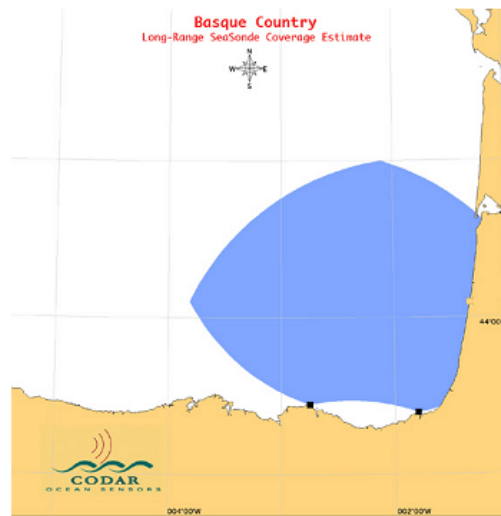


Figura 15: Configuración del sistema operacional de radar HF en el golfo de Bizkaia. La zona azul indica la cobertura aproximada de las medidas. Los puntos, la situación de las antenas de emisión y recepción de la señal de alta frecuencia.

Esta configuración permite cubrir aproximadamente una superficie de mar de unos 10.000 km² (con cobertura estable de una franja de 100 km desde la costa, ver Figura 15). La precisión teórica en el dato de corriente oscila entre 2 y 3 cm·s⁻¹, con una resolución temporal horaria y una resolución espacial angular de 1 a 5 grados.

En la Figura 16 se puede ver un ejemplo de las radiales de cada una de las antenas instaladas.

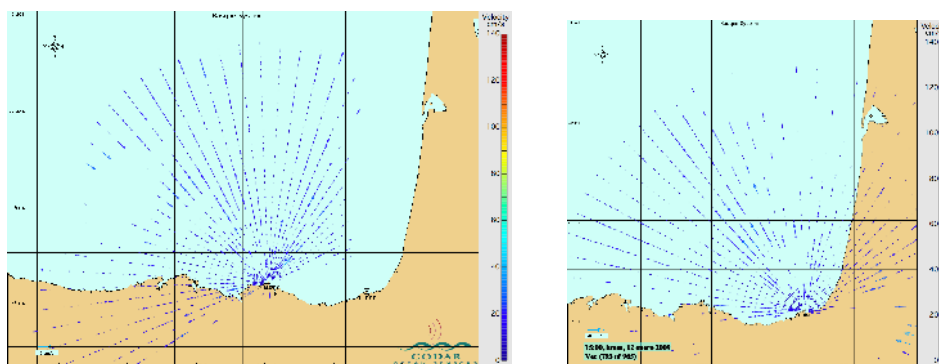


Figura 16: Imágenes de las radiales de las antenas de Matxitxako e Higer, respectivamente (Cortesía de Vicente Fernández, Qualitas Remos).

En la figura 17, se presenta un ejemplo de un mapa de corrientes superficiales que se obtiene a partir de la composición de los datos de las radiales de la figura 16.

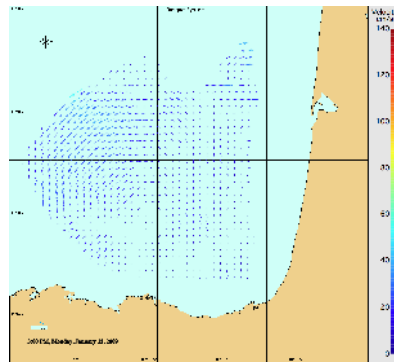


Figura 17: Mapa de la corriente superficial de la zona de estudio a partir de las radiales de la figura 15 (Cortesía de Vicente Fernández, Qualitas Remos).

La señal se emite a lo largo de las radiales de la figura 16 y con la señal recibida se calcula la velocidad superficial de la corriente en la dirección de esa radial y con una resolución de 5°. La información recibida se promedia y se dibuja en los nodos de una malla regular. En total son 1416 nodos y su distribución espacial se muestra en la figura 18.

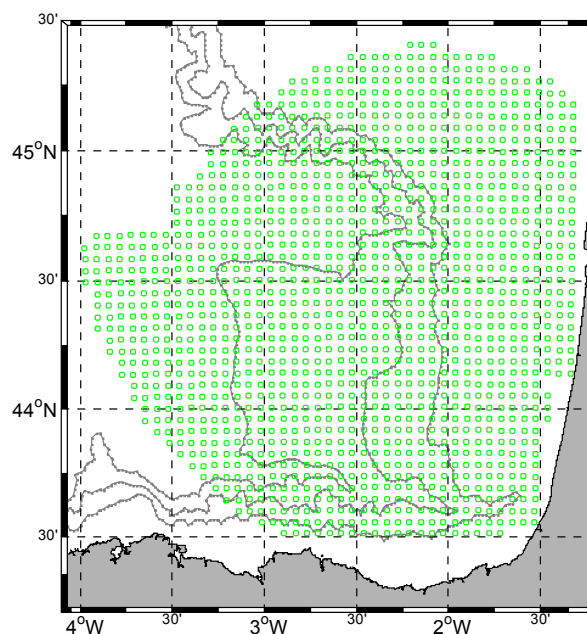


Figura 18: Posición espacial de los nodos

Como se puede apreciar en la Figura 18, es una malla ortogonal con una separación entre nodos de unos 5 km..

La información de la velocidad en cada nodo es un ajuste por mínimos cuadrados de las velocidades radiales que se encuentran dentro de un círculo de radio 20 km con centro

en ese nodo. Las componentes radiales que están dentro de ese radio, se combinan para generar un único vector total para el nodo de estudio. Se define el vector total de velocidad, mediante sus componentes U y V (sobre los ejes x e y) que se determinan minimizando la suma de las desviaciones.

Los nodos que están más cerca de las antenas, tienen más información; ya que aunque la separación angular se mantiene constante, según se aleja de la antena, la separación entre las radiales va aumentando y en cambio el radio para promediar la información sigue siendo de 20 km. Por lo tanto, la información va perdiendo calidad en los nodos más alejados de las antenas.

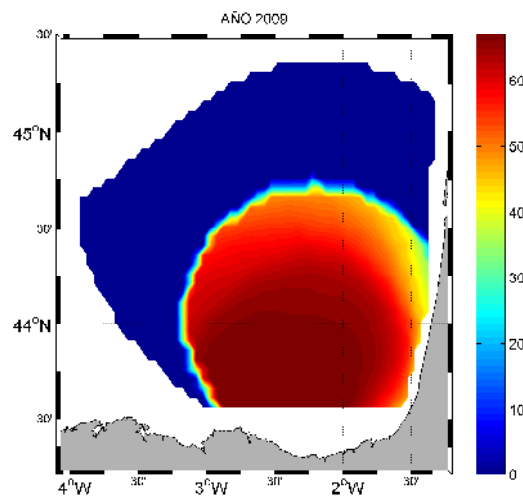


Figura 19: Porcentaje de datos anuales por nodo, para el año 2009.

Como criterio de calidad, para asegurar que el dato tenga la información ortogonal suficiente, se impone la condición de que el ángulo entre radiales sea superior a 30° . Además se impone que las velocidades radiales sean inferiores a $100 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, ya que en la zona de estudio, no es de esperar que la velocidad total supere ese valor. Mediante estas condiciones se disminuye el número de datos por nodos pero aumenta la calidad de los datos (ver Figura 19).

El intervalo temporal de promedio y disponibilidad de información es de 1 hora. Para conseguir esta información horaria, una vez obtenidos todos los espectros (cada 10 minutos) se calcula la media de los espectros de 3 horas para obtener la información de la hora central.

En el caso del Sistema de Oceanografía Operacional del País Vasco la explotación operacional de datos de radar HF es de especial interés: por un lado, las medidas de corrientes superficiales a partir del sistema de radar HF en combinación con las medidas del resto de plataformas que integran el sistema de observación operacional serán de indudable valor para el estudio y seguimiento de la dinámica costera con aplicaciones en diferentes campos relacionados con la explotación y gestión activa del medio marino. Por otro lado, estos datos van a permitir evaluar las capacidades de los modelos para reproducir la hidrodinámica marina.

3.1.2. Proyectos asociados

A continuación se describen brevemente los diferentes proyectos y exposiciones asociados al sistema radar HF implantado en el País Vasco:

Explotación de las medidas operacionales de la dinámica superficial del mar obtenidas a partir de radares HF [EMODIS (julio 2009 – diciembre 2010)] SAIOTEK (Gobierno Vasco)

El objetivo principal de este proyecto ha sido el de desarrollar las metodologías necesarias para el uso operacional de medidas de radar HF (corrientes marina y estado del mar) con la finalidad de utilizar esta tecnología innovadora para generar productos de evaluación y explotación del potencial energético del mar, seguridad marítima y vigilancia ambiental.

Los principales beneficios que se plantearon en dicho proyecto son:

- La construcción de una herramienta de evolución y gestión activa del medio marino con utilidades en diferentes campos (energía, seguridad marítima).
- La mejora del conocimiento de los procesos que gobiernan la circulación superficial (originada principalmente por viento y mareas) en la zona.
- La mejora de las prestaciones para el sector marítimo de los modelos oceánicos de previsión.

El proyecto se dividió en 2 fases en las que se realizaron las siguientes tareas:

Fase 1: tratamiento, validación y desarrollo de las herramientas necesarias para la utilización de las medidas de radar HF de forma operacional (evaluación y seguimiento de tiempo presente y pasado).

Fase 2: análisis del comportamiento de los modelos con vista a utilizar los datos de radar HF de forma operacional para mejorar los modelos de previsión (evaluación y seguimiento de tiempo futuro).

Proyectos para el desarrollo de modelos de oceanografía operacional: ITSASEUS y LOREA

Estos dos proyectos apoyan el desarrollo de modelos para la oceanografía operacional. La predicción de las condiciones oceanográficas ó el seguimiento de vertidos pueden ser algunas de las utilidades que puede tener este desarrollo.

El proyecto ITSASEUS está propuesto dentro del Programa de Investigación Estratégica ETORTEK 2007 y consiste concretamente en el desarrollo e implementación operacional de sistemas de predicción océano-meteorológica en el País Vasco, que permitan a Euskalmet proveer de servicios de alto valor añadido a todas aquellas actividades desarrolladas tanto en la zona oceánica como terrestre (Ver: <http://www.azti.es/itsaseus-un-avance-en-la-prediccion-oceano-meteorologica-en-el-pais-vasco-y-el-desarrollo-de-productos-y-aplicaciones.html>)

El proyecto LOREA es un proyecto transfronterizo que consiste en un sistema de oceanografía operacional costero que está subvencionado actualmente a través de un proyecto INTERREG IVa, ofreciendo información a administraciones y gestores de la región del País Vasco y Aquitania para el control de la calidad de aguas, descargas de ríos, derrames de contaminantes, material de dragado, morfodinámica, etc. Toda la información de este proyecto se puede encontrar en su página web: <http://www.azti.es/lorea>

En ambos proyectos, los datos radar HF se explotan junto al resto de datos de la red de observaciones del País Vasco.

Publicación de mapas en tiempo real en la página web de Euskalmet (Agencia Meteorológica Vasca)

En la página web de Euskalmet (www.euskalmet.net) se publican los datos de toda la red de medidas del País Vasco (6 estaciones costeras, 2 boyas de alta mar y 2 antenas radar HF, Figura 20).

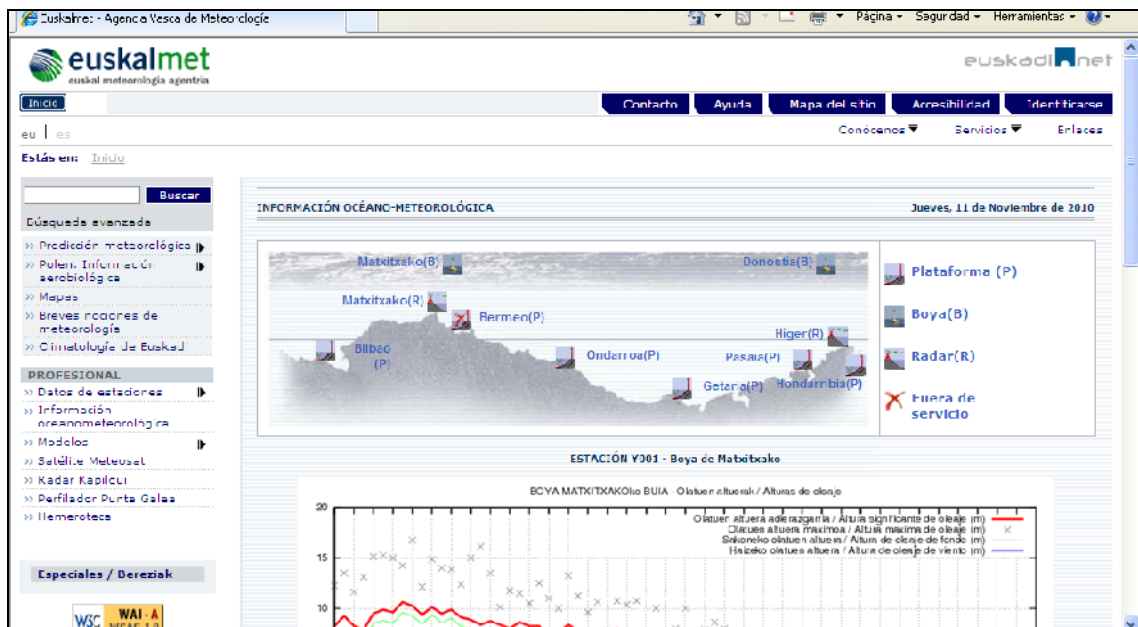


Figura 20: Imagen de la información oceanometeorológica disponible en la página web de Euskalmet.

La información de los radares facilitados por Euskalmet, se presenta en forma de mapas. En estos mapas se puede ver tanto la dirección como el valor de las corrientes a una hora determinada (se presentan los mapas en tiempo real). En la Figura 21 se muestra uno ejemplo de estos mapas.

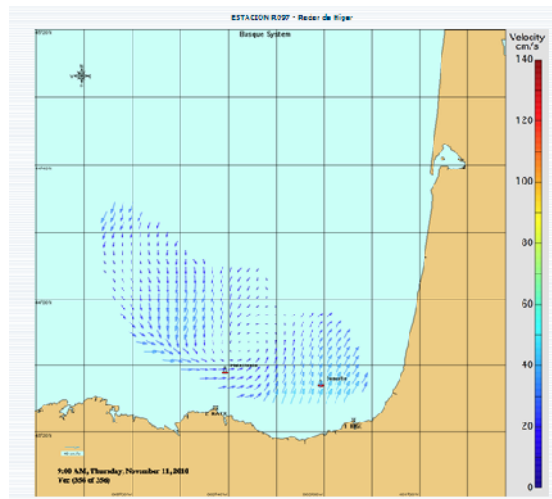


Figura 21: Mapa de la información de radar publicada en la web de euskalmet el 11/11/2010 a las 09:00

Beca FCT para realizar un programa de doctorado: Dinámica oceánica superficial en el golfo de Bizkaia

La Fundación Centros Tecnológicos Iñaki Goenaga, ha ofertado una beca de doctorado que se realizará en AZTI, dentro de la cual se estudiará la dinámica oceánica superficial del golfo de Bizkaia a partir de los datos HF radar del País Vasco. La duración de la beca es de 4 años y va desde octubre de 2010 hasta octubre de 2014.

Cabe citar que este trabajo se realiza en el marco de esta beca y forma parte de mi programa de doctorado.

Ponencias en las que se ha presentado el sistema HF radar del País Vasco durante el año 2010

- Coastal stations, offshore buoys and HF radar for monitoring high frequency ocean processes in the SE Bay of Biscay: some examples of model validation. Rubio A., Mader, J., Fontán, A., Ferrer, L., González, M. y Alzorritz, N. AZTI-Tecnalia, Marine Research Division, Spain. THE 42nd INTERNATIONAL LIEGE COLLOQUIUM ON OCEAN DYNAMICS. Multiparametric observation and analysis of the Sea (Liège, University Campus, 26 to 30 April 2010)

- Coastal HF radar for operational surface current monitoring and model validation in the SE bay of biscay. Mader, J., Rubio, A., Fernández, V., González, M., Tarafa, N., Fontán, A., Ferrer, L. Comunicación oral. Comunicación oral. I Encuentro de Oceanografía Física, Barcelona 13-15 Octubre 2010:
- Operational Oceanography and HF radar in the Basque Country. Julien Mader, Carlos Hernandez, Manuel González, Andrea Del Campo, Luis Ferrer, Almudena Fontán, Anna Rubio, Ganix Esnaola, Nekane Alzorritz, Irati Epelde, Pedro Liria, Iñaki De Santiago, Yolanda Sagarminaga, Guillem Chust, Stefani Novoa, Ibon Galparsoro, Adolfo Uriarte, Jose Antonio Aranda (EUSKALMET). Comunicación oral. WORKSHOP “HF RADAR Systems for the monitoring of surface currents: development and applications” 28 -29 OCTOBER 2010(AZTI-Tecnalia, Pasaia)
- The HF radar System in the Basque Country. First validation and data analysis results. Anna Rubio, Julien Mader, Manuel González, Almudena Fontán, Vicente Fernández (QUALITAS REMOS), José Antonio Aranda (Euskalmet). Comunicación oral. WORKSHOP “HF RADAR Systems for the monitoring of surface currents: development and applications” 28 -29 OCTOBER 2010 (AZTI- Tecnalia, Pasaia)

3.2. INVENTARIO Y DESCRIPCIÓN DE DATOS DISPONIBLES

Es este estudio se han recopilado los datos disponibles de las corrientes superficiales en el SE del golfo de Bizkaia, del año 2009, ya que los primeros datos disponibles de radar son del 2009 y a fecha de la realización de esta tesina, los datos del año 2010 no estaban disponibles. Además de los datos radar HF, se han utilizado los datos facilitados por las boyas instaladas en la zona de estudio para validar las medidas del radar.

El conjunto de datos disponible (con mayor o menor densidad de datos) para 2009 es el siguiente:

- Datos boyas: Donostia y Matxitxako (Gobierno Vasco).
- Datos radar HF: antenas Higer y Matxitxako (Gobierno Vasco).

En la Tabla 2. Se muestran los datos disponibles durante el año 2009.

2009	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
Enero	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Febrero	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Marzo	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Abril	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mayo	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Junio	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Julio	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Agosto	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Septiembre	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Octubre	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Noviembre	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Diciembre	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Datos disponibles ■

Tabla 2: Días en los que hay datos disponibles (aunque pueden contener huecos horarios ó cobertura especialmente reducida).

Tal y como se puede ver en la Tabla 2, durante el año 2009, el número de datos por mes es mayor que el 50%, excepto para los meses de marzo, agosto, septiembre y diciembre. El número de datos disponibles para los meses de marzo y septiembre ronda el 50% mientras que es muy bajo para agosto y diciembre

3.3. MÉTODOS DE ANÁLISIS DE DATOS

Antes de empezar a trabajar con los datos radar, estos serán tratados mediante controles de calidad. Estos controles, eliminan los valores de corrientes que superan los $80 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y los valores que superan los $40 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ entre datos consecutivos (ESEOO, 2007).

Para comparar y validar los datos disponibles de radar con los de las boyas de Matxitxako y Donostia se analizaron los siguientes parámetros:

Coeficiente de correlación

En estadística, el coeficiente de correlación de Pearson es un índice que mide la relación lineal entre dos variables aleatorias cuantitativas. La correlación de Pearson es independiente de la escala de medida de las variables.

El coeficiente de correlación entre dos variables aleatorias X e Y es el cociente

$$r = \frac{\sigma_{XY}}{\sigma_X \cdot \sigma_Y}$$

donde σ_{XY} es la covarianza de (X,Y) y σ_X y σ_Y las desviaciones típicas de las distribuciones marginales.

- Si $r = 1$, existe una correlación positiva perfecta. El índice indica una dependencia total entre las dos variables denominada relación directa: cuando una de ellas aumenta, la otra también lo hace en proporción constante.
- Si $0 < r < 1$, existe una correlación positiva.
- Si $r = 0$, no existe relación lineal. Pero esto no necesariamente implica que las variables son independientes: pueden existir todavía relaciones no lineales entre las dos variables.
- Si $-1 < r < 0$, existe una correlación negativa.
- Si $r = -1$, existe una correlación negativa perfecta. El índice indica una dependencia total entre las dos variables llamada relación inversa: cuando una de ellas aumenta, la otra disminuye en proporción constante.

RMS

La media cuadrática, valor cuadrático medio o RMS (del inglés Root Mean Square) es una medida estadística de la magnitud de una cantidad variable. Puede calcularse para una serie de valores discretos o para una función de variable continua. El nombre deriva del hecho de que es la raíz cuadrada de la media aritmética de los cuadrados de los valores. Su expresión es la siguiente:

$$RMS = \left[\frac{1}{N} \sum (X_{med} - X_{abs})^2 \right]^{1/2}$$

Donde: X_{med} = velocidad del radar

X_{abs} = velocidad de la boya

Su valor indica de alguna forma el error en magnitud que puede contener cada dato de radar respecto a los datos de las boyas de medida *in situ*.

RMD

El parámetro RMD (Relative Mean Difference) cuantifica la diferencia media en comparación con el tamaño de la media y es una cantidad adimensional. Su expresión es la siguiente:

$$MRD = \frac{1}{N} \sum \frac{(X_{med} - X_{abs})}{X_{abs}}$$

4. RESULTADOS

4.1. VALIDACIÓN

En este apartado se validarán los datos radar HF con los datos de las boyas de Matxixako y Donostia. El origen de estos datos es totalmente diferente al de los datos radar. Por un lado, los datos de las boyas son puntuales (espacialmente) mientras que los datos radar integran la medida en una escala espacial mayor. Por otro lado, los datos radar llevan implícito una media móvil de 3 horas a diferencia de los datos de las boyas y se estiman a 3 m en vertical y 5° de resolución radial. Además de estas diferencias, pueden existir variaciones de las direcciones y velocidades de las corrientes en vertical. Estas variaciones podrán ser medidas mediante la comparación de los datos de las boyas en superficie y a 12 m de profundidad. Por todo lo anterior la validación de los datos se realizará teniendo en cuenta todas estas diferencias.

4.1.1. Validación de los datos con las boyas Matxixako y Donostia

Para este estudio, se han comparado los datos de radar con los datos de las boyas de Matxixako y Donostia (ambas pertenecientes al Gobierno Vasco).

