

PROGRAMA DE DOCTORADO EN OCEANOGRAFÍA
Departamento de Física
Bienio 2006-2008



**REMOLINOS OCEÁNICOS DE LAS ISLAS CANARIAS:
GENERACIÓN, ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN**

Tesis doctoral presentada por D. Marc Piedeleu para obtener el grado de Doctor por
la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
Dirigida por el Dr. Pablo Sangrà Inciarte.

El Director

El Doctorando

Las Palmas de Gran Canaria, Junio de 2014



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
Departamento de Física

D. SALVADOR GALVÁN HERRERA, DEL DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE
LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

CERTIFICA,

Que el Consejo de Doctores del Departamento en su sesión de fechatomó el acuerdo de dar el consentimiento para su tramitación, a la tesis doctoral titulada “**Remolinos oceánicos de las Islas Canarias: generación, características y evolución**” presentada por el doctorando D. Marc Piedeleu y dirigida por el Doctor Pablo Sangrà Inciarte.

Y para que así conste, y a efectos de lo previsto en el Artº 6 del Reglamento para la elaboración, defensa, tribunal y evaluación de tesis doctorales de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, firmo la presente en Las Palmas de Gran Canaria, a.....de.....de dos mil catorce.

TESIS DOCTORAL

**REMOLINOS OCEÁNICOS DE LAS ISLAS CANARIAS:
GENERACIÓN, ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN**



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
Departamento de Física

MARC PIEDELEU

Las Palmas de Gran Canaria, junio de 2014

*A ma famille,
Liliane, Claude et Romain.*

Agradecimientos

“Elige un trabajo que te guste y no tendrás que trabajar ni un día de tu vida” dijo Confucio, tal es el sentimiento que tengo al finalizar este trabajo. Me siento muy honrado de haber tenido la oportunidad de estudiar un tema tan interesante y bonito como es el de esta tesis. He disfrutado muchísimo con ello, paso a paso, cada vez más convencido de que todos los esfuerzos realizados fueron recompensados tanto profesionalmente como personalmente. Esta tesis nunca hubiera podido ser una realidad sin el apoyo de un entorno al que quiero agradecer con todo mi corazón:

A mi supervisor Pablo Sangrà, por su dedicación, su entusiasmo, su paciencia y su apoyo en todo momento durante estos años de trabajo en colaboración.

A mes parents Liliane et Claude et mon frère Romain, pour m’avoir donné tout ce dont j’avais besoin pour me former et convertir mes projets en réalité.

To my darling Hannah, for giving me her unconditional love day by day, for supporting me through this episode of our life.

A mis compañeros del departamento de Física de la Facultad de Ciencias del Mar. Francis Machín y Charles Troupin y Evan Mason por revelarme, con mucha paciencia, algunos secretos del mundo de MATLAB. Ángeles Marrero por su disponibilidad y encanto. Ángel Rodríguez por haberme permitido participar al proyecto MALASPINA, y a este respecto también agradecer a las chicas de Uvigo Beatriz Mouriño y Paloma Carillo. Carolina Salinas, Sheila Estrada, Mónica Hernández, por el buen humor en el laboratorio. Alonso Hernández por las imágenes ORPAM. Antonio Martínez por su ayuda con el wavelet. Jorge Pop, el mago de los programas. Jesús Cisneros por haberme conseguido mi práctica de Master. Y a todos los que me olvido.

Au GHER, et à J. M Beckers, pour m'avoir permis de réaliser un séjour dans leur centre à Liège et apprendre le fonctionnement de DIVA.

A Ruiz Caldeira, por permitirme colaborar con la campaña i-WAKE.

GRACIAS!

Este trabajo no se podría haber realizado sin la financiación por parte del Gobierno Español a través de la Agencia Canaria de Investigación Innovación y Sociedad (ACIISI). Los datos utilizados en esta tesis proceden de las campañas oceanográficas pertenecientes al proyecto RODA (CTM2004-06842-CO3-O3) financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia.

Resumen

En este trabajo se presenta un estudio observacional sobre los remolinos oceánicos generados por las islas que configuran el Archipiélago Canario. En primer lugar se investiga por vez primera los mecanismos responsables de su generación y en particular la importancia relativa del forzamiento topográfico y atmosférico tomando como caso de estudio los remolinos ciclónicos generados por la Isla de Gran Canaria. Nuestros resultados indican que la perturbación de la Corriente de Canarias (forzamiento topográfico) es el principal mecanismo responsable de la generación de remolinos. La cizalla del viento (forzamiento atmosférico) actúa como mecanismo secundario y su papel es reducir el umbral mínimo de la velocidad de la Corriente de Canarias (CC) para generar remolinos. En concreto se ha observado que el umbral mínimo de la intensidad de la CC para generar remolinos sólo debido a causas topográficas es de $U \geq 0.09 \text{ m s}^{-1}$. Cuando se le adiciona el efecto de la cizalla del viento el umbral puede descender hasta $U \geq 0.05 \text{ m s}^{-1}$. Por debajo de este umbral, por muy alta que sea la cizalla del viento, no se generan remolinos lo que indica que el forzamiento atmosférico no es capaz de generar remolinos por sí solo. En segundo lugar se describen las características cinemáticas de cinco remolinos desprendidos de distintas islas. En particular se observó que las profundidades de estas estructuras oscilan entre 300 m y 700 m y que pueden introducir anomalías de 4.5°C en el campo de temperatura y perturbar en más de 90 m las isoterms. Asimismo nuestra estima del periodo de rotación indica que inicialmente están en rotación sólida para después perderla. Los valores del periodo de rotación para la mayoría de los remolinos son los máximos permitidos por el criterio de estabilidad inercial siendo de 4.7 días para los ciclónicos y de 3.5 días para los anticiclónicos. Ello explicaría su larga esperanza de vida y porque están el origen del Corredor de Remolinos de Canarias. En una última parte se examina la evolución lagrangiana de un remolino anticiclónico desprendido de Gran Canaria. Se han identificado tres etapas: una primera etapa donde el remolino evoluciona como estructura aislada axisimetrizándose, una segunda etapa donde interacciona y se fusiona con el remolino de Tenerife, y una última etapa de un mes donde el remolino fusionado evoluciona como una nueva estructura. Este trabajo constituye el primer estudio donde se describen los procesos de axisimetrización y fusión de remolinos a partir de trayectorias de boyas en el Corredor de Remolinos de Canarias y las observaciones indican que estos procesos se ajustan a las predicciones de los modelos teóricos.

Índice general

| | |
|--|-------------|
| Índice de figuras | <i>VII</i> |
| Índice de tablas | <i>XV</i> |
| Lista de abreviaturas | <i>XVII</i> |
| Capítulo 1 Introducción | 1 |
| 1.1 Localización y características..... | 1 |
| 1.2 Flujos oceánicos y atmosféricos..... | 4 |
| 1.2.1 La Corriente de Canarias..... | 4 |
| 1.2.2 Circulación atmosférica..... | 10 |
| 1.3 Remolinos oceánicos de mesoescala de las Islas Canarias | 14 |
| 1.4 Organización y objetivos de la tesis..... | 25 |
| | |
| Capítulo 2 Estudio observacional sobre los mecanismos de generación de remolinos por islas altas y de aguas profundas | 27 |
| 2.1 Introducción..... | 28 |
| 2.2 Configuración del experimento y métodos | 35 |
| 2.3 Observaciones | 40 |

| | | |
|-------------------|---|-----------|
| 2.3.1 | Primer periodo: verano – otoño 2005 | 41 |
| 2.3.2 | Segundo periodo: invierno – primavera 2006 | 49 |
| 2.3.3 | Tercer periodo: verano – otoño 2006 | 54 |
| 2.3.4 | Cuarto periodo: invierno – primavera 2007 | 57 |
| 2.4 | Discusión | 61 |
| 2.4.1 | Variabilidad temporal en la generación de los remolinos oceánicos ... | 61 |
| 2.4.2 | Mecanismos de forzamiento | 62 |
| 2.5 | Conclusiones..... | 68 |
| | | |
| Capítulo 3 | Características cinemáticas de los remolinos oceánicos generados por el Archipiélago Canario | 71 |
| 3.1 | Introducción..... | 71 |
| 3.2 | Colección y procesamiento de datos | 73 |
| 3.2.1 | Campañas RODA1 y RODA2..... | 73 |
| 3.2.2 | Procesamiento de datos | 75 |
| 3.3 | Hidrografía | 76 |
| 3.4 | Velocidades orbitales, tasa de rotación y tipo de remolinos | 83 |
| 3.4.1 | Remolinos ciclónicos RODA1 | 85 |
| 3.4.2 | Remolinos anticiclónicos RODA1 | 90 |
| 3.4.3 | Remolinos anticiclónicos RODA2 | 94 |
| 3.5 | Bombeo de Ekman lineal..... | 97 |
| 3.6 | Sumario y conclusiones | 104 |

| | |
|--|------------|
| Capítulo 4 Evolución lagrangiana de un remolino anticiclónico en el Corredor de Remolinos de Canarias | 109 |
| 4.1 Introducción y métodos | 109 |
| 4.2 Etapas de evolución: fusión de dos remolinos | 112 |
| 4.3 Evolución antes de la fusión: tasa de rotación | 115 |
| 4.4 Evolución antes de la fusión: evidencias de axisimetrización y filamentación | 120 |
| 4.5 Interacción y fusión de ambos remolinos..... | 124 |
| 4.6 Sumario y conclusiones..... | 129 |
| | |
| Capítulo 5 Conclusiones | 131 |
| | |
| Referencias | 135 |

Índice de figuras

| | | |
|------------|---|----|
| 1.1 | El Archipiélago Canario..... | 2 |
| 1.2 | Corte topográfico zonal de las Islas Canarias. | 3 |
| 1.3 | Esquema del sistema de corrientes principales en el borde oriental del Atlantico Norte Subtropical. | 5 |
| 1.4 | Variabilidad temporal del transporte al norte del Archipiélago Canario. | 7 |
| 1.5 | Imagen de satélite mostrando la generación de calles de vórtices tipo Von Kármán (a). Imagen mostrando las estelas de viento al sur de las islas occidentales (b). | 11 |
| 1.6 | Estela de viento de la Isla de Gran canaria..... | 12 |
| 1.7 | Medias mensuales del rotacional del esfuerzo del viento en la zona del Archipiélago Canario en 2008..... | 13 |
| 1.8 | Imagen AVHRR de temperatura de superficie del mar en las estelas de las Islas Canarias. | 16 |

| | | |
|-------------|--|----|
| 1.9 | Calle de remolinos de Von Kármán generado por un flujo perturbado por un obstáculo cilíndrico. | 17 |
| 1.10 | Campo de temperatura a 100 m de profundidad mostrando (a) la señal de un remolino anticiclónico de núcleo cálido desprendido de Gran Canaria y (b) la señal de un remolino ciclónico de núcleo frío..... | 18 |
| 1.11 | Secciones verticales de temperatura (a, c) y anomalías de temperatura (b, d) a través de los remolinos mostrados en la Figura 1.10..... | 19 |
| 1.12 | Trayectoria de una boya Argos trazando la evolución de un remolino anticiclónico desprendido de la Isla de Gran Canaria a lo largo de 7 meses..... | 21 |
| 1.13 | Selección de orbitas de tres boyas alrededor del centro del remolino anticiclónico de la Figura 1.12. | 21 |
| 1.14 | Trayectorias de remolinos de larga vida (> 6 meses) obtenidas a partir de 14 años (1992 – 2006) de datos combinados de altímetros..... | 23 |
| 2.1 | Regímenes de flujo en función del número de Reynolds..... | 30 |
| 2.2 | Campo de viento en la estela de la Isla de Gran Canaria | 31 |
| 2.3 | (a) Representación idealizada del campo de viento en la estela de Gran Canaria. (b) Esquema del mecanismo de forzamiento atmosférico..... | 32 |
| 2.4 | Configuración del experimento observacional..... | 36 |
| 2.5 | Representación esquemática del fondeo..... | 36 |
| 2.6 | Imágenes de satélites de temperatura de superficie (a) y de concentración en clorofila (b) de la zona sur de Canarias..... | 37 |

| | | |
|-------------|--|----|
| 2.7 | Estima de la cizalla del viento..... | 40 |
| 2.8 | Series temporales de los parámetros para el primer periodo de 6 meses. | 42 |
| 2.9 | Señal de los remolinos del primer periodo sobre imágenes de temperatura de la superficie del mar (a), (b), (d), (e), (f) y de concentración de clorofila (c).... | 43 |
| 2.10 | Igual que la Figura 2.8 pero para el segundo periodo | 50 |
| 2.11 | Señal de los remolinos del segundo periodo sobre imágenes de concentración de clorofila (a) (b) (c) (d) y (e) y de temperatura de la superficie del mar (f).... | 51 |
| 2.12 | Igual que la Figura 1.8 pero para el tercer periodo. | 55 |
| 2.13 | Señal de los remolinos del tercer periodo sobre imágenes de temperatura de la superficie del mar. | 56 |
| 2.14 | Igual que la Figura 2.8 pero para el segundo periodo del segundo año. | 58 |
| 2.15 | Señal de los remolinos del cuarto periodo sobre imágenes de temperatura de la superficie del mar (b) y (d), y de concentración de clorofila (a), (c), (e), (f). | 59 |
| 2.16 | Trayectoria de la boya nº56 desde el día 100 de 2007(11 de Abril) hasta el día 140 de 2007 (21 de Mayo). | 66 |
| 2.17 | Serie temporal de vectores velocidad del viento a barlovento de La Palma durante el mes de mayo 2007..... | 66 |

| | | |
|-------------|--|----|
| 2.18 | Rotacional del esfuerzo del viento en las cercanías de La Palma promediado entre el 6 y el 10 de Mayo 2007. | 67 |
| 3.1 | Dominio observacional y localización de los transectos a través de los remolinos ciclónicos CE1 y CE2 y anticiclónicos AE1, AE2 y AER2..... | 74 |
| 3.2 | Imágenes de satélite de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) (a) el remolino ciclónico CE1 y (b) el remolino ciclónico CE2. | 77 |
| 3.3 | Secciones de temperatura ((a), (d)) y correspondientes anomalías de temperatura ((b), (e)) y de profundidad de las isotermas ((c), (f)) de los transectos correspondientes al remolino CE1 (paneles superiores) y al remolino CE2 (paneles inferiores). | 78 |
| 3.4 | Imágenes de satélite de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) (a) el remolino anticiclónico AE1 y (b) el remolino anticiclónico AE2..... | 80 |
| 3.5 | Secciones de temperatura ((a), (c)) y correspondientes anomalías de temperatura ((b), (d)) y de profundidad de las isotermas ((c), (f)) de los transectos correspondientes al remolino AE1 (paneles superiores) y al remolino AE2 (paneles inferiores). | 81 |
| 3.6 | Secciones de temperatura (a) y correspondientes anomalías de temperatura (b) y de profundidad de las isotermas (c) del transecto correspondiente al remolino AER2 | 82 |
| 3.7 | Velocidades geostróficas (izquierda) y velocidades orbitales (derecha) a través del remolino CE1 (paneles superiores) y del remolino CE2 (paneles inferiores) | 86 |

| | | |
|-------------|---|-----|
| 3.8 | Perfiles radiales de velocidad orbital (izquierda) y del periodo (derecha) correspondiente a los remolinos CE1 y CE2..... | 88 |
| 3.9 | Perfiles radiales de velocidad angular, ω_z , y de velocidad orbital en (a) remolinos tipo Rankine y (b) tipo Gaussiano..... | 89 |
| 3.10 | Velocidades geostróficas (izquierda) y velocidades orbitales (derecha) a través del remolino AE1 (paneles superiores) y del remolino AE2 (paneles inferiores). | 91 |
| 3.11 | Perfiles radiales de velocidad orbital (izquierda) y del periodo (derecha) correspondiente a los remolinos AE1 y AE2..... | 93 |
| 3.12 | Secciones de velocidad superpuesta a las isopícnas para el remolino AER2. (a) Velocidad geostrófica, (b) velocidad orbital, (c) velocidad a través y (d) a lo largo del transecto a partir de datos de ADCP..... | 95 |
| 3.13 | Perfiles radiales de velocidad orbital (izquierda) y del periodo (derecha) correspondiente al remolino AER2 obtenidos a partir de la velocidad orbital inferida a partir de datos de CTD y obtenidos a partir de datos de ADCP..... | 96 |
| 3.14 | Media anual del campo del rotacional de esfuerzo del viento en la región de estudio obtenido a partir de la climatología SCOW..... | 98 |
| 3.15 | Distribución del viento a lo largo de los transectos de los remolinos CE2 y AE1 obtenidos con la estación meteorológica de a bordo..... | 100 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| 3.16 | Perfiles del viento, w (curva negra) y de la velocidad de bombeo de Ekman lineal w_E (curva roja) a lo largo del transecto del (a) remolino CE2 y (b) del remolino AE1. | 101 |
| 3.17 | Campos del rotacional del esfuerzo del viento promediados a 5 días a partir de datos de viento CCMP) (a) (b). | 102 |
| 4.1 | Trayectorias de las boyas. Sobre las trayectorias se han incluidos círculos cada 10 días..... | 111 |
| 4.2 | Series temporales de la velocidad meridional, (a) (b), y correspondiente análisis wavelet, (c) (d), de la boya 57 (izquierda) y de la boya 55 (derecha). | 114 |
| 4.3 | Igual que la Figura 4.2 pero para las boyas 57 y 56 durante el periodo que va del día 0 al 50. | 116 |
| 4.4 | Series temporales de la velocidad meridional, (a) (b), y correspondiente análisis wavelet, (c) (d), de la boya 55 (izquierda) y de la boya 54 (derecha). | 116 |
| 4.5 | Radios, (a), y orbitas, (b) (c), para la boya 57 (trazo rojo) y la boya 56 (trazo azul) en la etapa antes de la fusión de los remolinos..... | 117 |
| 4.6 | Trayectoria de las boyas y estima de la trayectoria del centro (línea a trazo negro) en la etapa antes de la fusión de los remolinos. | 118 |
| 4.7 | Periodo de la boyas 57 (rojo), 56 (azul) y 54 (verde) frente al radio de sus orbitas alrededor del centro del remolino. | 120 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| 4.8 | Evolución del campo de vorticidad de un vórtice elíptico durante el proceso de filamentación y axisimetrización. | 121 |
| 4.9 | Selección de orbitas de las boyas 57 (trazo rojo) y 56 (trazo azul) durante el proceso de axisimetrización. | 122 |
| 4.10 | Imagen de satélite de la turbidez del agua durante la erupción del volcán submarino de la Isla del Hierro. | 123 |
| 4.11 | Secuencias de la interacción y fusión de dos vórtices anticiclónicos de mismo tamaño y vorticidad. | 125 |
| 4.12 | Secuencias de la evolución del proceso de fusión de dos remolinos anticiclónicos de distinto tamaño ($r1$ y $r2$). | 126 |
| 4.13 | (a) (b) Radios orbitales y orbitas de la boya 55 durante la fusión de los dos remolinos. (c) Última orbita de la boya 57 alrededor del centro del remolino resultante de la fusión. | 127 |

Índice de tablas

| | | |
|-----|---|----|
| 2.1 | Parámetros de los remolinos ciclónicos. | 60 |
| 3.1 | Parámetros característicos de los remolinos. | 90 |

Lista de abreviaturas

Se ha mantenido la nomenclatura anglosajona para las abreviaturas de uso habitual.

| | |
|-------------|--|
| AC | Corriente de Azores |
| ACA | Afloramiento Costero Africano |
| ADCP | Acoustic Doppler Current Profiler |
| AE1 | Remolino anticiclónico nº1 de RODA1 |
| AE2 | Remolino anticiclónico nº2 de RODA1 |
| AER2 | Remolino anticiclónico de RODA2 |
| AET | Remolino anticiclónico de Tenerife durante RODA2 |
| CC | Corriente de Canarias |
| CE1 | Remolino ciclónico nº1 de RODA1 |
| CE2 | Remolino ciclónico nº2 de RODA1 |
| CRC | Corredor de Remolinos de Canarias |
| CTD | Conductivity, Temperature and Depth |

| | |
|--------------|---|
| CUC | Corriente de Afloramiento de Canarias |
| EMI | Efecto de Masa de Isla |
| GSAN | Giro Subtropical del Atlántico Norte |
| IAAP | Islas Altas de Aguas Profundas |
| IRS | Indented Rotating sphere Sediment Trap |
| NACW | Agua Central Noratlántica |
| NEC | Corriente Norecuatorial |
| ORPAM | Observatorio en Red de las Pescas y Ambiente Marino de la Macaronésia |
| RODA1 | Remolinos Oceánicos y Deposición Atmosférica 1 |
| RODA2 | Remolinos Oceánicos y Deposición Atmosférica 2 |
| ROMS | Regional Ocean Modelling System |
| TSM | Temperatura Superficial del Mar |
| VA | Vientos Alisios |
| XBT | Sondas batitermográficas desechables |

Capítulo 1

Introducción



1.1 Localización y características topográficas/batimétricas del Archipiélago Canario

El Archipiélago Canario se ubica en el margen oriental del Giro Subtropical del Atlántico Norte (GSAN) a una latitud de 28.5°N y una longitud de 15°W (Figura 1.1). Pertenece a la Cuenca Canaria que se extiende desde el Oeste de la Península Ibérica (40°N) hasta la costa Noroeste de África (10°N), y la Dorsal Centro-Atlántica al Oeste (40°W). Sus características topográficas y batimétricas, que analizaremos a continuación, son claves en la generación de remolinos y otras estructuras a través de la perturbación de los flujos atmosféricos y oceánicos dominantes.

Las siete islas volcánicas principales que componen el archipiélago reposan sobre una meseta de unos 2500 m de profundidad orientada zonalmente que se extiende desde el límite del continente hacia mar abierto. Por su orientación zonal, su

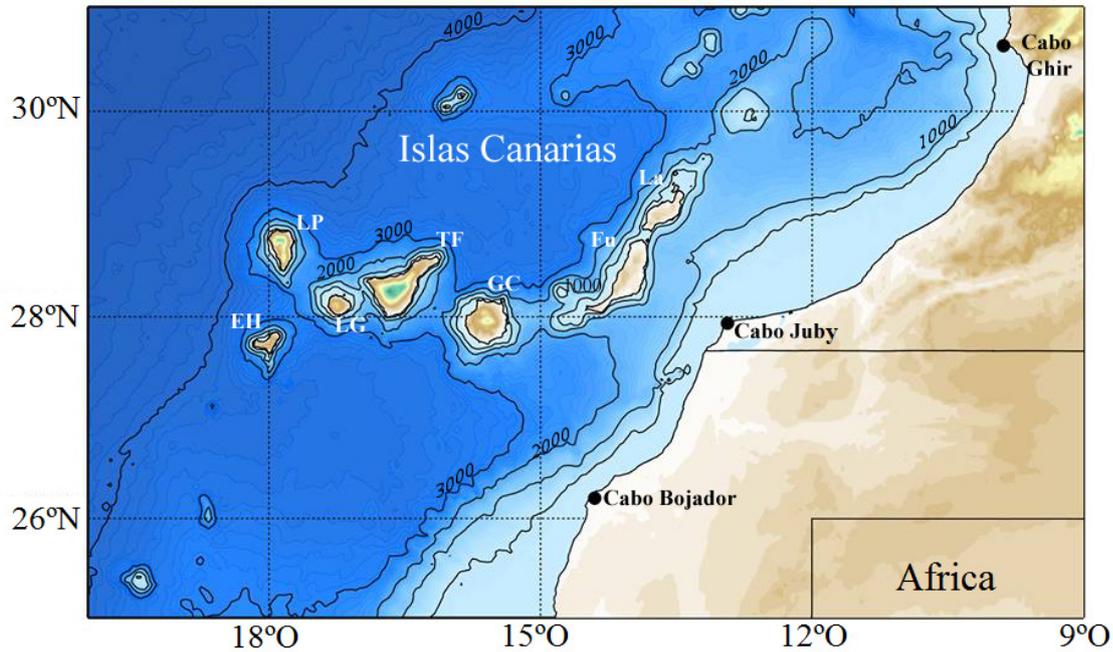


Figura 1.1: El Archipiélago Canario. LP – La Palma; EH – El Hierro; LG – La Gomera; TF – Tenerife; GC – Gran Canaria; Fu – Fuerteventura; La – Lanzarote. Contornos negros representan las isobatas 200, 1000, 2000, 3000, 4000 metros. Datos batimétricos de GEBCO.

Extensión, cercana a los 500 km y su distancia menor de 100 km del continente africano, el Archipiélago Canario representa una importante barrera para la Corriente de Canarias. Por otra parte, el alto relieve de algunas islas que lo configuran constituye un obstáculo a los Vientos Alisios (Figura 1.2).

Las islas que lo constituyen son (de Oeste a Este): El Hierro, La Palma, La Gomera, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote (Figura 1.1). Cada una de ellas dispone de una batimetría abrupta y estrechas plataformas separadas por profundos canales, creando condiciones cercanas de la costa similares a las del océano abierto (Figura 1.2). Cuatro canales principales separan las islas. El más oriental, que separa las islas de la costa africana, se conoce como el Canal de Lanzarote. La profundidad de los canales aumenta hacia el océano abierto (Este – Oeste). Los dos Canales más al Oeste tienen profundidades superiores a 2000 m y alcanzan la

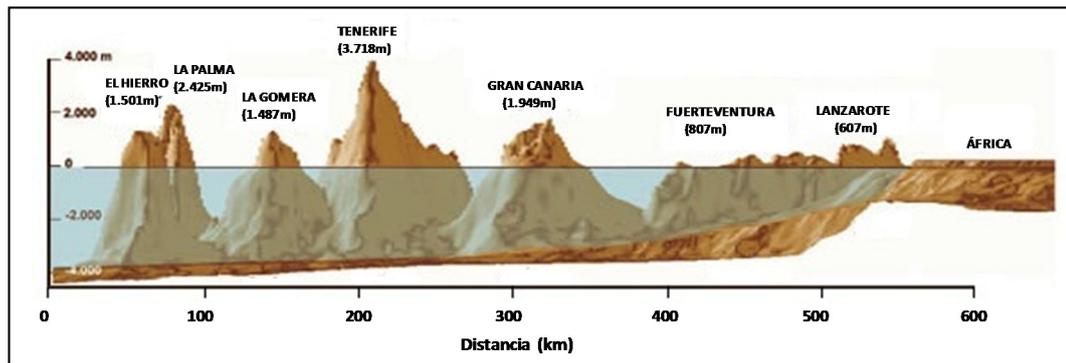


Figura 1.2: Corte topográfico zonal de las Islas Canarias. Destacar la topografía abrupta de las islas montañosas y los profundos canales que las separan.

plataforma en sí pero los dos canales más al Este no superan 1200 m de profundidad (figura 1.2).

Definiremos como islas altas a aquellas de considerable relieve y que por lo tanto pueden perturbar los flujos atmosféricos incidentes de forma significativa. Por otro lado, definiremos como islas de aguas profundas como aquellas cuya plataforma insular es muy estrecha y, por lo tanto, donde cabe esperar que los efectos friccionales por fondo no sean muy importantes. Para las islas que cumplen estas dos características, introducimos el concepto de Islas Altas de Aguas Profundas (IAAP). Este tipo de islas perturbarán significativamente tanto los flujos oceánicos como atmosféricos incidentes. Serán por lo tanto las principales candidatas para la generación de estructuras de mesoescala y submesoescala tales como remolinos atmosféricos y oceánicos así como estelas de agua cálidas a su socaire. La generación de estas estructuras ha sido observada en numerosas IAAP tales como la isla de Gran Canaria (Aristegui et al., 1994; Sangrà et al., 2005, 2007), las Islas de Hawái (Jia et al., 2011, Kersalé et al., 2011 Calil et al., 2008) y Madeira (Caldeira et al., 2012, 2013, 2014).

Las islas más orientales de Lanzarote y Fuerteventura, más antiguas y

erosionadas, presentan altitudes respectivas de 607 m y 807 m, por lo que no representan obstáculos lo suficientemente altos como para perturbar el flujo atmosférico significativamente. Por esta razón, estas últimas no pueden ser consideradas como IAAP. Mientras que las islas más oceánicas de Gran Canaria (1949 m), Tenerife (3718 m), la Gomera (1487 m), la Palma (2426 m) y el Hierro (1501 m) superan los 1500 m de altitud y están separadas por canales de más de 2000 m de profundidad. Estas últimas sí pueden ser consideradas como islas altas de agua profunda (IAAP). A este respecto veremos que en el caso particular de desprendimiento de remolinos oceánicos este ha sido principalmente observado en las IAAP del Archipiélago, es decir, en La Palma, Tenerife, El Hierro y Gran Canaria.

1.2 Flujos oceánicos y atmosféricos dominantes

1.2.1 La Corriente de Canarias

Como examinaremos más adelante en el Capítulo 2, la Corriente de Canarias es el principal elemento forzante de los remolinos oceánicos objeto de este trabajo, por ello entraremos en detalle en cuanto a su naturaleza al norte de las Islas Canarias antes de perturbarse. Junto a la Corriente de las Azores (AC) y la Corriente Norecuatorial (NEC), La Corriente de Canarias (CC) forma parte del margen oriental del Giro Subtropical del Atlántico Norte (GSAN). Estas se estructuran en forma de bucle anticiclónico que se extiende entre las latitudes 40°N y 15°N (Figura 1.3).

Estudios recientes (Pelegrí et al., 2005; Laíz et al., 2001, 2012) han observado que el sistema de Afloramiento Costero Africano (ACA) drena parte del transporte de la AC dando lugar a un segundo ramal más oriental de la CC que se le ha denominado Corriente de Afloramiento de Canarias (CUC). Al conjunto de CC, CUC y ACA se le denomina Sistema de la Corriente de Canarias (CCS) (Parrilla et al., 2002; Knoll et al., 2002; Hernández-Guerra et al., 2003; Machín et al., 2010).

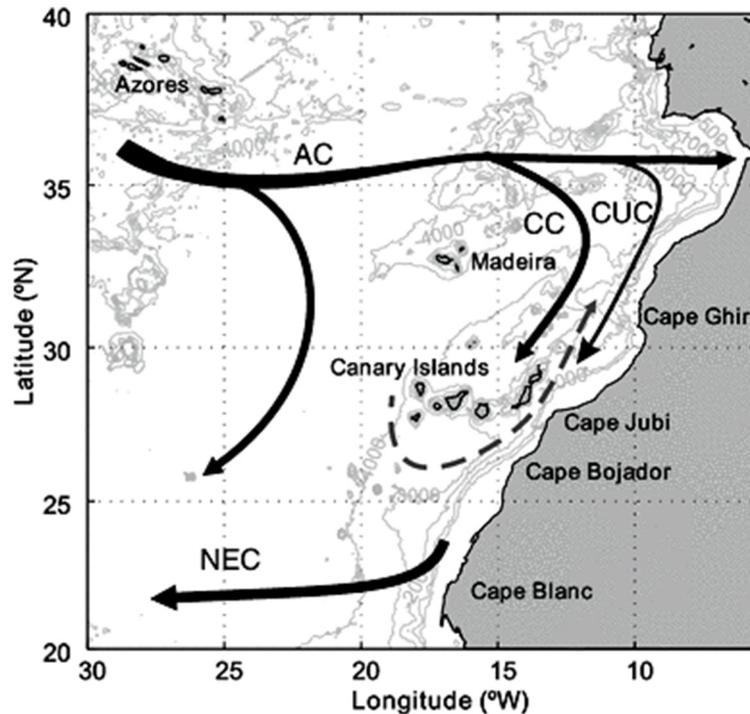


Figura 1.3: Esquema del sistema de corrientes principales en el borde oriental del Atlántico Norte Subtropical reproducido de Laíz et al. (2012). *AC* Corriente de Azores, *CC* Corriente de Canarias, *CUC* Corriente de Afloramiento de Canarias, *NEC* Corriente Norecuatorial. Las isobátas de 500, 1000, 2000, 3000, 4000 m están representadas en gris claro. La flecha de puntos indica la estructura ciclónica alrededor de las Islas Canarias observada en otoño e invierno.

Nuestro interés se centra principalmente en las características de la CC al norte inmediato del Archipiélago ya que estas determinarán el régimen de flujo asociado a su perturbación por las islas. A este respecto una de las preguntas que nos haremos en el Capítulo 2 es si la CC es lo suficiente energética como para generar el desprendimiento de remolinos de las islas por sí sola. En este sentido, como veremos en detalle en dicho capítulo, cuando un flujo incide sobre un obstáculo el régimen del flujo resultante depende de número de Reynolds:

$$Re = \frac{UL}{A_H}$$

donde, U , es la intensidad del flujo incidente, L el diámetro del obstáculo y A_H la difusión/viscosidad turbulenta. El modelo de Dong et al. (2007) aplicado a la perturbación de un fluido geofísico por parte de una isla de aguas profundas predice que el umbral para la formación de una calle de remolinos es de $Re \geq 100$. Para el caso particular de Gran Canaria ($L=53$ km) y parametrizando A_H según Barton (2001) como $A_H = 2.2 \cdot 10^{-4} L^{1.13}$, se obtiene una velocidad de corriente umbral de $U^* \sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$.

Las primeras observaciones de la CC la describieron como un flujo débil y difuso (Ekman, 1923; Helland-Hansen y Nansen, 1926; Wüst, 1935; Defant, 1936; Sverdrup et al., 1942). La principal razón era la falta de datos y resolución para la Cuenca Canaria. Sin embargo, estudios recientes indican que las bandas ocupadas por la CC y la CUC están claramente definidas, en particular al norte inmediato de las Islas Canarias (Zhou et al., 2000; Pelegrí et al., 2005; Machín et al., 2006). Como se puede apreciar en la Figura 1.4, en media la banda de la CC aparece claramente definida al norte del Archipiélago transportando agua hacia el Sur entre La Palma y Fuerteventura. Asimismo se observa la señal de la banda CUC entre Fuerteventura y la costa africana. En términos de velocidad geostrofica media, la CC presenta valores de aproximadamente 0.05 m s^{-1} cerca de la superficie, pudiendo superar 0.10 m s^{-1} al atravesar el Archipiélago Canario, debido al efecto ‘canal’ entre las Islas y alcanzando en ocasiones un máximo de 0.20 m s^{-1} (Navarro-Pérez y Barton, 2001; Machín et al., 2006). De esta forma durante ciertos periodos la CC sí que es lo suficientemente energética como para superar el valor umbral de $U^* \sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$ y generar por sí sola el desprendimiento de remolinos. Con respecto al volumen de agua transportado por la CC hacia el Sur, este se sitúa alrededor de $3 \pm 1.2 \text{ Sv}$ entre el talud africano y la Isla de Madeira. Una parte de este recircula hacia el Oeste antes llegar a Canarias ($1.4 \pm 0.9 \text{ Sv}$) y la otra parte sigue hacia el Sur a través de los canales entre las islas. A esta última se añade unos 0.8 Sv proveniente de la costa africana y que se junta a la CC, por lo que el transporte medio total a través el archipiélago se corresponde a unos $2.1 \pm 0.9 \text{ Sv}$ (Machín et al., 2006). El transporte se realiza en el rango del Agua Central

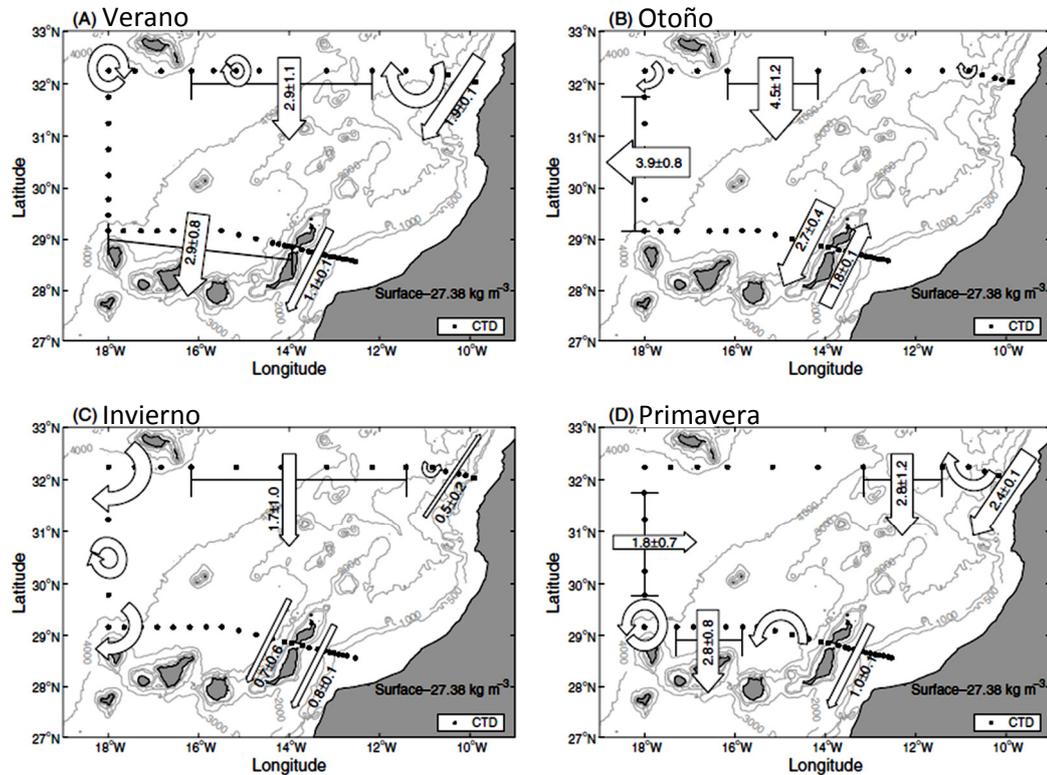


Figura 1.4: Variabilidad temporal del transporte al Norte del Archipiélago Canario obtenida por Machín et al., (2006). El ancho de las flechas es proporcional al transporte de masa (S_v). Las flechas curvadas (sin valores de transporte) sugieren las estructuras de mesoescala.

Noratlántica (NACW) situada entre la superficie y los 600-700 metros de profundidad.

La CC sufre de unos cambios estacionales particularmente pronunciados a lo largo del año. La variabilidad estacional de la CC se relaciona fundamentalmente con la contracción en el sentido meridional y dilatación zonal del bucle oriental del Atlántico Norte Subtropical, desplazándose su centro hacia el Sur a medida que se acerca el verano. Como consecuencia, en verano la estructura del sistema de corrientes queda mejor definida, el transporte de la AC y de la NEC se orienta más zonalmente y migran respectivamente hacia el Sur y el Norte, haciendo que la CC se intensifique (Klein y Siedler, 1989; Stramma y Müller, 1989). Además, durante el periodo

primavera-verano la banda asociada a la CC se estrecha y se intensifica cerca de la costa africana alimentando la CUC. Navarro-Pérez y Barton (2001) estudiaron, a partir del desnivel del mar, la variabilidad de la CC a través de los canales insulares a partir de más de 20 años de datos de mareógrafos. Observaron con claridad que el flujo hacia el Sur de la CC se intensifica en verano. Por otro lado, notaron que durante primavera y verano el flujo era más intenso en las islas más orientales, mientras que durante otoño y invierno los máximos se registraban en las islas más oceánicas. Esta posible migración zonal de la CC la atribuyeron a la variabilidad del GSAN. De esta forma los picos de velocidad aparecían más temprano en las islas orientales que en las oceánicas, haciendo que en Lanzarote el máximo se alcance en agosto mientras que en la Palma se alcance en octubre. Mason et al. (2011) se ocuparon de simular numéricamente la variabilidad de la CC al norte del archipiélago. Sus predicciones se aproximan muy bien a estas observaciones y sugieren que estas podrían estar asociadas a la excitación en la costa africana y posterior propagación hacia al Oeste de ondas planetarias con una velocidad de fase próxima a las ondas de Rossby.

Machín et al. (2006) analizaron el transporte de NACW asociado a la CC entre la Isla de Madeira y las Islas Canarias y confirmaron las observaciones anteriores de que el transporte se intensifica y se desplaza hacia la costa africana entre primavera y verano. La Figura 1.4 muestra la variabilidad estacional en intensidad y posición del transporte hacia el Sur de la NACW. En la región del Archipiélago Canario (sección Sur pasando entre Lanzarote y Fuerteventura) se puede observar que el máximo transporte a través de las islas vinculado a la CC se encuentra entre primavera y verano con valores respectivos de 2.8 ± 1.2 Sv y 2.9 ± 1.1 Sv, a los que se añaden 1.0 ± 0.1 Sv y 1.1 ± 0.1 Sv pasando a través del canal de Lanzarote (Figuras 1.4a y b). Durante el otoño el transporte empieza a disminuir, permaneciendo relativamente importante entre las islas con 2.7 ± 0.4 Sv, y la CUC parece despegarse de la costa africana y fusionarse con la CC. Una característica importante durante esta época es la inversión del flujo entre las islas más orientales y la costa africana originándose un transporte de

0.8 ± 0.1 Sv hacia el Norte y desapareciendo la señal de la CUC. El transporte en invierno muestra una importante disminución en intensidad con 0.7 ± 0.6 Sv a través de los canales entre las islas y 0.8 ± 0.1 Sv en el Canal de Lanzarote. Esta disminución está relacionada con la contracción zonal hacia el Oeste del transporte de masa de agua, más allá de 20°W . Relacionado con estas observaciones Pelegrí et al. (2005) propusieron que en otoño-invierno se produce un bucle ciclónico del transporte que se extiende a lo largo de todo el Archipiélago difundiéndose de esta forma la señal de la CC y originándose un flujo hacia el Norte en el Canal de Lanzarote (Figura 1.3). De esta forma la intensificación de la CC en primavera-verano hace más probable que se generen remolinos en esta época debido a su perturbación por parte de las islas. En contrapartida en otoño-invierno, donde la CC se debilita al paso por las islas o incluso el flujo se invierte, es menos probable la formación de remolinos debido a la perturbación de la CC. Sin embargo como trataremos con detalle más adelante, en la generación de remolinos también puede intervenir el viento, por ello a continuación nos ocuparemos del régimen de vientos en el área del Archipiélago Canario.

1.2.2 Circulación atmosférica

La circulación atmosférica en la Cuenca Canaria está asociada al Anticiclón de las Azores cuyo centro se sitúa en 32°N en verano y 28°N en invierno. Este último da lugar a los Vientos Alisios (VA) que soplan del NE en dirección hacia Ecuador a través de la Cuenca Canaria. Su frecuencia se acerca al 65 % a lo largo de todo el año por lo que es la característica claramente dominante de la circulación atmosférica en el Archipiélago Canario. Como veremos en este estudio, la perturbación de los VA por parte de las islas de mayor relieve (IAAP) puede jugar un papel determinante en la generación de estructuras oceánicas de mesoescala tales como estelas de aguas cálidas y remolinos oceánicos a través de lo que denominaremos forzamiento atmosférico. Por

ello, aquí describiremos en grandes líneas las características principales de los VA en el marco de la circulación atmosférica en la región del Archipiélago Canario.

La variabilidad de los VA está íntimamente relacionada con la migración anual del Anticiclón de las Azores. Durante el invierno, el régimen de los Alisios está determinado por la migración hacia el Sur del centro de alta presión anticiclónico, haciendo soplar los VA del noreste con mayor intensidad al sur del Archipiélago Canario (entre 20°N y 25°N) y alcanzar su límite más meridional (5°N). Consecuentemente, en esta época del año la intensidad de los VA es mínima a la latitud de las Islas Canarias. Durante esta estación es relativamente frecuente encontrarse con vientos del suroeste, relacionados con la intrusión de centros de bajas presiones, contribuyendo a la variabilidad del forzamiento a pequeña escala de tiempo (Pelegrí et al., 2005). Cabe señalar también la existencia esporádica de una intrusión de viento procedente del sur del Sahara (Harmattan) en invierno. Este último es, muy seco, cálido y cargado de partículas finas de polvo arrastradas del desierto conteniendo minerales favorables a la fertilización del océano. En verano, la migración hacia el norte del Anticiclón de las Azores desplaza la zona de mayor intensidad de los VA en su posición más septentrional entre Junio y Septiembre, situándose a la latitud del Archipiélago Canario (Wooster et al., 1976; Speth et al., 1978; Nykjaer y Van Camp, 1994). Esta variación en intensidad se acompaña de un sensible role de los VA que pasan de soplar del NE en invierno al NNE en verano. La máxima intensidad de los VA se encuentra típicamente durante los meses de julio-agosto. Estudios observacionales registraron en agosto de 1993 velocidades superiores a 20 m s^{-1} (Barton et al., 1998, 2001), por encima de 15 m s^{-1} en agosto de 1995 (Barton et al., 2000) y junio de 1998 (Basterretxea et al., 2002), mientras que en agosto de 1999 no superaban los 15 m s^{-1} (Barton et al., 2004). De manera general la intensidad de los VA decrece a lo largo de septiembre, para permanecer relativamente baja durante otoño-invierno ($w < 5 \text{ m s}^{-1}$).

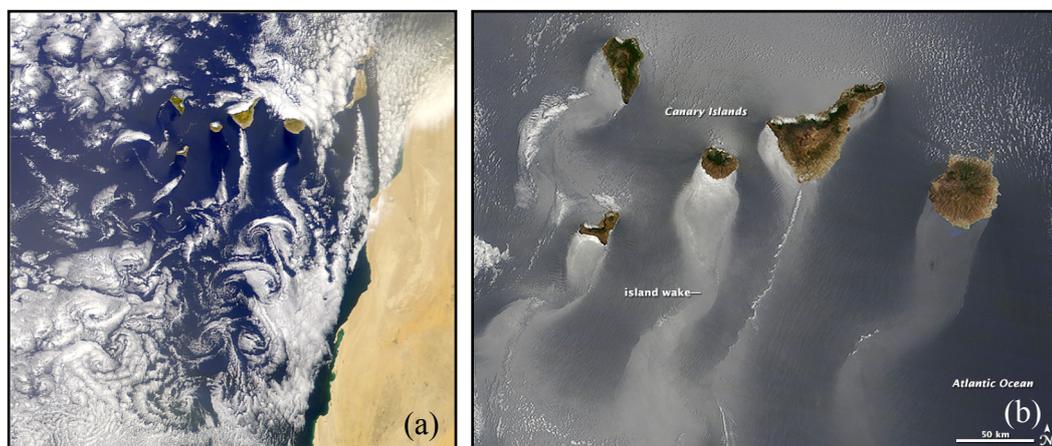


Figura 1.5: (a) Imagen de satélite mostrando la generación de calles de vórtices tipo Von Kármán a sotavento de las islas de La Palma, Tenerife y Gran Canaria el 4 de Junio de 2000. (b) Imagen del sensor MODIS a bordo del satélite Terra mostrando las estelas de viento al Sur de las islas occidentales el 15 de junio 2013. Estas estelas son regiones encalmadas bajo la protección de las islas.

El papel de las islas de mayor relieve (IAAP) del Archipiélago Canario es determinante en términos de perturbación del flujo atmosférico y forzamiento de la variabilidad de este último a sotavento de estas (Figura 1.5). En esta perturbación juega un papel importante una relativa fuerte inversión térmica situada entre 400-1000 metros que forma una barrera a la convección vertical, obligando a los VA a contornear las islas por los flancos. Tal como se muestra en la Figura 1.5, desde el lanzamiento de los primeros satélites meteorológicos hasta nuestros días se ha observado con bastante recurrencia, en las bandas de estratocúmulos, la formación de estelas de calles de vórtices de tipo Von Kármán a sotavento de las islas de mayor relieve (Chopra y Hubert, 1964, 1965a, b; La Violette, 1974). Relacionado con estas estructuras, justo a sotavento de las islas de mayor relieve, se forma una estructura muy característica que es una estela de viento (Figura 1.5).

La Figura 1.6 muestra la estela de vientos a sotavento de la Isla de Gran Canaria. Se puede apreciar que ésta consiste en una parte protegida donde el viento es muy débil originando una zona de calma y una parte expuesta en sus flancos donde el

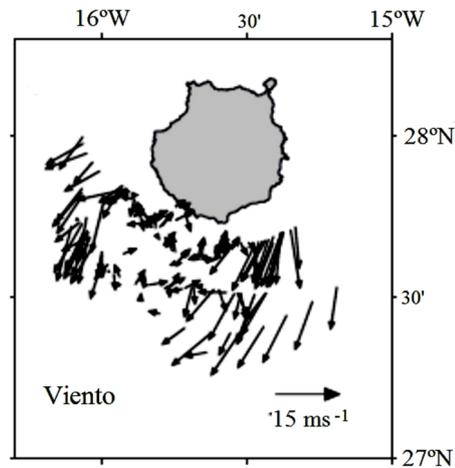


Figura 1.6: Estela de viento de la Isla de Gran Canaria (adaptado de Basterretxea et al., 2002).

viento alcanza valores muy altos del orden de 15 m s^{-1} . Ello origina una fuerte cizalla anticiclónica del viento en la mitad este de la estela de viento y una fuerte cizalla ciclónica en la oeste. Estas fuertes cizallas darán lugar a intensas células del rotacional del esfuerzo del viento anticiclónicas (negativas) y ciclónicas (positivas) a sotavento tal como se muestra en la Figura 1.7. Ya veremos con detalle que estas células pueden promover la generación de remolinos a través del mecanismo de bombeo de Ekman lineal. En este sentido, la generación de células contrarrotantes del rotacional del esfuerzo del viento y su variabilidad a sotavento de las islas de mayor relieve, puede jugar un papel significativo en el proceso de generación de los remolinos oceánicos.

En la figura 1.7 se muestra la variabilidad estacional de estas células y el campo de vientos asociado. Destacar que las células sólo se forman a sotavento de las islas de mayor relieve donde la cizalla del viento entre la parte protegida y desprotegida a los VA será muy alta. Señalar asimismo que la intensidad de las células es directamente proporcional a la intensidad del viento, siendo relativamente intensas en primavera y verano y debilitándose apreciablemente en otoño y en invierno. Por lo tanto cabe esperar que al igual que el forzamiento topográfico (perturbación de la CC), el forzamiento atmosférico (perturbación de los VA) de los remolinos oceánicos sea más

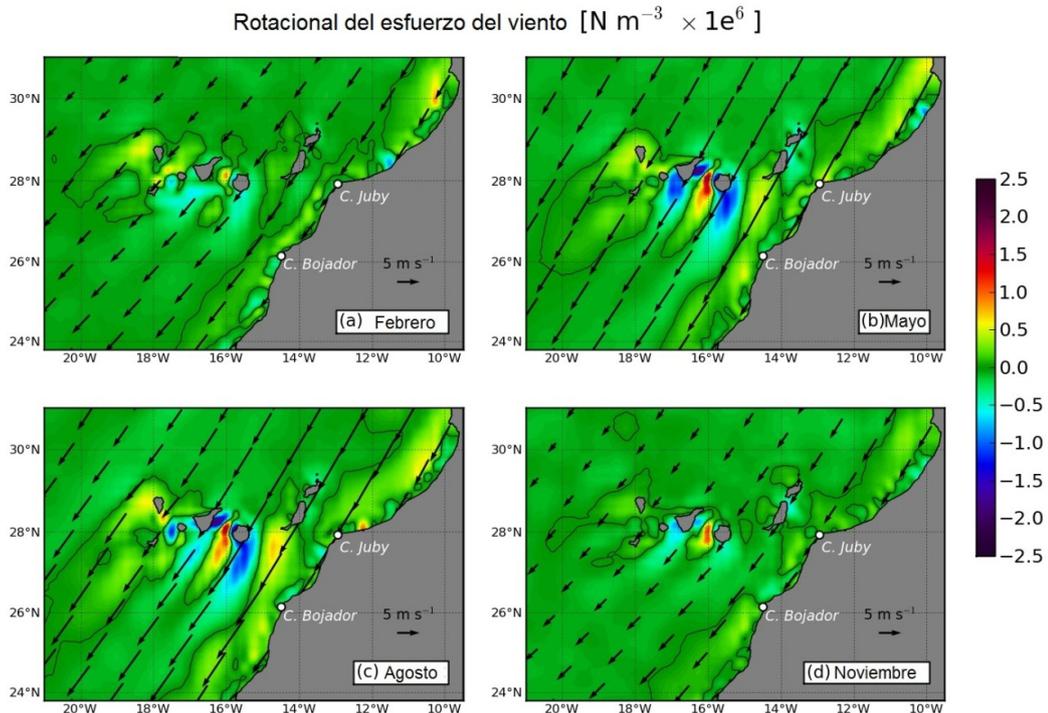


Figura 1.7: Medias mensuales del rotacional del esfuerzo del viento en la zona del Archipiélago Canario en 2008 obtenidas por Mason (2009) a partir de los datos de climatología SCOW (QuikSCAT). Las flechas negras representan los vectores viento a 10 m.

intenso en primavera y verano que en otoño e invierno.

1.3 Remolinos oceánicos de mesoescala de las Islas Canarias

Los remolinos oceánicos de mesoescala son estructuras ubicuas en los océanos ejerciendo una profunda influencia sobre la circulación oceánica y el ecosistema marino (Danabasoglu et al., 2008; Jochum et al., 2008). La variabilidad a mesoescala introducida por estas estructuras, en determinadas regiones del océano, puede estar asociada a una energía cuyos valores pueden superar con diferencia la energía del flujo medio (Wunsch, 1981). Por otra parte los remolinos oceánicos pueden tener un

impacto significativo sobre el sistema marino estimulando la producción primaria (Aristegui y Montero, 2005; Aristegui et al., 1997) y afectando los flujos biogeoquímicos asociados (Martin y Richards, 2001, Aristegui et al., 2003; Benítez-Nelson et al., 2007; Alonso-González et al., 2013; Lasternas et al., 2013). Además, observaciones recientes sugieren que estas estructuras pueden producir flujos de calor teniendo una influencia directa sobre la atmósfera (Minobe et al., 2008; Small et al., 2008). Las islas altas de aguas profundas (IAAP), por sus características, representan barreras que perturban a los flujos oceánicos y atmosféricos, constituyendo importantes focos generadores de remolinos de mesoescala y submesoescala. De esta forma, la generación de remolinos oceánicos es un fenómeno común en las IAAP tales como Hawái (Jia et al., 2011, Kersale et al., 2011, Calil et al., 2008), Madeira (Caldeira et al., 2013), Juan Fernández (Andrade et al., 2014) o las Islas Canarias (Hernández-Guerra et al., 1993; Aristegui et al., 1994, Barton et al., 1998; Sangrà et al., 2005, 2007, 2009). En el caso particular de las Islas Canarias, donde interaccionan una corriente oceánica relativamente intensa (CC), vientos persistentes (VA) y una topografía alta acompañada por una batimetría profunda, se dan unas condiciones ideales para la generación de remolinos. A continuación se describirán los principales antecedentes sobre los remolinos generados por las Islas Canarias.

El interés por la perturbación de los flujos atmosféricos y oceánicos por parte de las Islas Canarias se inició en la década de los 70, coincidiendo con el nacimiento de la oceanografía por satélite. La Violette (1974) describió por vez primera, mediante imágenes de satélite de la temperatura superficial del mar (TSM), una estructura cálida de mesoescala al Sur de Fuerteventura que pudiera tratarse de un remolino anticiclónico. A este trabajo pionero le siguieron otros trabajos observacionales también mediante imágenes satélites de TSM y de color (clorofila-a) que describieron principalmente remolinos ciclónicos y anticiclónicos asociados a las islas de La Palma, Tenerife y Gran Canaria (Hernández-Guerra, 1990, Hernández-Guerra et al., 1993; Pacheco y Hernández-Guerra, 1999). Las características hidrográficas tanto de

remolinos ciclónicos como de anticiclónicos asociados a la Isla de Gran Canaria a partir de datos *in situ* fueron descritas por vez primera por Arístegui et al. (1994). Este trabajo y posteriores fueron motivados para poder explicar el incremento local de la producción biológica asociada a la presencia de las islas que se denomina Efecto Masa de Isla (Doty y Ogury, 1956). De esta forma una vez obtenida una primera caracterización hidrográfica los trabajos se centraron en estudiar los efectos biológicos de los remolinos tomando como caso de estudio los generados por Gran Canaria (Arístegui et al., 1997; Barton et al., 1998; Alonso-González et al., 2013; Lasternas et al., 2013). En paralelo se continuó avanzando en la caracterización hidrográfica y cinemática de los remolinos, en observar como evolucionaban una vez desprendidos de las islas y su importancia a nivel regional formando lo que se conoce como el Corredor de Remolinos de Canarias (Sangrà et al., 2005, 2007, 2009). Dado que el foco de generación de remolinos se sitúa en las estelas de aguas cálidas y de viento que se forman en la parte protegida de las IAAP, se llevaron también a cabo trabajos enfocados a estudiar su estructura, efectos biológicos y la conexión con los mecanismos de generación (Barton et al., 2000; Barton, 2001; Basterrexea et al., 2002). Así mismo se realizaron esfuerzos de modelización principalmente dirigidos a determinar la importancia relativa de la perturbación de la CC y los VA en la generación de los remolinos (Jiménez et al., 2008).

Se han observado remolinos oceánicos principalmente a sotacorriente de las islas altas de aguas profundas de Gran Canaria, Tenerife, La Gomera, El Hierro y La Palma, tanto en el campo de temperatura como en las concentraciones de clorofila-a, obtenidos a partir de sensores remotos (Figura 1.8). Han sido detectados durante todas las estaciones del año por lo que se trata de un fenómeno altamente recurrente (Pacheco y Hernández-Guerra, 1999; Sangrà et al., 2009). Los remolinos ciclónicos se desprenden del flanco oeste de las islas mientras que los remolinos anticiclónicos se desprenden del flanco este (Figura 1.8). Una vez desprendidos forman calles de sucesivos remolinos ciclónicos y anticiclónicos similares a las calles de remolinos tipo

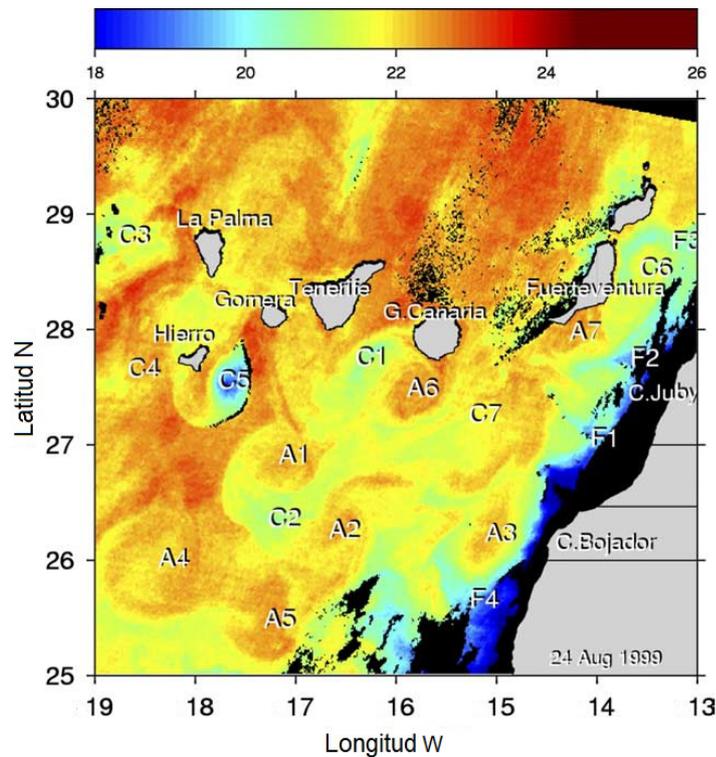


Figura 1.8: Imagen AVHRR de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) de superficie del océano en las estelas de las Islas Canarias, del día 24 de Agosto 1999. Las posiciones de los remolinos oceánicos están indicadas por: C – ciclónico, A – anticiclónico; los filamentos por F (adaptado de Barton et al., 2004). Nótese para el caso de Gran Canaria como los ciclónicos se desprenden del flanco occidental y los anticiclónicos del flanco oriental. Nótese asimismo la formación de una calle de remolinos al Sur de Gran Canaria del tipo Von Kármán.

Von Kármán observadas en laboratorio cuando un flujo energético se perturba por un obstáculo (Figuras 1.8, 1.9). Las observaciones hidrográficas de las que se dispone son principalmente de los remolinos asociados a la Isla de Gran Canaria y en su estadio inmediato a su desprendimiento o fase joven. (Figuras 1.10, 1.11). Debido al ajuste geostrofico los remolinos anticiclónicos son de núcleo cálido mientras que los ciclónicos de núcleo frío. Se ha observado que pueden perturbar las isotermas más de 70 m introduciendo anomalías de temperatura de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ a $\pm 4^{\circ}\text{C}$ (Aristegui et al., 1994; Sangrà et al., 2007). Sus radios son del orden del de la isla generadora, que se aproxima en el caso de Gran Canaria al radio de deformación interno de Rossby climatológico

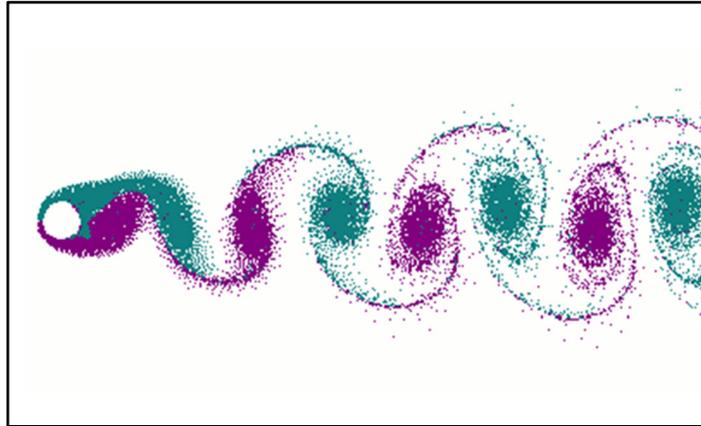


Figura 1.9: Calle de remolinos de Von Kármán generado por un flujo perturbado por un obstáculo cilíndrico. En verde vórtices anticiclónicos y en fucsia vórtices ciclónicos (<http://fogprojection.blogspot.com.es/>).

siendo este de ~30 km (Chelton et al., 1998). Durante sus primeros estadios de vida los remolinos tienen forma elíptica (Figura 1.10). En media la señal de su perturbación se extiende desde la superficie hasta 300 metros pero esta puede alcanzar ocasionalmente más de 700 metros (Figura 1.11).

Una vez descritas las principales características hidrográficas los estudios se centraron en establecer sus características cinemáticas y de qué forma evolucionaban e interactuaban estas estructuras (Sangrà et al., 2005, 2007, 2009). Para ello, se combinaron el análisis de trayectorias de derivadores lagrangianos con datos hidrográficos e imágenes de satélite. Una primera observación importante proporcionada por las trayectorias de derivadores lagrangianos muestra que inicialmente los remolinos tienen rotación sólida comportándose como remolinos tipo Rankine y que los remolinos anticiclónicos rotan inicialmente el doble de rápido que los ciclónicos. Este último hecho responde a que los remolinos ciclónicos tipo Rankine son inestables inercialmente debido a una fuerte vorticidad relativa anticiclónica que se desarrolla en su periferia (Sangrà et al., 2007).

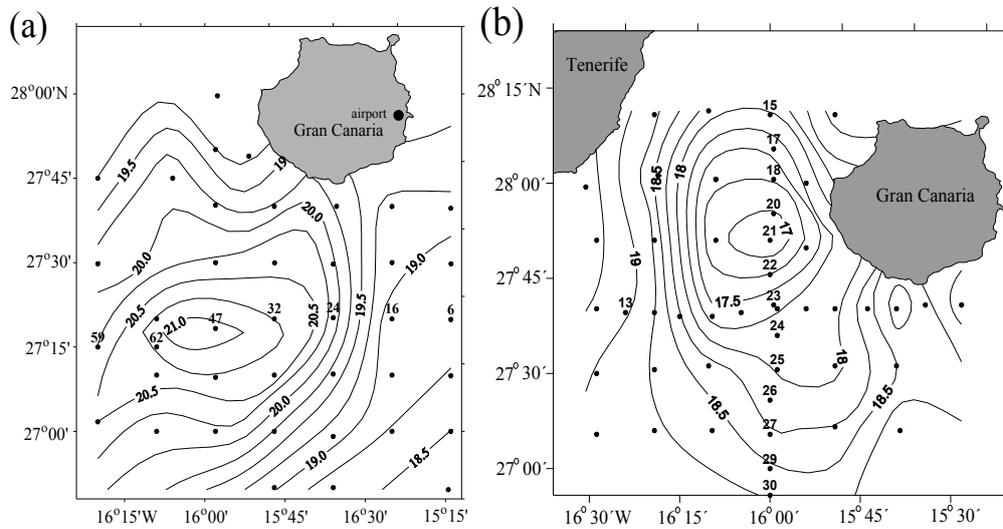


Figura 1.10: Campo de temperatura a 100 m de profundidad mostrando: (a) la señal de un remolino anticiclónico de núcleo cálido desprendido de Gran Canaria y (b) la señal de un remolino ciclónico de núcleo frío desprendiéndose del flanco Oeste de la anterior isla (adaptado de Sangrà et al., 2007).

En contrapartida los remolinos tipo Rankine anticiclónicos desarrollan un intensa vorticidad ciclónica en su periferia que los hace más estables a la perturbaciones inerciales. De esta forma los anticiclónicos inicialmente pueden rotar más rápido que los ciclónicos. En concreto se observó que los remolinos rotan inicialmente a la tasa máxima que le permite la estabilidad inercial con un periodo de 2.5 días para los anticiclónicos y de 5 días para los ciclónicos (Sangrà et al., 2007). Esto, como veremos, tendrá consecuencias en cuanto a que la mayor tasa inicial de rotación de los anticiclónicos favorecerá que su esperanza de vida sea mayor que la de los ciclónicos. Sin embargo todas estas observaciones hay que tomárselas con precaución a la hora de generalizar ya que se refieren a un único remolino ciclónico y un único remolino anticiclónico (Sangrà et al., 2005, 2007). A este respecto uno de los objetivos del Capítulo 3, además de proporcionar nuevos descriptores, es confirmar estas observaciones mediante el análisis conjunto de cinco remolinos desprendidos no tan sólo de Gran Canaria sino también de la Palma y Tenerife y poder establecer así generalizaciones.