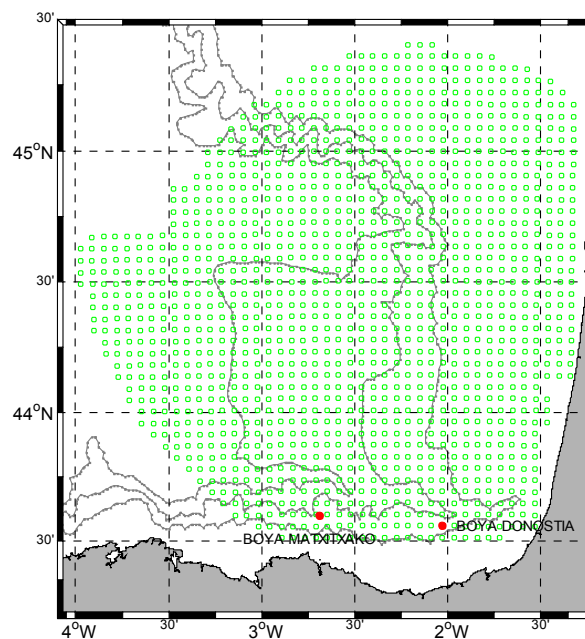


Figura 22: Posición de todos los nodos de la malla del radar HF y las dos boyas utilizadas en la validación de los datos.

Tal y como se observa en la figura 22, para esta validación se han utilizado puntos muy cercanos a las antenas de Higer y Matxitxako y se sabe que cuanto más se aleja el nodo de la antena, el error será mayor. Como este error es predecible, se asume que la calidad de los datos disminuirá con la distancia a las antenas.

A los datos de las boyas se les ha aplicado una media móvil de tres horas para que sean comparable con los datos radar que ya llevan implícito ese promedio.

La zona donde se encuentran instaladas las antenas, es una zona donde no hay muchas interferencias sobre las antenas pero aún así se hizo una campaña de calibración durante el verano de 2010. Estas campañas se realizan para conseguir un patrón de calibración real y no utilizar el patrón teórico, ya que el patrón real mejorará la calidad de los datos. Una vez reprocesados los datos con los patrones ideales y reales de cada antena, se ha visto que la mejora en la calidad de los datos es muy pequeña. Además se sabe que la campaña se llevó a cabo en condiciones meteorológicas adversas y se volverá a realizar a lo largo del 2011. Debido a ello, este estudio se ha realizado con los datos de radiales reprocesados a partir de patrones ideales.

Respecto a los pares de comparación, se han hecho las siguientes comparaciones:

- 1) Datos superficiales vs. datos a 12 m de profundidad de las boyas.
- 2) Radar vs. datos superficiales de las boyas.
- 3) Radar vs. datos a 12 m de profundidad de las boyas

La primera comparación se ha hecho para la estimación del gradiente vertical de velocidad. Una vez hecha esta comparación y comprobado que los datos parecen ser coherentes en la vertical, se han comparado los datos de radar HF con los datos de las dos boyas en superficie. Cabe mencionar que el dato de radar es un promedio de los tres metros más superficiales de la capa de agua mientras que las boyas miden a una profundidad concreta.

Para esta comparación, se han buscado los nodos de la malla de radar más cercanos a las boyas.

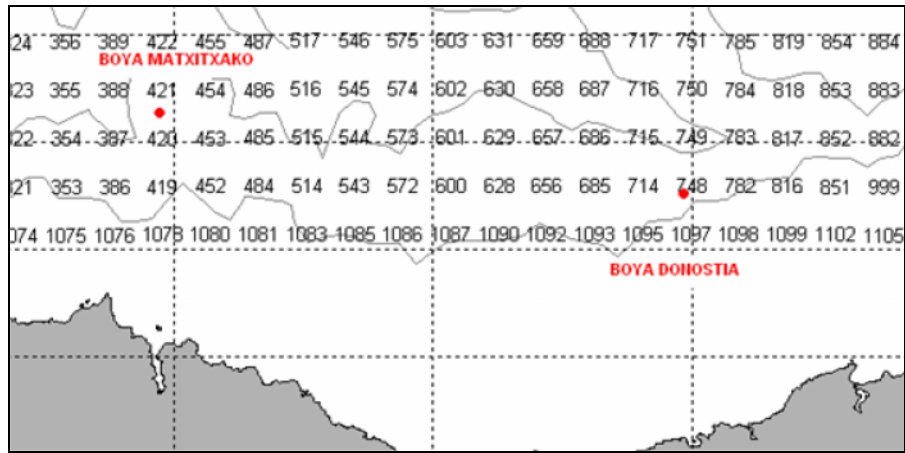


Figura 23: Figura donde se ven los nodos numerados y la posición de las boyas.

Tal y como se observa en la Figura 23, los pares de comparación serán los siguientes:

BOYA	NODOS RADAR HF
Matxitxako	420, 421
Donostia	748

Finalmente, la comparación se ha hecho con los datos de la corriente a 12 m de profundidad de las boyas de Donostia y Matxitxako frente a los datos de radar HF, con los nodos anteriores.

Comparaciones

En la Figura 24 se muestra un ejemplo de las figuras obtenidas en el proceso de comparación y que se incluyen en el Anexo I: Figuras de la Validación de los Datos Radar HF.

Boya Matxitxako superficial – Boya Matxitxako a 12m

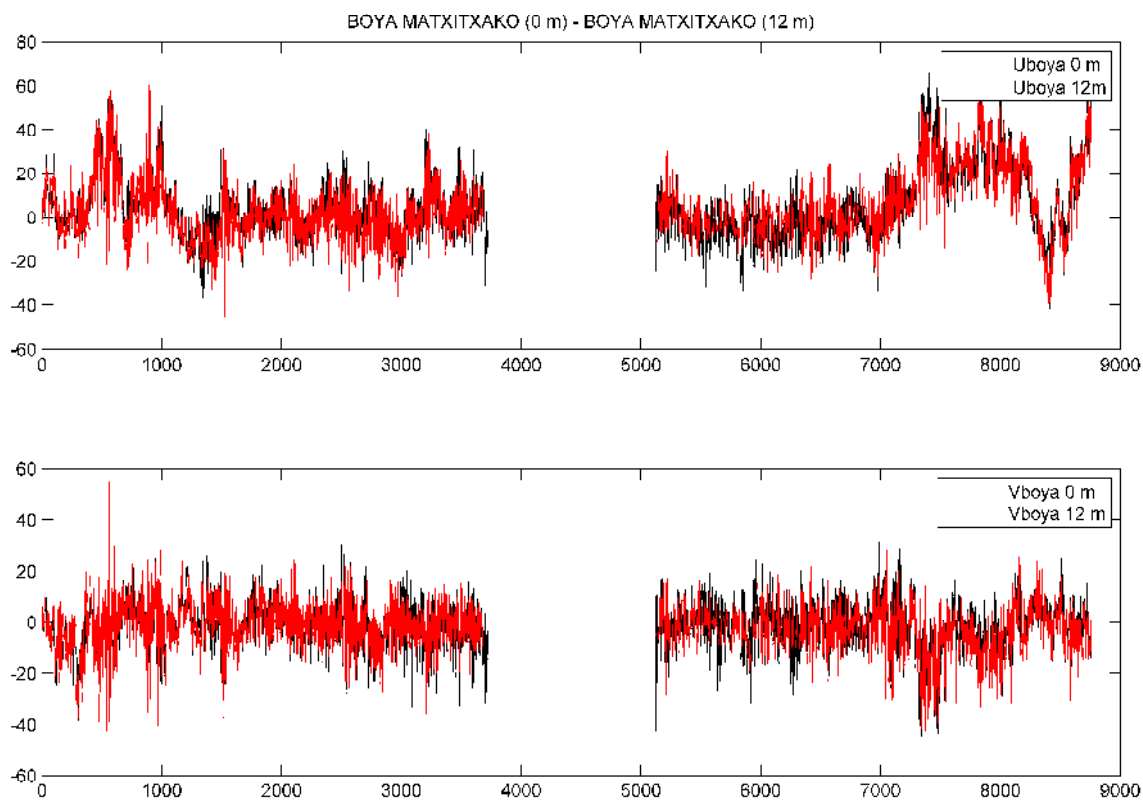


Figura 24: Datos superpuestos de la Boya de Matxitxako en superficie y los de la misma boya a 12 m de profundidad.

VELOCIDAD [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$]			
Componente U			
	CORRELACIÓN	RMS [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$]	MRD
Boya Matxitxako 12 m			
Boya Matxitxako 0 m	0.7950	9.9587	1.9747
Boya Donostia 12 m			
Boya Donostia 0 m	0.3716	11.9152	-1.3623
Componente V			
Boya Matxitxako 12 m			
Boya Matxitxako 0 m	0.5883	8.9246	0.6023
Boya Donostia 12 m			
Boya Donostia 0 m	0.2811	11.6123	-0.8269

Tabla 3: Resultado de la comparación de los datos de las boyas en el proceso de validación

Antes de realizar las comparaciones entre radar y boya, es necesario comprobar que los datos de las boyas en superficie y a 12 m profundidad muestran señales similares para descartar posibles errores en los datos de las boyas y evaluar el gradiente o cizalla vertical existente. En la Tabla 3 se muestran los valores del coeficiente de correlación, el RMS y el MRD para las diferentes profundidades de las boyas.

Tal y como se observa en la comparación de las dos boyas para diferentes profundidades (0-12 m), la correlación es mucho mayor para la boya de Matxitxako que para la de Donostia con valores de $r_U=0.79$ $r_V=0.58$ para el primer caso y $r_U=0.37$ y $r_V=0.28$ para el segundo caso. Esto indica que en la zona de la boya de Matxitxako las corrientes son más homogéneas en vertical que en la zona de la boya de Donostia.

El valor del RMS está entre $9.95-11.91 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ entre las diferentes profundidades de las boyas y el MRD oscila entre $0.82-1.97$ en valor absoluto. Estos valores demuestran coherencia entre los datos a diferentes profundidades.

Una vez comprobado que los datos de las boyas presentan valores semejantes entre ellos se aceptan para el proceso de validación y se procede a comparar los datos de las boyas con los de radar. En la tabla 4 se observan los valores de estas comparaciones.

VELOCIDAD [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$]						
Componente U						
	CORRELACIÓN		RMS [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$]		MRD	
	Nodo 420	Nodo 421	Nodo 420	Nodo 421	Nodo 420	Nodo 421
Boya Matxitxako 0 m	0.8471	0.8627	8.3825	8.0996	-0.2096	-1.1029
Boya Matxitxako 12 m	0.7110	0.7383	10.9517	10.7951	-1.1269	-1.8507
	Nodo 748		Nodo 748		Nodo 748	
Boya Donostia 0 m	0.5313		10.3842		-1.3141	
Boya Donostia 12 m	0.3733	-	10.3139	-	0.8401	-
Componente V						
	Nodo 420	Nodo 421	Nodo 420	Nodo 421	Nodo 420	Nodo 421
Boya Matxitxako 0 m	0.6353	0.6432	8.1977	8.1247	-1.1961	-0.9198
Boya Matxitxako 12 m	0.4856	0.4975	9.1740	9.1061	-1.2423	-2.7001
	Nodo 748		Nodo 748		Nodo 748	
Boya Donostia 0 m	0.3491		12.8869		0.4433	
Boya Donostia 12 m	0.2164		12.3904		-0.2193	

Tabla 4: Resultado de la comparación de los datos de las boyas y radar HF en el proceso de validación

Los nodos 420 y 421 de la malla radar se han comparado con los de la boya de Matxitxako a 0 y a 12 m de profundidad. La correlación es significativa (0.84 y 0.86 respectivamente) en la componente U de la velocidad, siendo superior en superficie que a 12 m. Este resultado encaja con el hecho que el radar mide la corriente en los 3 m más superficiales. En la componente V de la velocidad ocurre lo mismo pero los valores de la correlación disminuyen en superficie hasta 0.63 y 0.64. Esta disminución se puede deber a la ubicación espacial de la boya, debido al ángulo de incidencia de las radiales. En estos nodos las radiales se cruzan con ángulos que tienen mayor componente U que V y su error será mayor en V. El RMS de la comparación de los datos anteriores es de 8.09-10.95 $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ y el MRD de 0.91-2.70. Estos valores indican buenos resultados entre los dos grupos de datos.

El nodo 748 de la malla radar se ha comparado con la boya de Donostia. En este caso los resultados dan mayores desviaciones entre los datos radar y los datos de la boya. La correlación oscila entre 0.34-0.53 en superficie y disminuye hasta 0.21-0.37 a 12 m de profundidad. Esta disminución podría ser debida a la gran variabilidad vertical de las

corrientes en esta zona. Los valores de RMS y MRD son del mismo orden que para la comparación con la boya de Matxitxako siendo 10.31-12.88 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y 0.21-1.31 en valor absoluto respectivamente. Al igual que en el caso anterior estos valores indican buena correspondencia entre los dos grupos de datos.

Después de la realización del proceso de validación, se ha comprobado que los datos de radar y los medidos *in situ* mediante las boyas, se corresponden en buena medida dada la elevada variabilidad observada en la zona y considerando las diferencias en cuanto a los sistemas de medida. Estas diferencias pueden ser debidas a que la comparación se ha hecho punto a punto y es muy difícil que este tipo de comparación dé resultados exactos. Por todo lo anterior, se puede concluir diciendo que la información del radar es válida para el estudio de las corrientes superficiales en el SE del golfo de Bizkaia. Por lo que se procederá a calcular las medias mensuales de los meses con datos suficientes disponibles (más del 50%) en el apartado 4.2.

4.1.2. Otros ejercicios de validación realizados

A continuación se describen algunos de los trabajos de validación que ya se han hecho con los datos de radar HF del País Vasco.

a) Validación con las boyas de Matxitxako y Donostia

Para un trabajo realizado conjuntamente por AZTI-Tecnalia y Qualitas Remos (Mader *et al.*, 2010), se realizaron las mismas comparaciones que se han realizado en este trabajo, pero para un periodo más corto de tiempo. Los resultados fueron muy semejantes a los aquí obtenidos.

b) Reseña del trabajo de validación hecho mediante los resultados del estudio de la salinidad (LOCEAN)

Se desplegó una boya en la zona de estudio en el marco del proyecto GOGASMOS (campañas CAROLS) para realizar un estudio sobre la salinidad (ver Figura 25), durante los días 17-18 de mayo de 2009. Utilizando los datos de la trayectoria de esta boya, se han comparado las velocidades dadas por el radar HF a lo largo de la trayectoria con las observadas.

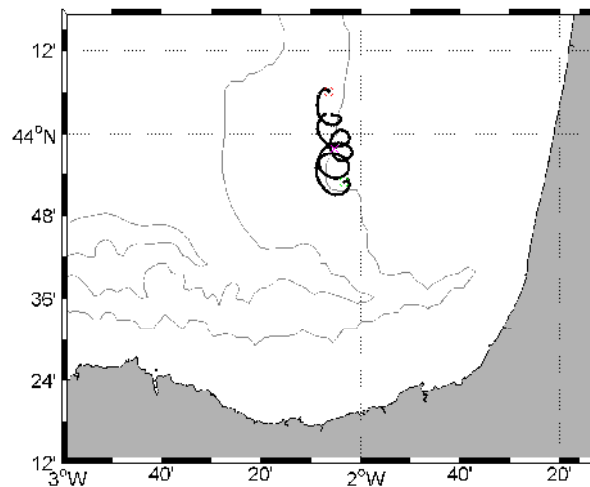


Figura 25: Trayectoria de la boya. (Cortesía de Gilles Reverdin, LOCEAN)

Se ha calculado el RMS de las componentes U (O-E) y V (S-N) de la velocidad de la corriente ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) y se han dibujado las gráficas de estas dos componentes con ambos datos. Los valores de RMS en U y V han sido de 0.183 y $0.096 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ respectivamente y los valores de la correlación en U y V de 0.70729 y 0.9063 respectivamente..

El resultado se puede observar en la Figura 26. En ellas se observa que los datos del radar se ajustan bastante bien a los datos de la trayectoria real de la boya, validando otra vez los datos del radar HF del País Vasco pero este ajuste es mejor en V que en U.

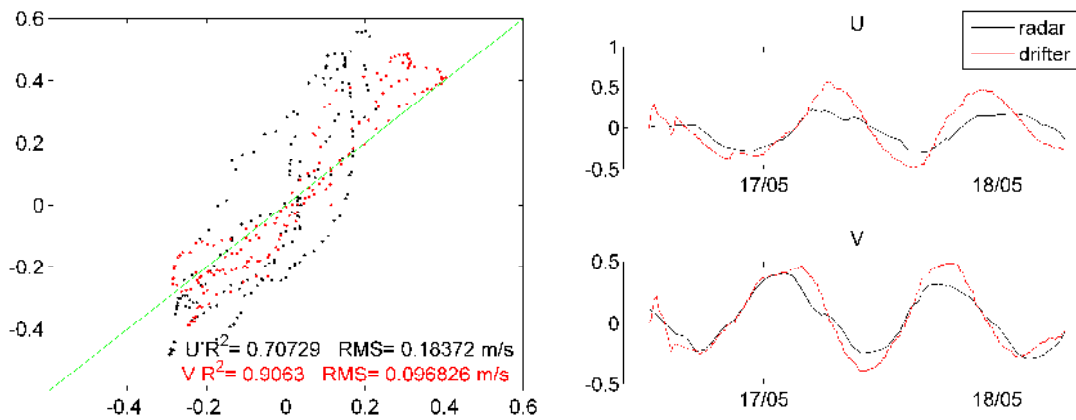


Figura 26: Comparaciones entre los resultados de G. Reverdín y datos radar HF.

c) Validación mediante espectros

Con el fin de comprobar si el contenido en términos de variabilidad de las series observadas por el radar HF es el correcto, se ha inspeccionado el contenido energético frecuencial en los registros de velocidades superficiales obtenidas por ambos sistemas (radar y boyas). Para ello se calculan los correspondientes espectros de frecuencia utilizando el método de Lomb-Scargle, que permite calcular espectros en series temporales con huecos (Lomb, 1976; Scargle, 1982). Los resultados obtenidos se presentan en la figura 27.

Si se observa la energía cinética total contenida por banda de frecuencia para las series de datos radar HF y las medidas por los ADCP de las boyas, se observa que en general el contenido energético del espectro es muy similar y además que los principales picos de variabilidad están correctamente reproducidos. Se observa la energía repartida en tres picos principales [pico diurno (debido a la marea y a las brisas, 1 día), pico semi-diurno (12,4 horas) e inercial (17,4 horas)]. Este comportamiento, ya observado en análisis previos de los datos in-situ de las boyas, se confirma en los datos radar HF, lo que muestra la capacidad del sistema radar para medir campos bidimensionales de velocidades de alta variabilidad temporal con suficiente sensibilidad como para detectar diferencias en la distribución espacial de esta variabilidad.

En Donostia la banda inercial contiene más energía que el pico mareal diurno. Las diferencias sugieren que la boya Donostia se encuentra situada en una región oceánica donde las corrientes superficiales son más susceptibles de verse afectadas por procesos

debidos a viento (principal responsable de las oscilaciones inerciales en superficie) que en Matxitxako. Este es un resultado interesante que se explorará durante la tesis de doctorado que proseguirá a esta tesina.

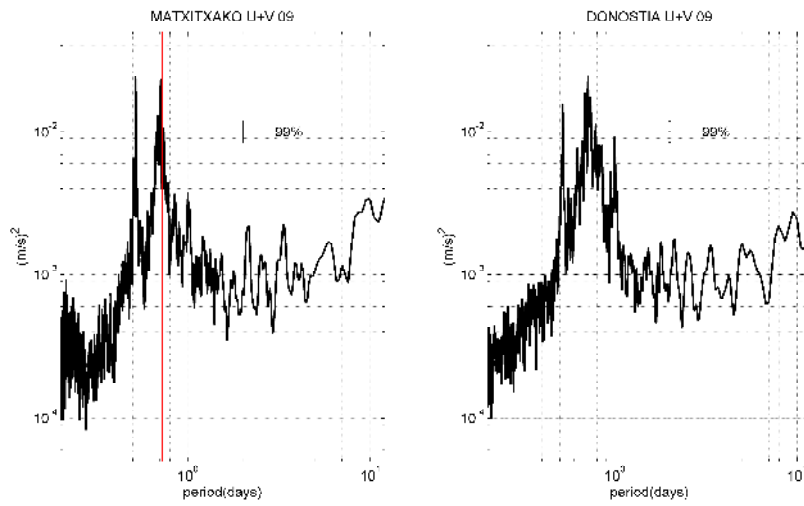
En los pequeños periodos, la energía del espectro del radar es menor que la de las boyas debido a la media móvil de los datos radar (3 horas).

El ancho de ventana utilizado en la generación individual de los espectros ha sido de 30 días, para luego poder promediar. Debido a esto, no se pueden hacer comparaciones de la escala sinóptica (debido a borrascas y anticiclones) cuya escala temporal es del orden de 1-15 días.

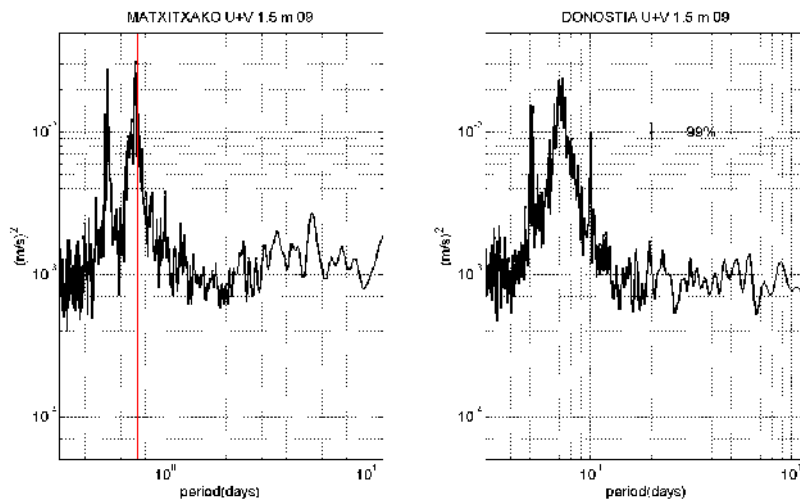
Si se comparan los espectros del radar y los del ADCP, se observa que el ajuste es mejor a 1,5 m que a 12 m de profundidad. Esto era de esperar, ya que el radar mide en los 3 primeros metros.

Con todo lo anterior se puede concluir que los espectros del radar HF, reproducen bien los fenómenos que se observan en los espectros de las dos boyas, por lo que la validación ha sido satisfactoria.

RADAR



ADCP 1.5



ADCP 12

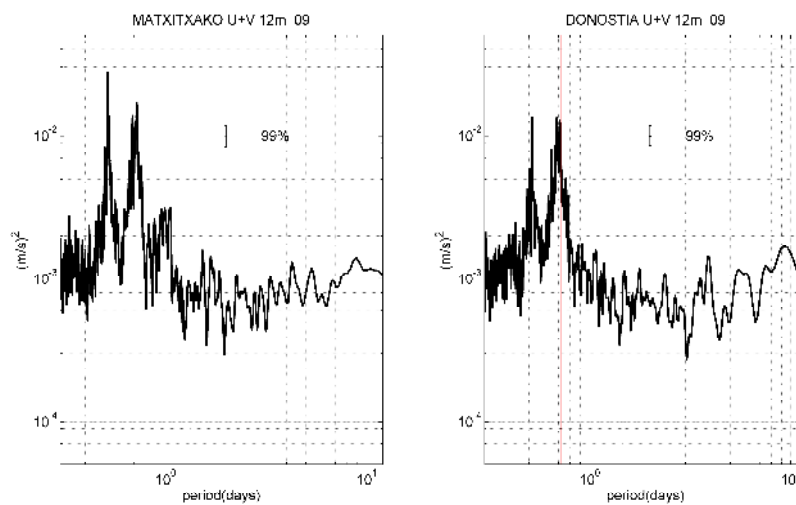


Figura 27: Espectros del radar y de las boyas de Matxitxako y Donostia (las ventanas de los espectros individuales son de 30 días; 720 horas).

4.2. ANÁLISIS DE DATOS

Una vez que se han validado los datos radar HF, se han utilizado para estudiar las corrientes superficiales en la zona de estudio. Para estudiar las corrientes superficiales se generarán mapas mensuales de corriente superficial para el año 2009.

4.2.1. Patrones medios mensuales de la corriente superficial

En este apartado se muestran los patrones medios mensuales de la corriente superficial durante el año 2009. Además, se han incluido otras tres gráficas para cada mes: la desviación estándar de los datos de cada nodo, una gráfica que representa la componente longitudinal de la corriente en un transecto perpendicular a la costa frente a cabo Matxitxako (ver Figura 28) y la evolución temporal del viento en la boya de Matxitxako.

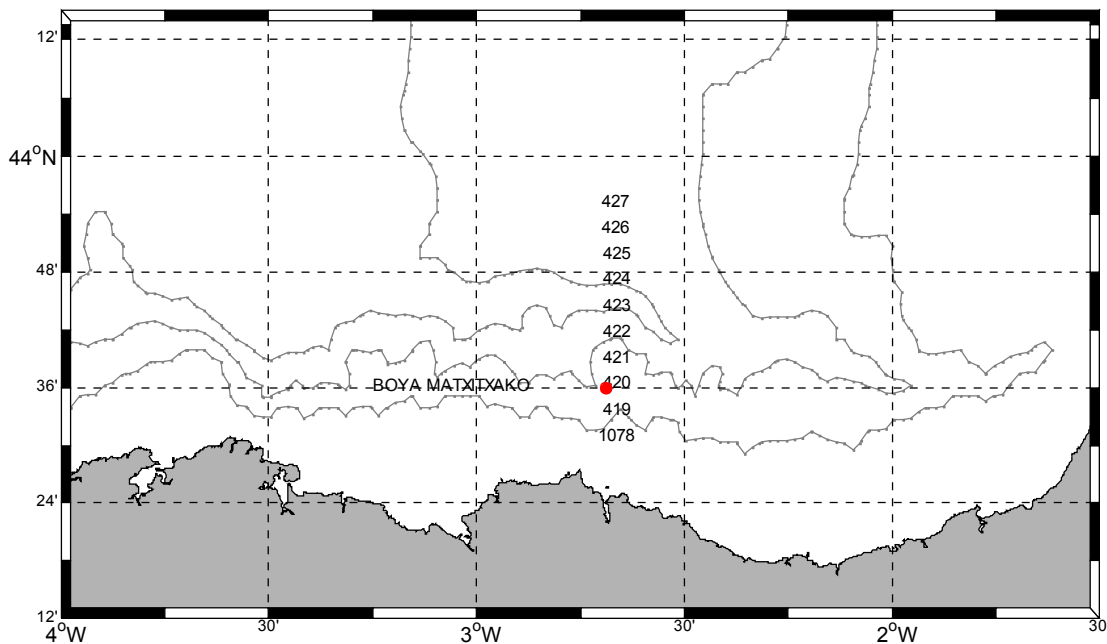


Figura 28: Situación de la línea ficticia frente al cabo Matxitxako y situación de los nodos. Se han representado las batimetrías de 200, 1000 y 2000 m.

El promedio mensual se dibuja únicamente para los nodos cuyo porcentaje de información supera el 50% del total de datos para ese mes. Tal y como se puede ver en

la Tabla 5. La mayoría de los meses tienen una amplia zona central con nodos con más del 50% de la información. Sin embargo, en marzo y septiembre existen grandes huecos en los datos y aunque la zona central no supera el 50% del total de datos por mes, hay una gran zona que supera el 40-45%. Por lo tanto, para estos meses se han dibujado los nodos con más del 40% de la información.

En cambio, para los meses de agosto y septiembre, el porcentaje mensual de datos disponible es muy bajo, por lo que no se incluyen patrones medios mensuales para estos dos meses (ver Tabla 5). Al final del estudio, se han incluido las figuras donde se observa la cobertura espacial del porcentaje de datos, la componente longitudinal de la corriente en el transecto frente a Matxitxako y el viento en dicho punto a partir de los datos disponibles durante estos dos meses.

Graficos/Meses	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Nodos con > 50% datos	x	x		x	x	x	x			x	x	
Nodos con > 40% datos			x						x			
No hay patrones mensuales								x				x

Tabla 5: Porcentajes de datos disponibles significativos para los meses del año 2009.

Las gráficas de vientos se han calculado a partir de los datos horarios de MeteoGalicia (Oficina Meteorológica Regional de Galicia). Estos datos han sido obtenidos con el modelo MM5 (descrito en detalle por Grell *et al.*, 1994). Su resolución espacial y temporal es de 30 km y 1 hora, respectivamente, y ha sido validado en la boya de Matxitxako en Alzorritz *et al.* (2010 submitted).

ENERO 2009

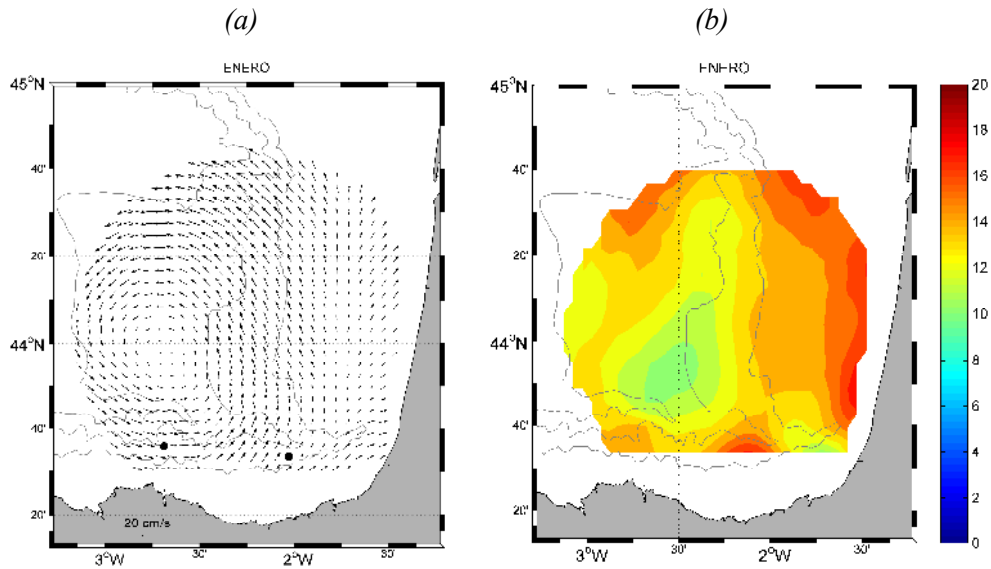


Figura 29: (a) Patrón de la circulación media para enero de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

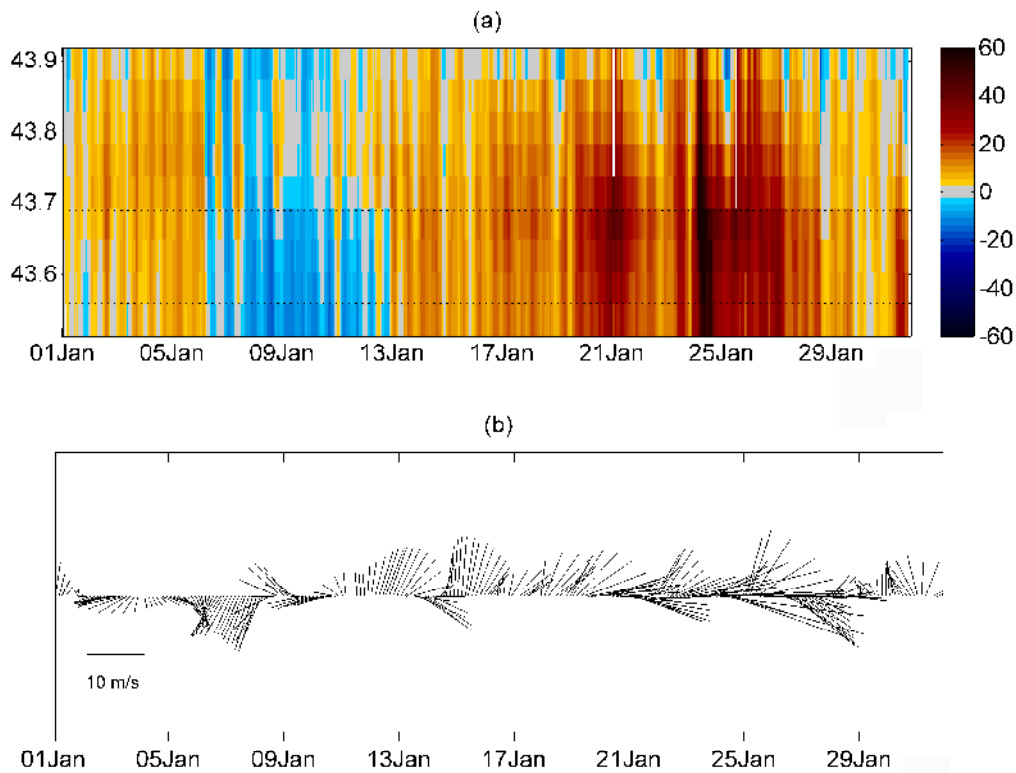


Figura 30: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

En enero se observa un patrón de circulación ciclónico que ocupa la mayor parte del dominio (figura 29), con velocidades que superan los $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en gran parte de la malla.

En la plataforma francesa se observa una corriente media hacia el norte y noreste con valores de entre 5 y $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ que se intensifican cerca de la costa. Los valores de la desviación estándar de esta zona (entre los 14 y $17 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) parecen indicar que estas corrientes tienen gran variabilidad a lo largo de enero, ya que, superan los valores medios de la corriente. Las corrientes medias observadas sobre la plataforma, con dirección noreste, podrían favorecer los procesos de hundimiento en la costa francesa. Estos procesos predominan en esta zona durante otoño e invierno debido a los fuertes vientos del sur y del oeste que además de aumentar la densidad de las aguas superficiales debido al enfriamiento de invierno, reactivan las corrientes del este y noroeste predominando el hundimiento. Sobre el talud francés se observa una corriente en dirección norte con valores de unos $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ entre las batimétricas de 200 y 1000 m y parte de ella gira para realimentar al remolino ciclónico.

Sobre el talud cantábrico se observa una corriente hacia el este, con valores de unos $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, similares a los observados en el talud francés (figura 29). En cambio, esta corriente se intensifica entre las batimétricas de 200 y 1000 m. Esta corriente que circula sobre el talud Cantábrico gira para continuar a lo largo del talud francés y este giro parece realimentar el remolino ciclónico. La corriente que discurre sobre el talud, parece no tener tanta variabilidad como la observada para la corriente de plataforma, ya que tanto el valor de la corriente como el de la desviación estándar son del mismo orden. La corriente descrita puede corresponder a la señal superficial de la IPC, que discurre hacia el Polo sobre el talud durante los meses de invierno (Frouin *et al.*, 1990; Pingree y Le Cann, 1990, 1992a, 1992b; Le Cann y Serpette, 2009 entre otros). Los datos radar parecen sugerir que el flujo que discurre sobre el talud cantábrico se ve modificado por la batimetría y gira para circular hacia el norte.

En el transecto (figura 30), se observa la tendencia general de las corrientes hacia el este, con un aumento de magnitud cerca de la batimétrica de los 1000 m, tal y como se observa en el patrón de la circulación media.

El viento parece influir en la dirección de las corrientes de esta zona (figura 30). Durante los días 7-12 de enero, las corrientes circulan hacia el oeste respondiendo a vientos de noreste. Además, los vientos del suroeste coinciden con el sentido de la posible señal de la IPC en el talud frente al cabo Matxitxako, elevando las corrientes a valores promedio de hasta $20-30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ entre los días 20-28 de enero. Estos valores ya fueron descritos por Frouin *et al.*, (1990), Haynes y Varton, (1990) y Gil y Sánchez, (2001) para los años en los que la IPC se intensifica durante los meses de invierno.

FEBRERO

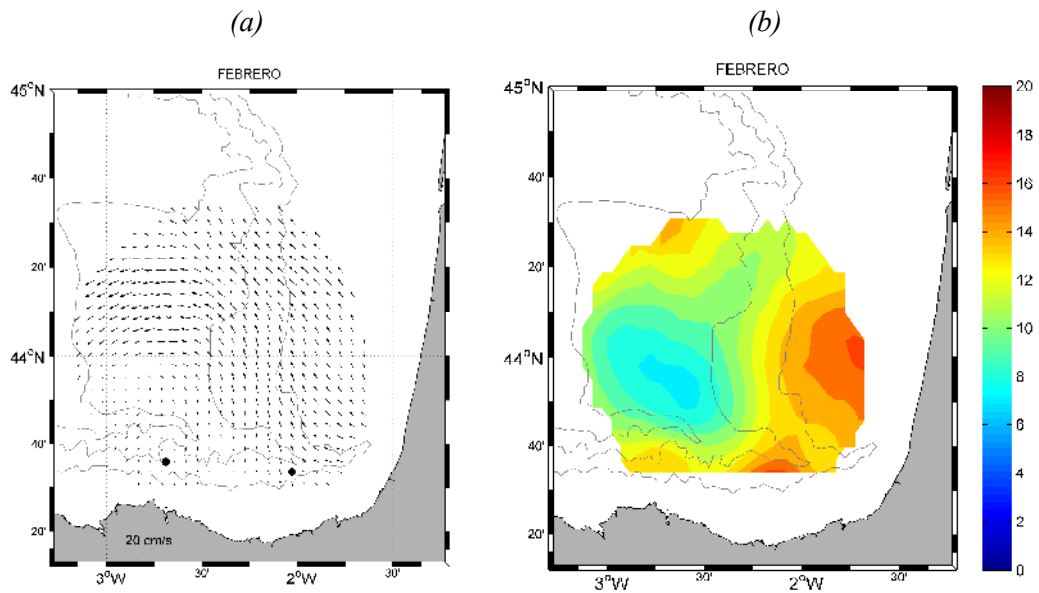


Figura 31: (a) Patrón de la circulación media para febrero de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

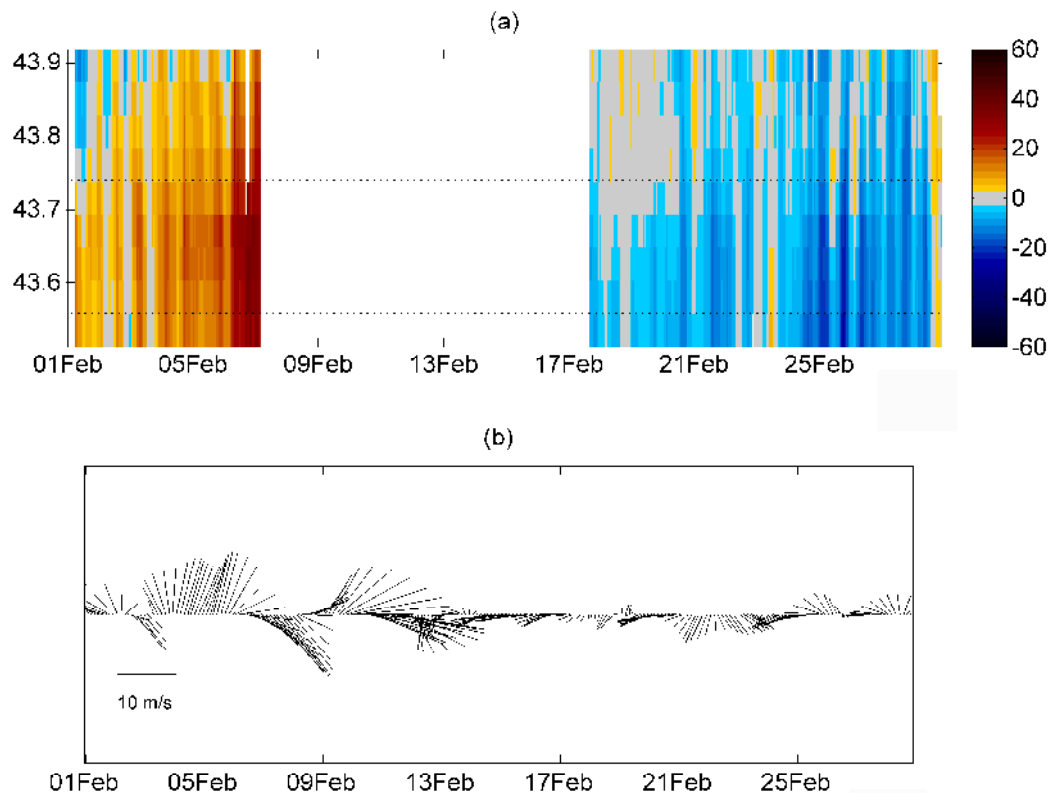


Figura 32: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

En febrero (Figura 31) se observan corrientes más débiles que en enero (inferiores a $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en la mayor parte del dominio). Estas corrientes son bastante uniformes en valor excepto la zona inferior a los 44° N y $2,5^\circ \text{ O}$. En esta esquina las corrientes alcanzan valores inferiores a $3 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y además tienen gran variabilidad espacial. Al igual que en enero, se observa un remolino ciclónico, aunque su centro se sitúa más al sur.

En la plataforma francesa se observan corrientes de unos $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ hacia el noroeste, que se debilitan en la zona más cercana a la costa ($5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$). De acuerdo a la desviación de estos datos (figura 31), se puede decir que esta zona de la costa francesa se ve afectada por corrientes de gran variabilidad a lo largo de este mes. En el talud francés la corriente se dirige hacia el norte con valores de unos $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, y una parte de esta corriente gira hacia el oeste sobre los 44° N para alimentar el remolino ciclónico.

En el talud cantábrico la corriente se dirige hacia el norte con valores inferiores a $3 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Por lo tanto, no se puede decir que exista una corriente de talud que discurre longitudinalmente a lo largo de todo el talud cantábrico, ya que no se observa ninguna señal de ésta.

En el transecto (figura 32) se observan dos patrones totalmente diferenciados. Por una parte el periodo entre el 1 y el 8 de febrero y por otra parte el periodo posterior al 17 de febrero. En el primer periodo predominan las corrientes longitudinales hacia el este que se intensifican al acercarse a la batimétrica de los 1000 m, superando los $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Estas corrientes parecen estar favorecidas por los vientos del suroeste que soplaron durante estos días. En el segundo periodo con datos, el escenario cambia por completo con corrientes hacia el oeste de $10\text{-}15 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, y con vientos del noreste y este; estas corrientes se intensifican cerca de la batimétrica de los 500 m. Debido a la falta de datos, no se puede decir lo que ocurrió entre el 8 y el 18 de febrero; pero la figura parece indicar que habría habido una transición de patrón entre esas fechas cambiando el sentido de las corrientes. El patrón observado durante los primeros días de febrero, parece ser la continuidad del observado en enero. El cambio de sentido de la corriente que se ha descrito puede dar lugar a esas corrientes medias débiles hacia el norte que se observan en el talud cantábrico, frente a cabo Matxitxako, por anularse las componentes longitudinales de ambos periodos al calcular la media mensual.

MARZO

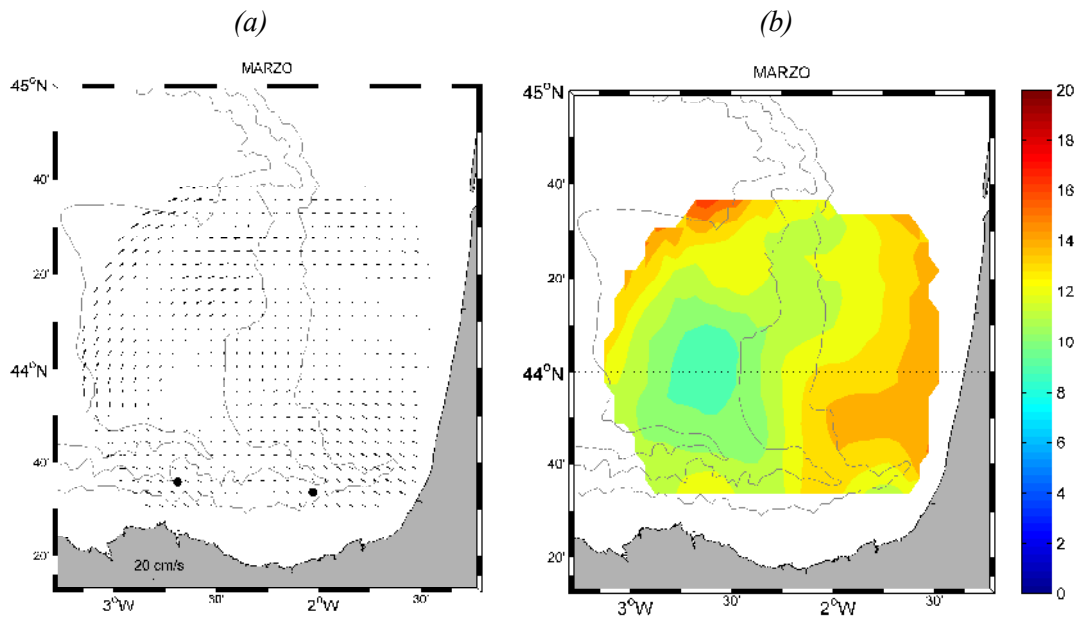


Figura 33: (a) Patrón de la circulación media para marzo de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

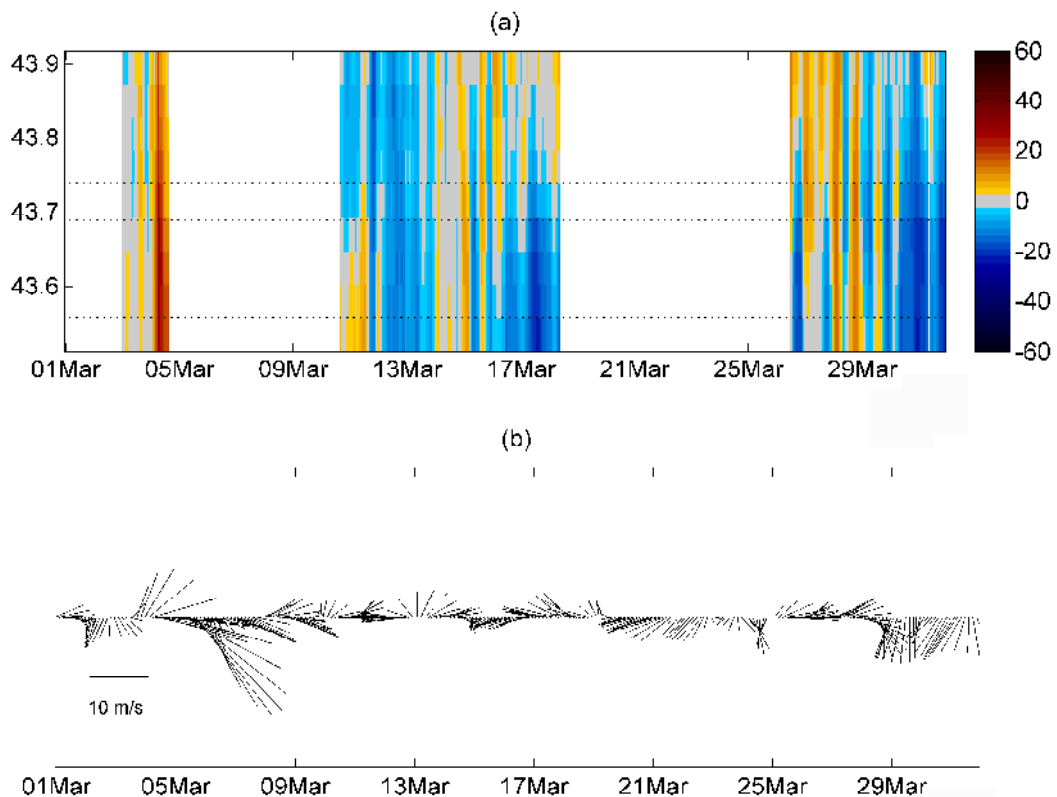


Figura 34: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

Durante el mes de marzo existe una gran variabilidad de las corrientes tanto en magnitud (con valores de 0 a $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) como en direcciones (Figura 33), que son muy variables a lo largo de toda la malla. Esta variabilidad y debilitamiento de las corrientes puede ser un indicativo del cambio estacional de las corrientes.