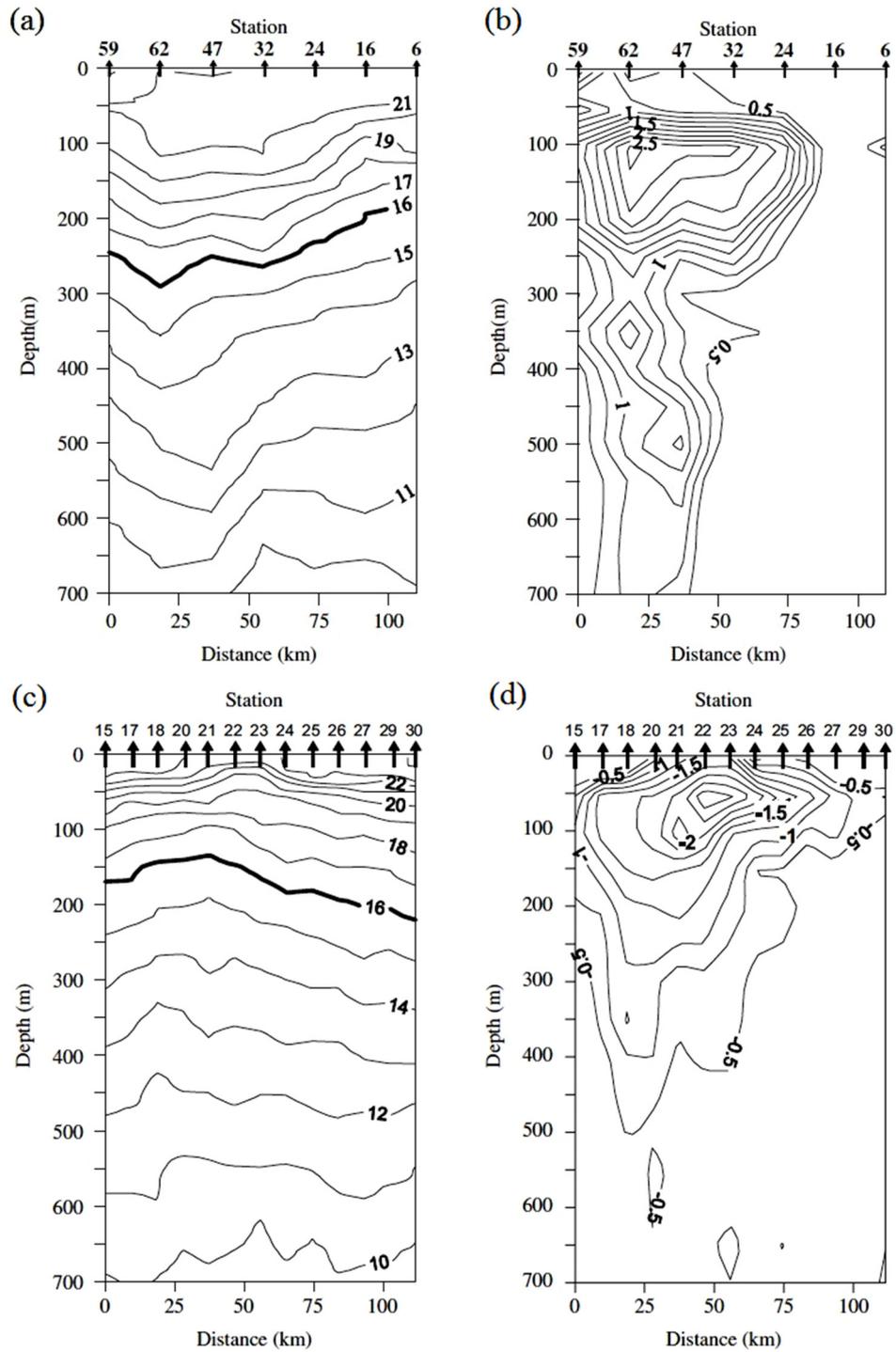


Figura 1.11: Secciones verticales de temperatura (a, c) y anomalías de temperatura (b, d) a través de los remolinos mostrados en la Figura 1.10 (adaptado de Sangrà et al., 2007).

El estudio de Sangrà et al. (2005) constituye de momento uno de los escasos trabajos que aborda la evolución e interacción entre sí de los remolinos una vez desprendidos de las islas. En este trabajo se analizan las trayectorias de tres boyas Argos sembradas en un remolino anticiclónico desprendido de Gran Canaria junto a imágenes de satélite de la TSM (Figura 1.12). La vela de las boyas se situó a 100 metros para evitar la contaminación del viento. Una de las boyas permaneció dentro del remolino durante 7 meses indicando como primera novedad que los remolinos generados por las Islas Canarias pueden ser de larga vida (> 3 meses) y por lo tanto pueden tener un gran impacto sobre la circulación y el ecosistema marino (Figura 1.12). Como ya se ha comentado, el motivo de su larga vida es que inicialmente son tipo Rankine siendo además la tasa de rotación inicial la máxima posible para ser estables inercialmente. A partir de la trayectoria de las boyas se distinguieron tres etapas de evolución claramente diferenciadas (Figura 1.13). Un primera etapa o fase joven de 40 días de duración donde el remolino está en rotación sólida (tipo Rankine) conservando su tasa de rotación inicial ($T=3$ días). A partir de aquí el remolino entra en su fase madura perdiendo su rotación sólida rotando la periferia más lentamente ($T=6$ días) que el núcleo ($T=3$ días) y pasando a ser por lo tanto de tipo Rankine a tipo Gaussiano. De esta forma, esta fase se caracteriza por un remolino con un núcleo todavía amplio y bien definido que conserva su vorticidad inicial, y un anillo externo con un régimen muy distinto al núcleo, girando significativamente más despacio. Finalmente el remolino pasa a su fase disipativa, donde se produce una difusión radial de vorticidad aumentando rápidamente su periodo y disipándose.

Una característica importante mostrada por las boyas es que los remolinos son elípticos, variando su excentricidad y evolucionan a pulsos aumentando/disminuyendo su radio intermitentemente (Figura 1.13). Como se tratará en detalle en el Capítulo 4, la variación de su excentricidad puede estar relacionada con el fenómeno de axisimetrización y filamentación del remolino (e.g Welanders et al., 1987; Koumoutsakos 1997). Este proceso puede tener su impacto sobre la producción

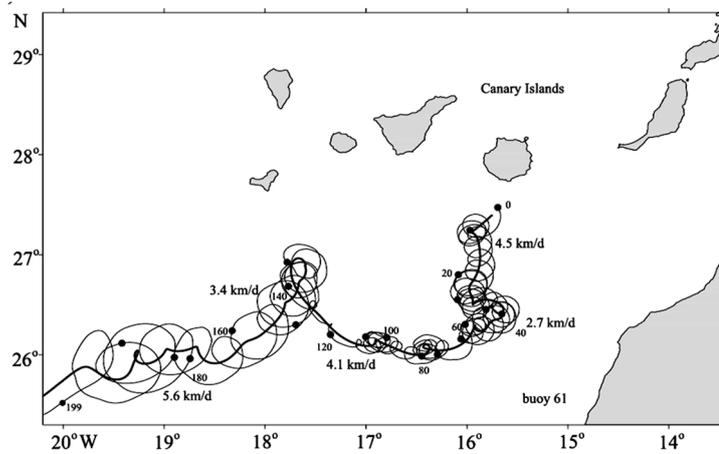


Figura 1.12: Trayectoria de una boya Argos trazando la evolución de un remolino anticiclónico desprendido de la Isla de Gran Canaria a lo largo de 7 meses (199 días). Se han incluido puntos sobre la trayectoria a intervalos regulares de 20 días indicándose el lapso de tiempo transcurrido desde el inicio (día 0). Asimismo se ha superpuesto el desplazamiento del centro del remolino indicándose la velocidad media de dicho desplazamiento en km dia^{-1} (adaptado de Sangrà et al., 2005).

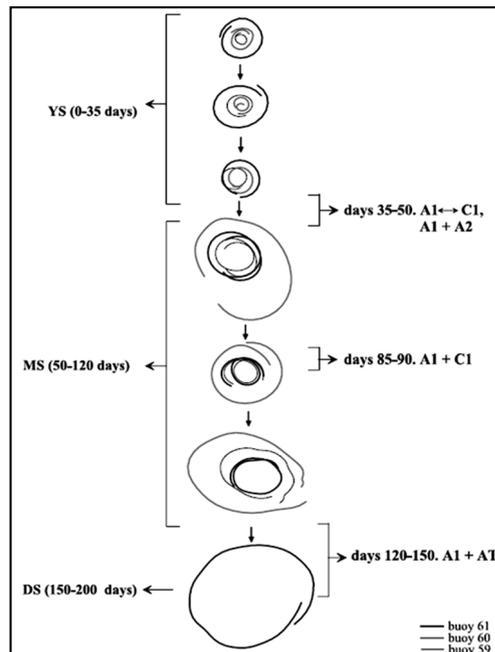


Figura 1.13: Selección de orbitas de tres boyas alrededor del centro del remolino anticiclónico de la Figura 1.12. Se indican las distintas etapas evolutivas: YS – etapa juvenil, rotación sólida; MS – estadio maduro, perdida rotación sólida, DS – etapa disipativa. Asimismo se indican los eventos de interacción con otros remolinos. Notar que el remolino evoluciona a pulsos aumentando y disminuyendo su radio intermitentemente (adaptado de Sangrà et al., 2005).

biológica y flujos biogeoquímicos asociados ya que modelos teóricos sugieren que puede ir acompañado del desarrollo de velocidades verticales en los vértices de la elipse (Viúdez y Dritschel, 2003). A este respecto añadir que el hecho que los remolinos evolucionen a pulsos se puede asociar a que van cambiando del modo *downwelling* a modo *upwelling* pudiendo también fertilizar intermitentemente el océano aumentando la producción primaria (Sangrà et al., 2009).

Sangrà et al. (2009) mediante el análisis de 14 años de datos de altímetros observaron que los remolinos originados por las Islas Canarias constituyen un corredor de remolinos de larga vida (> 3 meses) constituyendo la principal ruta de remolinos del Atlántico Norte (Figura 1.14). Denominaron a esta estructura como el Corredor de Remolinos de Canarias (CRC). Este corredor se extiende entre 22°N y 29°N y en él dominan claramente los anticiclónicos sobre los ciclónicos. Esta mayor esperanza de vida de los anticiclónicos puede estar asociada a su mayor estabilidad inercial en su fase inicial, lo que permite que roten el doble de rápido que los ciclónicos tal como sugerido por Sangrà et al. (2007) y discutido más arriba. El número de remolinos de larga vida del CRC es de aproximadamente del 10% de los remolinos totales generados. La importancia de este estudio radica en poner de manifiesto que los remolinos generados por las Islas Canarias tienen importancia no sólo a nivel local sino también a nivel regional, esto es a nivel de todo el Atlántico Norte Subtropical oriental. En concreto se ha estimado que el transporte total de propiedades de los remolinos del CRC hacia el Oeste puede representar $\frac{1}{4}$ del transporte hacia el Sur de la CC. Asimismo el impacto sobre la producción primaria puede ser importante ya que se ha estimado que la asociada al CRC puede ser del mismo orden que la del Sistema de Afloramiento del Noroeste Africano en el mismo rango de latitud. De esta forma se puede asociar el CRC a una bomba recurrente de materia orgánica y carbono hacia el océano interior oligotrófico. El estudio del CRC reveló asimismo dos características importantes ya apuntadas más arriba por estudios previos. La primera es que la

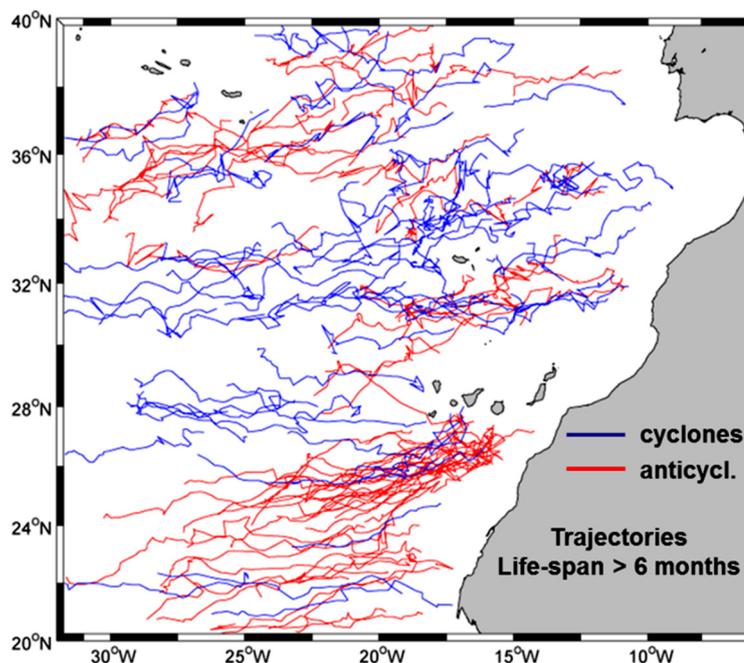


Figura 1.14: Trayectorias de remolinos de larga vida (> 6 meses) obtenidas a partir de 14 años (1992 – 2006) de datos combinados de altímetros. La mayor densidad de trayectorias se localiza entre 22°N y 29°N constituyendo el Corredor de Remolinos de Canarias (CRC). Notar la dominancia de remolinos anticiclónicos en el CRC.

evolución a pulsos es un comportamiento generalizado. La segunda es que es muy frecuente la interacción entre remolinos de mismo signo y de distinto signo dando lugar a su fusión. A este respecto en el Capítulo 4 nos ocuparemos con todo detalle del proceso de fusión de dos anticiclones.

La observación de remolinos a sotacorriente de las islas formando calles de vórtices similares a las calles de Von Kármán, observadas en laboratorio cuando un flujo energético se perturba por un obstáculo, hicieron plantear como primera hipótesis que los remolinos eran originados por la perturbación de la CC por las islas (Sangrà, 1995). A este mecanismo le denominaremos forzamiento topográfico. Para el caso particular de Gran Canaria, tal como discutido en la sección anterior, la velocidad de la CC ha de ser superior 0.1 m s^{-1} ($Re \geq 100$) para este forzamiento topográfico. Las

observaciones indican que este valor umbral de la CC sólo se alcanza esporádicamente, sin embargo la generación de remolinos se observa con mucha frecuencia. De esta forma tiene que haber otro mecanismo que se suma al anterior para explicar la generación de remolinos. En este sentido, en su trabajo pionero sobre remolinos generados por la Islas de Hawái, Patzert (1969) planteó, para el caso particular de Hawái, que la corriente incidente al archipiélago no era lo suficientemente energética y que los remolinos eran generados por las estelas de viento. Este mecanismo asociado a las estelas de viento le denominaremos forzamiento atmosférico. Como vimos en la sección 1.2.2 los VA se perturban por las islas de mayor relieve originando unas estelas de viento a sotavento caracterizadas por dos células contrarrotantes del rotacional del esfuerzo del viento (Figura 1.7). La célula anticiclónica induciría una convergencia del transporte de Ekman en la parte derecha (mirando a barlovento) originando una velocidad de bombeo de Ekman lineal descendente, lo que comprime los tubos de vorticidad planetaria inyectándose vorticidad negativa/anticiclónica al océano interior (Jiménez et al., 2008). La célula ciclónica situada a la izquierda produciría el proceso contrario inyectando de esta forma vorticidad relativa positiva/ciclónica en el océano interior. En el caso de Gran Canaria Basterretxea et al. (2002) observaron evidencias de la presencia de dichas velocidades de bombeo o succión de Ekman lineal en las perturbaciones verticales de submesoescala de las isopícnas en la región de la estela. De esta forma tanto el forzamiento topográfico y atmosférico parecen estar actuando pero ¿cuál es la importancia relativa de ambos mecanismos en la generación de remolinos en las IAAP? Trataremos de responder desde un punto de vista observacional a esta pregunta en el Capítulo 2. Jiménez et al. (2008), abordaron el problema mediante experimentos numéricos. Una primera predicción es que el forzamiento atmosférico contribuye a bajar el umbral de la CC requerido para generar remolinos. De esta forma la frecuente generación de remolinos en las Islas Canarias respondería al efecto combinado del forzamiento atmosférico más el topográfico. Otra importante predicción de Jiménez et al. (2008) es que el efecto del viento por sí sólo no es capaz de formar una calle de remolinos siendo por lo tanto el forzamiento

topográfico el dominante. Como ya hemos dicho trataremos este problema con todo detalle en el Capítulo 2 enfocando el problema desde un punto vista observacional y viendo si las observaciones responden a las predicciones de Jiménez et al. (2008).

1.4 Organización y objetivos de la tesis

En el Capítulo 2 se mostrarán y discutirán las observaciones referentes a la monitorización conjunta de la generación de remolinos ciclónicos por Gran Canaria, de la Corriente de Canarias y de los Vientos Alisios a lo largo de dos años. Los objetivos son:

- Establecer la variabilidad anual de la generación de remolinos y su relación con los mecanismos forzantes.
- Determinar la importancia relativa del forzamiento topográfico y atmosférico en la generación de remolinos.

En el Capítulo 3 se describen las características hidrográficas y cinemáticas de cinco remolinos de distinto signo muestreados durante la campañas RODA1 y RODA2. Los objetivos son:

- Introducir nuevos descriptores de los remolinos origen del Corredor de Remolinos de Canarias tales como sus velocidades orbitales, periodo de rotación del centro o su número de Rossby.
- Establecer las características cinemáticas de los remolinos origen del Corredor de Remolinos de Canarias y establecer así patrones de comportamientos comunes y diferenciadores.
- Estudiar la variabilidad de las características cinemáticas en sus distintos periodos evolutivos.

En el Capítulo 4 examinaremos la evolución lagrangiana de un remolino anticiclónico en base a las trayectorias de 4 boyas Argos con los objetivos de:

- Caracterizar la evolución de un remolino aislado y en particular su proceso de axisimetrización y filamentación.
- Describir la cinemática de la fusión de dos remolinos anticiclónicos.

Capítulo 2

Estudio observacional sobre los mecanismos de generación de remolinos por islas altas y de aguas profundas (Gran Canaria)



En este capítulo se estudiará desde un punto de vista observacional cuál es la importancia relativa del forzamiento topográfico y del forzamiento atmosférico en la generación de remolinos por islas altas y de aguas profundas tomando como caso de estudio la Isla de Gran Canaria. Gran parte de los contenidos de este capítulo aparecen publicados en:

Piedeleu, M., Sangrà, P., Sánchez-Vidal, A., Fabrés, J., Gordo, C., Calafat, A. (2009) An observational study of oceanic eddy generation mechanisms by tall deep-water islands (Gran Canaria). *Geophysical Research Letters*, 36, L14605, doi:10.1029/2008GL037010.

2.1 Introducción

Se han propuesto dos mecanismos principales para la generación de remolinos por islas altas y de aguas profundas (IAAP): el forzamiento topográfico y el forzamiento atmosférico. El forzamiento topográfico está relacionado con el desprendimiento de la capa límite de la isla cuando el flujo oceánico incidente es lo suficiente energético originándose una calle de vórtices ciclónicos y anticiclónicos a sotacorriente del obstáculo similar a las calles de vórtices de Von Kármán observadas en laboratorio (Figura 1.9). Para determinar la evolución del flujo a sotacorriente del obstáculo se estudia el régimen del flujo en función del número de Reynolds (Re). Re representa la relación entre los términos difusivos (viscosidad) y los inerciales,

$$Re = \frac{UL}{A_H} \quad (1)$$

donde, U , es la intensidad del flujo oceánico incidente, L el diámetro del obstáculo y A_H la difusión/viscosidad turbulenta. En función de si domina la inercia sobre la viscosidad turbulenta o viceversa se originan distintos regímenes del flujo, desde el laminar hasta el completamente turbulento. En un sistema sin rotación, cuando la velocidad del flujo incidente es baja ($Re = 1$, domina la viscosidad) se desarrolla alrededor del obstáculo una capa friccional que permanece adherida a éste. Al aumentar la velocidad del flujo incidente ($1 > Re > 40$), la capa friccional se va desarrollando hasta que se despegar del obstáculo dando lugar a dos remolinos estacionarios en su parte posterior. A medida que sigue aumentando la velocidad ($40 > Re > 60-70$), los remolinos se van desestabilizando produciendo una asimetría y oscilaciones periódicas de la estela, hasta que finalmente se despegan del obstáculo ($Re > 60-70$, domina la inercia) y se produce el desprendimiento alternativo de remolinos ciclónicos y anticiclónicos formando una calle de vórtices de tipo Van Kármán. Estudios experimentales y simulaciones numéricas coinciden en que para valores del número de Reynolds superiores a $Re > 60-70$, el flujo pasa de ser estacionario a tener una evolución claramente periódica. En fluidos geofísicos, los

estudios teóricos y numéricos indican que el efecto de la rotación (número de Rossby, ε), es inhibir el desprendimiento de remolinos necesitándose un flujo incidente más intenso para formar una calle de remolinos respecto a un sistema no influenciado por la rotación (e.g., Boyer y Davies, 1982; Walter y Stewartson, 1972; Page, 1985; Heywood et al., 1996). Cuando se considera el efecto de la rotación Re pasa a depender del número de Rossby, ε , y del número de Ekman horizontal, E_H ,

$$Re = \frac{2\varepsilon}{E_H} = \frac{U L}{A_H}$$

de esta forma para un E_H constante al aumentar el efecto de la rotación (disminuir, ε) disminuye la relación entre la inercia y la viscosidad (número de Re) y se inhibe el desprendimiento de remolinos.

El modelo de Dong et al. (2007) aplicado a la perturbación de un fluido geofísico por parte de aguas profundas predice que el umbral para la formación de remolinos de una calle de remolinos es de $Re \geq 100$ (Figura 2.1). Los modelos de Sangrà (1995) y Jiménez et al. (2008) predicen por su lado un umbral de $Re \geq 60-70$ para la Isla de Gran Canaria. La disparidad de estos valores se encuentra en la determinación del coeficiente de viscosidad turbulenta, A_H . Dong et al. (2007) lo resuelven implícitamente y Sangrà (1995) y Jiménez et al. (2008) imponen un valor fijo de, $A_H = 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Con el objeto de comparar nuestras observaciones con estos dos últimos modelos nosotros tomaremos este valor de constante de $A_H = 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Sin embargo a la hora de determinar valores umbrales también emplearemos la parametrización propuesta por Barton (2010) en la estela de islas: $A_H = 2.2 \cdot 10^{-4} L^{1.13}$. Donde L es el diámetro de la isla. Para el caso de Gran Canaria se obtendría un $A_H \sim 50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ con $L = 53 \text{ km}$.

El forzamiento atmosférico está asociado a la fuerte cizalla del viento que se origina a sotavento de la isla entre la zona no protegida y la protegida tal como se muestra en la Figura 2.2 para la Isla de Gran Canaria. Esta cizalla se asocia a dos

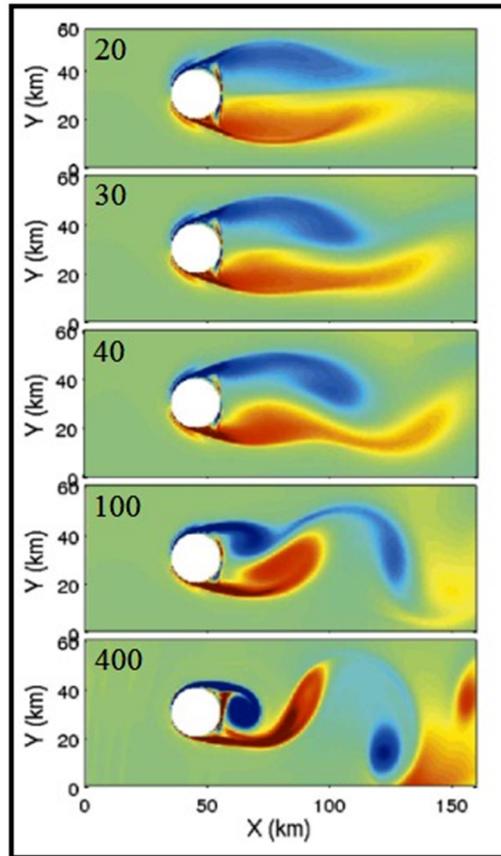


Figura 2.1: Regímenes de flujo en función del número de Reynolds resultado de las simulaciones numéricas de Dong et al. (2007) para un fluido en rotación.

células contratantes del rotacional del esfuerzo del viento originadas por la perturbación del flujo atmosférico que inyectarán vorticidad relativa al océano interior mediante el mecanismo de bombeo de Ekman lineal. Tal como se esquematiza en la Figura 2.3, en la mitad derecha (mirando a barlovento) de la región de sotavento se produce una convergencia del transporte de Ekman que origina una velocidad de bombeo de Ekman lineal descendente lo que comprime los tubos de vorticidad planetaria inyectándose vorticidad negativa/anticiclónica al océano interior. En el lado izquierdo ocurre lo contrario, originándose una velocidad de bombeo de Ekman lineal ascendente que dilata los tubos de vorticidad planetaria inyectándose vorticidad positiva/ciclónica en el océano interior. Gracias a la alta resolución adoptada a lo largo

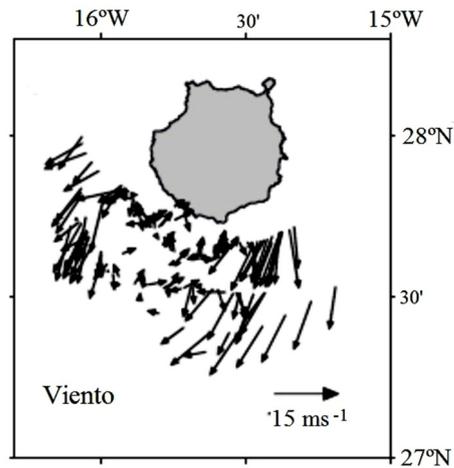


Figura 2.2: Campo de viento en la estela de la Isla de Gran Canaria (Basterretxea et al., 2002).

de un transecto realizado a través de la estela de la Isla de Gran Canaria, Basterretxea et al. (2002) pudieron obtener evidencias indirectas de las citadas velocidades de bombeo de Ekman a través de la sobre elevación y del hundimiento de las isopícnas coincidente con las zonas de máxima cizalla ciclónica y anticiclónica respectivamente.

Jiménez et al. (2008), se ocuparon de estudiar numéricamente los efectos combinados del forzamiento topográfico y atmosférico en la generación de remolinos por islas altas y profundas tomando como caso de estudio la Isla de Gran Canaria. Encontraron que la inyección de vorticidad por parte del rotacional del esfuerzo del viento se suma al efecto topográfico, y favorece la generación de remolinos y su posterior desprendimiento para valores relativamente bajos del flujo oceánico incidente (Re bajos). Para el caso concreto de Gran Canaria encontraron que cuando sobre la isla incidía un alisio moderado de unos 10 m s^{-1} se producía ya una calle de remolinos para valores incidentes de la CC de 0.04 m s^{-1} que se correspondía con un $Re=20$. También observaron que cuando se consideraba sólo el forzamiento atmosférico se generaban dos remolinos estacionarios adheridos a la isla pero no una sucesión de remolinos desprendiéndose de la isla formando una calle de remolinos. Por otro lado también observaron que para velocidades altas del flujo incidente la

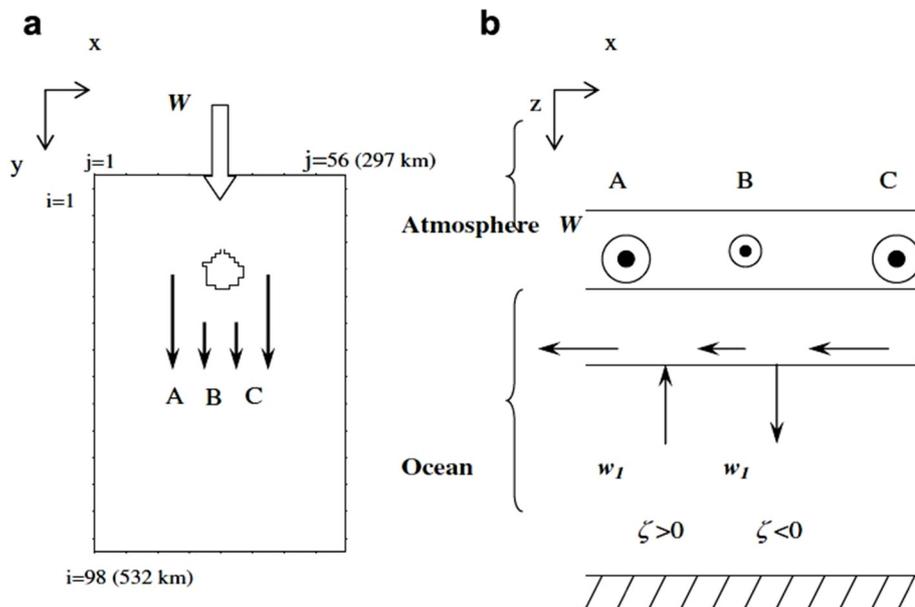


Figura 2.3: (a) Representación idealizada del campo de viento en la estela de Gran Canaria. (b) Esquema del mecanismo de forzamiento atmosférico. Los círculos muestran el esfuerzo del viento en la estela. La cizalla resultante (A, B, C) crea una convergencia /divergencia del transporte de Ekman que da lugar a velocidades de bombeo de Ekman, w_I negativas/ positivas. Esto hace que se inyecte vorticidad negativa (anticiclónica) / positiva (cyclónica) al océano interior. (Adaptada de Jiménez et al., 2008).

inyección de vorticidad por parte del rotacional del esfuerzo del viento era rápidamente advectada y no variaba la estructura de la calle de remolinos originada por el flujo oceánico incidente. De esta forma una de sus principales conclusiones fue que, en el contexto de la dinámica cuasi-geostrófica y bajo la hipótesis del plano f , el forzamiento topográfico es el principal factor responsable de la formación de calles de remolinos en islas altas y profundas actuando el viento de forma secundaria.

Un estudio interesante y único para analizar el efecto de tan sólo el forzamiento atmosférico aparece en el trabajo de Pullen et al. (2008), donde se modeliza y compara con observaciones la generación y propagación de remolinos asociados a células del rotacional del campo de vientos originadas por la perturbación del Monzón por parte del Archipiélago de las Filipinas. En este caso se trata de una cadena insular y no de

un obstáculo aislado como es el caso de la Isla de Gran Canaria por lo que no cabe hablar de forzamiento topográfico por un flujo oceánico incidente. Dichos autores modelizaron y observaron que, coincidiendo con un pulso del Monzón, se generaban y propagaban hacia el Oeste un par de remolinos contrarotantes forzados a su vez por células contrarotantes del rotacional del esfuerzo del viento. El modelo de Jiménez et al. (2008) también es capaz de simular la formación de este par de remolinos contrarotantes debidos exclusivamente al forzamiento atmosférico pero no muestra su propagación tal como es el caso del modelo y observaciones de Pullen et al. (2008). Esto es debido a que al no considerar el efecto *beta* el modelo de Jiménez et al. (2008) no da la posibilidad a los remolinos de autopropagarse hacia el Oeste debido a dicho efecto (Van Leeuwen, 2007) y por eso permanecen estacionarios pegados a la isla.

Un archipiélago tan intensamente investigado como el canario respecto a la generación de remolinos por islas altas y de aguas profundas es el de Hawái. (e.g. Patzert, 1969; Chavanne et al., 2002; Seki et al., 2002; Bidigare et al., 2003; Benítez-Nelson, 2007). Al igual que Jiménez et al. (2008), Kersalé et al. (2011) se ocuparon de estudiar el forzamiento topográfico y atmosférico de los remolinos del archipiélago de Hawái haciendo uso del modelo en ecuaciones primitivas ROMS (Marchesiello et al., 2001). Llegaron a conclusiones similares a las del Jiménez et al. (2008) encontrando que el origen de los remolinos desprendidos por las islas de este archipiélago resultaba de una combinación del forzamiento topográfico y atmosférico. También recientemente Jia et al. (2011), se ocuparon de estudiar los mecanismos de generación de los remolinos de Hawái combinando datos de altímetros con modelaje numérico. Hallaron que tan sólo ocasionalmente los remolinos eran forzados topográficamente siendo el principal mecanismo forzante el atmosférico. Para justificarlo extendieron el mecanismo de bombeo de Ekman sintetizado en la Figura 2.3 al caso de un fluido estratificado acudiendo al modelo de Davey y Killworth (1989) sobre la perturbación de la flotabilidad en un canal zonal en el plano *beta*. La idea es que el bombeo de Ekman producido por el rotacional del campo de viento produce una

fuelle/sumidero de flotabilidad que produce una perturbación en forma de remolinos que se propagan hacia el Oeste. Notar que este mecanismo no es aplicable al Archipiélago Canario ya que los remolinos generados por las islas no se propagan inicialmente por un canal zonal como es el caso de Hawái. A este respecto la principal diferencia entre el Archipiélago Canario y el del Hawái es que en este primero los vientos y corrientes dominantes están orientados casi-meridionalmente, mientras que en el caso del segundo zonalmente lo que favorece ya sea su autopropagación debido el efecto *beta* o su generación y propagación debido a la perturbación de flotabilidad, mecanismos que estarían inhibidos en el caso del Archipiélago Canario.

En este capítulo se desarrolla, a nuestro conocimiento, el primer estudio exclusivamente observacional sobre la importancia relativa del forzamiento topográfico y atmosférico en la generación de los remolinos por islas altas y de aguas profundas, tomando como caso de estudio a la Isla de Gran Canaria. Un objetivo más particular es establecer la variabilidad temporal de la generación de remolinos por Gran Canaria, lo cual también es investigado por vez primera. Este capítulo se articula en tres partes: en primer lugar en la sección 2.2 se procederá a detallar la configuración del experimento observacional. En un segundo lugar, en la sección 2.3 se analizarán los resultados describiendo las señales de los remolinos identificados durante los dos años de observación y se correlacionarán con la intensidad de la corriente geostrofica incidente y la cizalla del viento. En la sección 2.4 se discutirá a partir de las observaciones, la importancia relativa del forzamiento topográfico y atmosférico en la génesis de los remolinos observados. Finalmente en la sección 2.5 se sintetizarán las principales conclusiones.

2.2 Configuración del experimento y métodos

La idea básica del experimento observacional consistió en la monitorización de los remolinos ciclónicos desprendidos por la Isla de Gran Canaria, y en paralelo en la cuantificación del flujo oceánico incidente para determinar el forzamiento topográfico, así como en la cuantificación de la cizalla del viento para determinar el forzamiento atmosférico. Se optó por la monitorización de los remolinos ciclónicos en lugar de los anticiclónicos porque los primeros introducen una anomalía negativa clara en el campo de temperatura, que puede ser detectada mediante sensores remotos y mediante el fondeo de sensores de temperatura. Para ello se desplegó un fondeo a 30 millas náuticas al suroeste de la isla, en la trayectoria de estos remolinos (Figura 2.4). El fondeo se instrumentó con correntímetros que incorporaban sensores de temperatura y salinidad, también se fondearon trampas de sedimentos (IRS) para estudios biogeoquímicos a unas profundidades de aproximadamente 150 m, 275 m, 500 m, 1000 m y 2000 m (Figura 2.5). El fondeo se mantuvo durante dos años realizándose su mantenimiento cada seis meses. Durante el tercer periodo de seis meses (verano-otoño 2006), el fondeo se desplegó cerca de la costa Sur de Gran Canaria debido a condiciones de mala mar.

Las señales de los remolinos ciclónicos se detectaron combinando las anomalías de temperatura de los correntímetros con su señal en el campo superficial de temperatura y de clorofila a partir del análisis de imágenes satelitales. Primeramente se filtraron los datos de correntímetros aplicando un filtro de tipo Fourier de paso bajo con un periodo de corte de 28 horas, revelándose eficiente a la hora de suprimir las ondas de marea e inerciales. A continuación las anomalías de temperatura se calcularon a partir de las medias de temperatura de los sensores colocados a unos 130 m de profundidad, situándose por debajo de la capa de mezcla y durante cada periodo de seis meses. Las imágenes satelitales proporcionadas por el proyecto ORPAM (Observatorio en Red de las Peces y Ambiente Marino de la Macaronésia) fueron de una gran utilidad a la hora de identificar los vórtices desprendidos de la costa suroeste

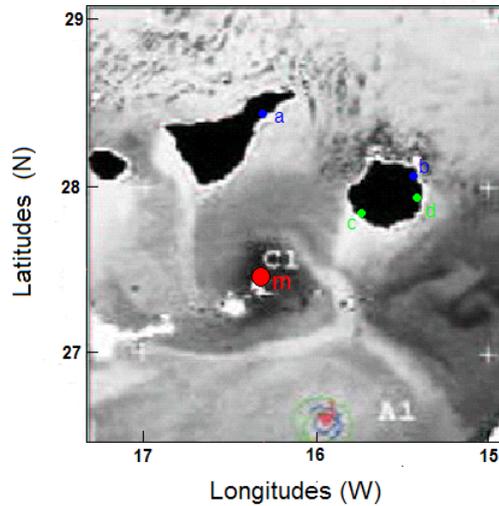


Figura 2.4: Configuración del experimento observacional. Localización del fondeo (m); mareógrafos de Santa Cruz de Tenerife (a) y de Las Palmas de Gran Canaria (b); estaciones meteorológicas de Puerto Mogan (c) y del aeropuerto de Gando (d) superpuestas a una imagen satélite de temperatura de superficie (TSM). El remolino ciclónico frío generado por Gran Canaria está marcado como C1 y el anticiclónico cálido como A1. Las líneas de colores representan las trayectorias de las boyas desplegadas en A1 (ver detalles en Sangrà et al., 2005).

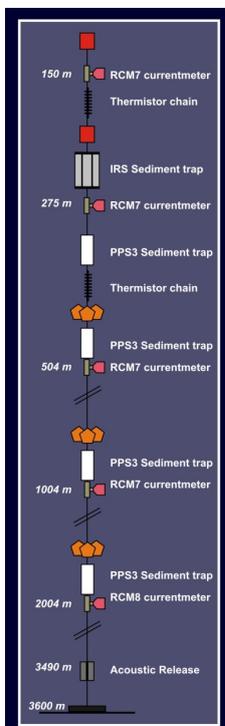


Figura 2.5: Representación esquemática del fondeo compuesto por sensores de temperatura, salinidad, correntímetros y trampas de sedimentos (IRS) para estudios biogeoquímicos, a unas profundidades de aproximadamente 150 m, 275 m, 500 m, 1000 m y 2000 m.

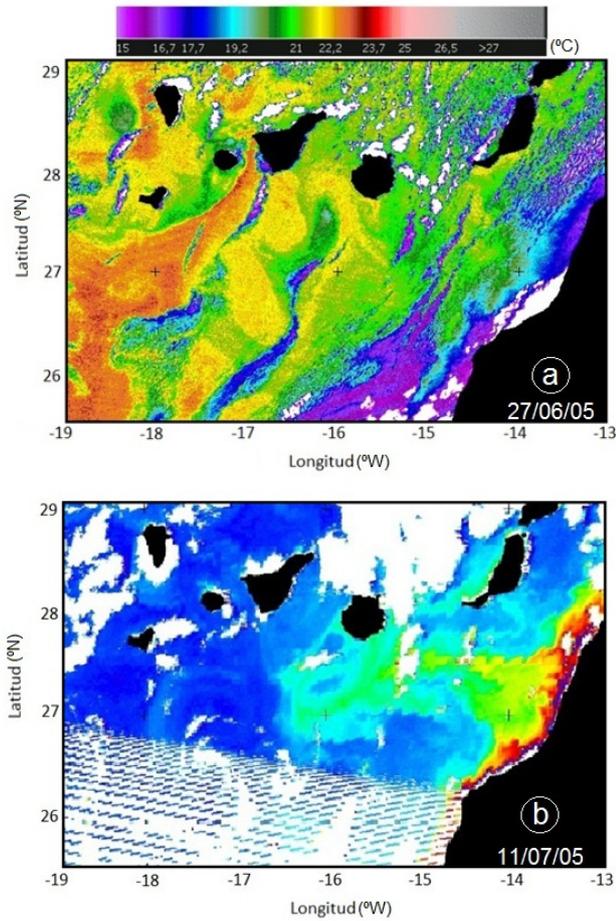


Figura 2.6: Imágenes de satélites de temperatura de superficie del mar (a) y de concentración en clorofila (b) de la zona sur de Canarias respectivamente del 27 de junio y 11 de julio de 2005 (proyecto ORPAM).

de Gran Canaria, particularmente cuando las estructuras mesoescalares se encontraban fuera de la zona del fondo. Tal y como se muestra en la figura 2.6 los remolinos ciclónicos se asocian a una anomalía negativa de la temperatura superficial y también son trazados por el incremento de clorofila que se produce en el flanco Oeste de la isla (Sangrà et al., 2009).

Para determinar la importancia del forzamiento topográfico, se calculó la intensidad del flujo geostrófico incidente sobre la isla (Corriente de Canarias) a partir

del desnivel de la superficie del mar entre las islas de Gran Canaria y Tenerife obtenido a partir de dos mareógrafos situados al Norte de estas islas (Figura 2.4). Previamente se filtraron las ondas de marea e inerciales aplicando un filtro de tipo Fourier de paso bajo con un periodo de corte de 28 horas (Dick y Siedler, 1985; Siedler y Paul, 1991). Asimismo se sustrajo la señal del barómetro invertido haciendo uso de los datos de presión atmosférica de unas estaciones meteorológicas situadas a proximidad de los mareógrafos.

El efecto barómetro invertido se conoce como la respuesta de la superficie del mar a los cambios en la presión atmosférica. Se mantiene como criterio estándar que por cada 1.005 mb de aumento en la presión atmosférica el nivel del mar baja 1 cm. Para las variaciones locales de la presión atmosférica se puede considerar que la variación del nivel del mar, $\Delta\eta$ sigue la siguiente relación:

$$\Delta\eta = -\frac{\Delta P_{atm}}{\rho \cdot g} \quad (2)$$

Si se toma la densidad media del agua del mar $\rho = 1026 \text{ kg m}^{-3}$ y la aceleración de la gravedad estándar $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$ entonces:

$$\Delta \eta(\text{cm}) = -0,993 \cdot \Delta P_{atm}(\text{mb}) \quad (3)$$

y por lo tanto, un incremento de 1 mb en la presión atmosférica provoca aproximadamente una depresión de 1 cm en el nivel del mar. Si el nivel del mar estuviese totalmente ajustado a los cambios de presión esta compensación significaría que las presiones observadas en el fondo del mar no se verían afectadas por los cambios en la presión atmosférica.

Una vez filtrada la señal inercial y restado el efecto de barómetro invertido se calculó la velocidad geostrofica (U) del flujo oceánico incidente en el canal entre Gran Canaria y Tenerife a partir de los gradientes de alturas del nivel del mar entre estas dos islas expresado mediante:

$$U = g \frac{\Delta h}{fL} \quad (4)$$

Donde g representa la aceleración de la gravedad ($g=9.8 \text{ m s}^{-2}$), Δh la diferencia de alturas de nivel del mar entre las dos estaciones, f el parámetro de Coriolis ($f = 6.82 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y L la distancia entre las dos estaciones ($L=75 \cdot 10^3 \text{ m}$).

Finalmente se suavizaron las series aplicando un filtro paso bajo de tres ciclos de marea. En la Figura 2.8 (más adelante) se muestra un ejemplo de los flujos geostróficos incidentes obtenidos. En esta figura también se muestran los números de Reynolds con el objetivo de comparar el régimen de flujo con los regímenes observados en laboratorio. Recordar que, a efectos comparativos, para su cálculo tomamos el $A_H=100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ usado en los modelos de Sangrà (2005) y Jiménez et al. (2008), y como diámetro de la isla $L=53 \text{ km}$.

Para determinar el forzamiento atmosférico y cuantificarlo se estimó el parámetro de cizalla del viento a partir de los datos de viento de dos estaciones meteorológicas en Gran Canaria, una situada al este (aeropuerto Gando) en la zona expuesta al los vientos alisios y otra al suroeste (Puerto Mogan) en la zona protegida a sotavento de la isla (Figuras 2.4 y 2.7). La cizalla se estimó calculando la diferencia vectorial entre los vectores velocidad del viento de las dos estaciones:

$$Cv = dv - du \quad (5)$$

donde $dv = v_m - v_g$ y $du = u_m - u_g$ con u_m, u_g las componentes hacia el Este y v_m, v_g hacia el Norte de los vectores velocidad del viento en Mogan (subíndice m) y Gando (subíndice g).

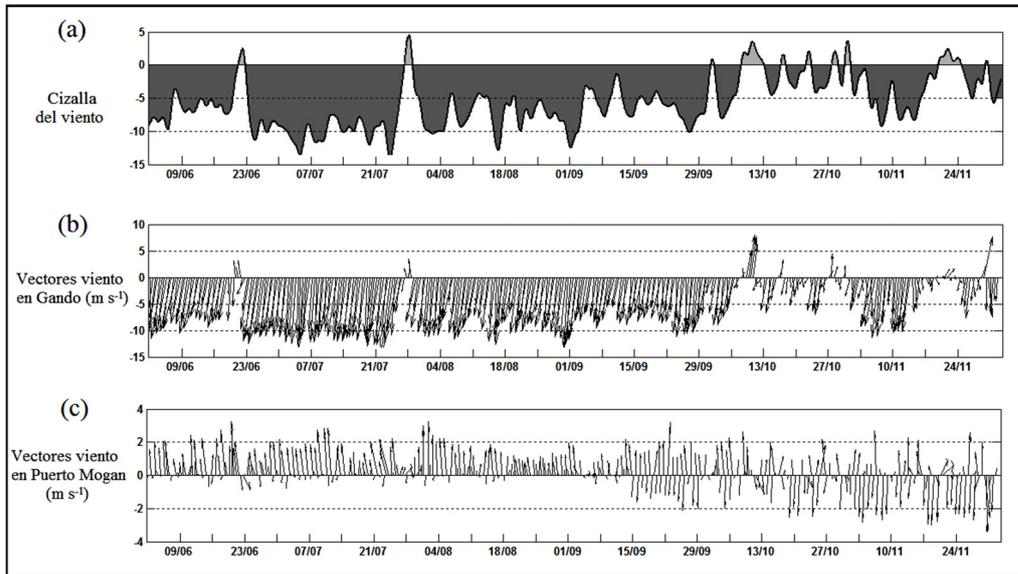


Figura 2.7: Estima de la Cizalla del viento (a) obtenida a partir de las series temporales de vectores velocidades del viento de las estaciones meteorológicas de Gando (b, barlovento) y Puerto Mogán (c, sotavento) para el periodo del Junio - Diciembre de 2005.

2.3 Observaciones

En esta sección se analizará la variabilidad de los procesos mesoescalares oceánicos y atmosféricos al Suroeste de la Isla de Gran Canaria, prestando especial atención a la estructura y a la evolución de los remolinos oceánicos ciclónicos generados por esta isla durante los dos años de estudio (2005-2007). El objetivo es discernir la importancia relativa del forzamiento topográfico y atmosférico en la generación de remolinos. Con este propósito se realizará un análisis exhaustivo de observaciones de datos *in-situ* (sensores de temperatura del fondeo, mareógrafos, estaciones meteorológicas etc.) y de sensores remotos (imágenes satelitales de TSM y clorofila).

En las Figuras 2.8, 2.10, 2.12 2.14 se muestran las series temporales de anomalías de temperatura, flujo incidente, número de Reynolds y cizalla del viento a lo largo de los dos años de estudio divididos en 4 periodos de 6 meses. Para monitorizar

el desprendimiento y paso de remolinos ciclónicos por la posición del fondeo se han identificado en los registros de temperatura del correntímetro más superficial (~130 m) las anomalías negativas de temperatura introducidas por estas estructuras. Estas se han cotejado con imágenes de TSM y de clorofila para cerciorarnos que dichas anomalías se correspondían con remolinos ciclónicos desprendidos del flanco suroeste de la Isla de Gran Canaria. Como ya se ha comentado, por otro lado las imágenes de satélite proporcionaron información adicional sobre aquellos eventos de generación/desprendimiento que no hayan sido detectados en los datos del fondeo debido a una trayectoria posterior a su desprendimiento lejana o tangencial a la posición del fondeo. Las series temporales del flujo incidente proporcionan una estima de la importancia del forzamiento topográfico relacionado con la intensidad de la Corriente de Canarias en el canal entre las islas de Tenerife y Gran Canaria. A este respecto se ha cuantificado también el Número de Reynolds (Re) asociado para comparar a través de este parámetro el régimen de flujo con observaciones en laboratorio y de modelos. Finalmente las series temporales de la estima de la cizalla del viento ofrecen una estima semi-cuantitativa de la importancia del forzamiento atmosférico en la generación de remolinos oceánicos. A continuación se presentan los resultados organizados en cuatro periodos de seis meses.

2.3.1 Primer periodo: verano – otoño 2005

Durante este periodo de 6 meses transcurrieron dos estaciones: verano y otoño, cada una marcada por unas condiciones hidrodinámicas y meteorológicas singulares. Estudios observacionales anteriores coinciden en que la primera se caracteriza por una intensificación de la Corriente de Canarias (CC) y de los vientos alisios en respuesta a la contracción meridional del sistema (bucle) de corrientes de la Cuenca Canaria y la posición más septentrional del anticiclón de Azores. En contrapartida a lo largo del

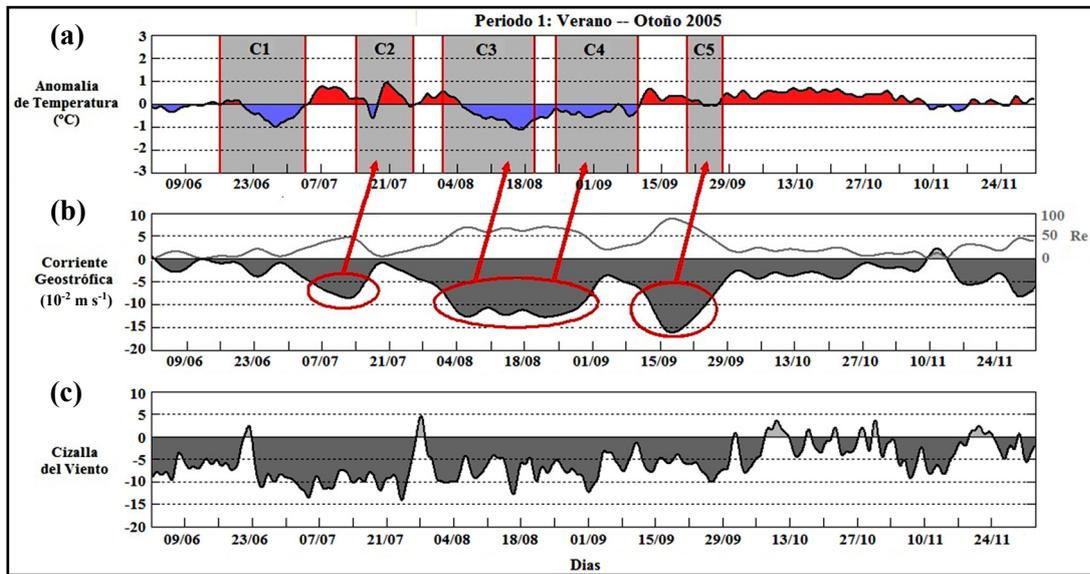


Figura 2.8: Series temporales de los parámetros para el primer periodo de verano - otoño 2005. (a) serie temporal de anomalías de temperatura obtenida a partir de los datos del fondeo. Los intervalos superpuestos sombreados en gris corresponden a los periodos de observación de los remolinos a partir de las imágenes de TSM. (b), evolución temporal de la intensidad del flujo incidente (Corriente de Canarias) obtenida a partir de los mareógrafos (eje izquierdo). La línea gris muestra la variación temporal del número de Reynolds (Re , eje derecho). Los incrementos de intensidad de la corriente asociados a la generación de remolinos están mostrados por círculos rojos y la señal correspondiente en las anomalías de temperatura del fondeo están marcadas por flechas rojas. (c), evolución temporal de los valores semi-cuantitativos para la estima de la cizalla del viento a sotavento de la Isla de Gran Canaria.

otoño la CC se debilita y los vientos alisios disminuyen en intensidad (e.g. Laíz et al., 2013).

Como se ilustra en la Figura 2.8a, durante este primer periodo de seis meses se identificó la señal de un total de 5 remolinos oceánicos ciclónicos (intervalos sombreados en gris) a partir de las anomalías negativas de temperatura del fondeo y de su señal en las imágenes de TSM y clorofila (Figura 2.9). Un primer punto a destacar es que los eventos de generación de remolinos fueron observados solamente en verano, apareciendo durante la casi totalidad de esta estación. Tal como indica la distribución de anomalía de temperatura, los tiempos de residencia de estos vórtices

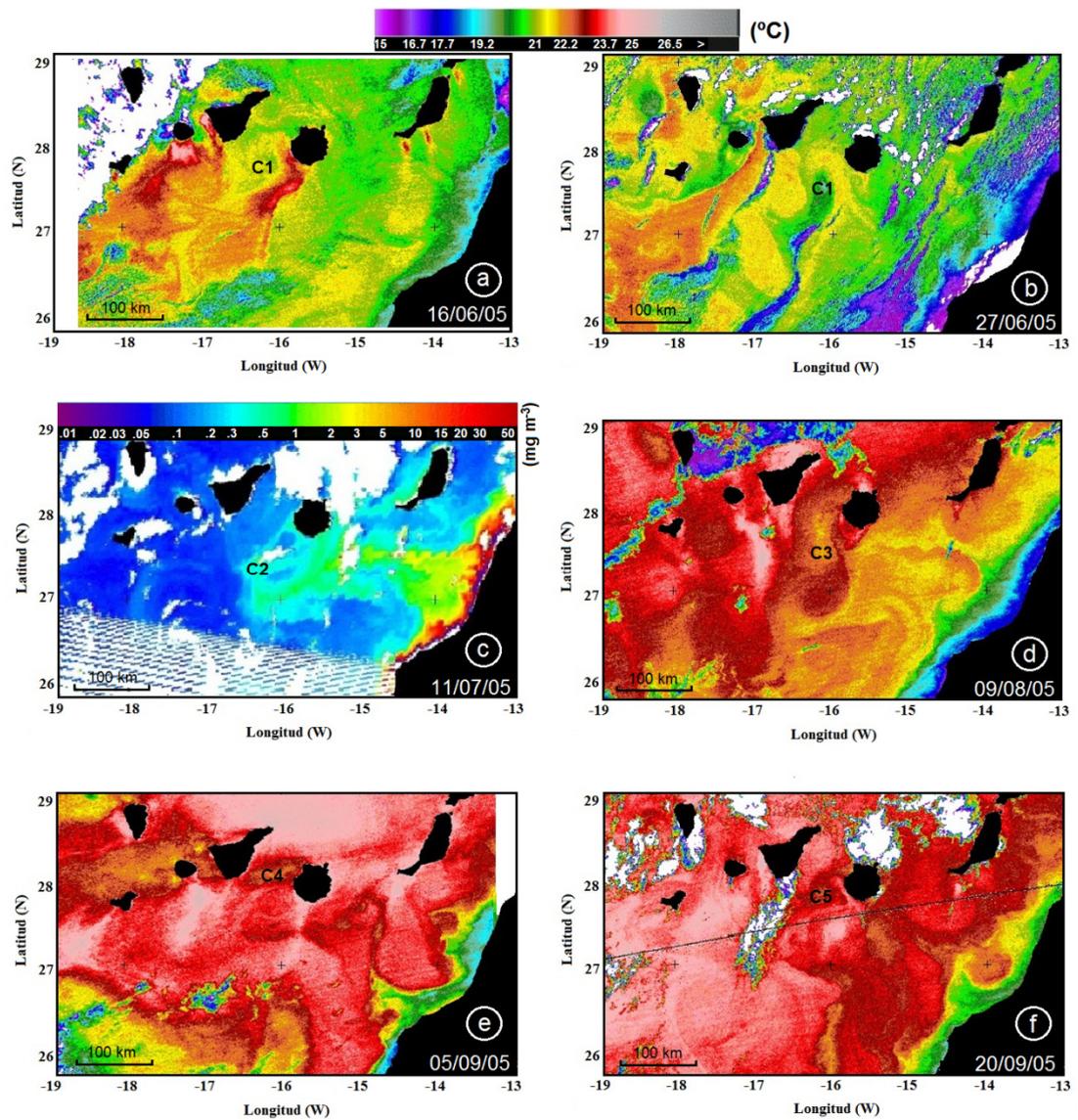


Figura 2.9: Señal de los remolinos del primer periodo sobre imágenes de temperatura de la superficie del mar (a), (b), (d), (e), (f) y de concentración de clorofila (c): (a) y (b) remolino C1; (c) remolino C2; (d) remolino C3; (e) remolino C4; (f) remolino C5.

son variables en la zona del fondeo desde unos 7 días hasta aproximadamente 3 semanas. Las anomalías de temperatura introducidas a unos 130 m de profundidad varían entre -0.5°C y cerca de -2°C . Las anomalías de temperatura asociadas a estas

estructuras se identificaron también en los correntímetros situados a 400 y 1000 m de profundidad dependiendo de la estructura.

En su mayoría, estos eventos están acompañados por intensidades relativamente altas del flujo incidente que excede los 0.1 m s^{-1} superando en ocasiones los 0.15 m s^{-1} . El Re asociado varía entre 55 y 70 que se corresponden con regímenes de flujo favorables a la generación y desprendimiento de remolinos sólo por causas topográficas según predicen los modelos de Sangrà (1995) y Jiménez et al. (2008). La estima de la cizalla del viento también es elevada alcanzando valores de 10 m s^{-1} . Se trata de una situación típica estival donde se intensifican la CC y los vientos alisios. La Figura 2.8b ilustra muy bien el incremento de la velocidad geostrófica del flujo a través del canal entre Gran Canaria y Tenerife a principios de julio y hasta finales de septiembre 2005. Posteriormente, al empezar el otoño, la velocidad disminuye drásticamente. Si comparamos las velocidades geostróficas medias de verano (0.087 m s^{-1}) y otoño (0.04 m s^{-1}) obtenemos un factor superior a 2. A diferencia del verano, el otoño del 2005 está marcado por una velocidad del flujo oceánico incidente relativamente constante y débil (inferior a 0.05 m s^{-1}) dando lugar a valores de Re muy por debajo de 40-50, umbral mínimo necesario para la generación topográfica de remolinos según las predicciones de Sangrà (1995) y Jiménez et al (2008). A continuación analizaremos las características específicas de cada remolino ciclónico identificado durante el primer periodo.

El remolino ciclónico C1 permaneció unos 17 días (16/06-04/07 del 2005) en la zona del fondeo produciendo una anomalía de temperatura de más de -1°C (Figura 2.8a). Las imágenes de TSM (Figuras 2.9a y 2.9b) muestran una estructura circular de mesoescala de unos 50 km de diámetro comparable al diámetro de la isla. Esta arrastra en su movimiento ciclónico las aguas superficiales más cálidas de la estela de Gran Canaria hacia su centro localizado a unos 50 km al suroeste de la isla. La Figura 2.9a muestra a C1 con una forma circular y pegado a la costa típica de un estadio juvenil. Unos 10 días más tarde (Figura 2.9b) su forma es elíptica presentando una distorsión

en el sentido Norte-Sur. La anomalía de temperatura máxima que genera en superficie se intensifica pasando de -1°C a aproximadamente -2°C . Según diversos trabajos teóricos (More y Saffinan, 1975; Gent y Mc Williams, 1986; Meachan et al., 1990), la excentricidad asociada a vórtices se relaciona directamente con procesos de inestabilidad que producen una distorsión azimutal. En concreto, Meachan et al. (1990), mostraron que el grado de inestabilidad (asimetría) es proporcional básicamente al grado de deformación del campo de velocidades en el que está embebido el remolino. En consecuencia, su grado de excentricidad e intensidad serían proporcionales a la intensidad del campo medio representado por la CC que fluye hacia el Sur. Por otra parte, la proximidad de C1 con un remolino anticiclónico situado al Sur de Tenerife y generado por esta misma isla sugiere una interacción entre estos dos remolinos, la cual podría haber influido sobre la excentricidad de C1.

La particularidad de C1 reside en que nuestras observaciones indican que se formó mientras la intensidad de la Corriente de Canarias era muy baja (inferior a 0.04 m s^{-1}) pero la estima de la cizalla del viento era relativamente alta con valores comprendidos entre 5 m s^{-1} y 10 m s^{-1} (Figura 2.8b y 2.8c). Como ya se ha introducido, Jiménez et al. (2008, de aquí en adelante J08), predicen que el forzamiento atmosférico por sí solo no es capaz de formar una calle de remolinos y es necesario un valor mínimo de flujo incidente de alrededor 0.05 m s^{-1} . En el caso que nos ocupa las velocidades del flujo incidente son algo inferiores al umbral predicho por J08 lo que indicaría que el forzamiento atmosférico sí que es capaz por sí solo de generar y desprender remolinos. Sin embargo hay que tomarse con precaución esta hipótesis debido a que nuestro valor del flujo incidente está subestimado, ya que no tenemos en cuenta la componente ageostrófica del flujo incidente y que es una estima del flujo incidente al ser un promedio del flujo al inicio del canal Tenerife - Gran Canaria. De esta forma tenemos un primer indicio que el forzamiento atmosférico promueve la generación de remolinos, pero no se puede afirmar que es el único responsable ya que aunque bajo tenemos un flujo incidente en la dirección adecuada.

El remolino ciclónico C2 fue identificado un mes después tras el desprendimiento de C1 y permaneció 12 días aproximadamente en la zona del fondeo. El enfriamiento local creado por el vórtice alcanzó -1.5°C y se extendió hasta más de 400 m de profundidad (Figura 2.8a). La señal de C2 es también apreciable en la correspondiente imagen de concentración superficial de clorofila (Figura 2.9c). Esta muestra un intenso filamento costero proveniente de la costa africana que se propaga hacia el Oeste hasta alcanzar la zona sur de Gran Canaria, donde se ve atrapado inicialmente por un remolino anticiclónico y posteriormente por C2. El diámetro de este último, de 40 km aproximadamente y circular, es comparable al de C1 pero relativamente más pequeño que el remolino anticiclónico cuyo diámetro es prácticamente el doble de C2. En la imagen se puede apreciar también como C2 atrapa las productivas aguas costeras de Gran Canaria formando filamentos ricos en clorofila.

En lo que respecta a las condiciones oceánicas y atmosféricas en las que se generó C2, se observa un incremento importante de la velocidad del flujo geostrofico incidente durante las dos semanas previas a la formación del remolino, alcanzando un máximo superior a 0.08 m s^{-1} (Figura 2.8b). Este valor se corresponde con un número de Reynolds cercano a 50, que se asocia a un régimen de generación y desprendimiento de remolinos por causas topográficas según los modelos citados. Al comparar la intensificación de la CC con el momento de aparición del núcleo frío relacionado con el remolino en la zona del fondeo se observa un tiempo de retardo de aproximadamente 10 días. Ello puede estar relacionado con el tiempo de generación ('spin up') del remolino. La estima de la cizalla del viento también es muy intensa, alcanzando valores máximos de 15 m s^{-1} (Figura 2.8c). De esta forma, en la generación y desprendimiento de este remolino podrían estar contribuyendo a la par el forzamiento topográfico y el atmosférico. El modelo de J08 predice que para valores moderados de la CC y de la cizalla del viento, tal como el caso que nos ocupa, el periodo de desprendimiento entre dos remolinos sucesivos es del orden de un mes que coincide con el intervalo entre el desprendimiento de C1 y C2. Podríamos tomar como tiempo

de generación la mitad de este periodo lo que nos daría lugar a un tiempo de “spin up” de 15 días algo mayor al aquí estimado.

El tercer remolino ciclónico C3, identificado una semana después de C2, tuvo una duración superior a dos semanas y media en la zona del fondeo y originó una anomalía negativa de temperatura de -1.5°C . La señal se detectó hasta los 1000 m de profundidad, lo que permite pensar que se trata de una estructura particularmente intensa capaz de modificar notablemente las características del medio. En el campo de TSM se puede observar la clara señal de enfriamiento superficial de C3. Esta es asimétrica con un alargamiento en el sentido Norte/Sur y localizada al suroeste de Gran Canaria (Figura 2.9d). Notar igualmente la presencia de un remolino oceánico anticiclónico con un diámetro de 70 km al Sur de C3, caracterizado por un calentamiento local de la superficie.

El remolino C3 se originó bajo condiciones de alta intensidad de la corriente geostrofica incidente (CC) así como de los vientos alisios. A principios de agosto de 2005, la CC se intensificó hasta alcanzar unos 0.12 m s^{-1} ($Re=65$) y se mantuvo por encima de 0.1 m s^{-1} ($Re=55$) durante aproximadamente un mes. Tales intensidades son favorables para la generación y desprendimiento de remolinos sin la necesidad de su forzamiento suplementario por el viento. Los vientos alisios eran relativamente intensos, dando lugar a elevadas cizallas del orden de 10 m s^{-1} , tanto previamente como posteriormente a la generación y desprendimiento de C3. De esta forma es probable que el forzamiento atmosférico también haya contribuido a la generación de este remolino y a la calle de remolinos tipo Von Kármán sugerida por la presencia del remolino anticiclónico. El periodo de desprendimiento entre C2 y C3 es de alrededor de tres semanas algo inferior al de C1-C2. Ello podría asociarse a la mencionada intensificación del flujo tal como predicen J08.

El cuarto remolino C4 permaneció aproximadamente dos semanas en la zona del fondeo y la anomalía negativa de temperatura máxima registrada fue de -0.5°C

(Figura 2.8a). Sin embargo, al analizar la señal superficial de C4 en las imágenes de TSM (Figura 2.9e) se puede constatar que el centro del remolino no se encontraba en la zona del fondeo, sino que más al norte en el flanco oeste de la isla. Por esta razón el valor de anomalía de temperatura registrado por el fondeo puede haber sido subestimado con respecto al valor real en el centro de C4. Las condiciones en las que se generó este remolino ciclónico eran muy parecidas a las de C3, con intensos forzamientos topográfico y atmosférico (Tabla 2.1). El periodo de desprendimiento entre C3 y C4 fue el menor de todos, de alrededor 18 días.

El último vórtice ciclónico C5, identificado durante el verano de 2005, es también aquel con la señal de temperatura más débil registrada por los sensores del fondeo de tan sólo de -0.5°C a 120 m de profundidad (Figura.2.8a). Afortunadamente las imágenes de TSM proporcionaron evidencias de la presencia de C5 a sotacorriente de Gran Canaria. Ello se ilustra en la Figura 2.9f, donde se distingue el vórtice de 40 km de diámetro pegado a la costa suroeste de la isla con una forma particularmente asimétrica. Presenta una compresión meridional probablemente debida a su interacción con un remolino anticiclónico de relativamente gran tamaño (70 km de diámetro) localizado 50 km más al Sur. C5 parece haberse generado a raíz de un incremento considerable del flujo oceánico incidente cuya intensidad se duplicó en tan sólo una semana pasando de 0.05 m s^{-1} a casi 0.1 m s^{-1} (Figura 2.8b). Los vientos alisios todavía eran relativamente fuertes, generando una cizalla superior a 5 m s^{-1} , por lo que no hay que descartar también la contribución atmosférica en su generación. El periodo de desprendimiento entre C4 y C5 es de alrededor 3 semanas similar al periodo predicho por J08 para intensidades del flujo incidente de moderadas a fuertes. Notar que a lo largo del periodo completo de desprendimiento de los remolinos ciclónicos, las imágenes de TSM muestran que se asocian con anticiclónicos desprendidos del flanco oriental de la isla, formando así una calle de remolinos tipo Von Kármán. De esta forma, durante el periodo estival, el desprendimiento de remolinos de distinto signo es continuo.

La intensidad de la CC cae a los pocos días después de C5 y en algo más de una semana vuelve por debajo de los 0.05 m s^{-1} para quedarse allí hasta finales de noviembre 2005. El forzamiento atmosférico también sigue esta tendencia y permanece débil hasta la segunda semana de octubre. Durante este periodo en el que coinciden una baja intensidad de flujo incidente y una baja cizalla del viento no se observó la generación de remolinos. No obstante, es de destacar un incremento de la cizalla del viento alrededor del día 10 de noviembre, alcanzando valores cercanos a 10 m s^{-1} mientras que la corriente geostrófica era muy débil ($< 0.03 \text{ m s}^{-1}$). No se observa ninguna señal clara tanto *in situ* como proveniente de sensores remotos que permita afirmar la presencia de algún remolino. De esta forma, el hecho de que una cizalla de viento fuerte acompañada de una muy débil corriente no genere remolinos sugiere, tal como predicen J08, que el forzamiento atmosférico no es capaz por sí solo de generar y desprender remolinos de la isla.

2.3.2 Segundo periodo: invierno – primavera 2006

El segundo periodo de 6 meses abarca el invierno y la primavera 2005/2006 (Figura 2.10). El periodo invernal se caracteriza por una re-intensificación de la CC después del otoño que supera valores de 0.1 m s^{-1} durante los meses de enero y febrero similares a los del verano anterior (Figura 2.10). La migración hacia el sur del Anticiclón de las Azores hace que el régimen de alisios decaiga significativamente obteniéndose una cizalla del campo de vientos muy baja. De esta forma, en este periodo es de prever que el forzamiento topográfico juegue un papel predominante sobre el atmosférico en la generación y desprendimiento de remolinos. Durante la primavera se empieza a restablecer el régimen de alisios, sobre todo al final del periodo, dando lugar a cizallas del viento altas (Figura 2.10). La intensidad del flujo incidente es menor que en invierno excepto en eventos puntuales en marzo y finales de abril. Se observó el desprendimiento de cuatro remolinos en invierno y dos en primavera que detallaremos a continuación (Figura 2.10).