La plataforma francesa presenta un flujo medio hacia el oeste de unos $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ tanto al norte como al sur, existiendo además una zona central donde las corrientes tienden a valores nulos. Si se comparan los valores de las corrientes en la plataforma ($<5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) con los de la desviación estándar ($> 14 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) se observa que durante el mes de marzo, en la plataforma ha habido gran variabilidad. Aunque el flujo neto sobre la plataforma parece ser hacia el oeste, no se pueden identificar patrones de afloramiento, debido a la gran variabilidad temporal observada. La gran variabilidad en magnitud y dirección de las corrientes observadas a nivel general, también se observa sobre el talud francés, con corrientes de $2\text{-}8 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y desviaciones típicas elevadas.

Sobre el talud cantábrico, existen corrientes hacia el noroeste con valores superiores a $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ centradas sobre la batimétrica de los 1000 m. Si se observa la zona del remolino de los meses anteriores, en la zona de encuentro de los dos taludes, se puede intuir una señal de un remolino anticiclónico con corrientes de muy poca magnitud. En el transecto (figura 34) frente a cabo Matxitxako, se observa que las corrientes tienen gran variabilidad a lo largo de marzo con corrientes entre $0\text{-}20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Las corrientes más intensas observadas hacia el este se corresponden con los días de vientos del suroeste durante los días 5 y 28-29 de marzo. En el primer periodo los vientos superaron los $15 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y la corriente se intensificó más que durante el segundo periodo con predominio de vientos más débiles.

ABRIL

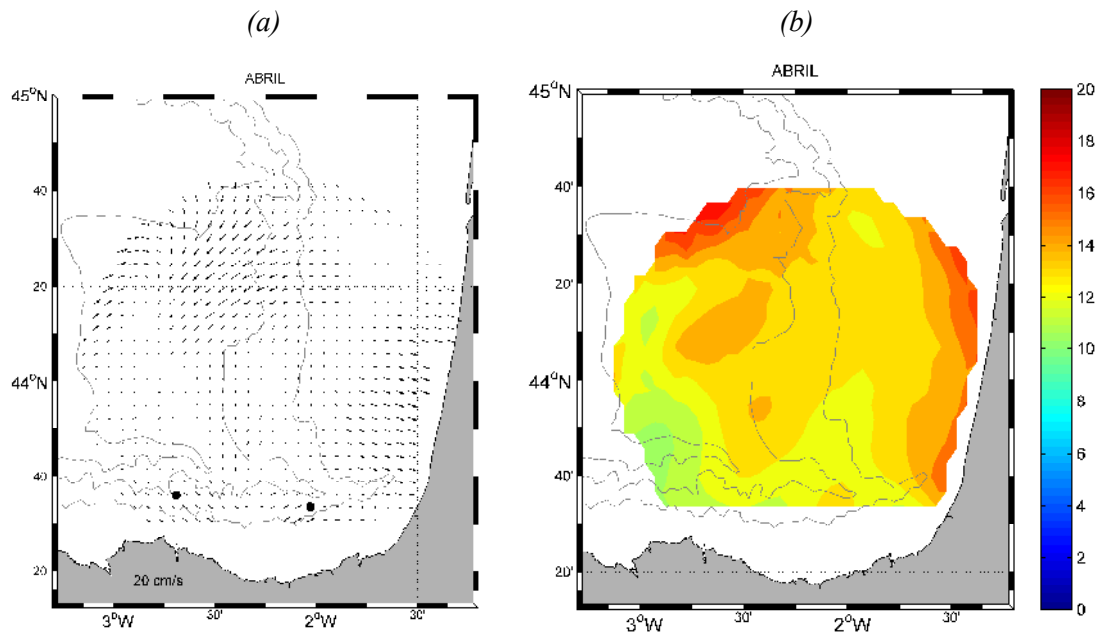


Figura 35: (a) Patrón de la circulación media para abril de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

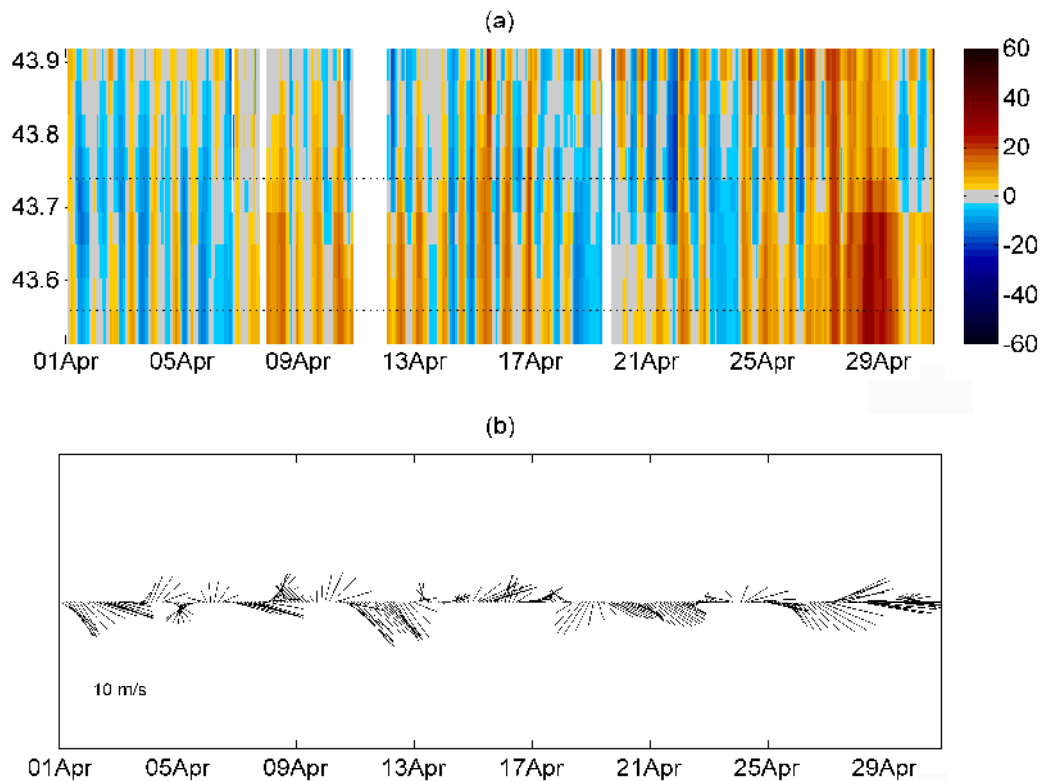


Figura 36: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

Durante el mes de abril las corrientes han más intensas que durante el mes de marzo, aunque sigue existiendo una gran variabilidad espacial tanto en magnitud como en las direcciones de las corrientes (Figura 35). Se observa una zona sobre la plataforma francesa con corrientes superiores a $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y otra sobre el talud francés con corrientes que superan los $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ mientras que en el resto de la malla de estudio las corrientes medias son inferiores a $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

En la plataforma francesa las corrientes se intensifican cuanto más nos acercamos a la costa en dirección este incluso este-sureste en algunos puntos, con valores cercanos a $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Las corrientes observadas parecen favorecer un proceso de hundimiento en la costa francesa en concordancia con la persistencia de vientos de componente norte en primavera. En el talud francés, existe una corriente hacia el suroeste con valores superiores a los $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, entre las batimétricas de 1000-2000 m y centrada en los $44,5^\circ$ N aproximadamente. Esta corriente es mucho más débil al sur de esta zona, incluso existe una franja en el noroeste de la malla donde las corrientes se dirigen hacia el noreste.

En el talud cantábrico la corriente fluye hacia el sureste cerca de la boya de Matxitxako con valores de $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y hacia el noreste cerca de la boya de Donostia con los mismos valores. Entre las dos boyas la corriente gira de uno a otro sentido. En el transecto frente a cabo Matxitxako (figura 36) existe una gran variabilidad temporal de las corrientes en todas las profundidades del talud. Los valores de las corriente son débiles en sentido oeste pero llegan a superar los $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ hacia el este durante los días cercanos al 29 de abril. Esta intensificación puede estar relacionada con los fuertes vientos del oeste que se observan en la boya de Matxitxako durante esos días. Por el contrario, el viento de componente este tiende a intensificar las corrientes hacia el oeste (como se observa durante el día 18 de abril).

En resumen, se podría decir que durante el mes de abril las corrientes se han intensificado pero sigue existiendo gran variabilidad tanto temporal como espacial al igual que lo observado durante el mes de marzo.

MAYO

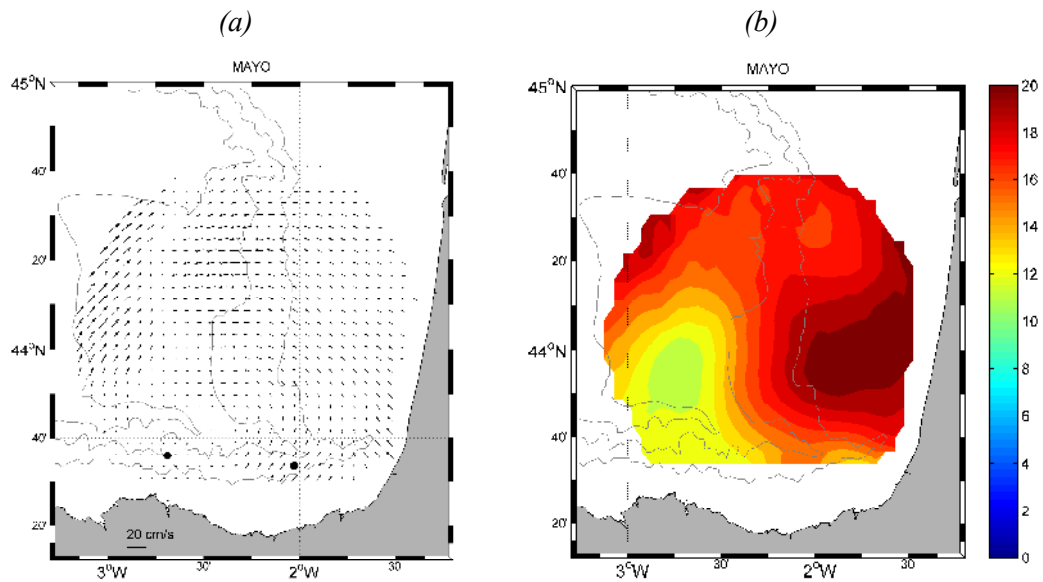


Figura 37: (a) Patrón de la circulación media para Mayo de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

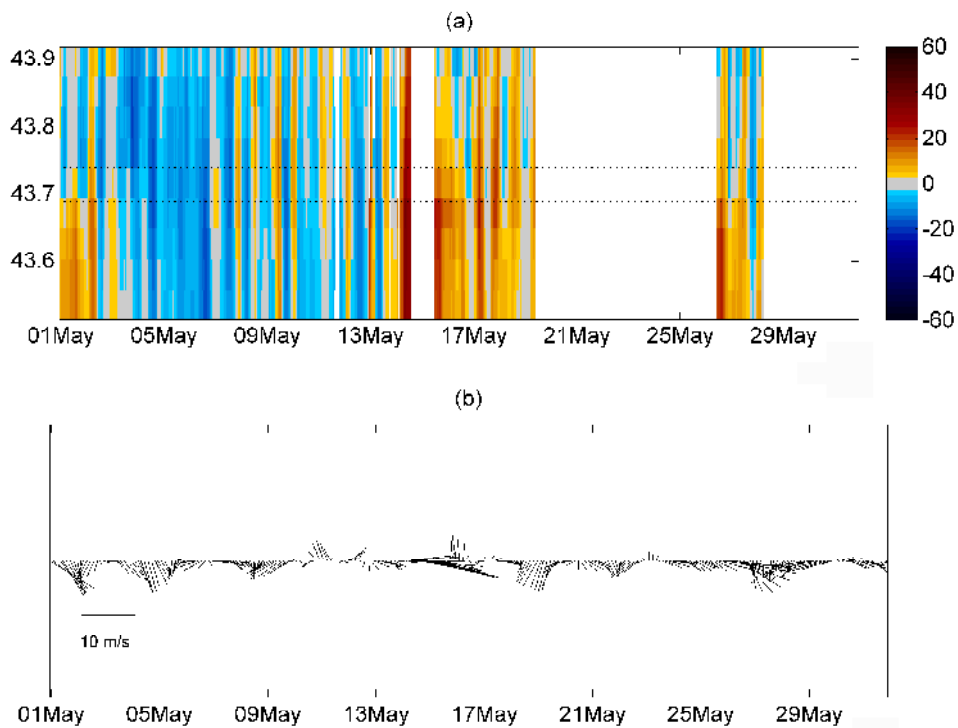


Figura 38: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

Vuelve a aparecer un patrón anticiclónico parecido a los primeros meses del año pero de menor intensidad (con valores inferiores a $3 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ cerca del centro) y desplazado hacia el sureste. Las corrientes son débiles en general ($< 5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) excepto sobre los 3° O sobre talud francés donde llegan a alcanzar los $14 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

En la plataforma francesa las corrientes son del orden de $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y se dirigen al norte y al noroeste, favorables al afloramiento. Aunque en la figura de la media mensual la dirección de las corrientes sobre la plataforma francesa está bastante definida hacia el norte y noroeste, se tiene que destacar que existe una zona central con desviación estándar superior a $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, lo que hace pensar que esa zona ha tenido gran variabilidad temporal durante el mes de mayo. En el talud francés no se aprecian corrientes longitudinales, pero sí existen dos zonas totalmente diferenciadas sobre los $2,8^\circ \text{ O}$, donde las corrientes cambian su dirección de noreste a oeste con velocidades de 12 a $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, respectivamente.

En el talud cantábrico, las corrientes medias son muy débiles o casi nulas alrededor de la boya de Matxitxako, mientras que en la boya de Donostia son del orden de $5\text{-}10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y en dirección norte. El patrón general sobre el talud es anticiclónico. En el transecto frente a cabo Matxitxako (figura 38) no se observa gran variabilidad temporal a escala de horas o días aunque sí se observan dos patrones bastante diferenciados antes y después del 13 de mayo. La corriente fluye hacia el oeste durante el primer periodo, pero a partir del 13 de mayo la situación cambia radicalmente circulando hacia el este con velocidades de hasta $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. A partir del día 15 de mayo, parece que los fuertes vientos (superiores a $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) del oeste, podrían intensificar las corrientes hacia el este. Poco se puede afirmar sobre el régimen de las corrientes a partir del 20 de mayo por falta de datos.

JUNIO

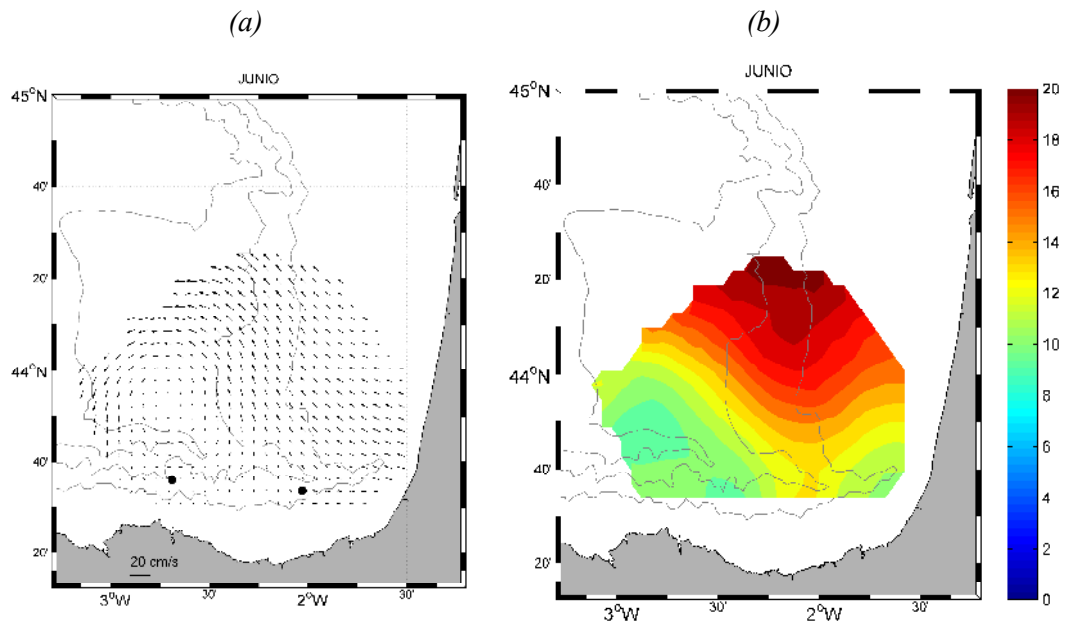


Figura 39: (a) Patrón de la circulación media para junio de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

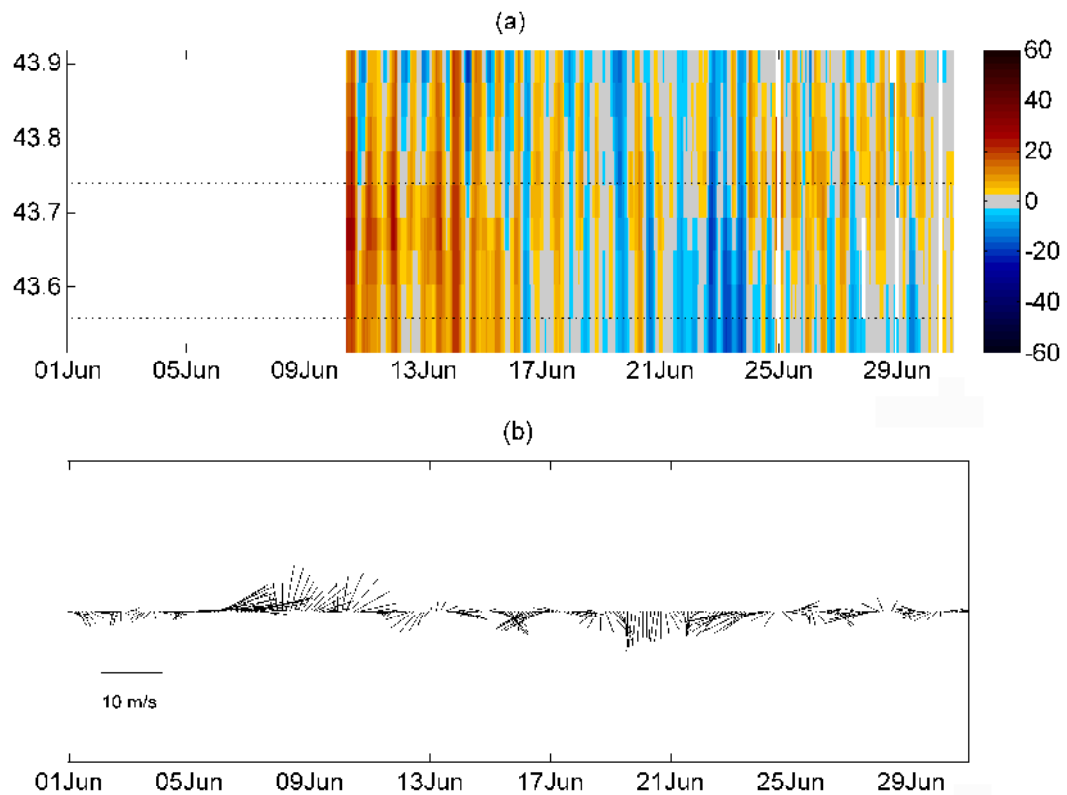


Figura 40: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

El mes de junio presenta una información espacial inferior que el resto de los meses del año 2009 debido a la disminución del porcentaje de datos por nodo (por debajo del 50 % establecido como mínimo). Se observa un patrón ciclónico centrado en $43,8^{\circ}$ N y $2,8^{\circ}$ O (figura 39). Las corrientes medias tienen valores cercanos a los $5-10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en gran parte de la malla, disminuyendo hasta valores casi nulos en el centro del remolino.

En la zona de la plataforma francesa las corrientes se dirigen hacia el oeste con valores de $5-10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, lo que favorecería procesos de afloramiento, al igual que durante el mes de mayo. La variabilidad temporal de las corrientes en la plataforma francesa aumenta con la latitud según la gráfica de las desviaciones estándar ya que los valores medios de la corriente son bastante homogéneos y la desviación aumenta con la latitud desde valores de 10 hasta $18 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Sobre las batimétricas 200-1000 m del talud francés se aprecia una corriente longitudinal hacia el norte con valores de unos $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Cuando alcanza los 44° N, una parte de esta corriente gira hacia el oeste para alimentar el remolino ciclónico disminuyendo las velocidades medias según se acercan al centro de éste.

En el transecto del talud cantábrico (figura 40), se observa un patrón claro durante el primer periodo de datos (10-17 de junio), con predominio de corrientes hacia el este favorecido por el predominio de viento de componente oeste. Durante el segundo periodo, se vuelve a observar un patrón de gran variabilidad de la componente longitudinal de la corriente, al igual que para la mayoría de los meses de primavera-verano. Desde el 10 hasta el 17 de junio, se observa el cambio de sentido de las corrientes, por encima de los $43,8^{\circ}$ N. Este cambio parece corresponderse con el centro del remolino ciclónico centrado sobre esa latitud aproximadamente.

JULIO

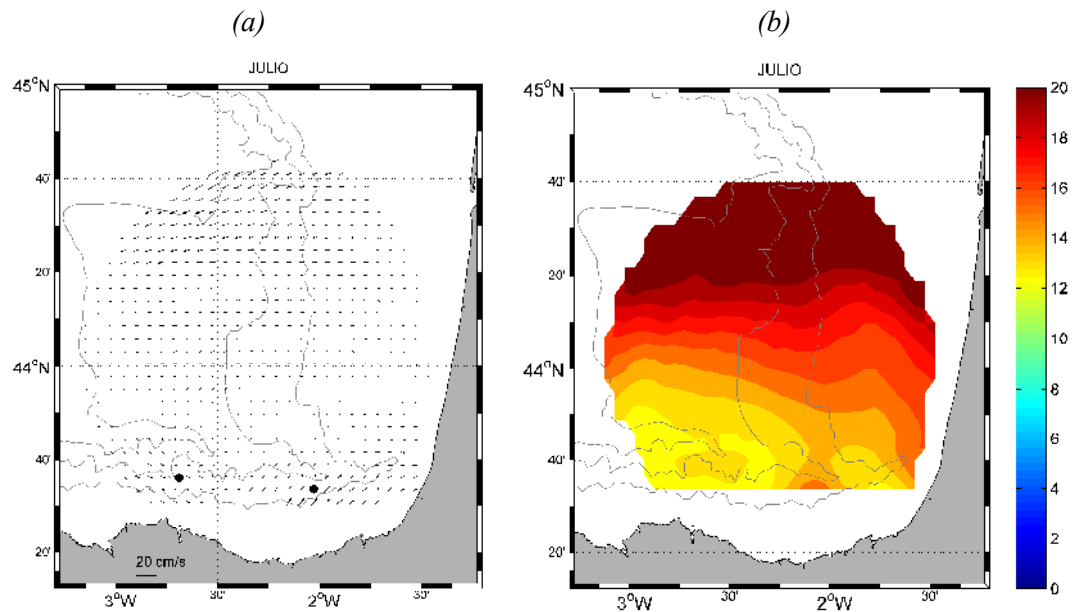


Figura 41: (a) Patrón de la circulación media para julio de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

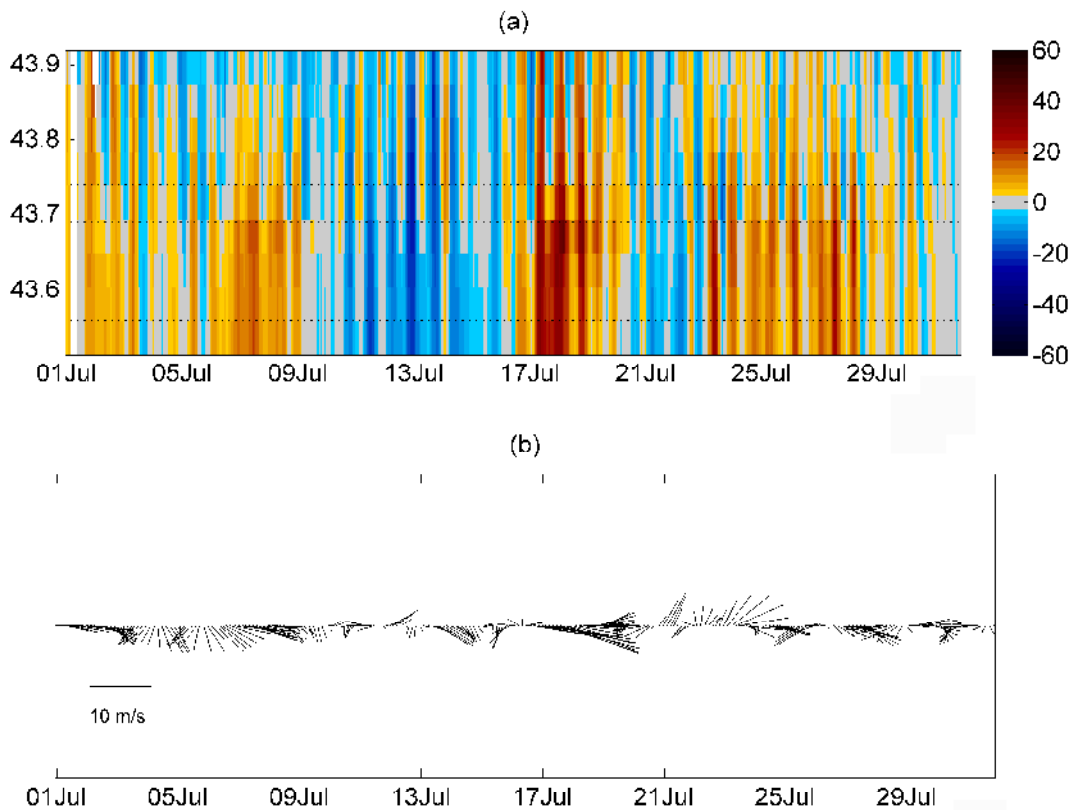


Figura 42: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

Julio es un mes que presenta un marcado cambio en corrientes en el eje norte-sur tanto en magnitud como en dirección y sentido. En la zona más sur, sobre el talud cantábrico las corrientes tienen valores entre $5\text{-}10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ hacia el este y ocurre lo mismo en latitudes superiores a los $44,5^\circ\text{ N}$ pero en sentido contrario. En cambio la zona central tiene corrientes muy débiles hacia el oeste con valores inferiores a $5\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

En la plataforma francesa, por encima de los 44° N existen corrientes hacia el oeste y por debajo de esta latitud las corrientes se dirigen hacia el este. En la zona central las corrientes son de valores muy bajos e inapreciables en algunas zonas. La corriente media mensual varía también en el eje norte-sur aumentando con la latitud y alcanzando valores superiores a $20\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

En el talud cantábrico se observa un flujo hacia el este, aunque se sigue apreciando cierta variabilidad a lo largo del mes (figura 42). Durante los días 1-9 de julio, la corriente discurre hacia el este, con magnitudes inferiores a $10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ con vientos tanto favorables como desfavorables. A partir de esa fecha y hasta el 17 de julio, el patrón cambia radicalmente en sentido hacia el este con valores que superan los $30\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ sobre la batimétrica de los 1000 m. Cabe destacar que estas corrientes parecen estar favorecidas por los fuertes vientos del noroeste que se aprecian en la gráfica del viento en Matxitxako. Este patrón continúa hasta finales de mes, a excepción de los días 21-22 de julio donde las corrientes muestran dirección oeste. La gráfica de vientos muestra el patrón de vientos predominantes de verano, con predominio de vientos del norte a excepción de los días 21-25 de julio durante los que se observa viento de componente sur.

SEPTIEMBRE

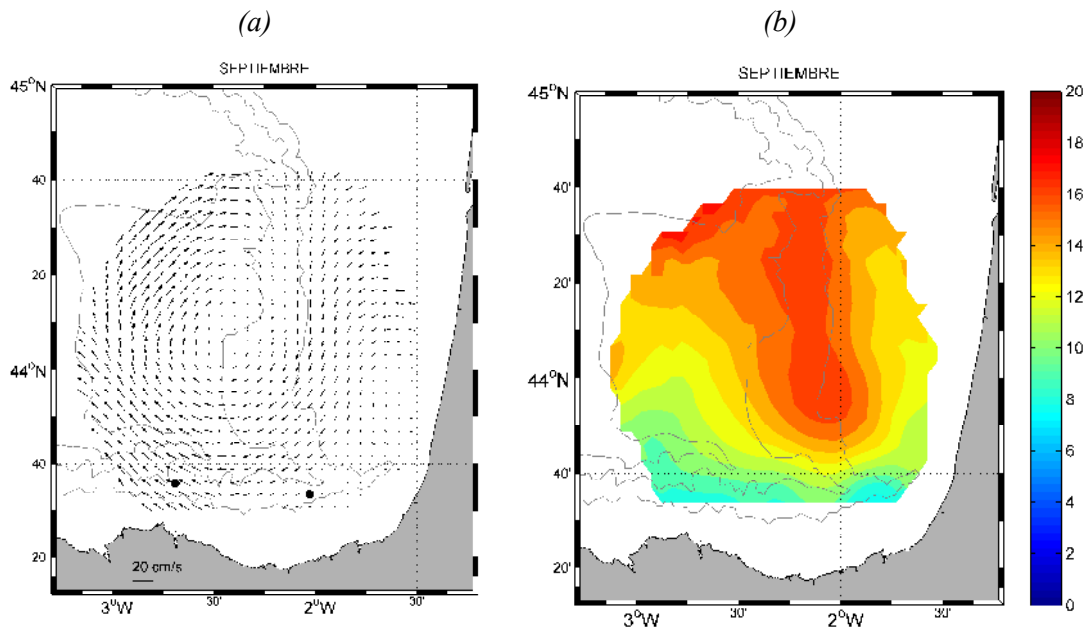


Figura 43: (a) Patrón de la circulación media para julio de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

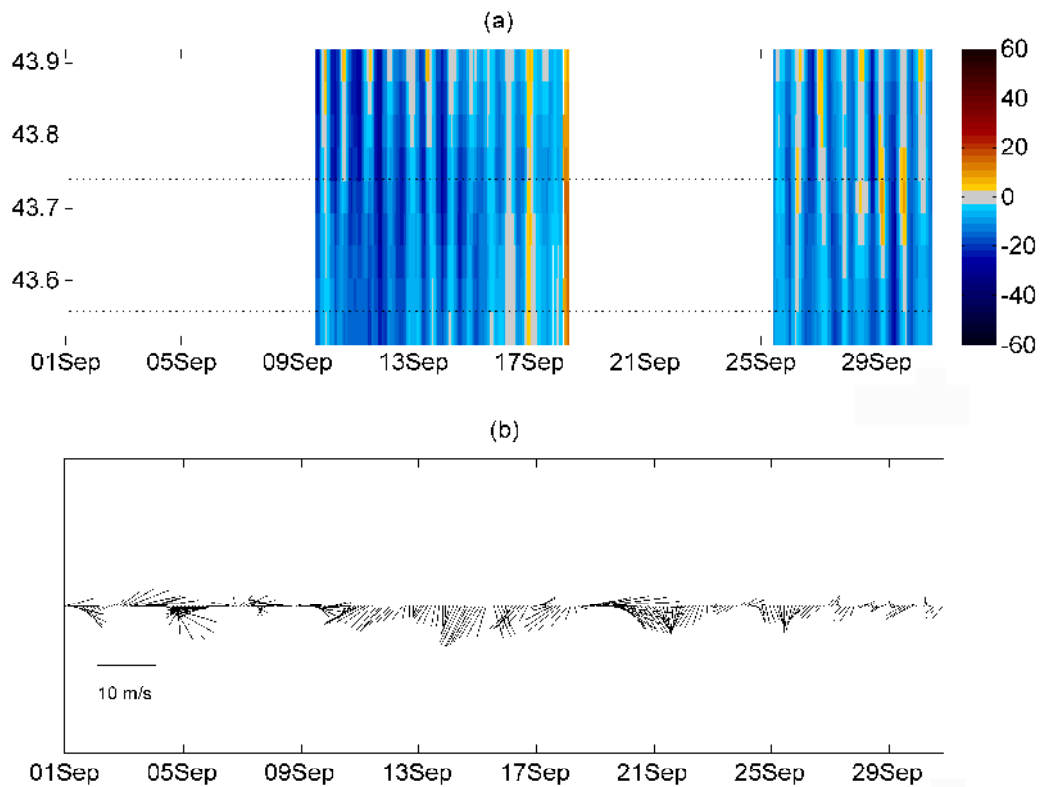


Figura 44: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

En septiembre se observan corrientes de $10\text{-}15\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en la mitad oeste de la malla y valores inferiores a $10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en la mitad este (figura 43). Además reaparece un patrón de circulación cerrada sobre el talud, aunque durante este mes es anticiclónico y se centra cerca de los 44° N .

Las corrientes de la plataforma francesa discurren hacia el oeste sobre los 44° N con valores de $5\text{-}10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, pero por debajo de esa latitud se intuye otro remolino cerca de la costa francesa que hace girar a las corrientes. En la zona superior a los 44° N las corrientes parecen favorecer procesos de afloramiento. Entre las batimétricas de 200 y 1000 m del talud francés la corriente fluye hacia el sur hasta los 44° N , con velocidades de $10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. A partir de ahí, gira hacia el oeste alimentando el remolino centrado sobre la batimétrica de 1000 y 44° N . Esta zona es la que tiene mayor variabilidad temporal durante el mes de septiembre (desviación estándar superior a $15\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$). En el talud francés la corriente discurre hacia el oeste y gira parcialmente cerca de los $2,7^\circ\text{ O}$ alimentando el remolino anticiclónico. Las velocidades superan los $10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y son bastante uniformes a lo largo de todo el talud.

La corriente sobre el talud cantábrico es la continuidad de la corriente que se ha descrito sobre el talud francés y parece corresponderse con la señal superficial de la corriente de talud que durante el verano puede llegar incluso a invertir su sentido respecto a lo que se ha visto para los meses de invierno (Frouin *et al.*, 1990; Haynes y Barton, 1990; Pingree y Le Cann, 1990, 1992a, 1992b). La disponibilidad de datos es baja tal y como se observa en el transecto (figura 44). A pesar de ello, se observa que durante el 9-18 de septiembre las corrientes longitudinales fueron hacia el oeste con vientos del noreste (inferiores a $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) que intensifican el valor de las corrientes en esta dirección. Entorno al 20 de septiembre podría existir una corriente hacia el este, favorecida por los vientos existentes, aunque no hay datos disponibles para constatar este patrón.

OCTUBRE

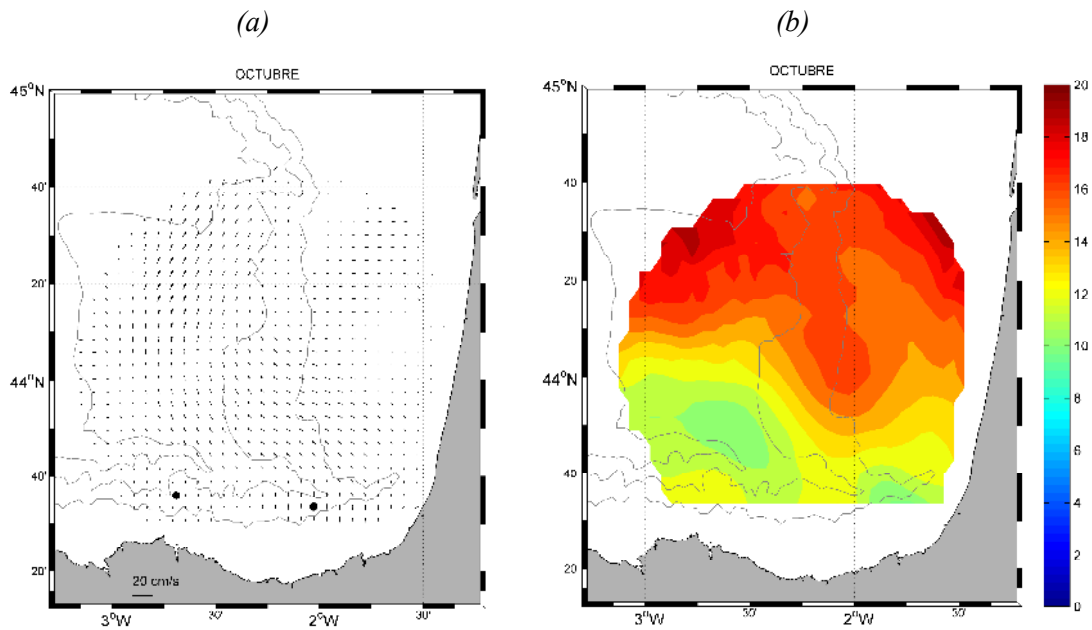


Figura 45: (a) Patrón de la circulación media para octubre de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

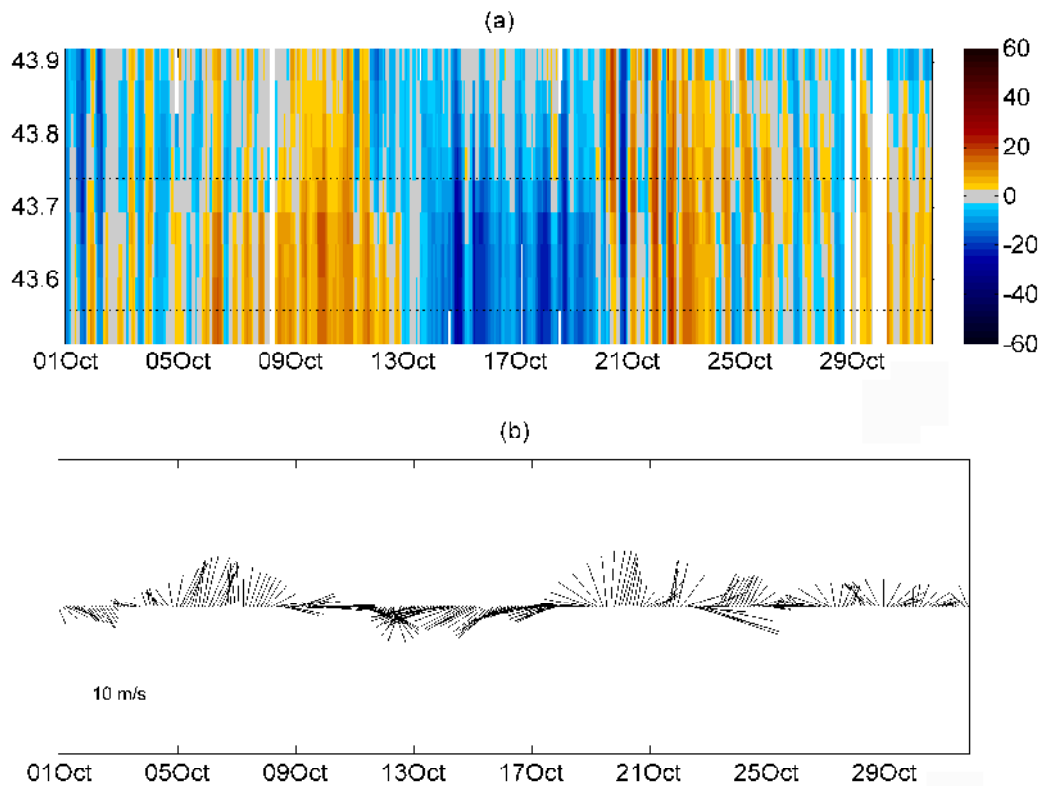


Figura 46: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

El patrón medio mensual (figura 45) muestra corrientes inferiores a $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ a lo largo de gran parte de la zona estudiada superando estos valores únicamente sobre las batimétricas de 1000-2000 m del talud francés. La variabilidad espacial del sentido de las corrientes es elevada, sugiriendo que octubre puede ser un mes de transición entre los patrones tan definidos de septiembre y noviembre.

Las corrientes existentes en la plataforma francesa son débiles (inferiores a $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) y predominantemente fluyen hacia el oeste. La variabilidad temporal de las corrientes aumenta con la latitud ya que su valor es bastante uniforme y su desviación estándar aumenta hacia el norte. En el talud francés existe gran variabilidad espacial de las corrientes, ya que existen corrientes que van hacia el noreste, hacia el norte incluso una zona con corrientes hacia el noroeste. La zona que se encuentra entre las batimétricas de 200 y 1000 m y cerca de los $44,2^\circ \text{ N}$ tiene gran variabilidad temporal, ya que los valores de la corriente son débiles al contrario que los valores de la desviación estándar. Esta variabilidad podría ser un indicativo de la transición estacional.

Las corrientes del talud cantábrico son en general muy débiles ($2-3 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) y se dirigen hacia el norte. Cerca de la boya de Donostia las corrientes aumentan hasta los $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. El transecto frente a cabo Matxitxako está indicando la fuerte variabilidad de las corrientes durante este mes. Si se observan los vientos de la boya Matxitxako (figura 46) junto a las corrientes se puede ver la fuerte relación que existe entre las corrientes hacia el oeste con los vientos del noreste de los días 13-17 de octubre y las corrientes hacia el este con los vientos del sur-suroeste de los días 5-10 y 21-25 de octubre.

Como resumen de este mes, se puede intuir que el radar está mostrando el cambio debido a la estacionalidad.