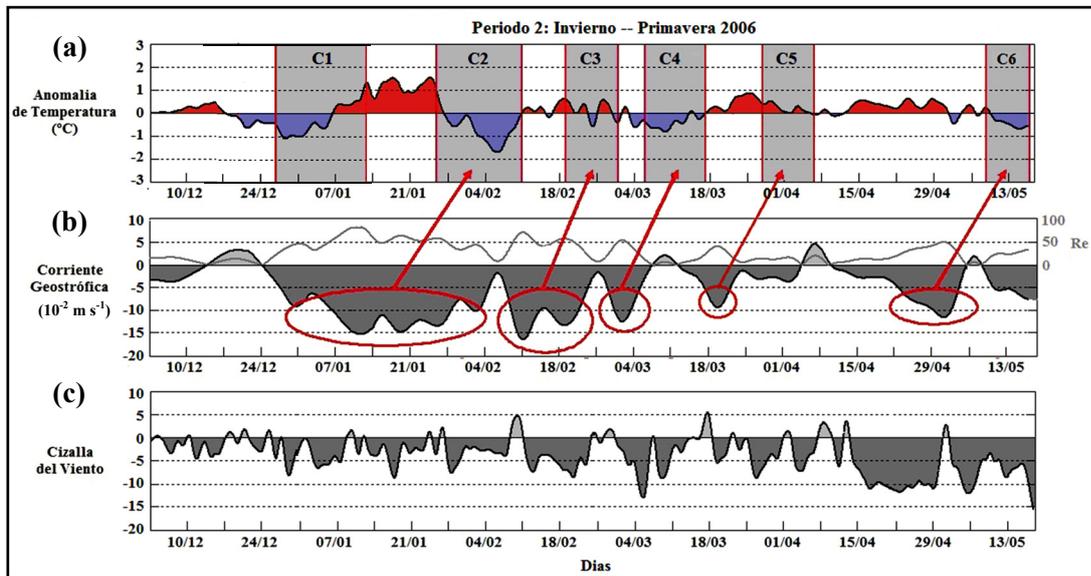


Figura 2.10: Igual que la Figura 2.8 pero para el segundo periodo (invierno – primavera 2006).

El primer remolino C1 del segundo periodo se generó a principios del invierno y permaneció cerca de 3 semanas al suroeste de Gran Canaria, causando un enfriamiento máximo de las aguas de -1°C aproximadamente a 130 m de profundidad (Figura 2.10a). En las imágenes de satélite de concentración de clorofila la señal del vórtice puede reconocerse gracias a la presencia de una estructura circular del tamaño de Gran Canaria donde la concentración en clorofila es alta (imagen del 01/01/2006 no mostrada). La Figura 2.11a ilustra este incremento considerable de concentración en clorofila antes de que C1 migrara hacia el Sur, saliendo de la zona del fondeo. La profundidad de la señal del remolino ciclónico registrada por los correntímetros superó los 500 metros.

En lo referente a los forzamientos involucrados en el proceso de generación C1, una intensificación significativa de la CC, desde una velocidad casi nula hasta $U > 0.08 \text{ m s}^{-1}$ ($Re = 44$) en menos de una semana, acompañada de una cizalla de los vientos alisios relativamente débil ($C_v < 5 \text{ m s}^{-1}$), podrían hacer del forzamiento topográfico el principal mecanismo causante (Figura 2.10b). El forzamiento

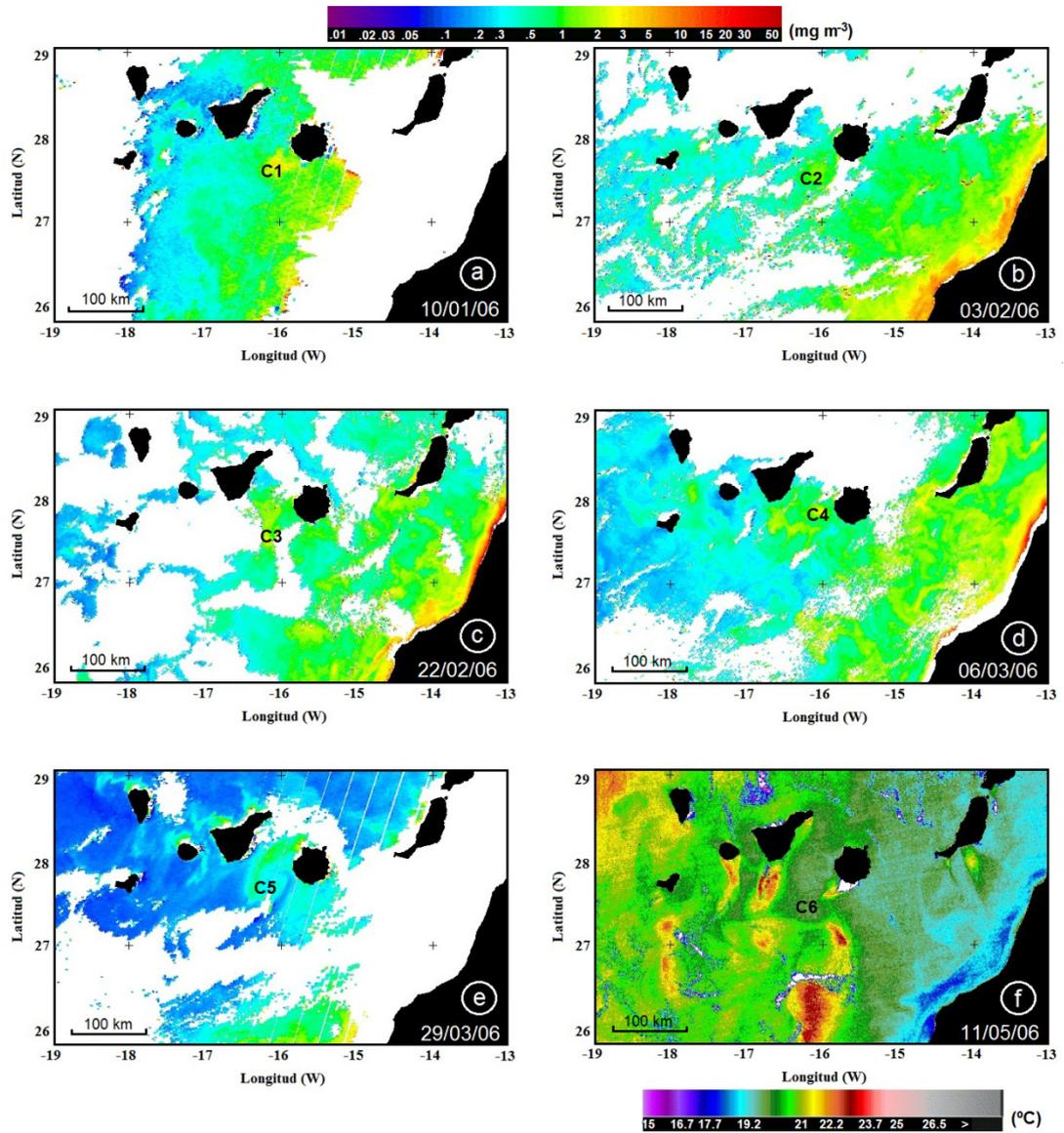


Figura 2.11: Señal de los remolinos del segundo periodo sobre imágenes de concentración de clorofila (a) (b) (c) (d) y (e) y de temperatura de la superficie del mar (f). (a) remolino C1; (b) remolino C2; (c) remolino C3; (d) remolino C4; (e) remolino C5; (f) remolino C6.

atmosférico, caracterizado por la cizalla del viento (Figura 2.10c) fue débil ($C_v < 4 \text{ m s}^{-1}$) durante todo el mes de diciembre 2005, indicando que solo el forzamiento topográfico puede ser considerado como decisivo en la generación de C1.

El segundo remolino C2, identificado a principios de febrero 2006, dos semanas después de que C1 dejara la zona del fondeo, generó la mayor anomalía de temperatura registrada durante esta estación superior a -2°C a 130m de profundidad y observable hasta más de 500 m (Figura 2.10a). La estructura horizontal de este vórtice en superficie es comparable a la de C1 (Figura 2.11b). La señal intensa de C2 puede explicarse por la alta velocidad de la corriente geostrófica que superó los 0.1 m s^{-1} ($Re = 50$) durante todo el mes de enero alcanzando puntas de 0.15 m s^{-1} ($Re = 75$) (Figura 2.10b). En contrapartida la cizalla del viento permaneció débil ($C_v < 5 \text{ m s}^{-1}$) durante el mismo periodo (Figura 2.10c). De esta forma, una primera conclusión importante es que la CC por sí sola es capaz de generar remolinos si es lo suficientemente energética. Dicho de otro modo la generación del remolino C2 puede explicarse únicamente por el forzamiento topográfico sin la necesidad de acudir al forzamiento suplementario del viento. En el caso del periodo anterior (verano 2005), coincidían altas velocidades de la CC y altas cizallas con lo que no era posible discriminar entre un forzamiento u otro.

Los remolinos ciclónicos C3, C4 y C5 poseen unas características similares; permanecieron alrededor de 10 días al suroeste de Gran Canaria, su señal de temperatura máxima fue de -0.8°C detectándose hasta más de 500 m de profundidad (Figura 2.10a). Al igual que para el remolino C2, la baja cizalla del viento y la elevada intensidad de la CC indican que se han formado exclusivamente por forzamiento topográfico (Figuras 2.10b, c). Como ya se ha adelantado, los modelos predicen un periodo de desprendimiento de sucesivos remolinos del mismo signo de dos a cuatro semanas aproximadamente dependiendo de la intensidad del flujo incidente (J08). A este respecto notar que este periodo se corresponde con el intervalo de tiempo entre el inicio de dos remolinos. Asimismo, 10 días previos a la detección de sus señales se observaron máximos relativos de corriente geostrófica ($U > 0.1 \text{ m s}^{-1}$) al igual que los remolinos analizados previamente. Ello sugiere un tiempo de generación (“spin up”) cercano a los 10 días común a todos los remolinos observados de momento.

Durante el mes de abril, tras el alejamiento de C5, no se observó ninguna

generación de remolinos, ello coincide con una importante disminución en la intensidad de la CC con valores inferiores a 0.03 m s^{-1} (Figura 2.10b). En lo referente al viento, las condiciones de forzamiento son similares a las oceánicas con valores de cizalla débiles hasta mediados de abril (Figura 2.10c). A este respecto a lo largo del periodo de diciembre hasta abril 2006 la cizalla del viento es muy baja y por lo tanto el forzamiento atmosférico es nulo o muy bajo, dominando el topográfico como ya se ha comentado. La ausencia de forzamiento atmosférico nos va a permitir establecer un umbral mínimo para la intensidad de la CC para la generación sólo topográfica de remolinos. De los cinco remolinos que se generaron durante este periodo el C5 fue el que coincidió con valores más bajos de la CC que se situaron cerca de los 0.09 m s^{-1} (Figura 2.10b). Este valor umbral de 0.09 m s^{-1} corresponde con un $Re = 50$ que entra dentro del rango de valores umbrales predichos por los modelos de Sangrà (2005), y J08. Este valor umbral se alcanzó en todos los remolinos del periodo anterior (verano 2005), excepto para el remolino C1 (Figura 2.8). Como ya se comentó en su momento, en este caso, el forzamiento atmosférico asociado a una muy fuerte cizalla del viento baja significativamente el umbral requerido para el flujo incidente tal como predice J08. Sin embargo, en este caso, no es de descartar que sólo el forzamiento atmosférico haya contribuido a la formación de este remolino (C1).

A finales de abril, la intensidad del flujo incidente y la de la cizalla del viento vuelven a aumentar, coincidiendo con la observación de un nuevo remolino, el C6 (Figura 2.10). Este remolino originó una anomalía de -0.7°C y permaneció 10 días aproximadamente al suroeste de Gran Canaria. Concretamente la velocidad del flujo geostrófico incidente se duplicó en una semana pasando de ser de 0.05 m s^{-1} a superar 0.1 m s^{-1} durante unos 3 días (último círculo rojo de la Figura 2.10b). La cizalla del viento se intensificó de forma drástica a mediados de abril superando valores de 10 m s^{-1} . De esta forma, la inyección de vorticidad positiva necesaria para la generación del remolino se puede atribuir tanto a la cizalla del viento (forzamiento atmosférico) como al despegue de la capa friccional originada por la CC (forzamiento topográfico). Al

igual que para los anteriores remolinos se observa un tiempo de retardo de aproximadamente 10 días entre el incremento de la CC y la señal de anomalía de temperatura asociada al remolino. Como ya se ha comentado, este lapso de tiempo es el que se requiere para su generación (“spin-up”) y posterior desprendimiento hasta la posición del fondeo. Su señal en el campo de temperatura superficial presenta una anomalía negativa de forma elíptica con una contracción meridional comparable a los resultados obtenidos numéricamente por Sangrá (1995) (Figura 2.11f). En la imagen de TSM correspondiente al 11/05 se observa como él remolino ya se está desprendido del flanco oeste de la isla y le precede un remolino anticiclónico con el doble de diámetro 100 km más al Suroeste. Este desprendimiento de sucesivos remolinos de distinto signo da lugar a una calle de remolinos de Von Kármán al suroeste de la isla y ha sido observada en varios de los eventos.

2.3.3 Tercer periodo: verano – otoño 2006

Debido a condiciones de mala mar existentes durante la maniobra de mantenimiento del fondeo éste hubo de reinstalarse en la zona de protección de la isla, donde los remolinos nos están del todo desarrollados y existe una fuerte perturbación por parte de la estela de agua cálida que se forma en esta zona protegida (Basterretxea et al., 2002). De esta forma, aunque en la Figura 2.12 se muestran las anomalías de temperatura del correntímetro más cercano a la superficie del fondeo, estas deben ser descartadas. En este sentido para este periodo se dispuso únicamente de las imágenes de satélite para monitorizar los eventos de desprendimiento de remolinos (zonas sombreadas Figura 2.12).

Las condiciones observadas durante este periodo estival son similares a las del año anterior (Figura 2.12). Desde finales de mayo hasta mitad de septiembre se observan valores muy altos de la CC siendo la velocidad media de 0.12 m s^{-1} alcanzándose puntas de 0.2 m s^{-1} a mediados de agosto. El alisio es también intenso

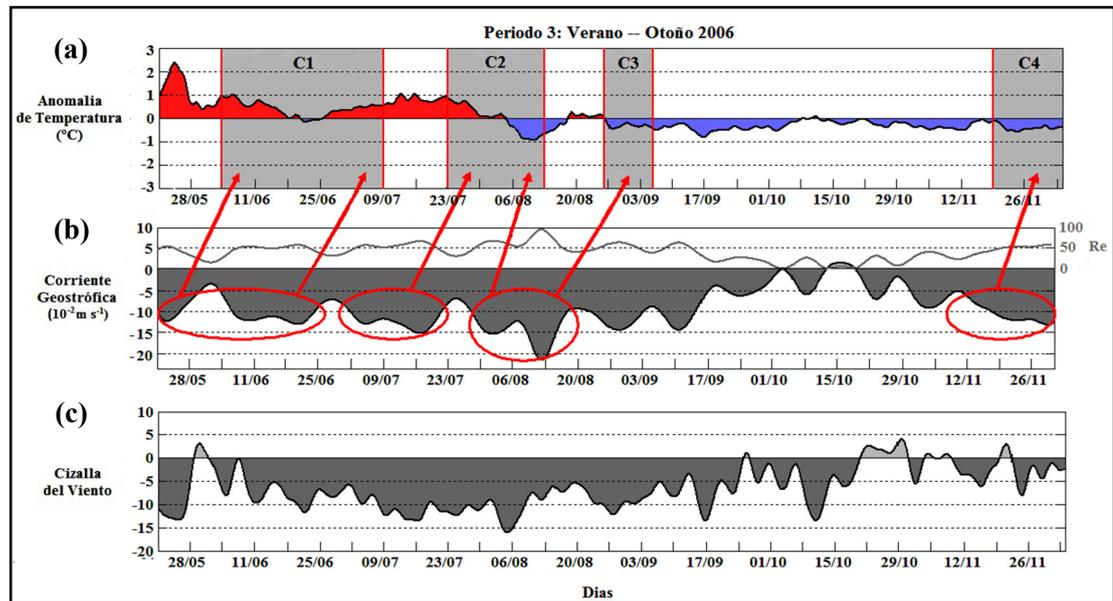


Figura 2.12: Igual que la Figura 2.8 pero para el tercer periodo (verano – otoño 2006).

originando una cizalla media cercana a 10 m s^{-1} , superando ocasionalmente este valor (Figura 2.12c). Coincidiendo con este periodo de altas intensidades de viento y corriente se observó la señal de tres remolinos en el catálogo de imágenes de satélite. El primer remolino C1 fue identificado a principios de junio, su señal se detectó en las imágenes de satélite a lo largo de 5 semanas (Figura 2.13a y b). La Figura 2.13a ilustra el enfriamiento introducido por C1 cuyo valor se acercó a -2°C en el flanco suroeste de Gran Canaria. Veinte días más tarde, su centro se desplazó unos 50 km hacia el Sur (Figura 2.13b). Y aproximadamente treinta días tras su primera identificación, el centro se encontraba a más de 100 km al sur de su posición inicial. Como ya se ha comentado, tanto el flujo incidente como la cizalla del viento fueron intensos, tanto previamente como durante la detección de este remolino. Se alcanzaron velocidades de 0.12 m s^{-1} ($Re = 65$) los 10 días previos a su detección y valores de 0.1 m s^{-1} ($Re = 55$) las dos semanas siguientes una vez desprendido de la isla (Figura 2.12b). En los diez días previos a su detección, que, como se ha mencionado, se corresponden con el periodo de generación (“spin-up”), el valor de la cizalla del viento también era muy

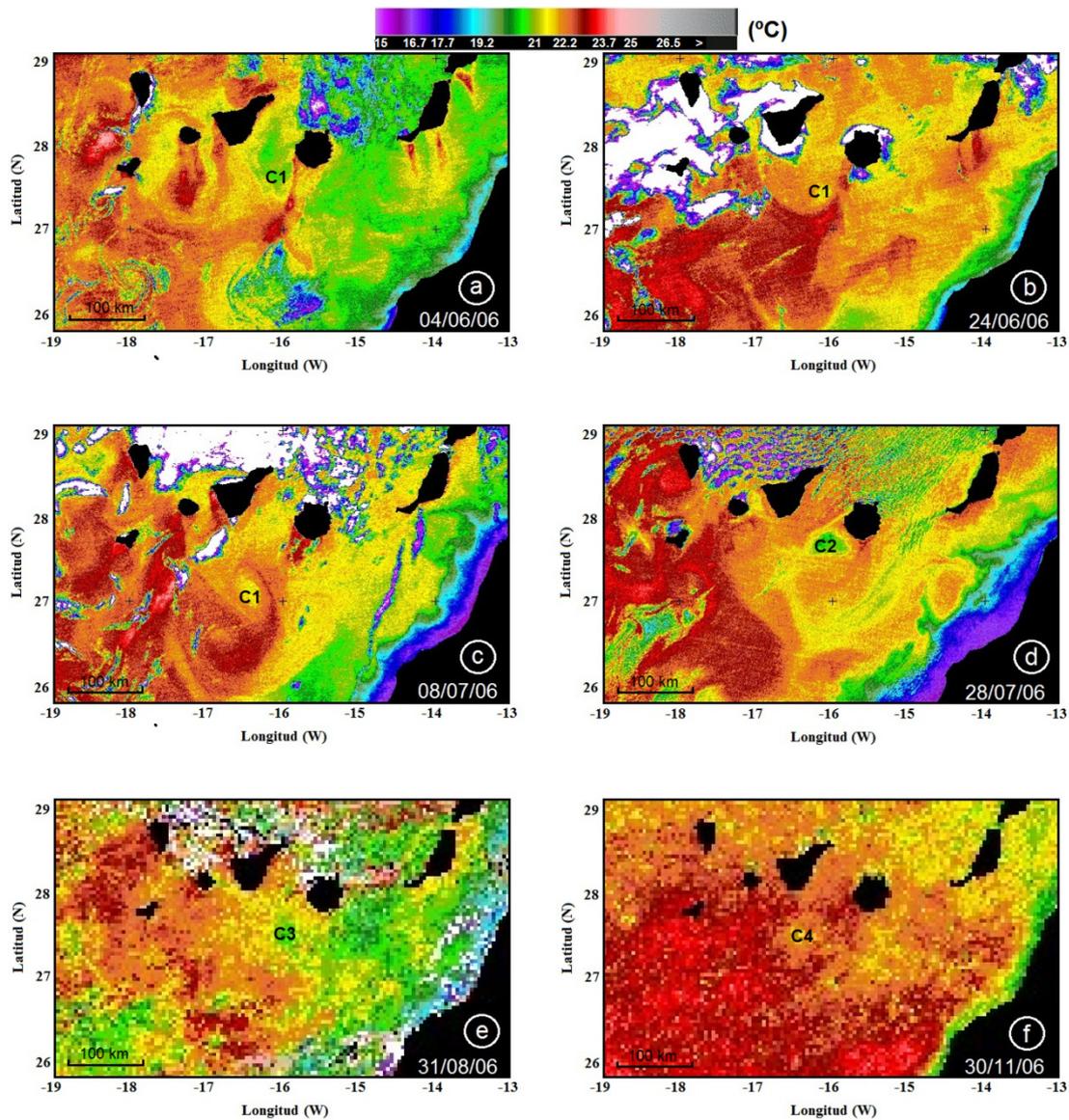


Figura 2.13: Señal de los remolinos del tercer periodo sobre imágenes de temperatura de la superficie del mar: (a), (b) y (c) remolino C1; (d) remolino C2; (e) remolino C3; (f) remolino C4.

alto alcanzándose casi 15 m s^{-1} (Figura 2.12c). En este caso, la intensidad de la CC es suficiente para generarlo topográficamente aunque es de esperar también una contribución de la cizalla del campo de viento que también es intensa.

A finales de julio, tras dos semanas sin señal de vórtices, se observó la señal de

un segundo remolino, el C2. Este remolino introdujo la anomalía de temperatura más elevada de las registradas en este estudio del orden de -3°C (Figura 2.13d). Ello coincide con los registros más altos de la intensidad media de la CC y de la cizalla del viento previos y durante su detección de todo nuestro periodo de análisis (Figura 2.12). Al cabo de unas cuatro semanas desde el inicio de la detección de la señal del vórtice C2 se observó un nuevo remolino el C3 (Figura 2.12a). Se formó bajo las condiciones de intensidad máxima de la CC y una cizalla de viento algo inferior a C2. Después del periodo de observación de C3 (10 días), tanto la intensidad de la CC como la de la cizalla del viento decrecen notablemente tal como es el caso para el otoño anterior. No se observó la señal de ningún remolino excepto al final del periodo, donde la CC vuelve a aumentar superando el umbral de los 0.09 m s^{-1} y generando topográficamente el remolino C4. Alrededor del 15 de octubre se produce un pulso de viento con un valor de la cizalla muy alto cercano a 15 m s^{-1} mientras la CC se mantiene baja. Al igual que para el pulso de viento del otoño anterior, no se observó la presencia de ningún remolino. Ello parece sugerir que el viento por sí sólo no es capaz de formar remolinos, requiriéndose un umbral mínimo de la velocidad de flujo incidente, tal como predicen J08.

2.3.4 Cuarto periodo: invierno – primavera 2007

Durante este periodo se observaron cinco remolinos, 3 durante el invierno y 2 en primavera (figuras 2.14a, 2.15). La circulación oceánica registrada en la primera mitad del invierno 2007 se mostró moderada en comparación con el año anterior (ver sección 2.3.2), con valores de intensidad media del flujo incidente menores, situadas por debajo de 0.05 m s^{-1} (Figura 2.14b). La re-intensificación de la CC tras el otoño fue más tardía que en 2006, excepto en eventos puntuales a finales de la primera semana de diciembre cuando alcanzó 0.08 m s^{-1} ($Re=44$) y a principios de febrero superó 0.1 m s^{-1} ($Re=55$). Fue a partir de marzo cuando la velocidad del flujo incidente

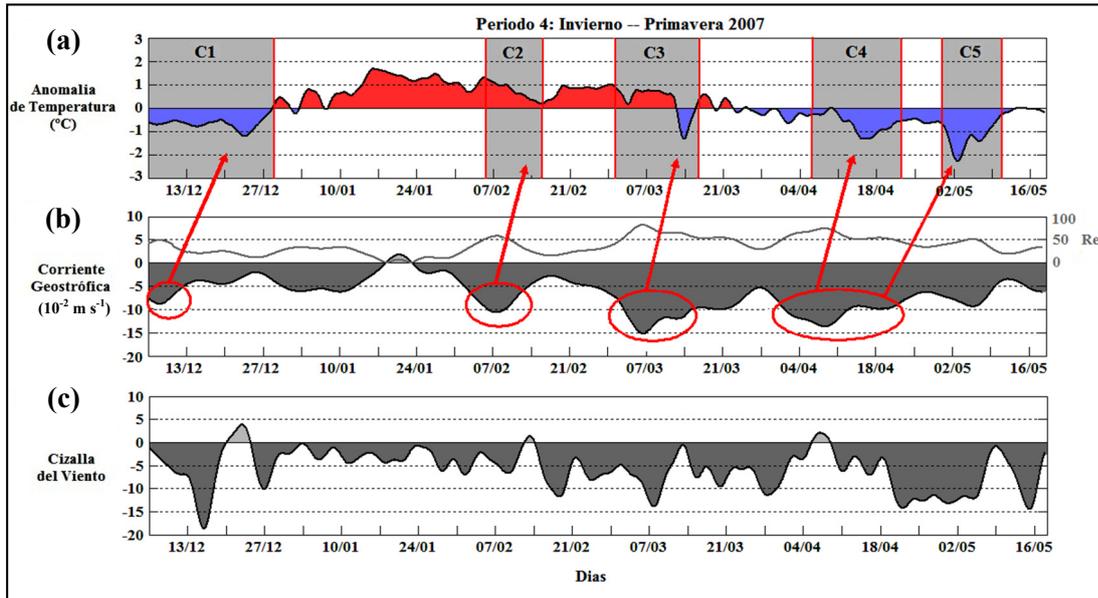


Figura 2.14: Igual que la Figura 2.8 pero para el segundo periodo del segundo año (invierno – primavera 2007).

pasa por encima del umbral mínimo de 0.09 m s^{-1} necesario para generar y desprender un remolino oceánico topográficamente, tal como predicen J08.

Tal como se muestra en la figura 2.14, C1 se generó para unas intensidades de la CC inferiores al valor umbral de 0.09 m s^{-1} requerido para ser forzado únicamente topográficamente. En contrapartida la cizalla del viento fue muy alta, alcanzado un pico máximo de 20 m s^{-1} , valor máximo de nuestro registro. Ello parece indicar, tal como predicen los modelos (J08), que el forzamiento del viento baja sensiblemente el umbral del flujo incidente (Re) requerido para el desprendimiento y formación de una calle de remolinos. En los restantes casos se alcanzó el umbral requerido para el forzamiento topográfico. La cizalla del viento fue intensa en el caso de los remolinos C3 y C5 por lo que al forzamiento topográfico hay que sumarle el atmosférico. En el caso de C2 y C4 la cizalla del viento era baja por lo que se generaron probablemente por la sola perturbación de la CC (topográficamente).

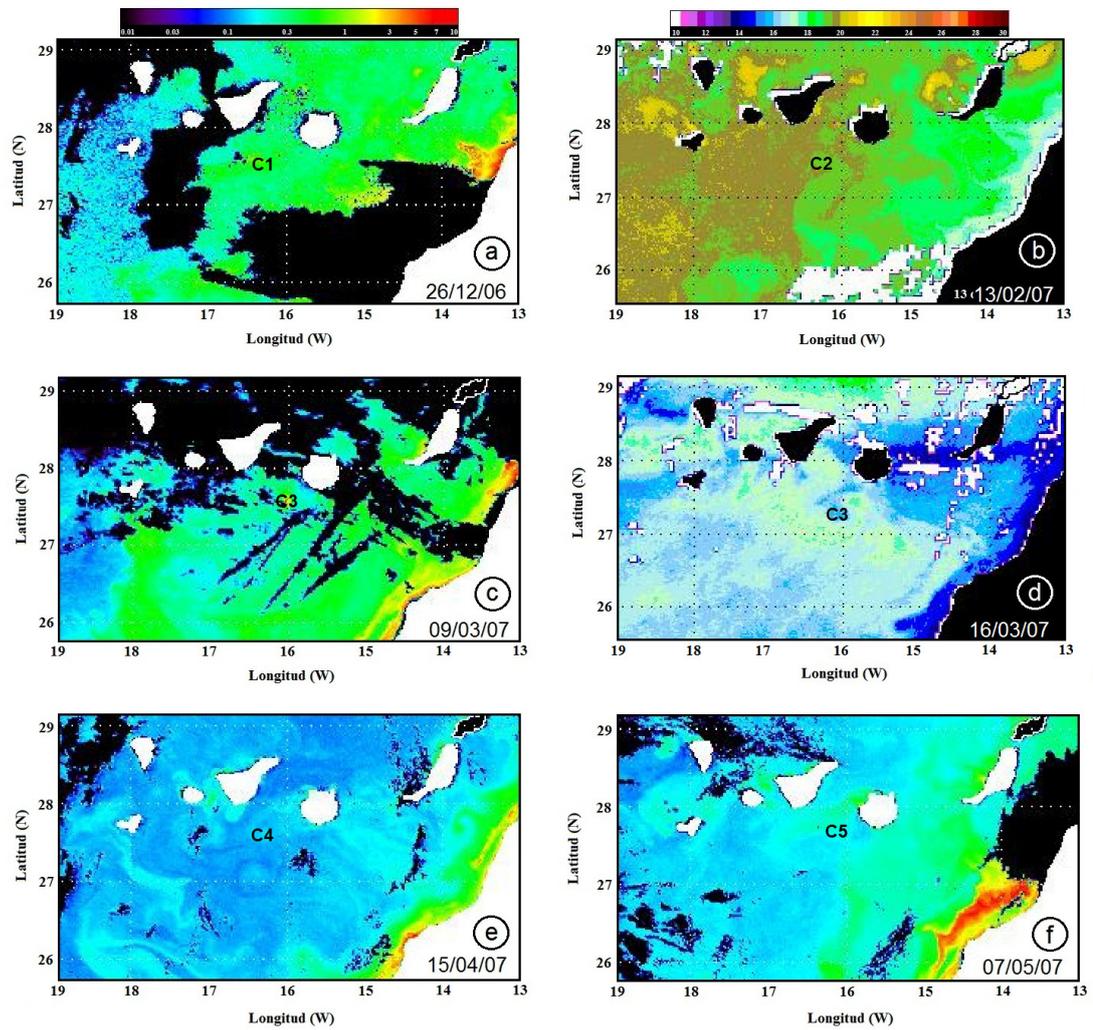


Figura 2.15: Señal de los remolinos del cuarto periodo sobre imágenes de temperatura de la superficie del mar (b) y (d), y de concentración de clorofila (a), (c), (e), (f): (a) remolino C1; (b) remolino C2; (c) y (d) remolino C3; (e) remolino C4; (f) remolino C5.

Tabla 2.1: Parámetros de los remolinos ciclónicos. Profundidad: profundidad máxima del remolino. Re : Numero de Reynolds medio y la intensidad de la corriente incidente correspondiente (U), calculados dos semanas antes de la generación del remolino. Cizalla viento (C_v): estima de la cizalla del viento en la estela de la isla calculada a partir de las estaciones meteorológicas del aeropuerto de Gando (barlovento) y de Puerto Mogán (sotavento).

| A. Verano - Otoño 2005 (z = 105m) | | | | | | |
|---|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Remolinos | C1 | C2 | C3 | C4 | C5 | |
| Profundidad (m) | >400 | >400 | 1000 | 1000 | <500 | |
| $Re [U (m.s^{-1})]$ | 27 [0.05] | 40 [0.07] | 55 [0.1] | 55 [0.1] | 65 [0.12] | |
| Cizalla viento ($m.s^{-1}$) | 8 | 10 | 9 | 8 | 6 | |
| B. Invierno – Primavera 2006 (z = 135 m) | | | | | | |
| Remolinos | C1 | C2 | C3 | C4 | C5 | C6 |
| Profundidad(m) | >500 | >500 | >500 | 1000 | >500 | >500 |
| $Re [U (m.s^{-1})]$ | / | 59 [0.11] | 59 [0.11] | 50 [0.1] | 50 [0.09] | 40 [0.08] |
| Cizalla viento ($m.s^{-1}$) | 1.5 | 3.2 | 3.7 | 3.2 | 3.5 | 8.3 |
| C. Verano - Otoño 2006 (z = 145 m) | | | | | | |
| Remolinos | C1 | C2 | C3 | C4 | / | |
| Profundidad (m) | / | / | / | / | / | |
| $Re [U (m.s^{-1})]$ | 54 [0.1] | 70 [0.13] | 75 [0.14] | 54 [0.1] | / | |
| Cizalla viento ($m.s^{-1}$) | 10 | 11.6 | 9.6 | 1.5 | / | |
| D. Invierno - Primavera 2007 (z = 120 m) | | | | | | |
| Remolinos | C1 | C2 | C3 | C4 | C5 | |
| Profundidad (m) | >500 | <500 | >500 | >500 | 1000 | |
| $Re [U (m.s^{-1})]$ | 38 [0.07] | 50 [0.09] | 65 [0.12] | 65 [0.12] | 54 [0.1] | |
| Cizalla viento ($m.s^{-1}$) | 8.5 | 3.2 | 6.4 | 5.1 | 10 | |

2.4 Discusión

Un primer objetivo de este estudio es establecer la frecuencia de generación de remolinos por parte de la Isla de Gran Canaria y determinar cuál es su variabilidad anual. Íntimamente relacionado con ello, un segundo objetivo mucho más general es estudiar la importancia relativa del forzamiento topográfico y atmosférico en la generación de remolinos por islas altas y de aguas profundas. A continuación se sintetizan y discuten las observaciones previamente descritas con el objeto de ir perfilando las principales conclusiones de este capítulo.

2.4.1 Variabilidad temporal en la generación de los remolinos oceánicos

Para el caso de la Isla de Gran Canaria hemos observado una media de 10 remolinos ciclónicos generados cada año. La frecuencia de generación de estos remolinos es mayor en verano cuando coincide con vientos alisios y Corriente de Canarias intensos, es decir para condiciones de forzamientos topográficos y atmosféricos altos. Un total de 5 remolinos ciclónicos fueron identificados en el verano 2005 y 3 en 2006. El periodo de desprendimiento de los vórtices varía entre 3 y 4 semanas en verano 2005 y aproximadamente 5 semanas el año siguiente. Durante el otoño la intensidad de los vientos alisios y la Corriente de Canarias es muy baja y no se observó la generación de remolinos. El periodo invernal se caracteriza por una re-intensificación de la CC después del otoño y empiezan de nuevo a desprenderse remolinos a sotacorriente de Gran Canaria, a pesar de condiciones de baja intensidad de los vientos alisios. En invierno 2005-2006 4 vórtices ciclónicos fueron observados y 3 un año más tarde.

2.4.2 Mecanismos de forzamiento

Con el propósito de discutir la importancia relativa de los dos mecanismos de forzamiento, el topográfico y el atmosférico, sobre la generación de remolinos por una isla alta y de aguas profundas hemos sintetizado en la Tabla 2.1 los principales parámetros asociados al desprendimiento de remolinos durante los 4 periodos.

Lo primero que indican nuestras observaciones es que la Isla de Gran Canaria genera remolinos durante ciertos periodos sólo debido a causas topográficas asociadas con la perturbación de la CC. Estos periodos se corresponden con una situación de flujo oceánico incidente medio/alto ($U \geq 0.09 \text{ m s}^{-1}$) y una cizalla del viento muy baja o nula ($C_v < 4 \text{ m s}^{-1}$) dándose sobre todo en las estaciones de invierno-primavera cuando los vientos alisios se han debilitado. Durante estas estaciones y bajo dichas condiciones se observó la generación de remolinos a partir de un umbral del flujo oceánico incidente de $U \geq 0.09 \text{ m s}^{-1}$ que se corresponde con un $Re \geq 50$ tal como es el caso de los remolinos C4 y C5 del periodo invierno-primavera 2006 (Tabla 2.1). Este umbral de Re se aproxima con el predicho por los modelos numéricos sobre la generación de remolinos por parte de la Isla de Gran Canaria sólo por causas únicamente topográficas (Sangrà, 1995, Jiménez et al., 2008). Este umbral de Re depende críticamente del coeficiente de viscosidad turbulenta elegido, que en nuestro caso es el mismo que el de los anteriores modelos, $A_H = 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Como ya se ha introducido, una alternativa hubiera sido elegir la parametrización para la estela de islas obtenida por Barton (2001); $A_H = 2.2 \cdot 10^{-4} L^{1.13}$. Para el caso de Gran Canaria se obtendría un $A_H \sim 50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y nuestro Re umbral para la formación de una calle de remolinos pasaría a ser de $Re_B \geq 100$. Ello coincide con las predicciones del modelo de Dong et al. (2001) que tiene la ventaja que resuelve implícitamente el valor de A_H no fijando un valor predeterminado (Figura 2.1). De esta forma y como primera conclusión, nuestras observaciones indican que durante ciertos periodos la CC es lo suficientemente energética como para generar remolinos por si sola y que por lo tanto el forzamiento topográfico es su único responsable durante los periodos de

forzamiento atmosférico bajo/nulo. En concreto, a lo largo de los periodos de invierno-primavera 2006/07 se observó el desprendimiento de 6 remolinos ciclónicos sólo debido a causas topográficas; todos los del segundo periodo excepto el C6, y el C2 del cuarto periodo (Tabla 2.1). Estos se corresponden con el 30% del total de remolinos observados (20 remolinos).

Lo segundo que indican nuestras observaciones es que para valores de intensidad de flujo oceánico incidente por debajo del umbral requerido para la generación topográfica ($U \leq 0.09 \text{ m s}^{-1}$), el forzamiento atmosférico contribuye a bajar dicho umbral. Dicho de otro modo, aunque el flujo oceánico incidente no sea lo suficientemente energético para generar remolinos, estos se pueden desarrollar si se produce una inyección adicional de vorticidad relativa por parte de la cizalla del viento originada a sotavento de la isla (forzamiento atmosférico). Esta situación se da para los remolinos C1, C2 del periodo verano-otoño 2005, C6 del periodo invierno-primavera 2006 y del C1 del periodo invierno-primavera 2007. Tal como se indica en la Tabla 2.1, estos remolinos se generaron bajo unas condiciones del flujo oceánico incidente (CC) por debajo del valor umbral de $U \leq 0.09 \text{ m s}^{-1}$ ($Re \leq 50$, $Re_B \leq 100$) y con valores máximos de cizalla del viento por encima de $C_v \geq 8 \text{ m s}^{-1}$. En particular el modelo de J08 predice que para intensidades altas/moderadas del viento incidente ($w \geq 10 \text{ m s}^{-1}$) se origina el desprendimiento de remolinos para valores del flujo oceánico incidente tan bajos como $U \geq 0.04 \text{ m s}^{-1}$ ($Re \geq 20$, $Re_B \geq 40$). Notar que estos valores umbrales para el caso del forzamiento combinado topográfico y atmosférico coincide con nuestras observaciones donde el umbral de Re viene marcado por el remolino C1 del periodo Verano-Otoño 2005 siendo este de $Re \geq 27$, $U \geq 0.05 \text{ m s}^{-1}$ (Tabla 2.1). Si tomamos el valor de A_H dado por la parametrización de Barton (2001) en lugar del de J08 el valor umbral se eleva hasta $Re_B \geq 54$. Los 4 remolinos generados bajo estas condiciones se corresponden con el 20% de los remolinos totales observados.

Queda por dirimir si el forzamiento atmosférico es capaz de formar por sí sólo remolinos en el caso de la Isla de Gran Canaria. Desde los primeros trabajos en el

Archipiélago de Hawái se atribuyó únicamente al forzamiento atmosférico la generación de remolinos debido a un flujo oceánico no lo suficientemente energético. En el más reciente trabajo de Jia et al. (2011), ya comentado en la introducción de este capítulo, se mantiene esta hipótesis basándose en modelos y observaciones de altímetros pero sin observaciones *in situ* como en nuestro caso. Recordar que el mecanismo que proponen es una extensión del modelo de Davey y Killworth (1989) donde la perturbación de masa inducida por el bombeo de Ekman se propaga en un canal zonal en el plano *beta* en forma de remolinos. Este modelo requiere una orientación zonal del flujo atmosférico incidente como en el caso del Archipiélago de Hawái y contrario al caso de las Islas Canarias, donde el viento dominante tiene una orientación meridional. El modelo de J08, que considera solo el plano *f*, predice para el caso de Gran Canaria que con sólo el forzamiento atmosférico se forman dos remolinos contrarotantes pegados al obstáculo. Este modelo no contempla la posibilidad de que se desprendan del obstáculo y se autopropaguen hacia el Oeste (Van Leewen, 2007) tal como podría darse el caso. En cualquier caso la autopropagación hacia el Oeste sería interrumpida por la Isla de Tenerife. De esta forma, en el caso de Gran Canaria, el flujo meridional de los vientos alisios y la presencia de la Isla Tenerife no son favorables a la generación y posterior desprendimiento de remolinos sólo debido a su forzamiento atmosférico.

Aunque no muy frecuentes, en nuestro registro de datos podemos encontrar episodios donde el flujo oceánico incidente es muy poco intenso ($U \leq 0.04 \text{ m s}^{-1}$) y la cizalla del viento intensa ($Cv \geq 8 \text{ m s}^{-1}$). Tal es el caso del 3 al 17 de noviembre de 2005 y del 1 al 15 de octubre de 2006 donde en media, $U=0.02 \text{ m s}^{-1}$ y $Cv=8 \text{ m s}^{-1}$ (Figuras 2.8, 2.12). Durante estos episodios, a pesar de observar unos valores de nuestra estima de la cizalla del viento próximos a los valores máximos del registro total, no se observó la generación y posterior desprendimiento de remolinos. Ello sugiere que para el caso de Gran Canaria el forzamiento atmosférico no es capaz por sí sólo de formar y desprender remolinos, requiriéndose como condición necesaria la

presencia de un flujo oceánico incidente. Más arriba se ha discutido que la intensidad de este flujo oceánico debe superar un umbral mínimo de, $U \geq 0.05 \text{ m s}^{-1}$ ($Re \geq 27$, $Re_B \geq 54$) para condiciones de forzamiento atmosférico intenso ($Cv \geq 8 \text{ m s}^{-1}$).

Un caso particularmente interesante para evaluar la importancia relativa de ambos forzamientos en el Archipiélago Canario nos lo puede proporcionar la trayectoria de una boya en aguas de la Isla de la Palma que se muestra en la Figura 2.16 junto a las condiciones de viento reinante que se muestran en las Figuras 2.17 y 2.18. La vela de la boya se situó a 100 metros de profundidad por debajo de la capa de Ekman para evitar la contaminación del viento. Su trayectoria se obtuvo interpolando los datos brutos cada 3 horas y filtrando las ondas inerciales aplicando un filtro de paso bajo de periodo de corte de 30 horas. Los datos de viento se obtuvieron de la climatología “Cross-Calibrated Multi-Plataform gridded surface wind vectors field (CCMP-Winds)” que combina datos *in situ* con re-análisis y datos de escaterómetros (<ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/ccmp/L3.5a/>). Su resolución espacial es de un cuarto de grado y son promedios de cinco días.

La trayectoria de la boya muestra como esta incide sobre el sur de la isla para después trazar un remolino anticiclónico en la cara opuesta orbitando dos veces a su alrededor. Esta trayectoria ilustra muy bien la formación topográfica de un remolino, que contrariamente a lo habitual se origina en la cara norte de la isla debido a un flujo incidente de Suroeste, opuesto a la dirección de la CC y vientos alisios. La velocidad del flujo oceánico incidente calculado como el promedio del desplazamiento de la boya desde el día 110 al 120 es de $U=0.13 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ que se corresponde con $Re_B=156$. Para el cálculo de Re hemos tomado $L=30 \text{ km}$ y $A_H=25 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$. Notar que este supera el umbral requerido para la formación y desprendimiento de remolinos debido a causas exclusivamente topográficas, ($Re \geq 50$, $Re_B \geq 100$). Lo interesante de esta situación es que el flujo atmosférico incidente es opuesto al oceánico. Tal como se ilustran en la figura 2.17, soplaban vientos alisios de moderados a fuertes con velocidades máximas que superaron los 10 m s^{-1} . Su perturbación dio lugar, en la cara opuesta de la isla

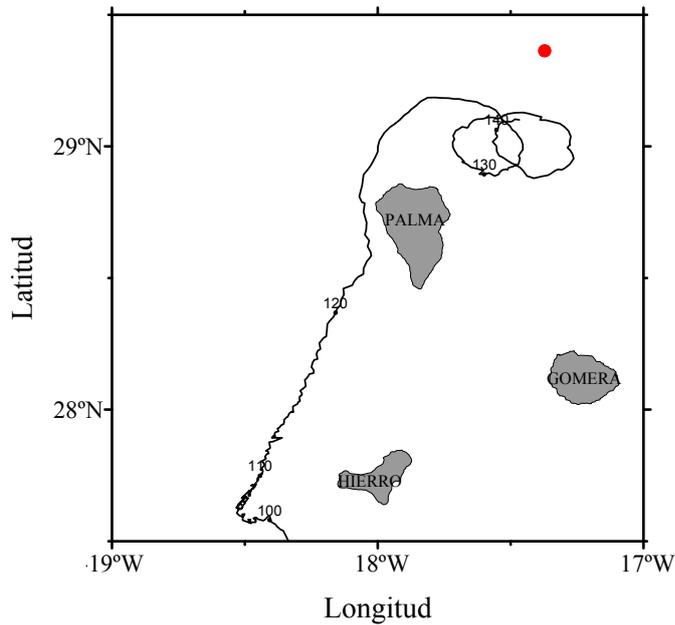


Figura 2.16: Trayectoria de la boya n°56 desde el día 100 de 2007 (11 de abril) hasta el día 140 de 2007 (21 de mayo). El punto rojo indica la posición de la medida de la velocidad del viento de la figura 2.17.

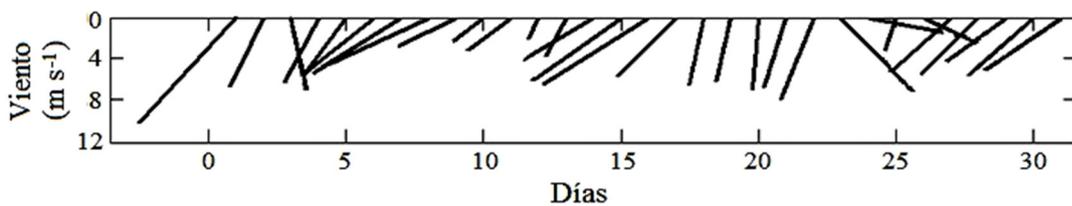


Figura 2.17: Serie temporal de vectores velocidad del viento a barlovento de La Palma durante el mes de mayo 2007 (29.37°N, 17.37°W).

donde se originó el remolino, a la generación de dos células contrarrotantes del rotacional del esfuerzo del viento (Figura 2.18). Una célula ciclónica muy intensa y una anticiclónica más débil. La trayectoria de la boya indica que esta intensa célula no perturbó el flujo oceánico en forma de generación de remolinos. La trayectoria incidente hacia la isla desde el Suroeste no se altera en su cercanía, rodeándola y trazando después el remolino anticiclónico en su lado opuesto (Figura 2.16). Ello

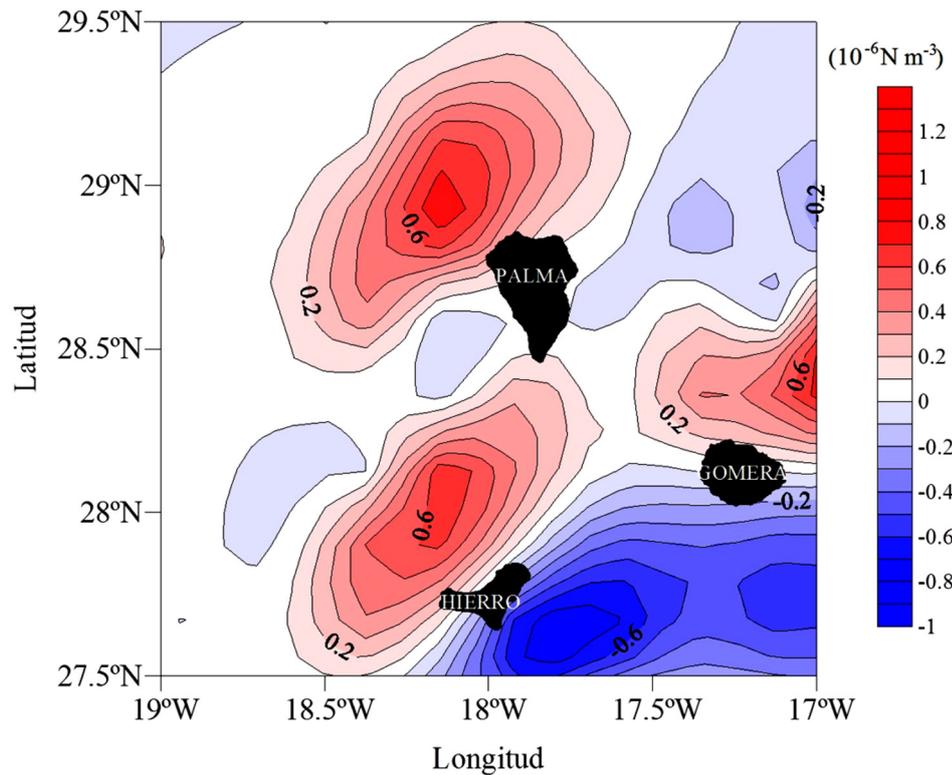


Figure 2.18: Rotacional del esfuerzo del viento en las cercanías de La Palma promediado entre el 6 y el 10 de Mayo 2007.

apoya lo discutido más arriba que en el Archipiélago Canario, donde hay una orientación meridional de los vientos dominantes, el forzamiento atmosférico no es capaz de originar y desprender por sí solo remolinos. Por lo tanto, el forzamiento topográfico es una condición necesaria para la generación de remolinos, actuando el forzamiento atmosférico sólo rebajando el umbral de la energía del flujo incidente necesario para su generación topográfica.

2.5 Conclusiones

A continuación se enumeran y sintetizan las principales conclusiones:

(1) Nuestros dos años de monitorización indican que se desprenden remolinos ciclónicos de la Isla de Gran Canaria durante todas las épocas del año excepto durante los meses de otoño coincidiendo con intensidades bajas de los Vientos Alisios (VA) y Corriente de Canarias (CC). Son más frecuentes en verano coincidiendo con intensidades altas de los VA y CC. Aunque no tan frecuentes, en invierno y primavera se observaron asociados a la re-intensificación de la CC y en general bajo un régimen de VA débil.

(2) Durante ciertos periodos la Corriente de Canarias es lo suficientemente energética como para generar remolinos sólo debido a su perturbación topográfica por la Isla de Gran Canaria. Se ha observado que el umbral mínimo de la intensidad de la Corriente de Canarias para generar remolinos solo debido a causas topográficas es de $U \geq 0.09$ m s⁻¹. El número de Reynolds asociado es cercano al predicho por el modelo de Jiménez et al. (2008), $Re \geq 50$ ($A_H=100$ m² s⁻¹), y por el modelo de Dong et al. (2007), $Re_B \geq 100$, ($A_H=50$ m² s⁻¹).

(3) Se ha observado que el forzamiento del viento contribuye, a través de su cizalla, a bajar el umbral de la intensidad de la Corriente de Canarias requerido para generar remolinos. Este nuevo umbral es de $U \geq 0.05$ m s⁻¹ cuando nuestra estima de la cizalla de viento es relativamente alta ($C_v \geq 8$ m s⁻¹). El número de Reynolds asociado, $Re \geq 27$ ($A_H=100$ m² s⁻¹), es también cercano al predicho por el modelo de Jiménez et al. (2008).

(4) No se ha observado ningún caso de generación de remolinos sólo debido a la cizalla de viento. De esta forma el forzamiento atmosférico no es suficiente por si sólo para la generación de remolinos por la Isla de Gran Canaria. Es siempre necesario un flujo oceánico que se perturbe topográficamente. A este respecto, y en conexión con la anterior conclusión, el forzamiento atmosférico juega un papel secundario bajando tan sólo el umbral de la energía de la Corriente de Canarias requerida para generar remolinos.

(5) El 50% de los remolinos se generaron bajo condiciones de forzamiento topográfico y atmosférico altos ($U \geq 0.09 \text{ m s}^{-1}$, $Cv \geq 8 \text{ m s}^{-1}$) sobre todo durante el periodo de verano. El 30% se originaron sólo por causas topográficas ($U \geq 0.09 \text{ m s}^{-1}$, $Cv \leq 4 \text{ m s}^{-1}$) principalmente en invierno y en primavera. Finalmente el 20% se formaron bajo unas condiciones de forzamiento topográfico débil y atmosférico intenso ($0.04 \text{ m s}^{-1} \leq U \leq 0.09 \text{ m s}^{-1}$, $Cv \geq 8 \text{ m s}^{-1}$) sin una época del año preferencial.

Capítulo 3

Características cinemáticas de los remolinos oceánicos generados por el Archipiélago Canario



3.1 Introducción

Una vez discutida la importancia relativa del forzamiento topográfico y atmosférico en la generación de remolinos por islas, en este capítulo, describiremos y discutiremos sus características cinemáticas. Los estudios previos han permitido obtener una primera aproximación a las características básicas de los remolinos generados por las islas del Archipiélago Canario tales como su profundidad, las anomalías introducidas en los campos hidrográficos por estas perturbaciones y sus velocidades orbitales (Aristegui et al., 1994, 1997, Barton et al., 1998, Sangrà et al., 2005, 2007, 2009). Sin embargo, en su mayoría se han centrado tan sólo en la

descripción de los remolinos generados por la Isla de Gran Canaria y en su etapa de evolución juvenil. Los datos *in situ* de remolinos generados por otras islas o en etapas evolutivas maduras son muy escasos y orientados hacia el estudio de los flujos biogeoquímicos (González-Dávila et al., 2006). Los remolinos generados por las distintas islas contribuyen a formar un pasillo de remolinos de larga vida denominado el Corredor de Remolinos de Canarias, CRC (Sangrà et al., 2009). Para conocer la naturaleza de los remolinos que lo conforman y establecer así patrones comunes o diferenciadores es por tanto necesario conocer las características no sólo de los formados por la Isla Gran Canaria sino también por otras islas y en distintas etapas evolutivas.

El objetivo de este capítulo es establecer las características cinemáticas de los remolinos origen del CRC y establecer así patrones de comportamiento comunes y diferenciadores. Para ello durante la campañas RODA1 y RODA2 se muestrearon un total de cinco remolinos en distintas etapas evolutivas originados por las Islas de Gran Canaria, Tenerife y La Palma. Aparte de constituir el primer estudio que analiza casi simultáneamente remolinos originados por tres islas diferentes, se introducen nuevos descriptores a partir de datos hidrográficos tales como el periodo de rotación de su centro, el número de Rossby asociado y el tipo de remolino. En primer lugar se detalla la colección de datos, estrategias observacionales y el procesamiento de los datos (sección 3.2). A continuación se describen las características hidrográficas básicas de los remolinos (sección 3.3). Acto seguido se analizan sus velocidades orbitales, tasas de rotación y tipo de remolino al que dan lugar discutiendo la importancia del tipo de remolino y su tasa de rotación en su estabilidad inercial y en su conexión con el origen del CRC (sección 3.4). Posteriormente se estima por vez primera el bombeo de Ekman lineal al que están sometidos los remolinos en su estadio juvenil y se discute el comportamiento asimétrico en la inyección de vorticidad por parte del forzamiento atmosférico en remolinos de distinto signo (sección 3.5). Finalmente se establecen y

discuten las principales conclusiones a modo de resumen (sección 3.6). Parte de estos resultados han sido publicados recientemente en:

Lasternas, S., Piedeleu, M., Sangrà, P., Duarte, C.M., Agustí, S (2013). Forcing of dissolved organic carbon release by phytoplankton by anticyclonic mesoscale eddies in the subtropical NE Atlantic Ocean. *Biogeosciences*, 10, 2129-2143.

3.2 Colección y procesamiento de datos.

3.2.1 Campañas RODA1 y RODA2

La campaña RODA1 (Remolinos Oceánicos y Deposición Atmosférica) se desarrolló en aguas del Archipiélago de Canarias del 11 de agosto al 5 de septiembre del 2006 a bordo del B.I.O. Hespérides. El objetivo principal era investigar los flujos biogeoquímicos asociados a remolinos de mesoescala de distintos signos. La estrategia observacional consistió en primer lugar detectar los remolinos mediante su señal en el campo de temperatura superficial obtenido mediante imágenes de Temperatura Superficial del Mar (TSM) de satélite. Una vez localizados se procedió a cruzarlos con transectos de estaciones CTD o de sondas XBT. Se utilizó un CTD SeaBird 911+ y sondas XBT del tipo T7 de Sippican que registran la temperatura hasta los 700 m de profundidad. Mediante un rápido procesamiento se obtuvieron las secciones de temperatura a través de los remolinos y a partir de ellas se localizó el centro de los remolinos. Una vez localizados los centros se procedió a hacer perfiles de CTD-Rosetta en ellos para su muestreo biogeoquímico durante 27 horas (ver detalles en Lasternas et al., 2013).

Se muestrearon cuatro remolinos, dos ciclónicos que denominaremos como CE1 y CE2 y dos anticiclónicos que denominaremos como AE1 y AE2 (Figura 3.1). El CE1 se localizó adherido al flanco suroeste de la Isla de Gran Canaria. El CE2 se situó adherido al flanco suroeste de la Isla de la Palma. El AE1 fue observado a 80 km

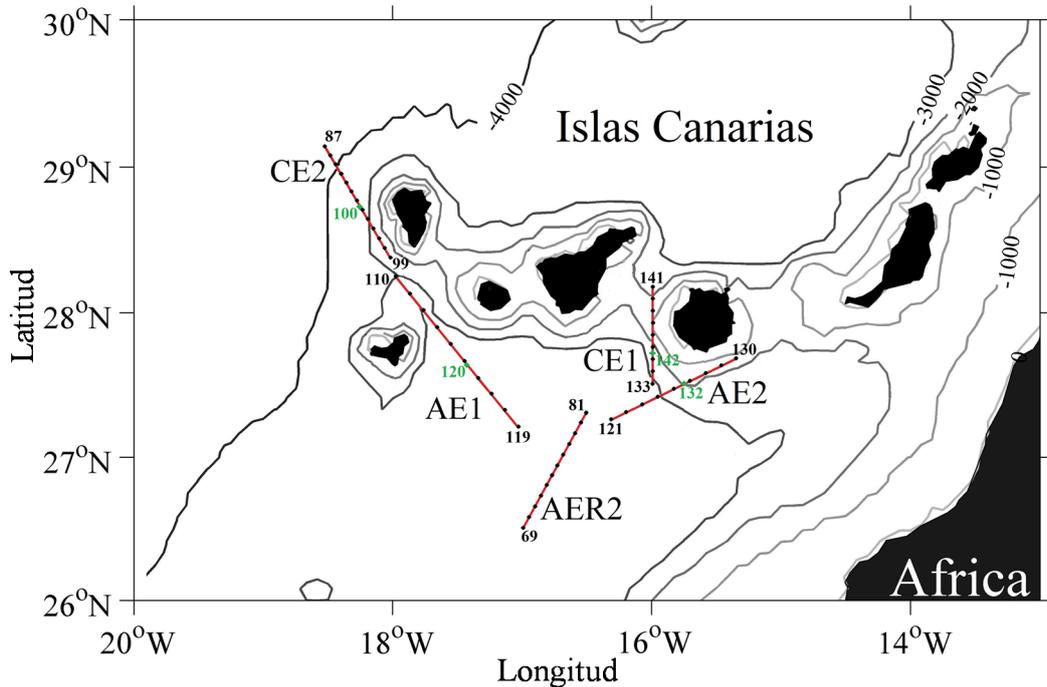


Figura 3.1: Dominio observacional y localización de los transectos a través de los remolinos ciclónicos CE1 y CE2 y anticiclónicos AE1, AE2 y AER2. Se indica el número de estación en los extremos de cada transecto. Asimismo se indica en verde las estaciones correspondientes a los centros de los remolinos. Las islas más occidentales son La Palma al Norte y el Hierro al Sur. Al Noreste del Hierro se localiza la relativamente pequeña Isla de la Gomera situada cerca de la Isla de Tenerife. La Isla de Gran Canaria ocupa la parte central del Archipiélago. Finalmente, Las islas más orientales son respectivamente Lanzarote al Norte y Fuerteventura al Sur. Las líneas de contorno representan las isobatas de 4000, 3000, 2000, 1000 y 100 m.

al suroeste de la Isla de Tenerife y finalmente el AE2 se encontraba adherido al flanco sureste de la Isla de Gran Canaria. Todas las secciones a través de estos fueron de XBT a excepción del CE1 que fue de CTD. Asimismo se fue registrando el viento con la estación meteorológica de a bordo. Desafortunadamente el ADCP de abordó no estuvo operativo durante la campaña y no fue posible obtener datos de corriente.

La campaña RODA2 se desarrolló del 02 al 28 de febrero del 2007 también a bordo del B.I.O. Hespérides. Uno de los objetivos de esta campaña se centró en seguir la evolución de un remolino anticiclónico desprendido de la Isla de Gran Canaria al que hemos denominado AER2 (Figura 3.1). En primer lugar se localizó el remolino

mediante una malla de XBT. A continuación se muestreó mediante un transecto de CTD donde se tomaron muestras de agua con la Rosetta para estudiar las variables biogeoquímicas. El día 7 de febrero se lanzaron cuatro boyas ARGOS en su centro para hacer su seguimiento y posterior localización. Las velas se situaron a 100 metros para evitar la contaminación del viento en su trayectoria. Al cabo de 19 días, del 26 al 28 de febrero, se volvió a muestrear el remolino. Primero se realizó una sección de XBT para localizar bien el centro y posteriormente se hizo un transecto perpendicular de CTD (Figura 3.1). Afortunadamente en esta campaña el ADCP de a bordo ya estaba operativo. En este capítulo analizaremos el transecto CTD del segundo muestreo y en el próximo la evolución de la boyas.

3.2.2 Procesamiento de datos

Para el cálculo de velocidades geostroficadas (sección 3.3) en el caso de los datos de XBT hemos necesitado inferir la salinidad. Para ello hemos usado los algoritmos T-S desarrollados por Marrero-Díaz et al. (2001). Estos algoritmos fueron desarrollados en una región de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ centrada en la región de estudio y obtenidos a partir de 472.259 puntos T-S históricos con una desviación estándar en salinidad de 0.04. Las secciones de anomalía de temperatura se han calculado restando un perfil de referencia en el extremo no perturbado de la sección al resto de perfiles. Para derivar las anomalías de profundidad de las isotermas primero se ha tomado como variable independiente la temperatura, posteriormente se ha interpolado la profundidad a intervalos regulares de temperatura mediante el método de interpolación objetiva del krigado (Samper y Cabrera 1990) y finalmente se ha restado a los perfiles un perfil de referencia situado en el extremo no perturbado de la sección. Los datos de corriente se midieron en continuo durante RODA1 mediante un ADCP de 75KHz RDI insertado bajo el casco del buque. Hemos utilizado los datos de banda ancha con conjuntos de 2 min desde la superficie hasta aproximadamente 500 m con un tamaño de celda de 8 m.

Los datos brutos de corriente fueron procesados con el paquete de software CODAS (Firing, 1991).

3.3 Hidrografía

Como ya se ha indicado en la campaña RODA1, previo a su muestreo *in situ*, los remolinos se localizaron mediante su señal en la TSM proporcionada por imágenes de satélite. Las imágenes de la TSM de la Figura 3.2 muestrean núcleos de agua fría en el flanco Suroeste de las islas de Gran Canaria y la Palma, que se corresponden con la señal superficial de los remolinos CE1 y CE2 respectivamente. Al estar adheridos a las islas, se puede considerar que ambas estructuras se encontraba en su estadio juvenil. El remolino CE1 se cruzó con un transecto de CTD y el CE2 con uno de XBT (Figura 3.1). Para cuantificar la perturbación introducida por estos y el resto de remolinos se han calculado y obtenido las secciones de anomalía de temperatura (Figuras 3.3b y e). El máximo de anomalía de temperatura nos proporcionará una idea de la intensidad de la perturbación introducida por el remolino. Por otro lado el grado de definición de este máximo nos servirá como indicativo de si nuestra sección ha cruzado el centro del remolino o si lo ha cruzado tangencialmente. Cuanto mejor definido esté, mayor certeza tendremos de haber cruzado el centro. Por otro lado la extensión en profundidad de la anomalía de temperatura permitirá determinar la profundidad a la que llega la perturbación y con ello la profundidad de los remolinos. Asimismo podremos obtener una estima del radio del remolino calculando la extensión horizontal de la anomalía de temperatura entre su máximo y el mínimo. Para ello tendremos que asumir que la sección ha cruzado el centro cuyo grado de certitud dependerá de la definición del máximo.