NOVIEMBRE

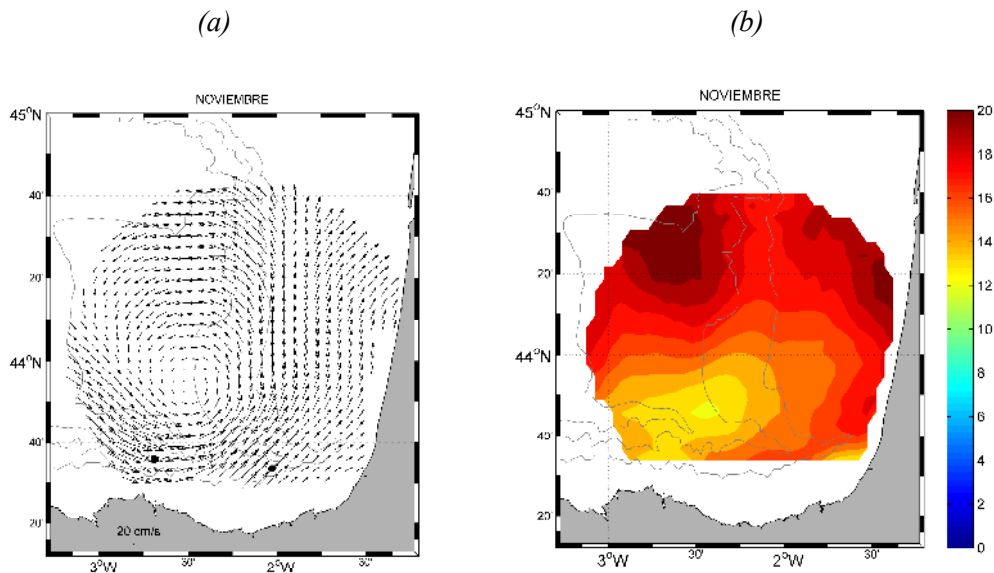


Figura 47: (a) Patrón de la circulación media para noviembre de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

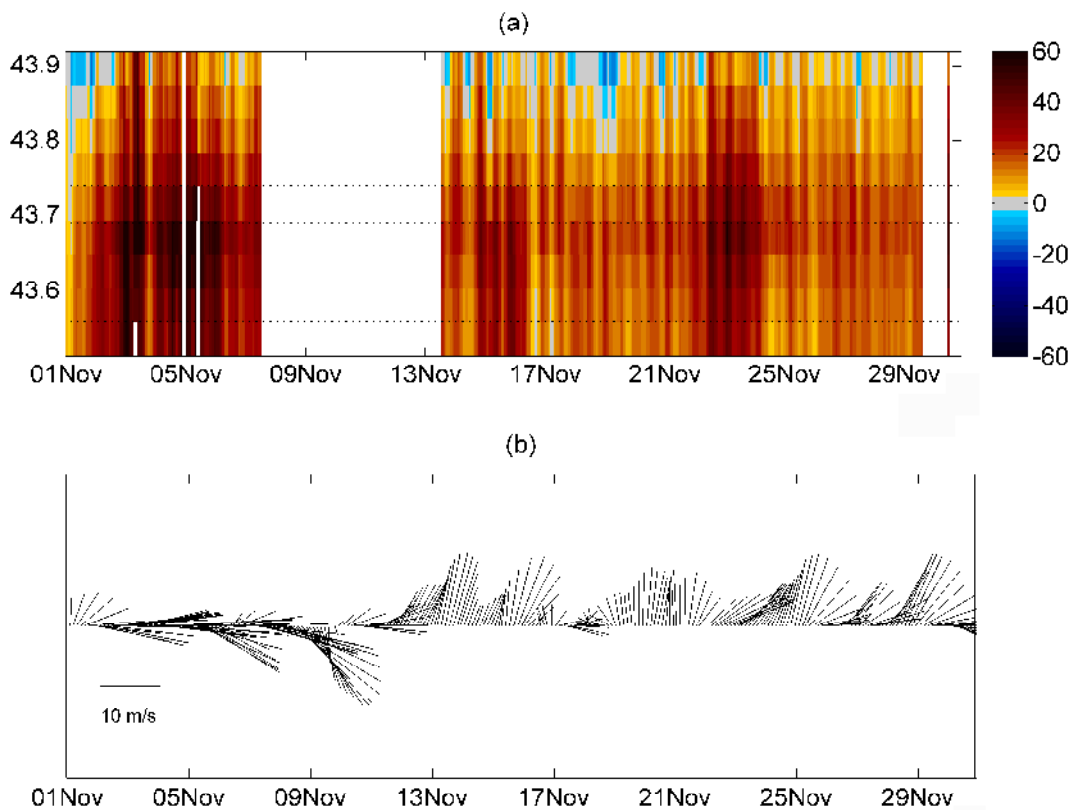


Figura 48: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

En noviembre las corrientes medias han aumentado hasta valores que superan los $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (figura 47) y nuevamente se observa el patrón ciclónico descrito para otros meses de invierno con un remolino centrado en los $43,8^\circ \text{ N}$ y $2,5^\circ \text{ O}$.

En la plataforma francesa la corriente fluye hacia el norte y noreste y sus valores superan los $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. El sentido de la corriente favorece los fenómenos de hundimiento en la costa francesa. Los valores de la desviación en la plataforma oscilan en el rango $15\text{-}20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Como los valores de la corriente son similares en toda la plataforma francesa, es en la zona de $44,33^\circ \text{ N}$ donde las corrientes han sido más variables a lo largo del mes. En el talud francés la corriente fluye hacia el norte cerca de los 44° N pero según avanza hacia el norte, parte de esta corriente comienza a girar al oeste, alimentando el remolino ciclónico. Los valores de la corriente son de $10\text{-}15 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ a lo largo de todo el talud debilitándose hasta valores de $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ cerca del centro del remolino, sobre unos 1000 m de profundidad. Los valores de la corriente son del mismo orden de magnitud y la desviación estándar aumenta con la latitud, lo que indica que la corriente es más variable hacia el norte.

En el talud cantábrico, los valores asociados al promedio de la corriente son superiores a los del talud francés alcanzando valores de hasta $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ entre las batimétricas de $200\text{-}1000 \text{ m}$. Es de destacar que esta zona de grandes corrientes longitudinales en el talud, es la que tiene menor variabilidad a lo largo de todo el mes (figura 47). La señal superficial observada sobre el talud, tiene continuidad entre los taludes cantábrico y francés y debido a las fechas, parece corresponderse con la señal superficial de la IPC que se intensifica en los meses de invierno y se dirige hacia el este frente a la península ibérica y hacia el norte frente a la costa francesa.

Si se observa el gráfico del transecto (Figura 48), se puede ver que éste es el mes durante el cual se producen mayores corrientes en dirección este durante todo el año, frente a cabo Matxitxako llegando a superar los $60 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ durante los días 2-6 de noviembre. Estas corrientes se intensificaron cerca de la batimétrica de 1000 m durante los primeros días del mes coincidiendo con fuertes vientos del oeste-noroeste. Esta intensificación parece indicar que la corriente en esta zona se acentúa con fuertes vientos que circulan en su misma dirección. En el transecto incluso se llega a apreciar el

remolino ciclónico que se sitúa casi en los 44° N, ya que se aprecian corrientes en sentido oeste en las mayores latitudes del transecto.

AGOSTO Y DICIEMBRE

A continuación se incluyen las dos figuras del porcentaje de información mensual por nodo, para los meses en los que no se ha podido estudiar ningún patrón: agosto y diciembre.

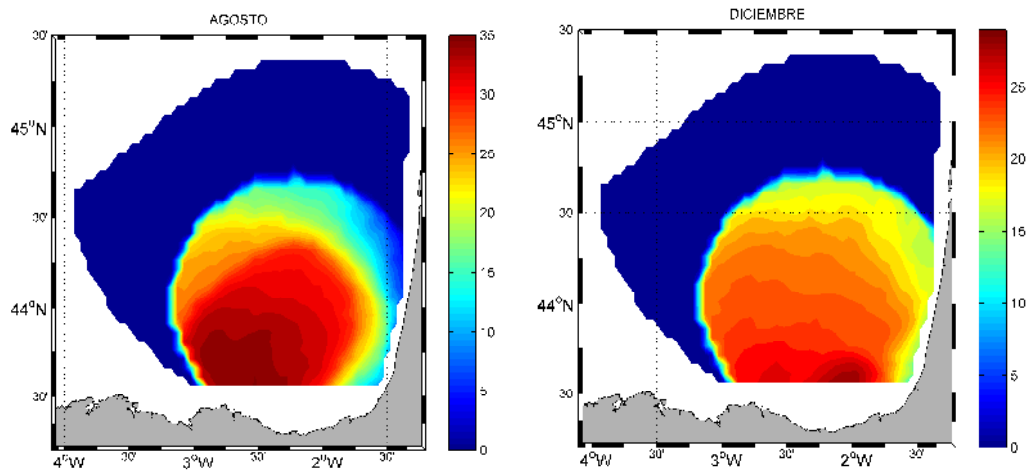


Figura 49: Porcentaje de datos disponible para los meses de agosto y diciembre de 2009

Tal y como se puede observar en la Figura 49, existe una zona central en las mallas donde la disponibilidad de datos es mayor que en los alrededores pero el porcentaje de datos es demasiado bajo para poder dibujar una media mensual significativa. Por lo tanto, no se ha dibujado el mapa de corrientes medias superficiales ni su desviación estándar para estos meses.

En cambio, la zona donde más datos disponibles hay para los 2 meses, es la zona de la plataforma y talud cantábrico. Como el transecto estudiado en el resto de los meses y los datos de viento se encuentran en esta zona, se incluyen a continuación las figuras correspondientes a estos dos meses.

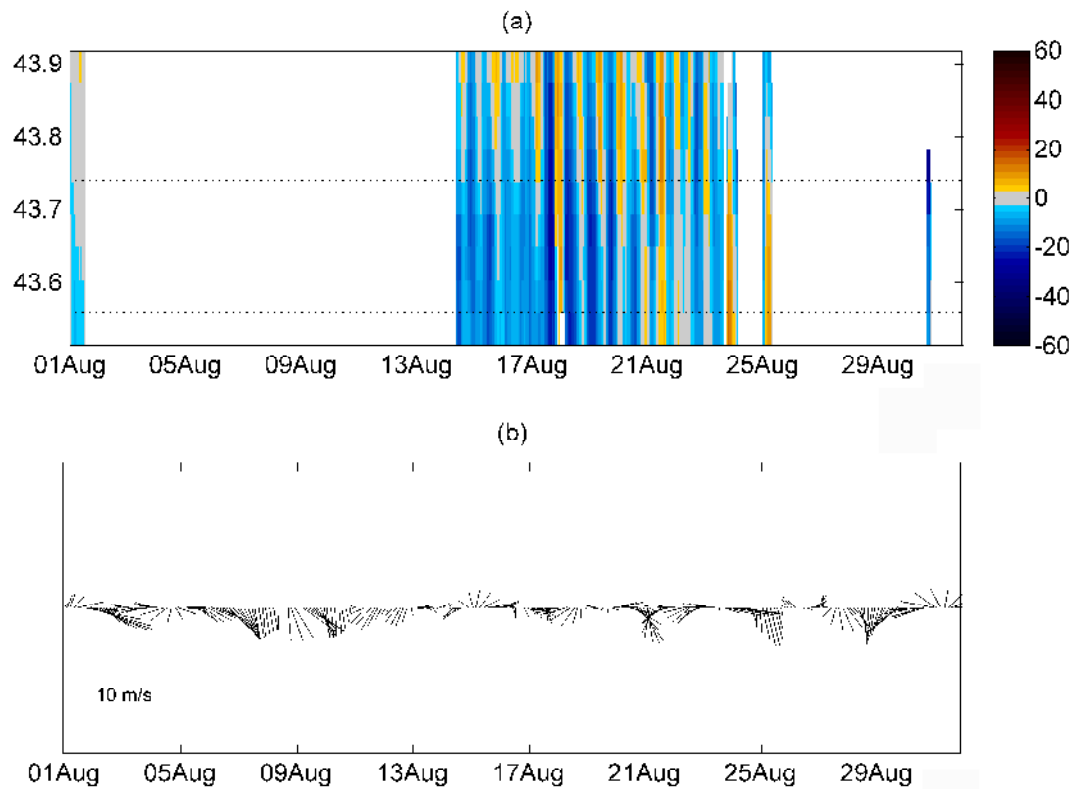


Figura 50: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

Durante el mes de agosto sólo hay datos para los días entre el 14 y el 24 de agosto (figura 50). Pero cabe señalar que tanto los últimos días de julio como los primeros días con datos de agosto, tienen un patrón hacia el oeste que se corresponde con los datos de agosto. Ello hace pensar que el mes de agosto puede tener un patrón muy similar al mes de septiembre. Además, el patrón de vientos de agosto es similar al de septiembre, lo cual apoya la hipótesis anterior.

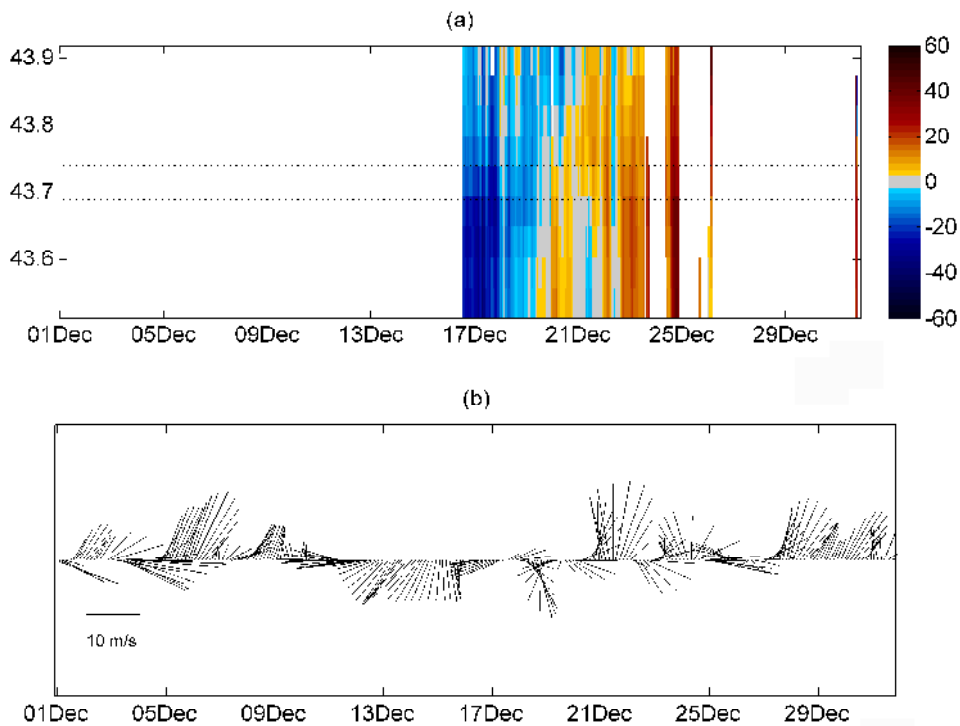


Figura 51: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.

Durante el mes de diciembre sólo hay datos para los días comprendidos entre el 17 y el 24 de diciembre (figura 51). No obstante se efectúa un análisis de esta información.

Entre el 17 y el 21 de diciembre, la corriente longitudinal presenta un sentido contrario al observado en noviembre (Figura 51). Pero los siguientes 5 días se parecen al patrón observado en noviembre: corrientes hacia el este con valores que llegan a alcanzar hasta $50 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Si se observa la gráfica de vientos, se comprueba que las corrientes hacia el oeste son precedidas por vientos del nor-noreste y que estos vientos ocurrieron sólo durante los días 11-17 de diciembre. El resto del mes los vientos fueron mayoritariamente del sur-suroeste y en los días en los que existen datos radar, las corrientes fueron fuertes (hasta $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) y hacia el este. Por lo tanto, esto hace pensar, que el mes de diciembre podría seguir con la misma tendencia que el mes de noviembre al menos durante esos dos periodos.

4.2.2. Resumen de los patrones mensuales del año 2009

Se ha observado una clara estacionalidad a lo largo del año 2009, encontrando diferencias significativas en términos de corrientes superficiales entre los meses de verano y de invierno.

Dentro de los meses con patrón típico de invierno se pueden incluir los siguientes: noviembre, diciembre, enero y la primera mitad de febrero. Durante estos meses el radar refleja un patrón ciclónico sobre el talud, con corrientes promedio que llegan a alcanzar los $60 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ hacia el este frente a cabo Matxitxako y que se intensifican sobre la batimétrica de 1000 m. Esta intensificación sobre los 1000 m de profundidad indica que se trata de la señal superficial de una corriente con cierta coherencia vertical y que se ve afectada por la batimetría por lo que podemos relacionarla con la señal superficial de la IPC descrita por diversos autores (Frouin *et al.*, 1990; Haynes y Barton, 1990; Pingree y Le Cann 1990, 1992^a, 1992b; Herrera *et al.*, 2008). En la Figura 52 se puede ver la circulación media de noviembre.

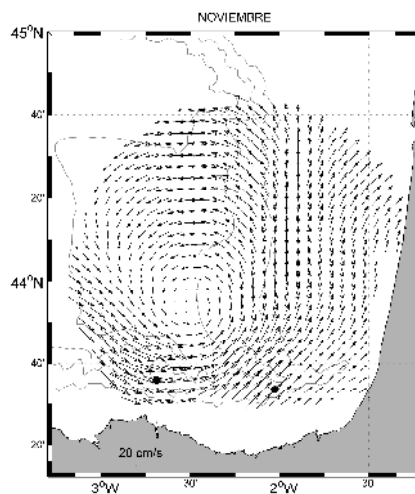


Figura 52: Patrón de la circulación media para noviembre de 2009

Dentro de los meses con patrón típico de verano se incluyen agosto y septiembre. Durante estos meses el patrón descrito por el radar es anticiclónico con corrientes del orden de $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ frente a cabo Matxitxako que se intensifican con los vientos del noreste. Se observa que la corriente superficial sobre talud en verano tanto frente a la costa cantábrica como a la francesa invierte su sentido con respecto al sentido de invierno. En la figura 53 se puede ver la circulación media de septiembre.

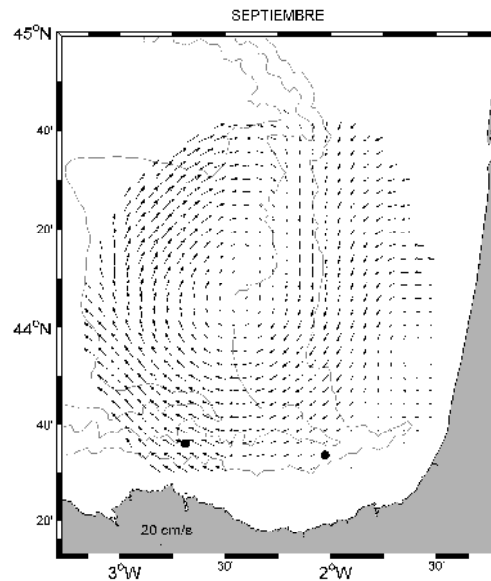


Figura 53: Patrón de la circulación media para septiembre de 2009

Para el resto de los meses se podría definir un estado de transición con gran variabilidad espacial de las corrientes y gran alternancia del sentido de la corriente sobre el talud cantábrico. Concretamente, esta alternancia se intensifica durante los meses de abril a julio.

Los meses de enero, febrero, junio, septiembre y noviembre presentan las corrientes más intensas, superando medias mensuales de $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en la mayor parte de la malla. Durante el resto de los meses las corrientes han sido inferiores a $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en la mayor parte del dominio, aunque existan zonas localizadas durante estos meses con mayores valores de corrientes. Los meses con corrientes más fuertes han sido los meses con menor variabilidad espacial y los meses con menores corrientes, presentan mayor variabilidad espacial.

Durante los meses con patrón típico de invierno se han observado procesos de hundimiento en la costa francesa y durante la mayoría de los meses de transición se han producido procesos de afloramiento, de acuerdo a lo descrito por diversos autores (Wooster *et al.*, 1976; Blanton *et al.*, 1984).

Sobre la corriente de talud se puede decir que su señal es bastante clara durante los meses de invierno y verano y que es más indeterminado durante los meses de transición.

Se ha demostrado que la intensidad y persistencia de la circulación superficial sobre el talud cantábrico depende en gran medida del régimen de vientos predominante, de manera que durante el invierno se intensifica con el predominio de vientos del suroeste mientras que en verano la circulación se invierte, con vientos del noroeste y nordeste.

Los resultados obtenidos sugieren la existencia de patrones de circulación cerrados y muy marcados sobre el talud de la esquina SE del golfo de Bizkaia. Son de carácter tanto ciclónico como anticiclónico y se observan pequeñas diferencias en cuanto a su posición de unos meses a otros.

5. CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

El principal objetivo de esta tesina ha sido el estudio de las corrientes superficiales en el SE del golfo de Bizkaia mediante los patrones medios mensuales de la corriente durante el año 2009, a partir de los datos radar HF. Este objetivo se ha cumplido para diez meses no pudiendo efectuarse, por la existencia de huecos en los datos para agosto y diciembre. A pesar de ello, durante estos dos meses se han estudiado las corrientes en un transecto sobre el talud frente a cabo Matxitxako.

Tal y como se ha descrito en el apartado anterior, se han observado diferentes señales que se corresponden con patrones observados por diversos autores previamente. Estas correspondencias son en algunos casos muy claras como la señal superficial de la IPC durante los meses de invierno y los procesos de afloramiento y hundimiento en la costa francesa. En cambio los patrones tanto ciclónicos como anticiclónicos cerrados observados sobre el talud, sólo habían sido identificados hasta el momento para zonas cercanas a la zona de estudio (44° N–2,5° O aproximadamente).

Se ha podido observar una variabilidad estacional clara, con patrones típicos de verano y de invierno, pero hay que volver a señalar que esta tesina se ha basado en el estudio de los patrones sólo para el año 2009 y que con un año de estudio los resultados sólo son representativos de ese año no siendo posible el estudio de variaciones interanuales. Sin embargo, se sabe que estas variaciones interanuales existen (Gil, 2003) en el golfo de Bizkaia, por lo que su estudio será interesante en el futuro, siendo necesario continuar con el estudio de los patrones obtenidos a partir de los datos radar HF durante los siguientes años.

En cuanto a los patrones de circulación anticiclónicos y ciclónicos observados, cabe citar que diversos autores han destacado la intensa actividad en términos de mesoescala existente en la parte sureste del golfo de Bizkaia entre los cañones de Cap Ferret y Cap Breton (Pingree y Le Cann, 1992b; García-Soto *et al.* 2002; Serpete *et al.*, 2006; Caballero *et al.*, 2008). En la misma zona (alrededor de 44.5° N y 4° O), otros anticlones tipo *swoddy* han sido descritos por García-Soto *et al.* (2002) a partir de diferentes bases de datos satelitales durante los veranos posteriores. Las observaciones al este de 3.5 °O,

donde se encuentra nuestra zona de estudio, son mucho más escasas y hay pocas evidencias o descripciones de remolinos en esta zona. Dos de las trayectorias de boyas lagrangianas mostradas en los trabajos realizados recientemente por Serpete *et al.* (2006) y Le Cann y Serpette (2009) sobre el talud del golfo de Bizkaia describen un bucle a niveles sub-superficiales en esta zona, aunque permanecen durante un corto espacio de tiempo (insuficiente para proporcionar una descripción detallada de las estructuras muestreadas). Por este motivo, las observaciones de estructuras mesoescalares en la esquina sureste del golfo a partir de los datos radar HF son especialmente novedosas. Su aparición parece ligada a la presencia de una circulación intensa sobre el talud, aunque los mecanismos de formación aun están por elucidar. Le Cann y Serpette (2009) apuntan a diferentes mecanismos (que presentan efectos opuestos sobre la circulación en el talud) como responsables de la intensificaciones de la corriente y el desarrollo de inestabilidades a lo largo de la vertiente Cantábrica, entre ellos: el rotacional del viento, efecto beta topográfico y planetario o el efecto de los gradientes horizontales de densidad entre plataforma y talud. El análisis más detallado de los campos de radar HF disponibles durante los próximos años en combinación con otros datos *in situ* y remotos (como el índice NAO – North Atlantic Oscillation, ver García-Soto *et al.* 2002, y los datos de los ADCP de las boyas de talud en la vertical) y el uso de modelos numéricos permitirá ahondar en la descripción de las propiedades dinámicas de dichas estructuras y su relación con los mecanismos de forzamiento citados.