La perturbación introducida por el remolino CE1 alcanza los 700 metros de profundidad afectando la totalidad del rango de la termoclina principal ocupada por el Agua Central Noratlántica -NACW- (Figuras 3.3a, b y c). El máximo de anomalía de

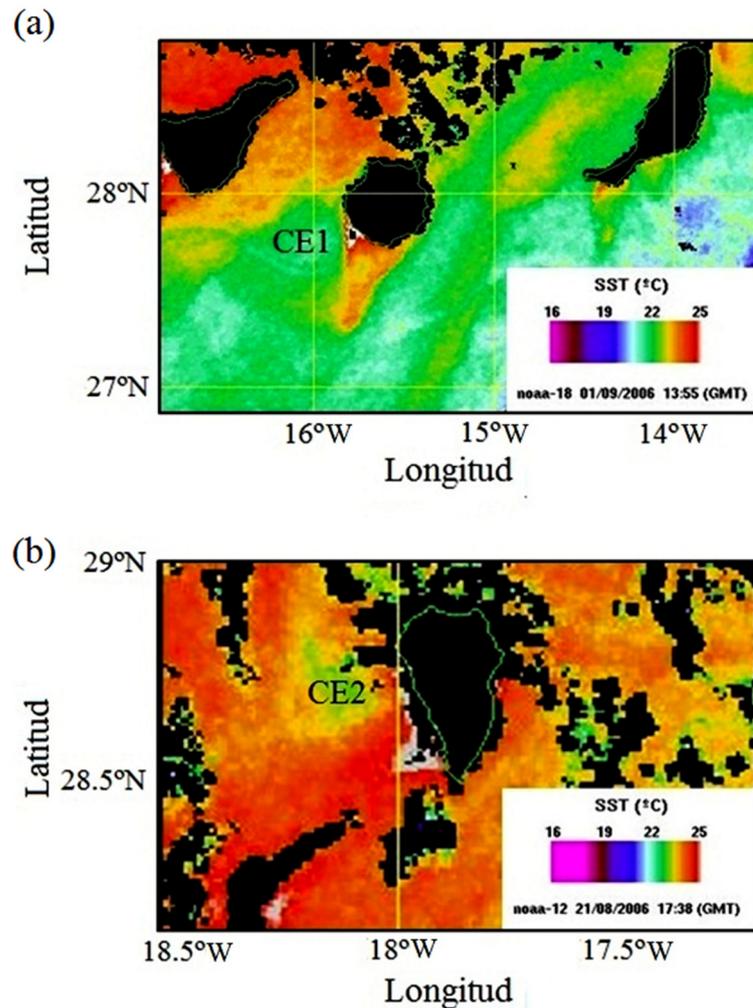


Figura 3.2: Imágenes de satélite de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) donde se observan unos núcleos fríos adheridos al flanco suroeste de las islas de Gran Canaria y de La Palma que se corresponden con la señal superficial de (a) el remolino ciclónico CE1 y (b) el remolino ciclónico CE2.

temperatura aparece claramente definido lo que sugiere que la sección ha cruzado las cercanías del centro del remolino (Figuras 3.3b). Este se situaría en las proximidades de la estación 135. La magnitud de este máximo es de -4°C situándose a 50 metros de profundidad e indicando que la perturbación introducida por este remolino es relativamente alta. El radio calculado como la distancia desde este máximo hasta el mínimo de anomalía sería de 30 km aproximadamente. Este valor alto de anomalía de

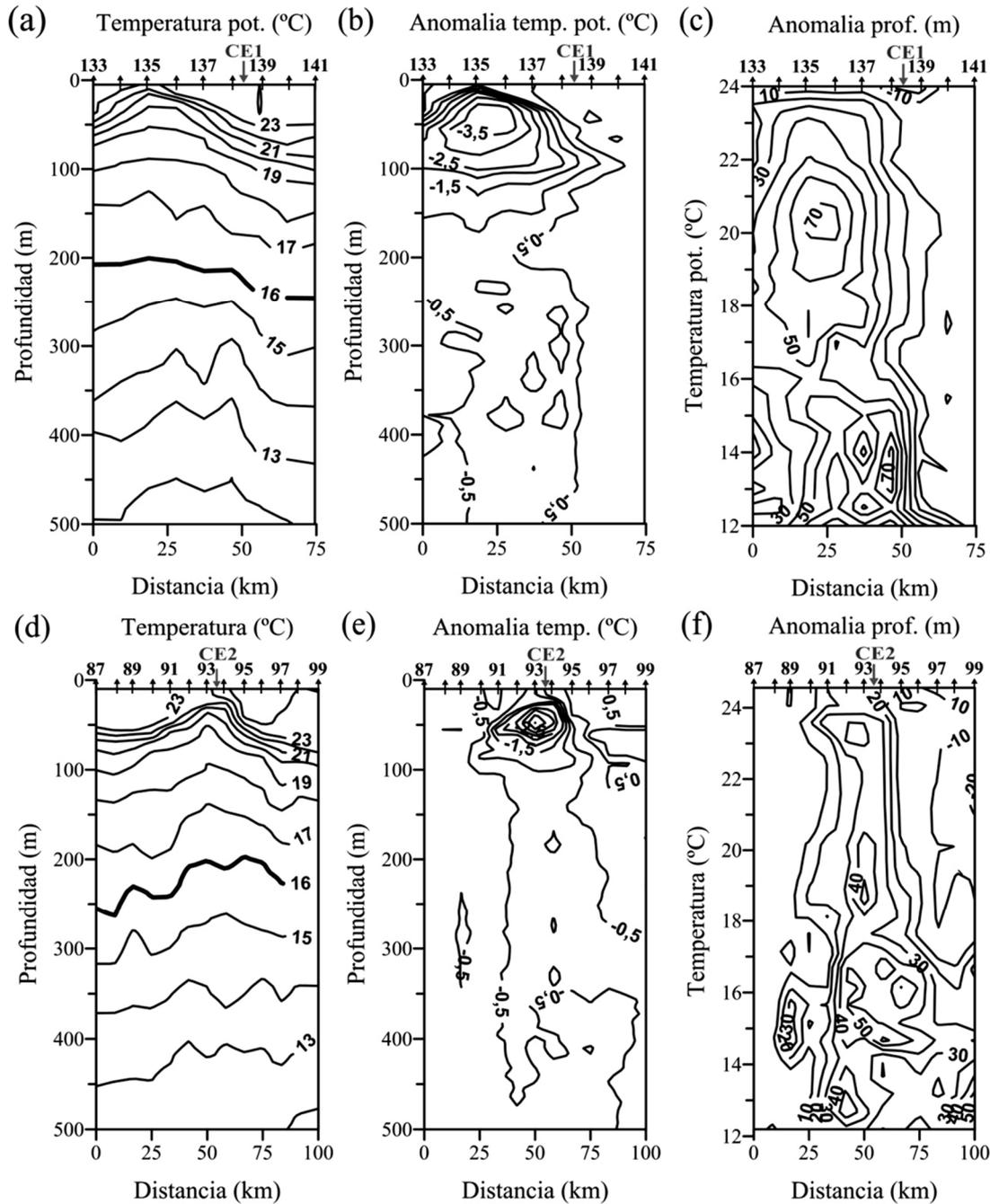


Figura 3.3: Secciones de temperatura ((a), (d)) y correspondientes anomalías de temperatura ((b), (e)) y de profundidad de las isothermas ((c), (f)) de los transectos correspondientes al remolino CE1 (paneles superiores) y al remolino CE2 (paneles inferiores). En los ejes superiores se incluye el número de estación.

temperatura se asocia con la perturbación de la termoclina estacional. La base de la termoclina estacional viene marcada por la isoterma 20°C (Figura 3.3a). Su profundidad fuera del remolino se sitúa cerca de los 100 m de profundidad y se hace más superficial en el centro del remolino alcanzando los 30 m. Esto se traduce por unas anomalías máximas de profundidad de las isotermas de 77 m (Figura 3.3 c).

En las Figuras 3.3d y e, se muestra la sección de temperatura y correspondiente anomalía de temperatura del remolino ciclónico CE2. Esta anomalía indica que el remolino es más somero que el anterior ciclónico alcanzando la perturbación los 350 m. El radio es de aproximadamente 22 km sensiblemente inferior al observado en el caso de CE1. El máximo de anomalía de temperatura está muy bien definido, lo que indica que la sección cruza las cercanías del centro. Este superó los -4.5°C a 50 m de profundidad, -0.5°C mayor que la del CE1. Esta anomalía de temperatura es inducida por las sobrelevaciones de las isotermas, que en el caso de la asociada a la base de la termoclina estacional, es de 54 m (Figura 3.3 f). Esta sobrelevación es menor que para el caso de CE1 que a pesar de ello tiene una anomalía de temperatura menor porque las aguas de la termoclina estacional están menos estratificadas (compararse las Figuras 3.3 a y d).

A diferencia de los remolinos ciclónicos, los anticiclónicos profundizan las isotermas introduciendo anomalías positivas en el campo de temperatura. Tal y como se puede observar en la imagen de satélite de TSM, el remolino anticiclónico AE1, probablemente generado por la Isla de Tenerife, se localiza bastante alejado de esta isla (más de 80 km) y por tanto en una etapa de vida más madura que los anteriores remolinos ciclónicos (Figura 3.4a). El máximo de anomalía de temperatura, claramente definido, nos indica que su centro se sitúa cercano a la estación 115 (Figura 3.5b). Este máximo indica que el remolino introduce una perturbación de temperatura de 3.5°C a 140 m de profundidad. Su radio es de aproximadamente 65 km, más del doble que los ciclónicos, y su profundidad máxima es de unos 350 m (Figuras 3.5a y b). La base de la termoclina estacional (20°C) se profundiza en 60 m desde la periferia

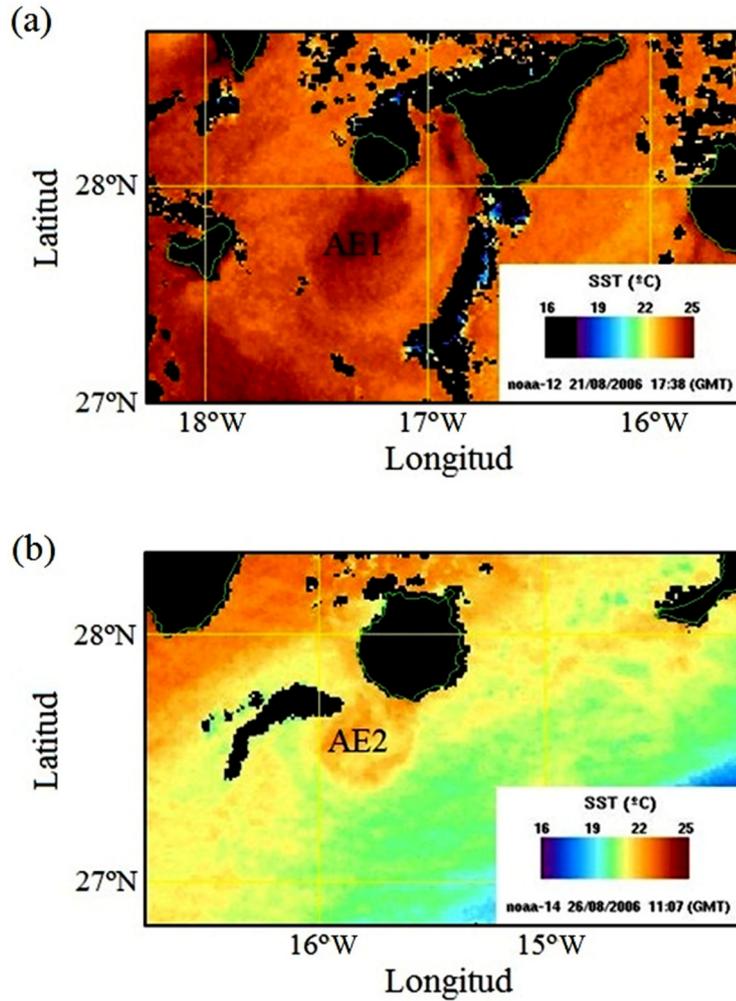


Figura 3.4: 2 Imágenes de satélite de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) donde se observan unos núcleos cálidos al suroeste de la Isla de Tenerife y otro núcleo cálido adherido al flanco suroeste de la Isla de Gran Canaria que se corresponden con la señal superficial de (a) el remolino anticiclónico AE1 y (b) el remolino anticiclónico AE2.

del remolino (100 m) hacia su centro (160 m) y la anomalía de profundidad máxima alcanza los 73 m (Figuras 3.5a y c).

El remolino anticiclónico AE2 se localizó adherido al flanco suroeste de Gran Canaria y por lo tanto en un estadio más juvenil que el AE1 (Figuras 3.4b). El radio de este es de aproximadamente 50 km, algo inferior al AE1. Recordar que este dato

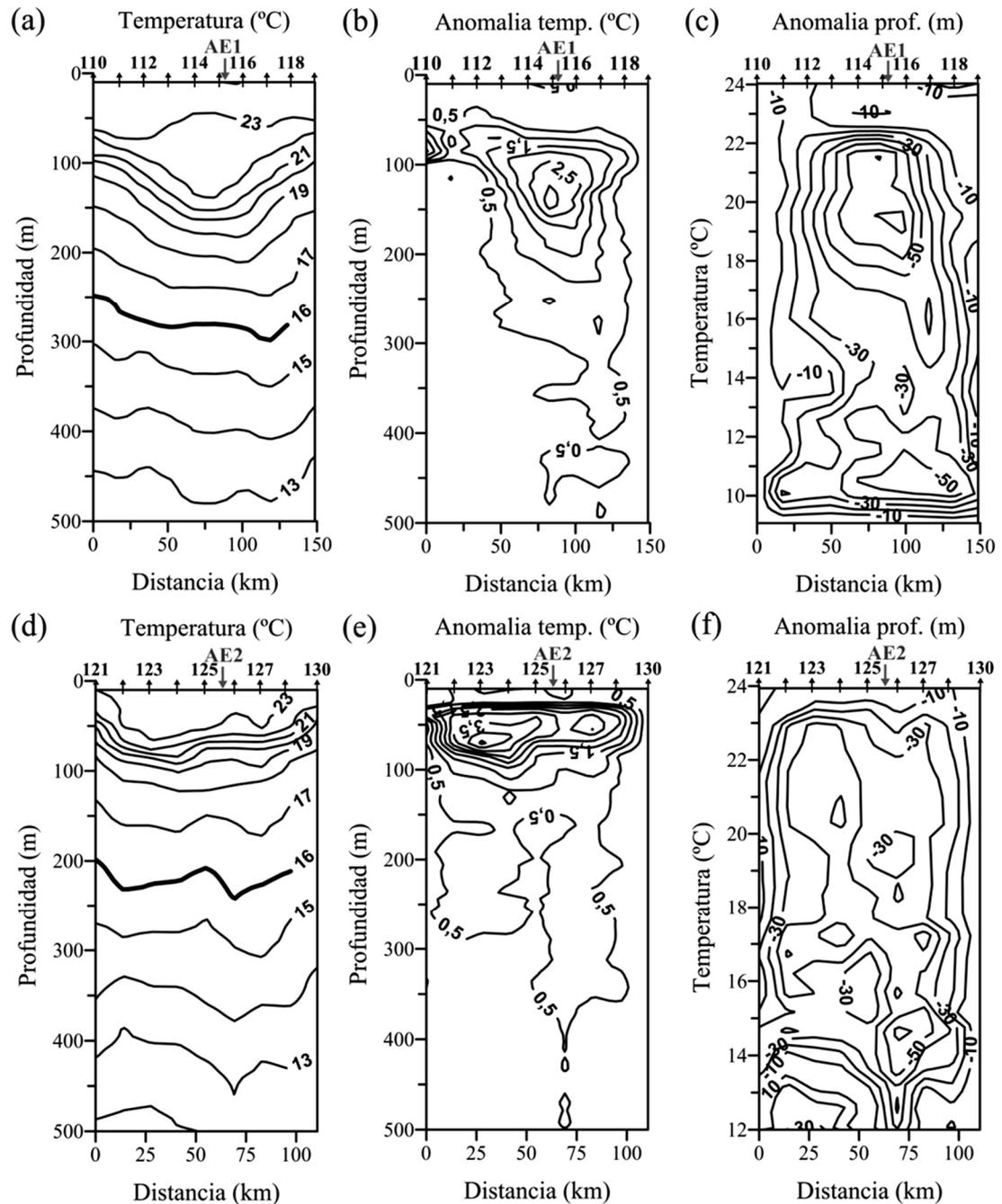


Figura 3.5: Secciones de temperatura ((a), (d)) y correspondientes anomalías de temperatura ((b), (e)) y de profundidad de las isotermas ((c), (f)) de los transectos correspondientes al remolino AE1 (paneles superiores) y al remolino AE2 (paneles inferiores). En los ejes superiores se incluye el número de estación.

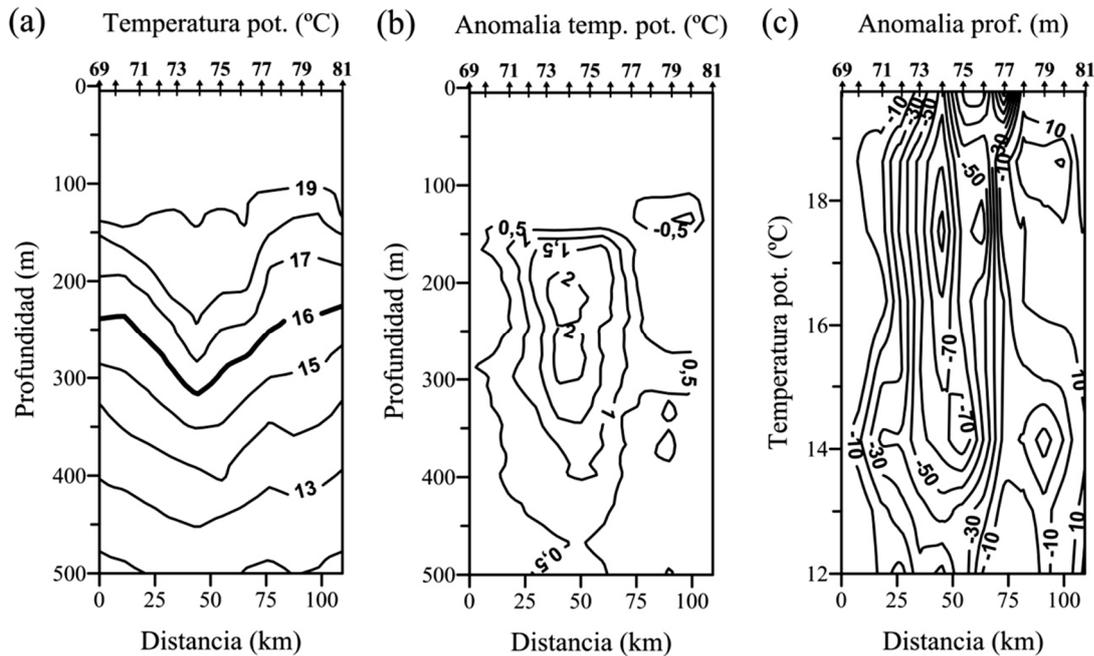


Figura 3.6: Secciones de temperatura (a) y correspondientes anomalías de temperatura (b) y de profundidad de las isotermas (c) del transecto correspondiente al remolino AER2. En los ejes superiores se incluye el número de estación.

debe ser tomado con precaución al no tener la certitud que la sección cruza el centro. En este sentido, la sección de anomalía de temperatura no muestra un máximo claramente definido como en el caso de los anteriores remolinos, lo que indica que no se ha cruzado el centro (Figura 3.5e). Sin embargo los valores altos de dicha anomalía, 4.5 °C, sugieren que no se está demasiado alejado del centro. Este máximo fue registrado a 70 metros de profundidad y es de un grado mayor que la perturbación introducida por AE1. La base de la termoclina estacional (20°C) se profundiza en 40 m desde la periferia del remolino hacia su centro y la anomalía de profundidad máxima (isoterma 17°C) alcanza los 56 m (Figura 3.5f).

En la Figura 3.6 se muestran la distribución de temperatura y anomalías correspondientes a la sección del remolino AER2 originado por la Isla de Gran Canaria (Figura 3.1). Recordar que este remolino fue muestreado el mes de febrero de 2007

(RODA2) bajo unas condiciones de estratificación muy distintas a las de los remolinos anteriores que fueron muestreados en agosto de 2006 (RODA1). El mes de febrero ya se ha producido la convección invernal y la termoclina estacional es sustituida por una profunda capa de mezcla (Troupin et al., 2010). Esto queda patente comparando la estructura vertical de los remolinos AE1 y AER2 (Figuras 3.5a y 3.6a). Este remolino es más profundo que los otros dos anticiclónicos, perturbando la columna de agua hasta los 700 metros (Figura 3.6b). Su radio de 35 km es bastante menor que el de los anteriores anticiclónicos. Su máximo de anomalía de temperatura no es muy alto, 2.5 °C, debido a la poca estratificación (Figura 3.6b). Sin embargo y relacionado con ello, la perturbación vertical de las isotermas es máxima alcanzando los 90 metros para la isoterma de 18.5°C (Figura 3.6c). Este remolino se encuentra alejado de la isla de origen y por lo tanto está en una fase madura (Figura 3.1).

3.4 Velocidades orbitales, tasa de rotación y tipo de remolinos.

Las líneas de flujo alrededor de un remolino presentan una curvatura significativa por lo que para derivar las velocidades orbitales hay que considerar la fuerza centrífuga junto a las de presión y Coriolis. Para la estima de las velocidades orbitales hemos seguido la metodología de Sangrà et al. (2007). Asumiendo que el remolino es estable y que las partículas siguen trayectorias circulares, la velocidad tendrá tan sólo una componente tangencial que definiremos como velocidad orbital. La asunción de trayectoria circular ha de tomarse con precaución ya que en determinados estadios de su vida los remolinos tienen forma elíptica como ya veremos en el próximo capítulo. De esta forma los cálculos de la velocidad orbital y parámetros relacionados han de considerarse como aproximaciones.

A partir del equilibrio en la dirección radial entre las fuerzas de presión, Coriolis y centrífuga se puede obtener la siguiente aproximación para la velocidad orbital (Sangrà et al., 2007):

$$u_{\theta} \equiv u_D - u'_D \quad (6)$$

donde u_D es la velocidad geostrófica tangencial definida como:

$$u_D = \frac{1}{f} \frac{\partial D}{\partial r} \quad (7)$$

y u'_D una aproximación a la anomalía de la velocidad orbital introducida por la fuerza centrífuga dada por:

$$u'_D \equiv \frac{u_D^2}{fr} \quad (8)$$

en (7) D es la altura dinámica que se calcula integrando la anomalía del volumen específico desde un nivel de referencia hasta la superficie. Combinando (6) y (8) obtenemos una sencilla expresión para la velocidad orbital exclusivamente función de la velocidad geostrófica:

$$u_{\theta} \equiv u_D - \frac{u_D^2}{fr} \quad (9)$$

de esta forma para obtener la velocidad orbital bastará con calcular los gradientes radiales de altura dinámica que se obtienen a partir de los perfiles de densidad (7). Como nivel de referencia hemos tomado los 700 metros de profundidad, base del Agua Central Noratlántica y profundidad máxima donde llega la perturbación de los remolinos (Tabla 3.1). Para pasar a coordenadas radiales hemos trasladado el origen de las secciones al centro del remolino. Este centro se ha recalculado como la posición cercana a la superficie donde las velocidades geostróficas en coordenadas cartesianas se hacen cero.

3.4.1 Remolinos ciclónicos RODA1

En la Figura 3.7 se muestran las velocidades orbitales y geostróficas para los remolinos ciclónicos CE1 y CE2. Cabe destacar como la velocidades orbitales son menores que las geostróficas. Esto responde a que en los remolinos ciclónicos la fuerza centrífuga y de presión tienen direcciones opuestas. De esta forma la velocidades geostróficas en los remolinos ciclónicos sobreestiman las velocidades orbitales. En ambos remolinos la anomalía introducida por la fuerza centrífuga calculada a partir de la diferencias de velocidades máximas es muy parecida de $\sim 0.15 \text{ m s}^{-1}$. Ésta no es nada depreciable ya que representa una reducción de aproximadamente un 25% de la velocidad geostrófica. Si se inspecciona con detalle la Figura 3.7d se puede apreciar como para el caso del remolino CE2 aparece una anomalía anticiclónica de velocidad cerca del centro y de la superficie entre las estaciones 93 y 94. Esta anomalía se puede asociar a la intensa velocidad geostrófica relacionada con la fuerte inclinación de las isopícnas cerca del centro en los niveles superficiales. Como indica la expresión (8), la anomalía de velocidad orbital introducida por la fuerza centrífuga, u'_D , es tanto más intensa cuanto más cerca del centro por lo que velocidades geostróficas altas cerca del centro darán lugar a u'_D altas pudiendo generar anomalías. La situación normal es que la velocidad geostrófica aumente con el radio del remolino y no se den estas anomalías pero en el caso de CE2 nos encontramos con velocidades muy altas cerca del centro. Señalar que la velocidad geostrófica máxima se alcanza tan sólo a 13 km del centro siendo el radio del remolino de 22 km (Figura 3.7c y Tabla 1). Esta anomalía podría ser un indicio de que no hay ajuste geostrófico y que la sobrelevación de las isopícnas cerca del centro responde a procesos ageostróficos. En este sentido más adelante veremos que este remolino estaba sometido a una fuerte cizalla del viento originando una intensa velocidad de bombeo de Ekman lineal.

Las Figura 3.8 muestra la distribución radial de velocidad orbital a la profundidad del máximo de velocidad para dichos remolinos. Se ha incluido un dato

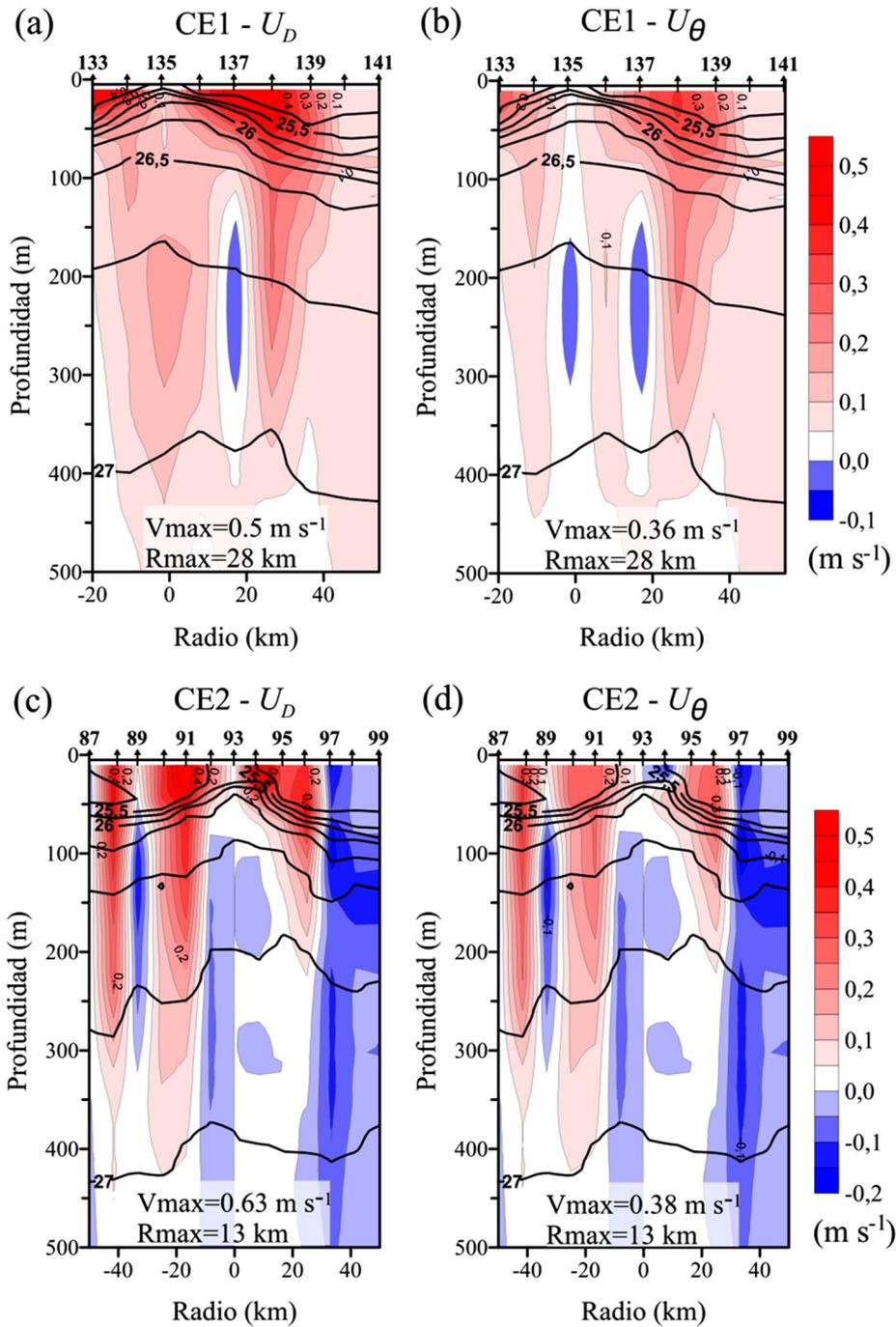


Figura 3.7: Velocidades geostóficas (izquierda) y velocidades orbitales (derecha) a través del remolino CE1 (paneles superiores) y del remolino CE2 (paneles inferiores). El color rojo indica valores positivos (antihorarios) y el azul negativos (horarios). Se han superpuesto las isopincas indicadas por las isólinas en negra. Se indica asimismo el valor de la velocidad máxima (V_{max}) y la distancia radial a la que se alcanza (R_{max}). Los números en los ejes superiores señalan el número de estación.

más entre estaciones mediante el método de interpolación objetiva del krigado (Samper y Cabrera 1990). Podemos obtener una estimación de la velocidad angular del centro del remolino mediante la pendiente de la recta de ajuste de los puntos próximos al origen y que pasa por el origen (Caldeira et al., 2014):

$$\omega(0) = \frac{u_{\theta}}{r} \quad (10)$$

Asumiendo que el movimiento es circular uniforme el periodo del centro se puede derivar de:

$$T_0 \equiv \frac{2\pi}{\omega(0)} \quad (11)$$

asimismo la vorticidad relativa, ζ , se puede aproximar como (Sangrà et al., 2007):

$$\zeta \equiv 2\omega \quad (12)$$

lo que nos permite obtener el número de Rossby:

$$Ro = \frac{\zeta}{f} \quad (13)$$

Para el caso del remolino CE1 se obtiene un periodo del centro de $T_0=4.7$ días y un número de Rossby igual a $Ro=0.45$ (Figura 3.8.a). Este número de Rossby, $Ro < 1$, es bajo indicando que domina la fuerza de Coriolis sobre la centrífuga y por lo tanto dominando también el ajuste geostrófico. El periodo de rotación es muy similar al observado mediante boyas a la deriva por Sangrà et al. (2007) para un remolino ciclónico también desprendido de la Isla de Gran Canaria que fue de 5 días.

Antes de analizar el perfil radial de velocidad y del periodo de este remolino comentar que podemos distinguir dos tipos de remolinos según el tipo de estos perfiles (Kundu 1990). Los remolinos tipo Rankine son aquellos que están en rotación sólida con un perfil lineal de velocidad hasta su periferia (Figura 3.9a). En los remolinos tipo

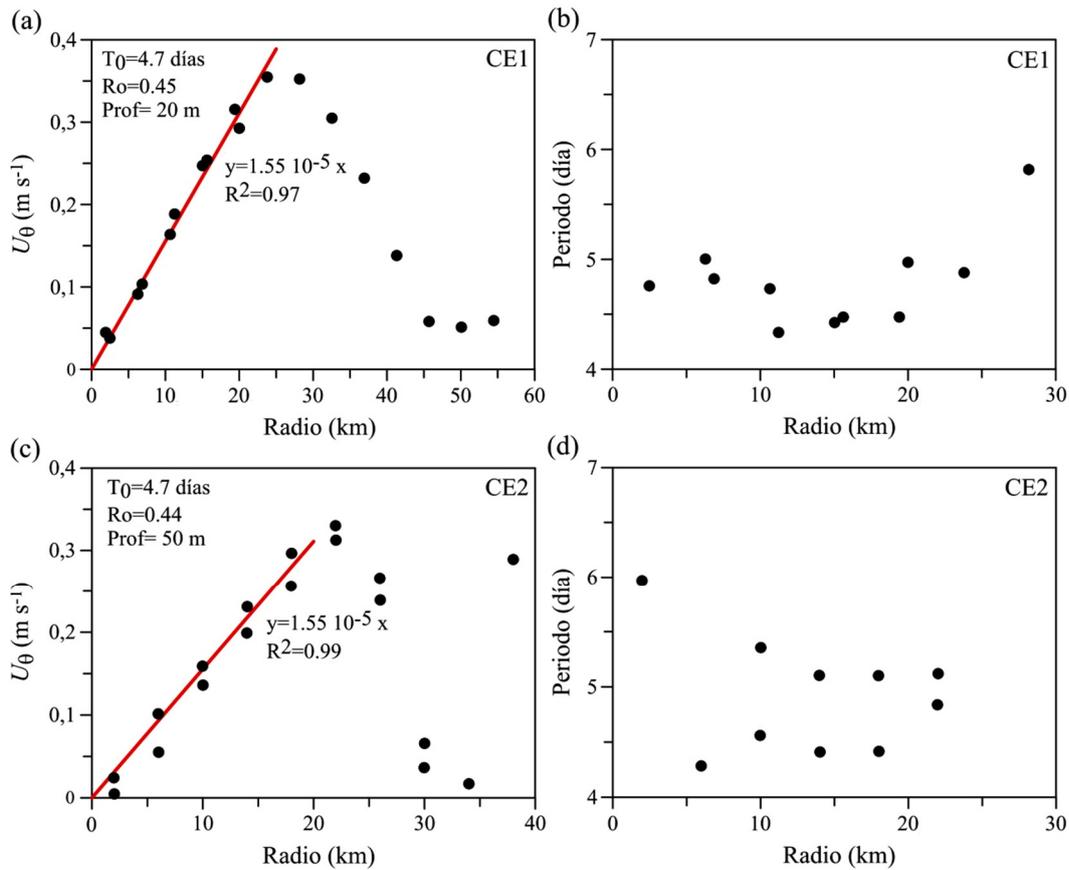


Figura 3.8: Perfiles radiales de velocidad orbital (izquierda) y del periodo (derecha) correspondiente a los remolinos CE1 (paneles superiores) y CE2 (paneles inferiores). Los perfiles se han extraído a la profundidad de la velocidad máxima. Se indica también el periodo de rotación del centro del remolino, T_0 y el número de Rossby, Ro , obtenidos a partir de la recta de ajuste que pasa por el origen (recta en rojo).

Gaussiano la rotación disminuye con la distancia al centro y el perfil de velocidad sigue una gaussiana (Figura 3.9b). Notar que en los de tipo Rankine se alcanza el máximo de velocidad en la periferia mientras que en los tipo Gaussiano se alcanza más cerca del centro. A este respecto, el perfil de velocidad de CE1 muestra una distribución lineal hasta la periferia (Figura 3.8a). Notar que la velocidad máxima se alcanza a 26 km del centro, muy cerca de la periferia situada a 30 km del centro (Tabla 3.1). Ello indica que se trataría de un remolino tipo Rankine en rotación sólida. A este

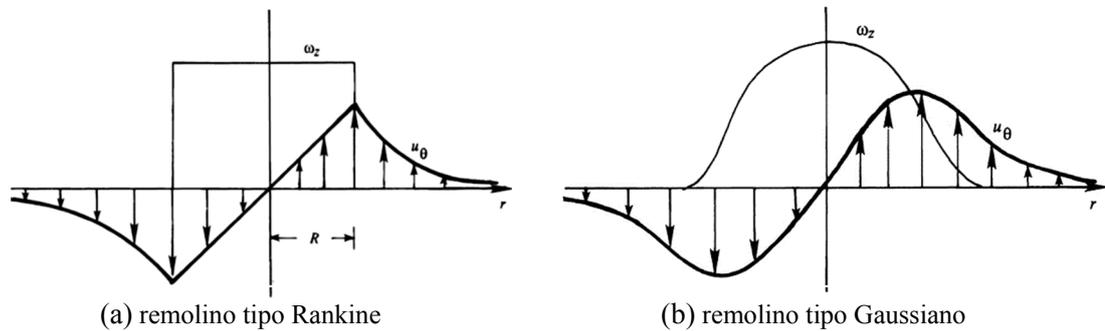


Figura 3.9: Perfiles radiales de velocidad angular, ω_z , y de velocidad orbital en (a) remolinos tipo Rankine y (b) tipo Gaussiano (adaptado de Kundu, 1990).

respecto el perfil del periodo muestra que éste se mantiene constante aunque hay una cierta dispersión entre los puntos (Figura 3.8b).