Como muestran estudios anteriores en la zona (Rubio *et al.*, 2010), a escalas temporales más cortas la variabilidad está dominada por la marea y las oscilaciones inerciales. Concretamente, se destaca la importancia que las ondas inerciales puedan tener en la zona en términos de su contribución a la variabilidad de la circulación y a la generación de mezcla vertical. En la comparación de las series de datos radar HF y las medidas ADCP de las boyas, se observa que, en general, el contenido energético del espectro es muy similar. Los principales picos de variabilidad están correctamente reproducidos así como las diferencias espaciales observadas entre las boyas, que sugieren que en la zona de Donostia las corrientes superficiales son más susceptibles de verse afectadas por procesos debidos a viento que en Matxitxako. Los resultados de estas comparaciones muestran la capacidad del sistema radar para medir campos bidimensionales de velocidades de alta variabilidad temporal con suficiente sensibilidad como para detectar

diferencias en la distribución espacial de esta variabilidad. Por ello, las observaciones radar serán de valor incalculable para el estudio de los procesos de alta frecuencia en la zona así como de su variabilidad espacial.

Por otro lado, en este estudio se ha mostrado que las características de la circulación superficial sobre el talud dependen en gran medida del régimen de vientos predominante, de manera que durante el invierno se intensifica con el predominio de vientos del suroeste mientras que en verano la circulación se invierte, con vientos del noroeste y nordeste. De igual forma, se ha observado que el régimen estacional de vientos favorece eventos de afloramiento estival y hundimiento invernal en la costa francesa. El estudio de los datos radar HF a más alta frecuencia en combinación con datos de viento disponibles (observados o bien fruto de simulaciones numéricas de suficiente resolución) será de especial interés en un futuro para mejorar el entendimiento de los mecanismos que dirigen la circulación superficial en la zona.

Finalmente, en cuanto a la metodología a utilizar en trabajos futuros, se evaluará la idoneidad de técnicas de análisis alternativas a las utilizadas en este trabajo que permitan una visión integrada de los datos a diferentes escalas tanto espaciales como temporales y que permitan indagar más en los procesos observados en este trabajo. Un ejemplo de estas técnicas sería el uso de los modelos auto-organizativos SOM (Self-Organizing Map) que son de gran utilidad para el estudio de procesos con estructuras espacio-temporales diferenciables, tal y como se ha realizado en un estudio reciente, en la plataforma oeste de Florida a partir de datos radar (Liu y Weisber, 2006).

6. BIBLIOGRAFÍA

- Abascal A.J., Castanedo S., Medina R., Losada I.J., Alvarez-Fanjull E., 2009. Application of HF radar currents to oil spill modelling. *Marine Pollution Bulletin*, 58(2): 238-248.
- Álvarez E., Pérez B., Carretero J.C., Rodríguez A., 1998. Tide and surge dynamics along the Iberian Atlantic coast. *Oceanologica Acta*, 21(2): 131-143.
- Alzorritz N., Rubio A., Fontán A., Ferrer L., González M., 2011 submitted. Ocean surface circulation along the Cantabrian continental slope (Bay of Biscay): insight from observational data and model simulations. *Scientia Marina*.
- Bardey, P., Garnesson P., Moussu G., Wald L., 1999. Joint analysis of temperature and ocean colour satellite images for mesoscale activities in the Gulf of Biscay. *International Journal of Remote Sensing*, 7: 1329-1341.
- Barth, A., Alvera-Azcarate A., Weisberg R.H., 2008. Assimilation of high-frequency radar currents in a nested model of the West Florida Shelf. *Journal of Geophysical Research*, 113, C08033, doi:10.1029/2007JC004585.
- Blanton, J.O., Atkinson, L.P., Fernández, F., Castillejo, F., Lavín, A., 1984. Coastal upwelling off the Rias Bajas. Galicia, northwest Spain. I. Hydrographic studies. *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions du Conseil International pour l'Exploration de la Mer*, 183: 79-90.
- Botas, J.A., Fernández E., Anadón R., 1990. A persistent upwelling off the central Cantabrian coast (Bay of Biscay). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30: 185-199.
- Caballero A., Pacual A., Dibarboure G., Espino M., 2008. Sea level and Eddy Kinetic Energy variability in the Bay of Biscay, inferred from satellite altimeter data. *Journal of Marine Systems*, 72: 116-134.
- Coulliette C., Lekien F., Paduan J.D., Haller G., Marsden J.E., 2007. Optimal pollution mitigation in Monterey Bay based on coastal radar data and nonlinear dynamics. *Environmental Science and Technology*, 41(18): 6562-6572.

- Crombie D.D., 1955. Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc/s. *Nature*, 175: 681-682.
- ESEOO, Subtarea 2.4. (2007). Controles de calidad para series temporales en el ámbito del ESEOO (<http://moises.puertos.es/proyectos/eseoo/d.doc/Guia-QC.pdf?PHPSESSID=846f941c2b518e3c4112ff5560366600>).
- Ferrer L., Fontán A., Mader J., Chust G., González M., Valencia V., Uriarte Ad., Collins M.B., 2009. Low-salinity plumes in the oceanic region of the Basque Country. *Continental Shelf Research*, 29: 970-984.
- Fiúza, A.F.G., 1983. Upwelling patterns off Portugal. En: Suess E. y Thiede J. (Eds.), *Coastal upwelling: Its Sediment Record, part A*. Plenum, New York, 85-98.
- Fontán A., 2009. Physical processes governing water circulation in the southeastern limit of the Bay of Biscay. University of Southampton, MPhil thesis in Physical Oceanography, 136 pp.
- Fontán A., Mader J., González M., Uriarte A., Gyssels P., Collins M.B., 2006. Marine hydrodynamics between San Sebastian and Hondarribia (Guipúzcoa, northern Spain): field measurements and numerical modelling. *Scientia Marina*, 70 (Supl. 1): 51-63.
- Fontán A., González M., Wells N., Collins M., Mader J., Ferrer L., Esnaola G., Uriarte A., 2009. Tidal and wind-induced circulation within the Southeastern limit of the Bay of Biscay: Pasaia Bay Basque Coast. *Continental Shelf Research*, 29(8): 998-1007.
- Fraga, F., Mourino C., Manrique M., 1982. Las masas de agua en la costa de Galicia: junio-octubre. *Resultados de Expediciones Científicas*, 10: 51-77.
- Frouin R., Fiúza A.F.G., Âmbar I., Boyd T.J., 1990. Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter. *Journal of Geophysical Research*, 95(C1): 679-691.
- García-Soto C, Pingree R.D., Valdés L., 2002. Navidad Development in the Southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, 107(C8), 3118, doi:10.1029/2001JC001012.

- Gil J., 2003. Changes in the pattern of water masses resulting from a poleward slope current in the Cantabrian Sea (Bay of Biscay). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57: 1139-1149.
- Gil y Sánchez, 2001. ¿Es determinante la dinámica en los niveles superiores de la columna de agua sobre la abundancia y distribución de peces en el mar Cantábrico?. *Física de la Tierra*, 13: 55-70.
- Godin G., 1961. Tides. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Ensenada BC, Mexico, 290 pp.
- González M., Gyssels P., Mader J., Fontán A., Del Campo A., Uriarte A., 2002. Estudio de la dinámica marina y del medio físico de la costa comprendida entre Donostia-San Sebastián y Baiona. Diputación Foral de Gipuzkoa.
- González M., Uriarte A., Fontán A., Mader J., Gyssels P., 2004. Marine dynamics. En: Borja A. y Collins M. (Eds.). *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*, Elsevier Oceanography Series nº 70: 133-157, Elsevier, Amsterdam.
- Gough M.K., Garfield N., McPhee-Shaw E., 2009. An analysis of HF radar measured surface currents to determine tidal, wind-forced, and seasonal circulation in the Gulf of the Farallones, California, United States. *Journal of Geophysical Research*, 114, C04019, doi: 10.1029/2009JC005644.
- Grell G.A., Dudhia J., Stauffer D.R., 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, pp. 117.
- Haynes y Barton, 1990. A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 95(C7): 11425-11441.
- Herrera J.L., Rosón G., Varela R.A., Piedracoba S, 2008. Variability of the western Galician upwelling system (NW Spain) during an intensively sampled annual cycle. An EOF analysis approach. *Journal of Marine Systems*, 72: 200-217.
- Ibáñez M., 1979. Hydrological studies and surface currents in the coastal area of the Bay of Biscay. *Lurralde*, 2: 37-75.
- Kaplan M., Largier J., Botsford L.W., 2005. HF radar observations of surface circulation off Bodega Bay (northern California, USA). *Journal of Geophysical Research*, 110, C10020, doi:10.1029/2005JC002959.

- Koutsikopoulos C. y Le Cann B., 1996. Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Scientia Marina*, 60 (Supl. 2): 9-19.
- Lavín, A., Valdés L., Gil J., Moral M., 1998. Seasonal and interannual variability in properties of surface water off Santander (Bay of Biscay) (1991-1995). *Oceanologica Acta*, 21(2): 179-190.
- Lavín A. y Marinone S.G., 2005. Tidal current ellipses in a three-dimensional baroclinic numerical model of the Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64 (2-3): 519-530.
- Lavín, A., Valdes L., Sanchez F., Abaunza P., Forest A., Boucher J., Lazure P., Jegou A.M., 2006. The Bay of Biscay: the encountering of the ocean and the shelf. En: Robinson A.R. y Brink K. (Eds.). *The Sea, Vol. 14B: The Global Coastal Ocean. Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses*. Harvard University Press, 933-1001.
- Lazure P. y Jégou A.M., 1998. 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf. *Oceanologica Acta*, 21(2): 165-177.
- Lazure P., 1997. La circulation des eaux dans le Golfe de Gascogne. En: 10^{èmes} rencontres interregionales de l'AGLIA. Saint Jean de Luz, 83-88.
- Le Cann, 1990. Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay Shelf: observations, numerical modelling and physical interpretation. *Continental Shelf Research*, 10(8): 723-758.
- Le Cann B. y Serpette A., 2009. Intense warm and saline upper ocean inflow in the southern Bay of Biscay in autumn-winter 2006-2007. *Continental Shelf Research*, 29: 1014-1025.
- Liu Y. and Weisberg R.H., 2006. Current Patterns on the West Florida Shelf from Joint Self-Organizing Map Analyses of HF and ADCP Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24: 702-712.
- Lomb N.R., 1976. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophysics and Space Science*, 39: 447-462.
- Mader, J., Rubio, A., Fernández, V., González, M., Tarafa, N., Fontán, A., Ferrer, L., 2010. Coastal HF radar for operational surface current monitoring and model

- validation in the bay of Biscay. 1^{er} encuentro de oceanografía física española. 13-15 octubre.
- Maillard C., 1986. Atlas Hydrologique de l'Atlantique Nord-Est. IFREMER, Brest, 260 pp.
- Menna M., Mercatini A., Uttieri M., Buonocore B., 2008. Wintertime transport processes in the Gulf of Naples investigated by HF radar measurements of surface currents. *Il Nuovo Cimento*, 30 C (6): 605-62, doi:10.1393/ncc/i2008-10270-0.
- Molcard A., Poulain P.M., Forget P., Griffa, A., Barbin, Y., Gaggelli J., De Maistre J.C., Rixen M., 2009. Comparison between VHF radar observations and data from drifter clusters in the Gulf of La Spezia (Mediterranean Sea). *Journal of Marine Systems*, 78 (Suppl. 1): 79-89.
- OSPAR, 2000. OSPAR Quality Status Report 2000, Region IV. Bay of Biscay and Iberian Coast. OSPAR Commission, London, 134 pp.
- Paduan J. y Shulman I., 2004. HF radar data assimilation in the Monterey Bay area, *Journal of Geophysical Research*, 109, CO7S09, doi:10.1029/2003JC001949.
- Pingree R.D., 1993. Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay. *Deep Sea Research II*, 40(12): 369-388.
- Pingree R.D., 1997. The eastern Subtropical Gyre (North Atlantic): Flow Rings Recirculations Structure and Subduction. *Journal of the Marine Biological Association of the U.K.*, 78: 351-376.
- Pingree R.D. y Le Cann B., 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the U.K.*, 70: 857-885.
- Pingree R.D. y Le Cann B., 1992a. Anticyclonic Eddy X91 in the Southern Bay of Biscay, May 1991 to February 1992. *Journal of Geophysical Research*, 97(C9): 14353-14367.
- Pingree R.D. y Le Cann B., 1992b. Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Research*, 39: 1147-1175.

- Pollard R.T., Griffiths M.J., Cunningham S.A., Reid J.F., Perez F.F., Rios A., 1996. Vivaldi 1991 - A study of the formation, circulation, and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Progress in Oceanography*, 37: 167-192.
- Ríos A.F., Pérez F.F., Fraga F., 1992. Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores. *Deep Sea Research.*, 39: 645-658.
- Rubio A., Fontán A.; Lazure P., González M., Valencia V., Ferrer L., Mader J., Hernández C., 2010 submitted. On the seasonal to tidal variability of currents and temperature in waters of the continental slope, southeastern Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*.
- Sánchez F. y Olaso I., 2004. Effects of fisheries on the Cantabrian Sea shelf ecosystem. *Ecological Modelling*, 172 (2-4): 151-174.
- Saunders P.M., 1982. Circulation in the Eastern North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 40: 641-657.
- Scargle J., 1982. Studies in astronomical time-series analysis. II - Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal*, 263: 835-853.
- Serpette A., Le Cann B., Dolas F., 2006. Lagrangian circulation of the North Atlantic Central Water over the abyssal plain and continental slopes of the Bay of Biscay: description of selected mesoscale features. *Scientia Marina*, 70(S1): 27-42.
- Smith N.P. 1981. An investigation of seasonal upwelling along the Atlantic coast of Florida. *Proc. 12th Internat. Liege Colloque Ocean Hydrodynamics*: 79-98.
- Valdés L. y Lavín A., 2002. Dynamics and human impact in the Bay of Biscay: An ecological perspective. *Large Marine Ecosystems*, 10: 293-320.
- Valencia, V., Franco J., Borja Á., Fontán A., 2004. Hydrography of the southeastern Bay of Biscay. En: Borja Á. y Collins M. (Eds.), *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. Elsevier Oceanography Series nº 70, Elsevier, Amsterdam, 159-194.
- van Aken H.M., 2002. Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999. *Deep Sea Research. I*, 49: 1071-1086.

- Vitorino, J., 1989. Circulación residual a lo largo da costa NW de Portugal durante la estación de afloramiento de 1987 (Residual circulation off the NW Portuguese coast during the 1987 upwelling season). *Anais do Instituto Hidrografico*, 10: 25-37.
- Warner J.C., Armstrong B., He R., Zambon J.B., 2010. Development of a Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport, (COAWST) modelling system. *Ocean Modelling*, 35: 230-244.
- Wooster W, Bakun A., Mclain D.R., 1976. Seasonal upwelling cycle along eastern boundary of North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34: 131-141.

7. LISTADO DE FIGURAS Y TABLAS

7.1. FIGURAS

Figura 1: Mapa del golfo de Bizkaia.	5
Figura 2: Media mensual de la componente norte-sur del viento calculado como transporte de Ekman (1967-2002) (Lavín et al., 2006).	7
Figura 3: Circulación estacional en el golfo de Bizkaia (Ferrer et al., 2009).	8
Figura 4: Esquema de la corriente geostrófica a 10 db, en diciembre de 1995 (Gil y Sánchez, 2001).	10
Figura 5: Imagen de la temperatura superficial del mar (http://ers.cmima.csic.es/saidin/sst.html) y los vientos durante los días 21 y 20 de junio de 2009 respectivamente (los vientos no tuvieron apenas variación durante el día anterior y posterior). (http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/nwprod/analysis/).	14
Figura 6: Secciones transversales sobre la plataforma de Santander (3° 47' O, Julio 1995), de temperatura y salinidad. (Fuente: Lavín et al. 1998).	14
Figura 7: Mapa con las posiciones de los distintos puntos de medida. En rojo estaciones 2000-2002. En verde estaciones 1998 y 1999. En azul, estación océano-meteorológica de Pasaia. La estación 2002 HO100 no aparece en la figura por situarse fuera del dominio representado (González et al., 2002).	16
Figura 8: Datos de ADCP en las boyas de Matxitako y Donostia (Rubio et al., 2010).	19
Figura 9: Ejemplo de la instalación de las antenas del sistema WERA (T. Helzel).....	22
Figura 10: Fotografía de una de las 2 antenas (sistema CODAR) del sistema de HF radar del País Vasco.	22
Figura 11: Esquema que muestra cómo el radar HF mide corrientes. La antena sobre la costa emite una señal con longitud de onda λ (dependiendo de la frecuencia del sistema) la cual es reflejada por las olas superficiales cuya longitud de onda es $\lambda/2$. (Barrick et al., 1977).	23
Figura 12: Ejemplo real de un espectro de la señal recibida.	24

Figura 13: Esquema de generación de la dirección superficial a partir de la información de cada radial.	25
Figura 14: Red de medidas in situ del País Vasco (L. Ferrer, 2009).....	31
Figura 15: Configuración del sistema operacional de radar HF en el golfo de Bizkaia. La zona azul indica la cobertura aproximada de las medidas. Los puntos, la situación de las antenas de emisión y recepción de la señal de alta frecuencia.32	
Figura 16: Imágenes de las radiales de las antenas de Matxitxako e Higer, respectivamente (Cortesía de Vicente Fernández, Qualitas Remos).	32
Figura 17: Mapa de la corriente superficial de la zona de estudio a partir de las radiales de la figura 15 (Cortesía de Vicente Fernández, Qualitas Remos).....	33
Figura 18: Posición espacial de los nodos	33
Figura 19: Porcentaje de datos anuales por nodo, para el año 2009.....	34
Figura 20: Imagen de la información oceanometeorológica disponible en la página web de Euskalmet.	37
Figura 21: Mapa de la información de radar publicada en la web de euskalmet el 11/11/2010 a las 09:00.....	38
Figura 22: Posición de todos los nodos de la malla del radar HF y las dos boyas utilizadas en la validación de los datos.....	43
Figura 23: Figura donde se ven los nodos numerados y la posición de las boyas.....	45
Figura 24: Datos superpuestos de la Boya de Matxitxako en superficie y los de la misma boya a 12 m de profundidad.	46
Figura 25: Trayectoria de la boya. (Cortesía de Gilles Reverdin, LOCEAN).....	50
Figura 26: Comparaciones entre los resultados de G. Reverdín y datos radar HF.....	51
Figura 27: Espectros del radar y de las boyas de Matxitxako y Donostia (las ventanas de los espectros individuales son de 30 días; 720 horas).	53
Figura 28: Situación de la línea ficticia frente al cabo Matxitxako y situación de los nodos. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m.....	54

- Figura 29: (a) Patrón de la circulación media para enero de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. 56
- Figura 30: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako. 56
- Figura 31: (a) Patrón de la circulación media para febrero de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. 59
- Figura 32: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako. 59
- Figura 33: (a) Patrón de la circulación media para marzo de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. 61
- Figura 34: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako. 61
- Figura 35: (a) Patrón de la circulación media para abril de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 63
- Figura 36: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako. 63
- Figura 37: (a) Patrón de la circulación media para Mayo de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. 65

- Figura 38: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako. 65
- Figura 39: (a) Patrón de la circulación media para junio de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. 67
- Figura 40: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako. 67
- Figura 41: (a) Patrón de la circulación media para julio de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 69
- Figura 42: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako. 69
- Figura 43: (a) Patrón de la circulación media para julio de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 71
- Figura 44: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako. 71
- Figura 45: (a) Patrón de la circulación media para octubre de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. 73
- Figura 46: (a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m

	(líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($m \cdot s^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.	73
Figura 47:	(a) Patrón de la circulación media para noviembre de 2009. Se han representado las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m. (b): Módulo de la desviación estándar de los datos de cada nodo con respecto a la media mostrada en (a) en $cm \cdot s^{-1}$	75
Figura 48:	(a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $cm \cdot s^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($m \cdot s^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.	75
Figura 49:	Porcentaje de datos disponible para los meses de agosto y diciembre de 2009	78
Figura 50:	(a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $cm \cdot s^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($m \cdot s^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.	79
Figura 51:	(a) Componente longitudinal de la corriente superficial frente a cabo Matxitxako en $cm \cdot s^{-1}$. Se representan las batimétricas de 200, 1000 y 2000 m (líneas discontinuas). (b) Vectores de viento ($m \cdot s^{-1}$) a partir del modelo meteorológico en la boya de Matxitxako.	80
Figura 52:	Patrón de la circulación media para noviembre de 2009	81
Figura 53:	Patrón de la circulación media para septiembre de 2009	82

7.2. TABLAS

Tabla 1: Diferentes características de los datos radar según la frecuencia de la señal emitida. (Presentación Vicente Fernández, QUALITAS. Workshop radar HF octubre 2010, AZTI-Tecnalia, Pasaia).	25
Tabla 2: Días en los que hay datos disponibles (aunque pueden contener huecos horarios ó cobertura especialmente reducida).	40
Tabla 3: Resultado de la comparación de los datos de las boyas en el proceso de validación	46
Tabla 4: Resultado de la comparación de los datos de las boyas y radar HF en el proceso de validación.....	48
Tabla 5: Porcentajes de datos disponibles significativos para los meses del año 2009..	55

ANEXO I:

Figuras de la Validación de los datos Radar HF

A continuación se incluyen las figuras realizadas durante la validación de los datos Radar HF. Cada figura corresponde a una pareja de comparación de los diferentes datos disponibles para el año 2009.

Boya Matxitxako superficial – Boya Matxitxako a 12m

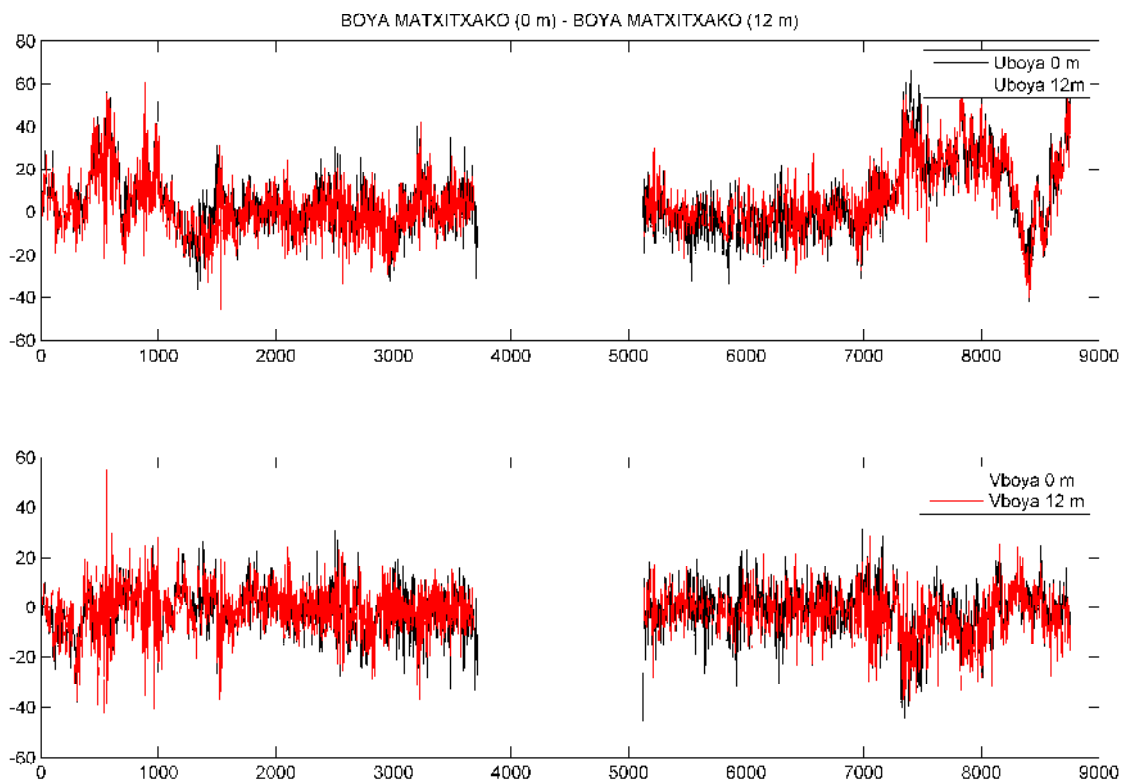


Fig. A1: Comparación de los datos de la boya de Matxitxako en superficie y a 12 m de profundidad. La velocidad está en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y el tiempo en horas.

Boya Donostia superficial – Boya Donostia a 12m

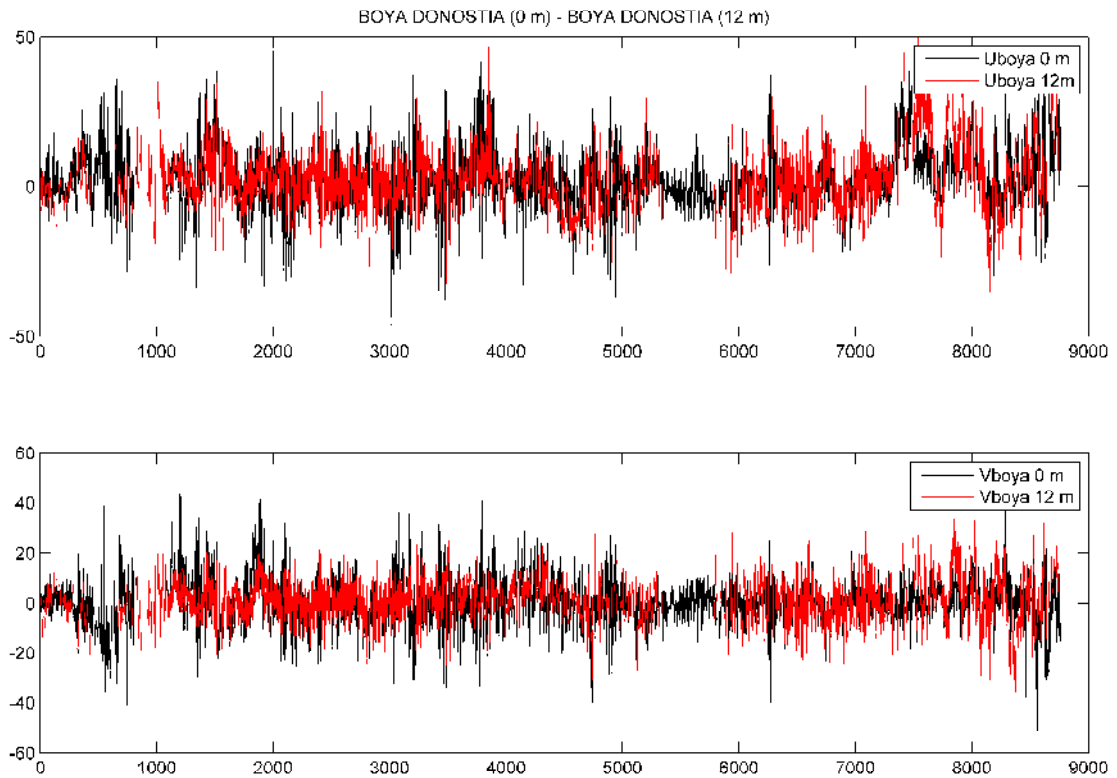


Fig. A2: Comparación de los datos de la boya de Donostia en superficie y a 12 m de profundidad. La velocidad está en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y el tiempo en horas.

Matxitxako superficial – Nodo 420 HF Radar

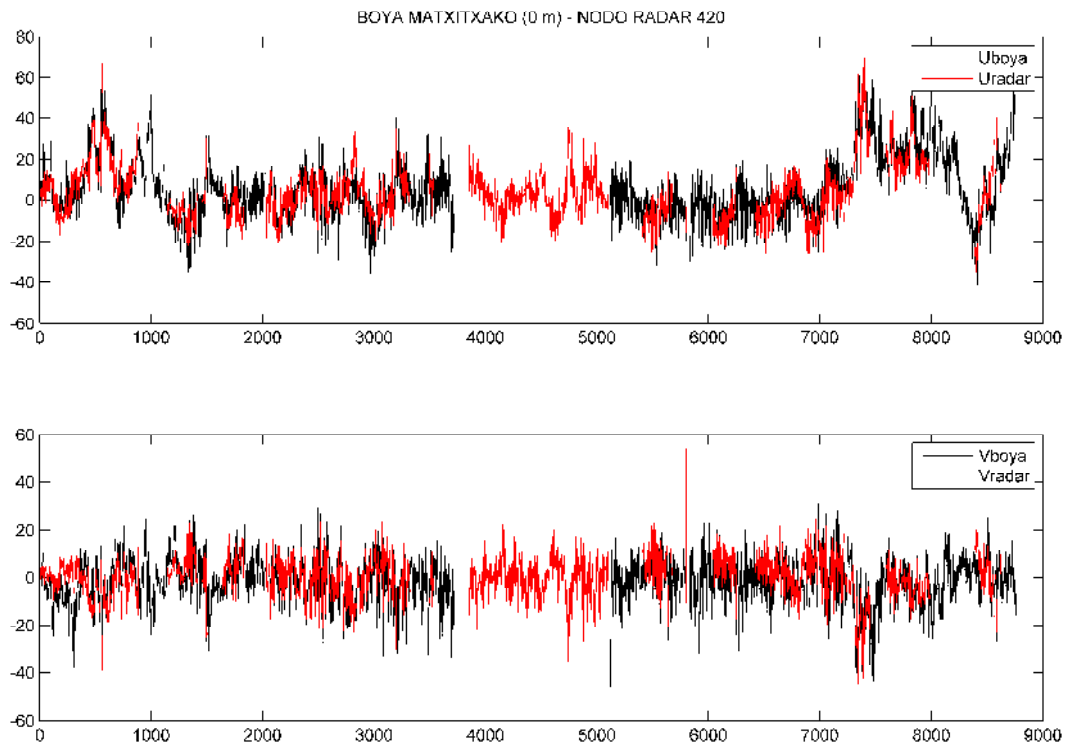


Fig. A3: Comparación de los datos de la boya de Matxitxako en superficie y el nodo 420 de la malla del Radar. La velocidad está en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y el tiempo en horas¹.

Matxitxako superficial – Nodo 421 HF Radar

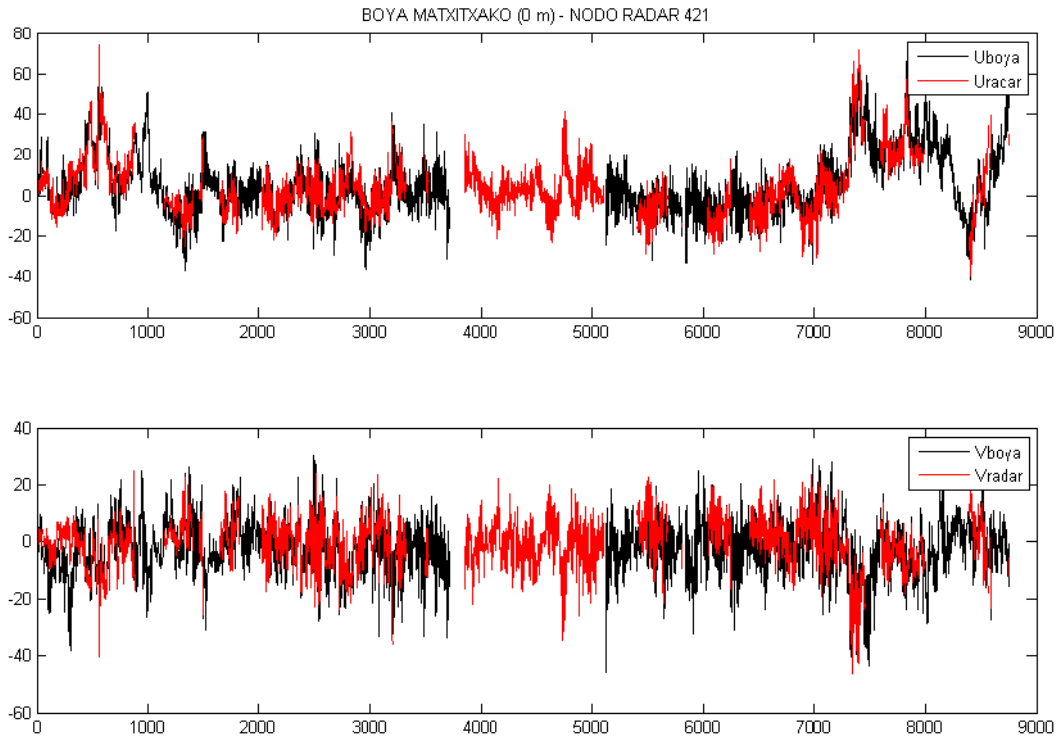


Fig. A4: Comparación de los datos de la boya de Matxitxako en superficie y el nodo 422 de la malla del Radar. La velocidad está en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y el tiempo en horas.

Donostia superficial – Nodo 748 HF Radar

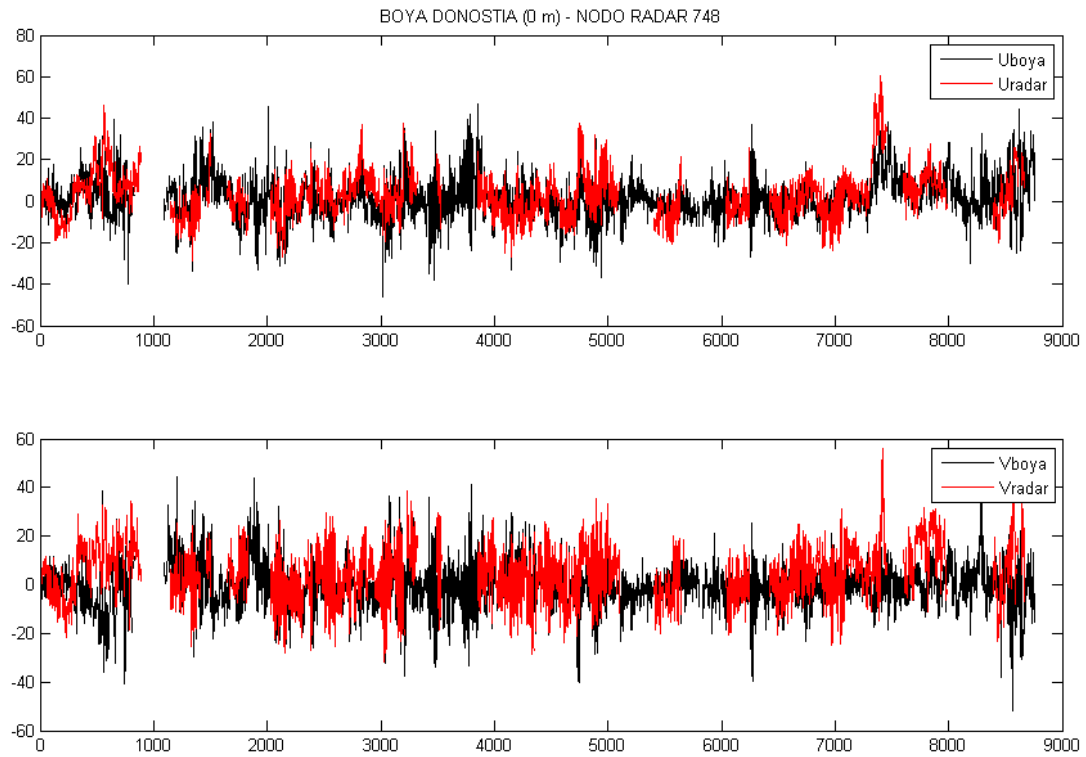


Fig. A5: Comparación de los datos de la boya de Donostia en superficie y el nodo 748 de la malla del Radar. La velocidad está en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y el tiempo en horas.

Matxitxako a 12m – Nodo 420 HF Radar

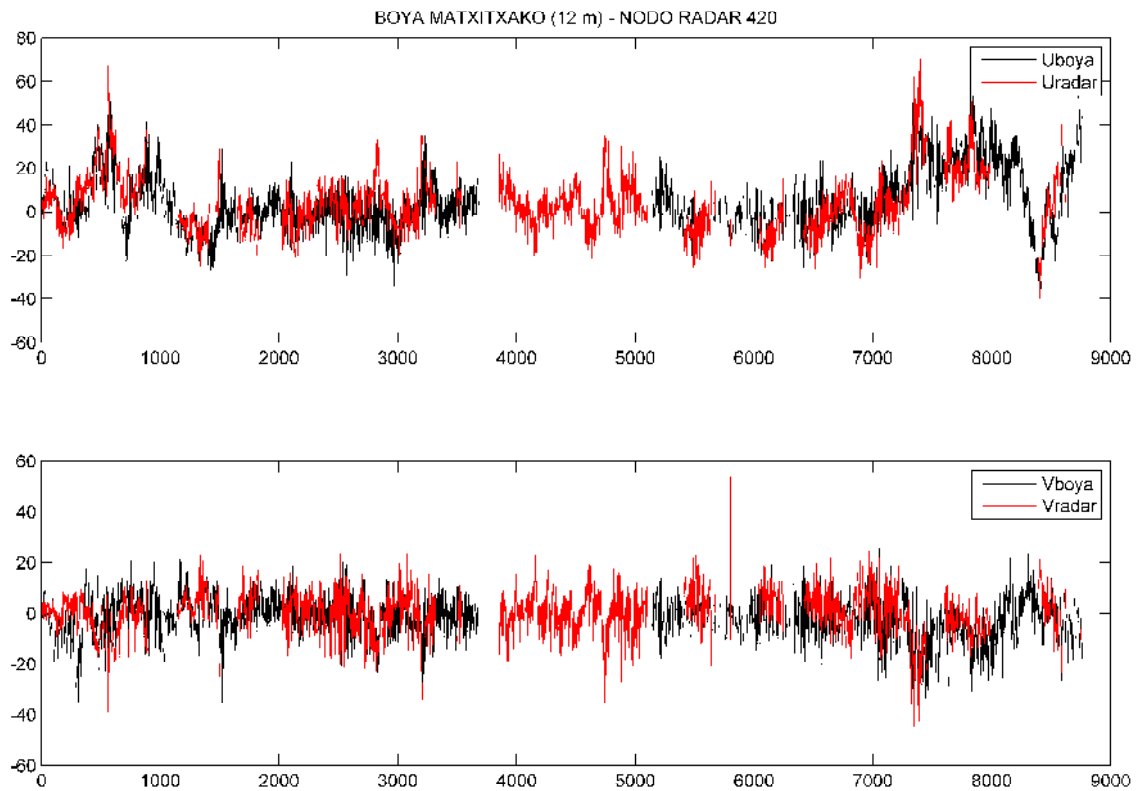


Fig. A6: Comparación de los datos de la boya de Matxitxako a 12 m de profundidad y el nodo 420 de la malla del Radar. La velocidad está en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y el tiempo en horas.

Matxitxako a 12m – Nodo 421 HF Radar

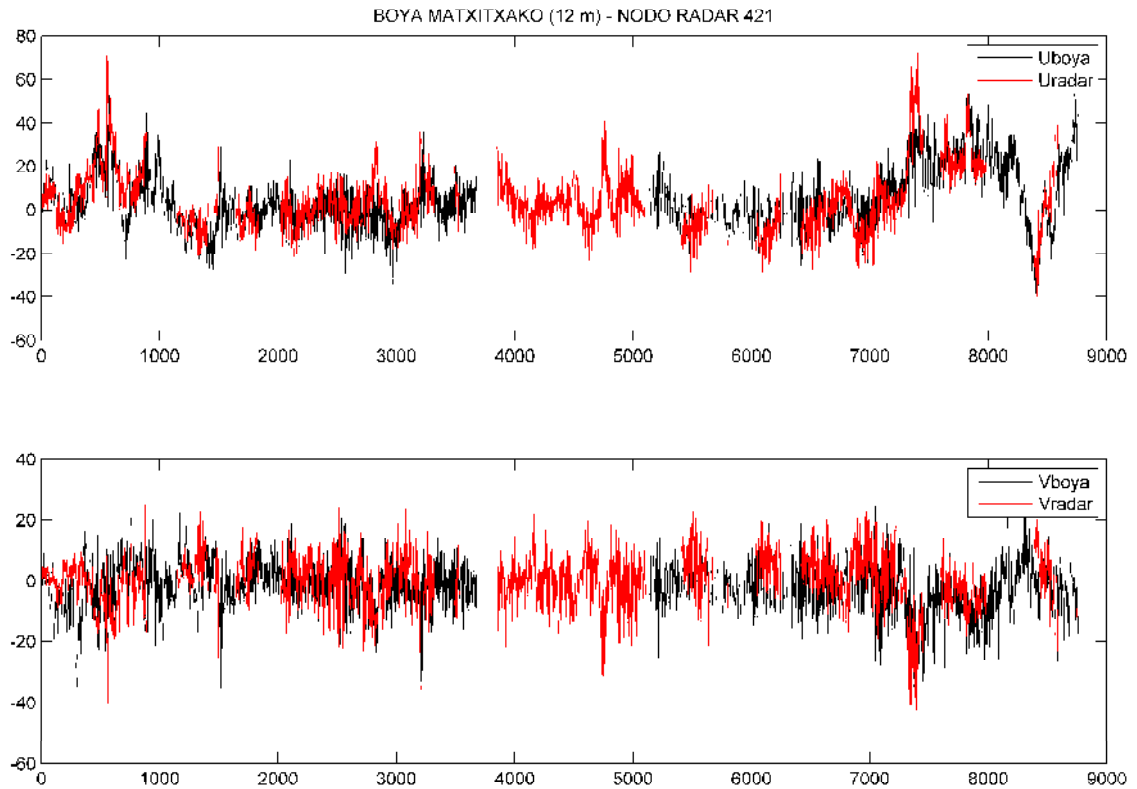


Fig. A7: Comparación de los datos de la boya de Matxitxako a 12 m de profundidad y el nodo 421 de la malla del Radar. La velocidad está en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y el tiempo en horas.

Boya Donostia a 12m – Nodo 748 HF Radar

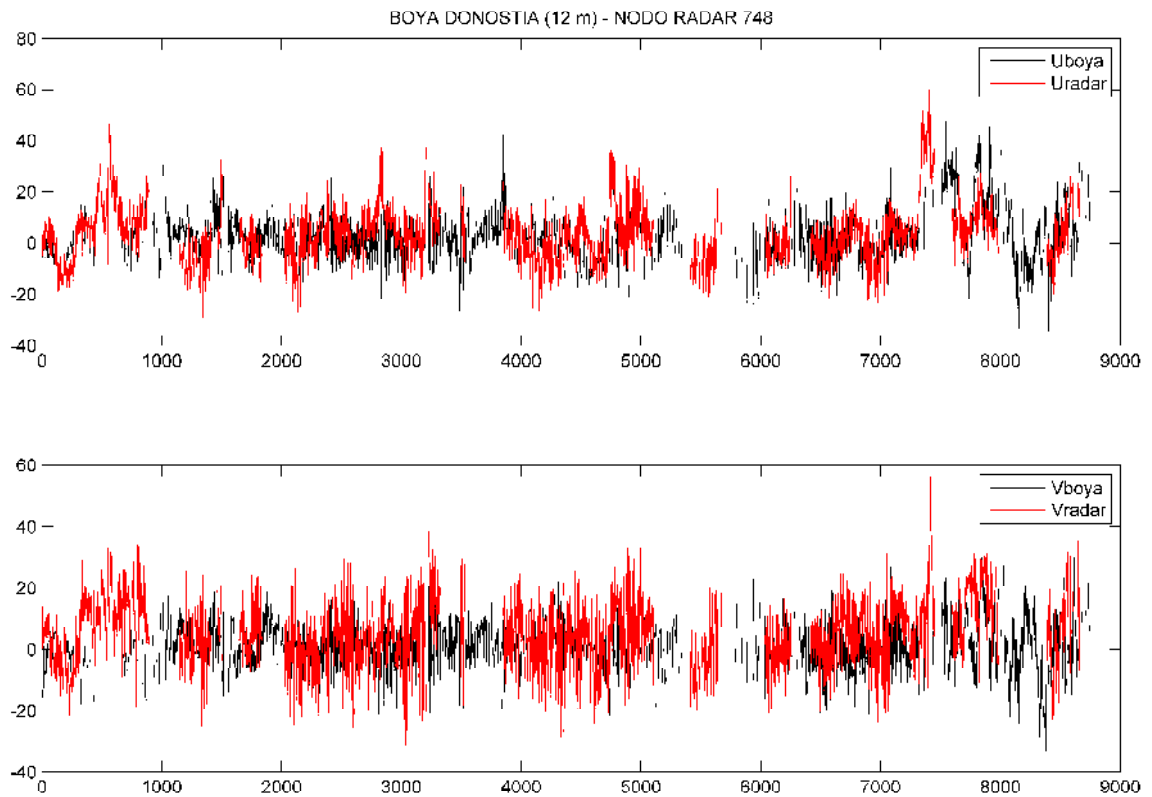


Fig. A6: Comparación de los datos de la boya de Donostia a 12 m de profundidad y el nodo 748 de la malla del Radar. La velocidad está en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ y el tiempo en horas.