Sangrà et al. (2007) se ocuparon de estudiar la estabilidad inercial de remolinos generados por islas. Llegaron a la conclusión que en el caso de los remolinos ciclónicos tipo Rankine para que estos sean estables, el periodo inicial de rotación no puede ser menor a 4.5 días. Este periodo es muy cercano al observado para el remolino CE1. Nuestra estima del periodo de rotación del centro del remolino de CE2, $T_0=4.7$ días, indica que este remolino rota igual de rápido que el CE1 teniendo un número de Rossby también similar (Figura 3.8c). Asimismo el perfil de velocidad y de periodo indican que también es un remolino tipo Rankine (Figura 3.8c y d). La velocidad máxima se alcanza a 22 km del centro que coincide con el radio del remolino, $R=22$ km (Tabla 3.1). El perfil del periodo muestra que éste se mantiene constante aunque hay también una cierta dispersión entre los puntos. Mencionar que en el perfil del periodo hay que descartar los puntos muy cercanos al centro debido al proceso de interpolación y que se ha impuesto que la velocidad sea nula en el centro: De esta forma ambos remolinos ciclónicos tienen una tasa de rotación de 4.7 días, cercana a la máxima que se puede desarrollar, 4.5 días, para que sean estables inercialmente y puedan mantenerse así como estructuras coherentes.

Tabla 3.1: Parámetros característicos de los remolinos.

| REMOLINO Campaña | CE1 RODA1 | CE2 RODA1 | AE1 RODA1 | AE2 RODA1 | AER2 RODA2 |
|---------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| Origen | G. Canaria | La Palma | Tenerife | G. Canaria | G. Canaria |
| Tipo | Ciclónico | Ciclónico | Anticicló. | Anticicló. | Anticicló. |
| Datos | CTD | XBT-CTD | XBT | XBT | CTD-ADCP |
| Estadio | juvenil | juvenil | maduro | juvenil | Maduro |
| TIPO | Rankine | Rankine | Gaussiano | ? | Gaussiano |
| Prof. (m) | 700 | 350 | 350 | 300 | 700 |
| Radio (km) | 30 | 22 | 65 | 50 | 35 |
| ΔT (°C) | -4 | -4.5 | 3.5 | 4.5 | 2.5 |
| Δh (m) | 77 | 54 | -73 | -56 | -90 |
| V_{max} ($m\ s^{-1}$) | 0.36 | 0.38 | 0.41 | 0.55 | 0.39 |
| R_{max} (km) | 26 | 22 | 30 | 45 | 21 |
| Periodo (días) | 4.7 | 4.7 | 5 | ? | 3.5 (4) |
| Ro | 0.45 | 0.44 | 0.42 | ? | 0.63 |

3.4.2 Remolinos anticiclónicos RODA1

En el caso de los remolinos anticiclónicos las fuerzas de presión y centrífuga tienen el mismo sentido por lo que las velocidades geostroficas subestimarán las velocidades orbitales. Esto se puede observar comparando las secciones radiales de velocidad geostrofica y orbital de los remolinos AE1 y AE2 (Figura 3.10). En el caso de AE1 la anomalía de velocidad orbital introducida por la fuerza centrífuga (8), es de $0.07\ m\ s^{-1}$ lo que representa 16% de la velocidad geostrofica muy similar a la de AE2 (17%). En ambos ésta es menor que para el caso de los ciclónicos debido al menor

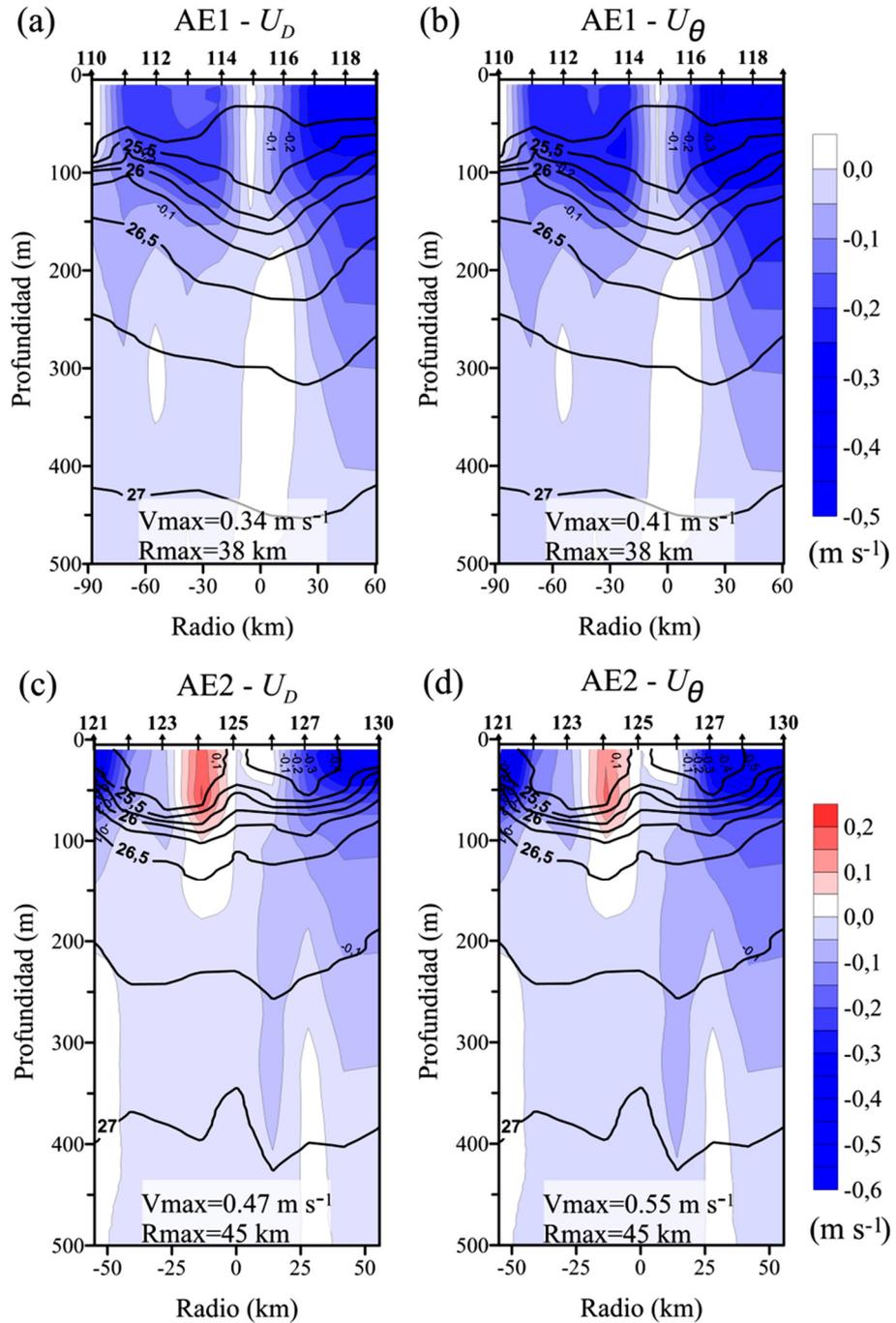


Figura 3.10: Velocidades geostróficas (izquierda) y velocidades orbitales (derecha) a través del remolino AE1 (paneles superiores) y del remolino AE2 (paneles inferiores). El color azul indica valores antihorarios (negativos) y el rojo horarios (positivos). Se han superpuesto las isopicnas indicadas por las isolíneas en negrita. Se indica asimismo el valor de la velocidad máxima (V_{max}) y la distancia radial a la que se alcanza (R_{max}). Los números en los ejes superiores señalan el número de estación.

radio de estos remolinos (Tabla 3.1). Ya vimos, a la hora de analizar su hidrografía, que la sección que cruza el remolino AE2 es la que produce resultados más anómalos al no atravesar exactamente su centro (Figuras 3.5d y e). En este sentido la distribución de las isopícnas muestra como éstas se elevan en el teórico centro del remolino (Figura 3.10c). Ello produce anomalías en el campo de velocidad orbital siendo ciclónicas (positivas) cerca de este centro. Estas anomalías se reproducen en los perfiles de velocidad y periodo y por lo tanto no derivaremos ni el periodo, ni Ro , ni el tipo de remolino a partir de ellos (Figuras 3.11c y d).

El periodo de rotación del centro del remolino AE1 es muy similar al de los anteriores ciclónicos siendo de 5 días asociándose con un número de Rossby de $Ro=0.42$ (Figura 3.11a). Su perfil de velocidades orbitales refleja la distribución asimétrica que se puede apreciar claramente a lo largo de la correspondiente sección (Figuras 3.10 y 3.11). A la derecha del centro, las velocidades son más intensas y profundas y a la izquierda, menos intensas y someras. Sin embargo la forma de los perfiles de velocidad a ambos lados es muy similar. Ésta es intermedia entre las correspondientes a un tipo Rankine y Gaussiano (Figuras 3.11a y b). Se observa claramente una distribución lineal cerca del centro, pero el máximo de velocidad se alcanza a 30 km de la periferia ($R=65$ km). Esto se refleja, tal como muestra la distribución del periodo, en un núcleo de 30 km en rotación sólida y en una periferia donde se pierde la rotación sólida aumentando el periodo con el radio (Figura 3.11b).

En el caso de los remolinos gaussianos o próximos al tipo gaussiano, los ciclónicos siempre son estables a las perturbaciones inerciales mientras que en el caso de los anticiclónicos el valor absoluto de la velocidad angular no puede exceder la mitad de la vorticidad planetaria, $|\omega| < f/2 = 3.3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Sangra et al., 2007). En nuestro caso $|\omega| = 1.46 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ por lo que se cumple la condición de estabilidad inercial, de esta forma este remolino no se verá afectado por las perturbaciones inerciales y podrá sobrevivir como estructura coherente durante bastante tiempo. A este respecto, como

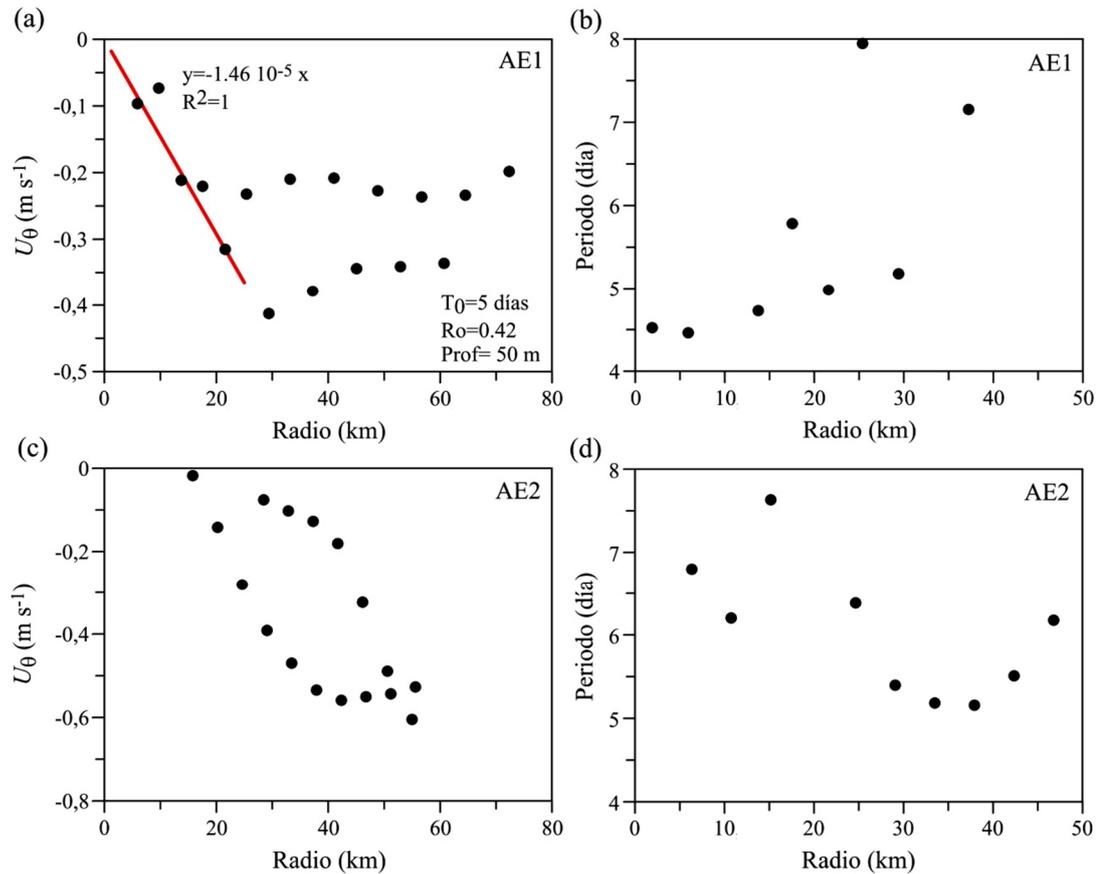


Figura 3.11: Perfiles radiales de velocidad orbital (izquierda) y del periodo (derecha) correspondiente a los remolinos AE1 (paneles superiores) y AE2 (paneles inferiores). Los perfiles se han extraído a la profundidad de la velocidad máxima. Se indica también el periodo de rotación del centro del remolino, T_0 y el número de Rossby, R_0 , obtenidos a partir de la resta de ajuste que pasa por el origen (recta en rojo).

ya se ha comentado, los remolinos generados por las Islas Canarias están en el origen del Corredor de Remolinos de Canarias formado por remolinos muy estables que se pueden mantener como estructuras coherentes más allá de los seis meses (Sangrà et al., 2009). El caso del remolino AE2 es el más anómalo probablemente porque no se ha cruzado el centro. De esta forma nuestras estimaciones del periodo pueden estar sesgadas y no las incluiremos, como tampoco la variabilidad del perfil de velocidades.

3.4.3 Remolino anticiclónico RODA2

El remolino AER2 fue el mejor muestreado y se cuenta con observaciones del CTD, ADCP y boyas. Además, contrariamente a los anteriores remolinos, tenemos la certeza que la sección que vamos a analizar ha cruzado el centro (ver sección 3.2.1). En la Figura 3.12 se muestra las velocidades geostróficas y orbitales obtenidas a partir de datos de CTD junto a las registradas por el ADCP a lo largo de la sección que cruza su centro (Figura 3.1). Aunque la distribución es muy parecida hay diferencias notables. A la derecha del centro las velocidades orbitales sobreestiman las velocidades de ADCP mientras que a la izquierda la subestiman (Figuras 3.12b y c). Esto está relacionado con una asimetría en la distribución de las velocidades de ADCP siendo más intensas en el lado izquierdo que el derecho (Figura 3.12c). Esta asimetría puede responder, como veremos más adelante, a que el remolino es elíptico en lugar de circular. En este caso al menos que la sección no cruce exactamente los ejes de la elipse, la distribución de velocidad será asimétrica.

Recordar que nuestra derivación de las velocidades orbitales asume que las trayectorias son circulares por lo que han de considerarse como una aproximación que en cualquier caso es mejor que la puramente geostrófica. En este sentido aunque la sección de velocidad orbital da valores de similar orden de magnitud para el lado ‘lento’ la divergencia es mucho mayor que con las geostróficas para el lado ‘rápido’. La divergencia entre la distribución de velocidad orbital y la registrada por el ADCP indica que los procesos ageostróficos pueden ser importantes. En la Figura 3.12d se muestra el flujo a lo largo del transecto apreciándose que este no es nulo y por lo tanto desarrollándose una circulación ageostrófica secundaria.

En las Figuras 3.13a y c se comparan los perfiles radiales de velocidad a la profundidad de velocidad máxima de las velocidades orbitales y de las de ADCP. Se puede apreciar claramente como los perfiles a ambos lados del centro son mucho más asimétricos en el caso de los datos de ADCP. La estima del periodo a partir de la

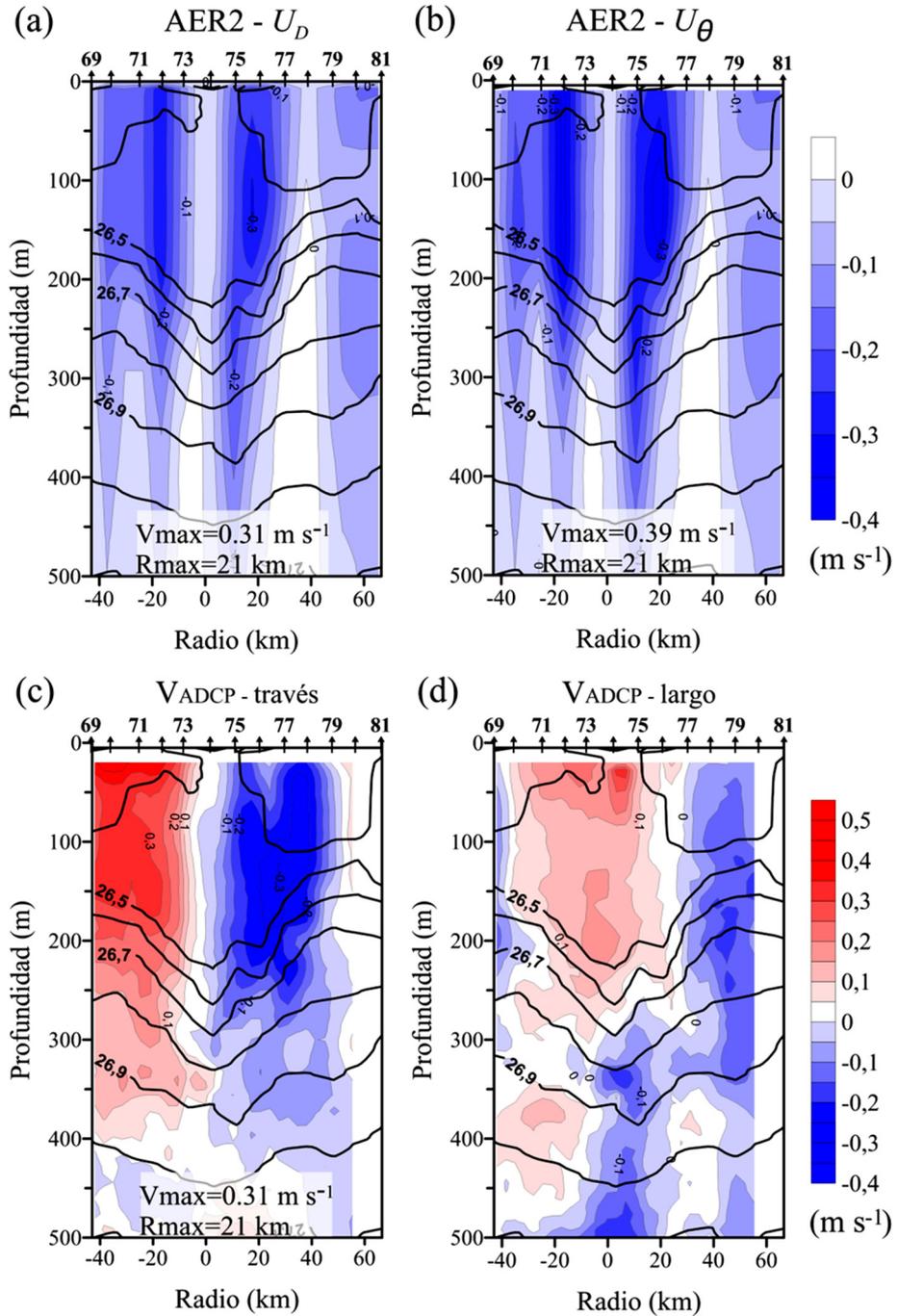


Figura 3.12: Secciones de velocidad superpuesta a las isopicnas para el remolino AER2. (a) velocidad geostrófica, (b) velocidad orbital, (c) velocidad a través y (d) a lo largo del transecto a partir de datos de ADCP. En los paneles superiores los niveles de azul indican rotación antihoraria (negativa). En (c) los niveles de azul indican velocidad hacia el lector y los niveles de rojo indican velocidad en el sentido contrario. En (d) los niveles de azul indican velocidad hacia la izquierda y los de rojo hacia la derecha. Los números en los ejes superiores señalan las estaciones.

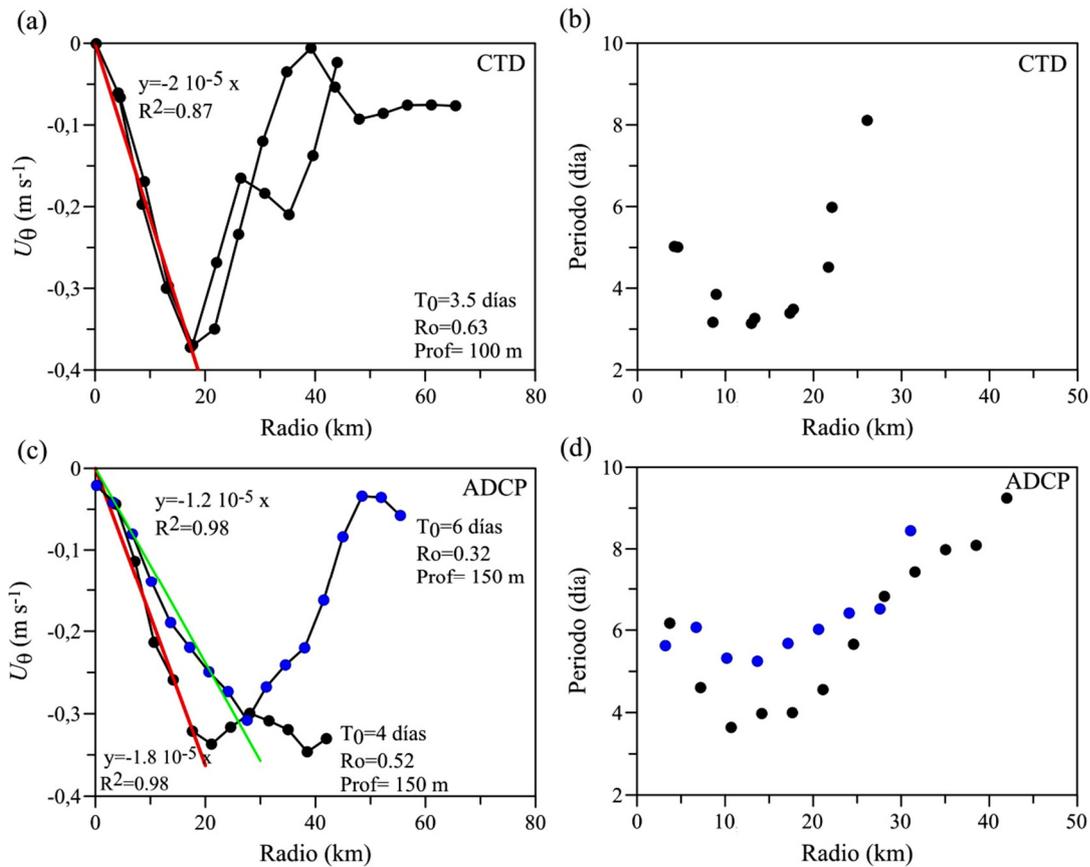


Figura 3.13: Perfiles radiales de velocidad orbital (izquierda) y del periodo (derecha) correspondiente al remolino AER2 obtenidos a partir de la velocidad orbital inferida a partir de datos de CTD (paneles superiores) y obtenidos a partir de datos de ADCP (paneles inferiores). Los perfiles se han extraído a la profundidad de la velocidad máxima. Se indica también el periodo de rotación del centro del remolino, T_0 y el número de Rossby, Ro , obtenidos a partir de la resta de ajuste que pasa por el origen (recta en rojo).

velocidad orbital (datos CTD) da un valor de $T_0=3.5$ días. Este valor es algo menor al que se obtiene a partir del perfil de velocidad de ADCP con mayor gradiente, $T_0=4$ días. Sin embargo el perfil de menor gradiente da un valor sensiblemente mayor, $T_0=6$ días. La fecha de muestreo de esta sección coincide con el día 18 de nuestro análisis de las trayectorias de las boyas que se lanzaron previamente en el remolino. Para este día el periodo de rotación de la boya más próxima al centro del remolino era de 3.56 días. Este periodo se aproxima mucho al obtenido a partir de las velocidades orbitales

y es algo menor que el inferido a partir del perfil de mayor gradiente del ADCP. De esta forma nuestra aproximación para calcular el periodo del centro a partir de las velocidades orbitales es bastante buena. La distribución radial del periodo para el caso de ambas fuentes de datos muestran que el remolino no está en rotación sólida decreciendo el periodo con la distancia al centro y siendo por lo tanto de tipo Gaussiano (Figuras 3.13b y d).

3.5 Bombeo de Ekman lineal

El esfuerzo del viento en la capa de mezcla puede inducir velocidades verticales mediante dos mecanismos (Stern (1965), Hart ,1996; Pallàs-Sanz et al., 2010). Un primer mecanismo, el clásico bombeo de Ekman lineal, está asociado a la divergencia del transporte de Ekman asociado a un campo rotacional de vientos. Un segundo mecanismo, el bombeo de Ekman no lineal, está asociado a la advección de vorticidad relativa geostrófica vertical por la deriva de Ekman y es por lo tanto consecuencia de la interacción viento-corriente o en nuestro caso viento-remolino. A este segundo mecanismo se le ha hecho responsable de la circulación ageostrófica secundaria en los bordes de los remolinos y en frentes cuando el flujo interacciona con un campo de vientos lineal o irrotacional (Mahadevan et al., 2008; Klein y Lapeyre, 2009; Pallàs-Sanz, 2010).

Ya hemos indicado anteriormente que la perturbación de los vientos alisios por islas de mayor relieve produce una zona encalmada a sotavento que da origen a una cizalla del viento entre la zona protegida y la expuesta (Figura 2.2). Esta cizalla puede ser muy intensa pudiendo haber una diferencia en la intensidad del viento entre la zona protegida y la expuesta de 15 m s^{-1} . Ello da lugar que a sotavento de las islas de mayor relieve el rotacional del esfuerzo del viento sea intenso y dé origen a células contrarrotantes tal como se ilustra en la Figura 3.14. Si las islas fueran obstáculos aislados se generaría una célula ciclónica (positiva) en el flanco suroeste de sotavento

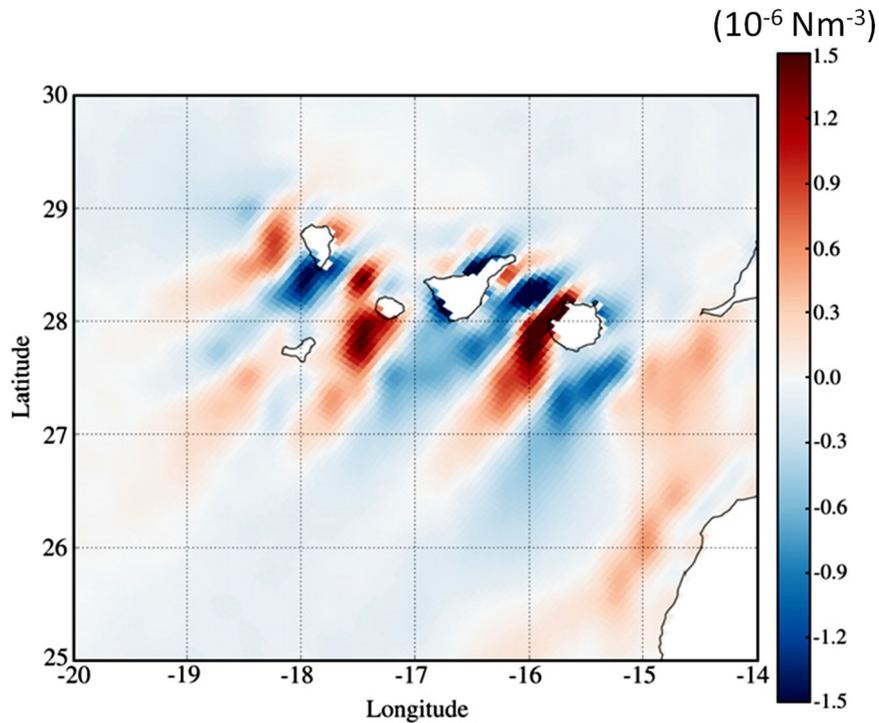


Figura 3.14: Media anual del campo del rotacional de esfuerzo del viento en la región de estudio obtenido a partir de la climatología SCOW (adaptado de Jiménez et al., 2008). El rotacional ciclónico (positivo) se indica en niveles de rojo y el anticiclónico (negativo) en niveles de azul.

y una anticiclónica (negativa) en el flanco sureste tal como se observa para las islas de Gran Canaria y La Palma. Estas células juegan un papel central en la generación de remolinos por islas altas y profundas al inducir velocidades de bombeo de Ekman lineales que dilatan/contraen los tubos de vorticidad planetaria inyectando así vorticidad relativa al océano (Figura 2.3b).

En esta sección trataremos de cuantificar el orden de magnitud de la velocidad de bombeo de Ekman lineal en algunos de los remolinos y obtener evidencias de su presencia a través de sus efectos en la distribución de variables biogeoquímicas. La velocidad de bombeo de Ekman lineal en el seno de un campo de vorticidad relativa geostrofica puede formularse como (Stern 1965):

$$w_E = \frac{1}{\rho_0 (f + \zeta_0)} \text{rot } \vec{\tau} = \frac{1}{\rho_0 (f + \zeta_0)} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (14)$$

donde $\vec{\tau} = (\tau_x, \tau_y)$ el esfuerzo del viento aplicado, ρ_0 una densidad de referencia y ζ_0 la componente vertical de la vorticidad relativa geostrófica en superficie. La inclusión de esta última nos está indicando que en algún momento la magnitud del flujo geostrófico puede ser suficientemente intensa como para afectar el flujo en la capa de Ekman. El efecto será el de generar velocidades de bombeo más intensas en el seno de remolinos anticiclónicos que en el seno de ciclónicos haciendo que los primeros crezcan más rápido (Thomas y Rhines, 2002).

El esfuerzo del viento puede formularse como,

$$\begin{aligned} \vec{\tau} &= \rho_a c_d \vec{w} |\vec{w}| \\ c_d &= \left(\frac{2.7}{|\vec{w}|} + 0.142 + (0.0764 |\vec{w}|) \right) * 10^{-3} \end{aligned} \quad (15)$$

Donde \vec{w} , ρ_a y c_d son respectivamente el viento, la densidad del aire y el coeficiente de arrastre parametrizado según McClain et al. (1996).

En la Figura 3.15 se muestra la distribución del viento obtenida por la estación meteorológica de a bordo a lo largo de las secciones correspondientes a los remolinos CE2 y AE1. Desafortunadamente no contamos con datos fiables para los remolinos CE1 y AE2. Notar la intensa cizalla entre la zona protegida y desprotegida de la Isla de la Palma en el caso de CE2 donde en una distancia del orden de 3 km el viento pasa de 18 m s^{-1} a 5 m s^{-1} (Figura 3.16a). Para obtener una estima de la velocidad de bombeo de Ekman lineal, w_E , primero hemos rotado los ejes en la dirección del viento dominante y hemos asumido que la componente del rotacional del viento a través de la sección es pequeña respecto a la componente a su largo. A continuación hemos aplicado las expresiones (14) y (15). En nuestros cálculos hemos tomado

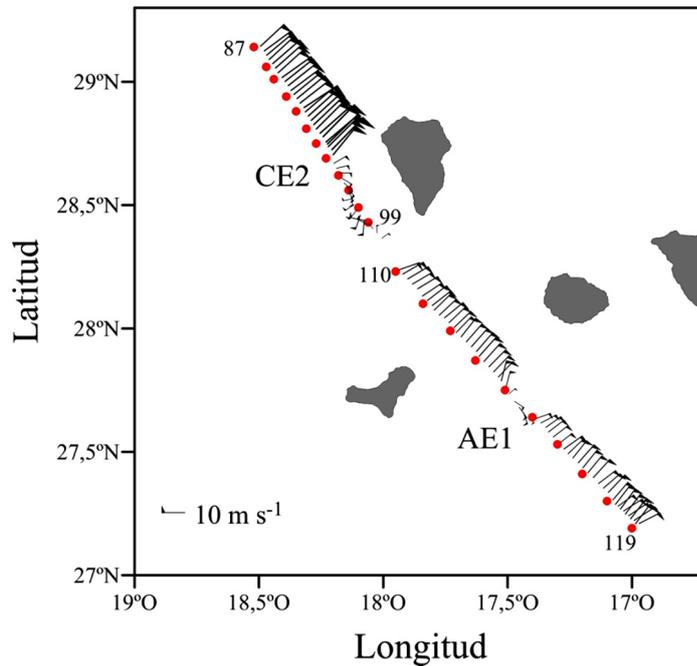


Figura 3.15: Distribución del viento a lo largo de los transectos de los remolinos CE2 y AE1 obtenidos con la estación meteorológica de a bordo.

$\rho_a = 1.2 \text{ kg m}^{-3}$ y $\rho = 1026 \text{ kg m}^{-3}$ y hemos derivado ζ_0 a partir del periodo de rotación del centro del remolino (Tabla 3.1). Coincidiendo con la zona de intensa cizalla que se sitúa en el centro del remolino CE2, la distribución de w_E muestra un pico de velocidad ascendente de 130 m día^{-1} (Figura 3.16a). Su orden de magnitud se aproxima al de las velocidades verticales observadas en intensas regiones frontales asociadas a procesos de submesoescala y que pueden superar los 100 m día^{-1} (e.g. Barth et al., 2004; Klein y Lapeyre, 2009). En el caso del remolino AE1 la intensidad del viento disminuye de golpe justo en su centro lo que origina una cizalla positiva en la parte Oeste y una negativa en la Este. Esto se traduce en una w_E ascendente de 45 m día^{-1} y descendente 35 m día^{-1} (Figura 3.16b). Sin embargo si se integran a lo largo de la sección la w_E resultante es prácticamente nula.

En el caso de los remolinos CE1 y AE2, adheridos a la Isla de Gran Canaria,

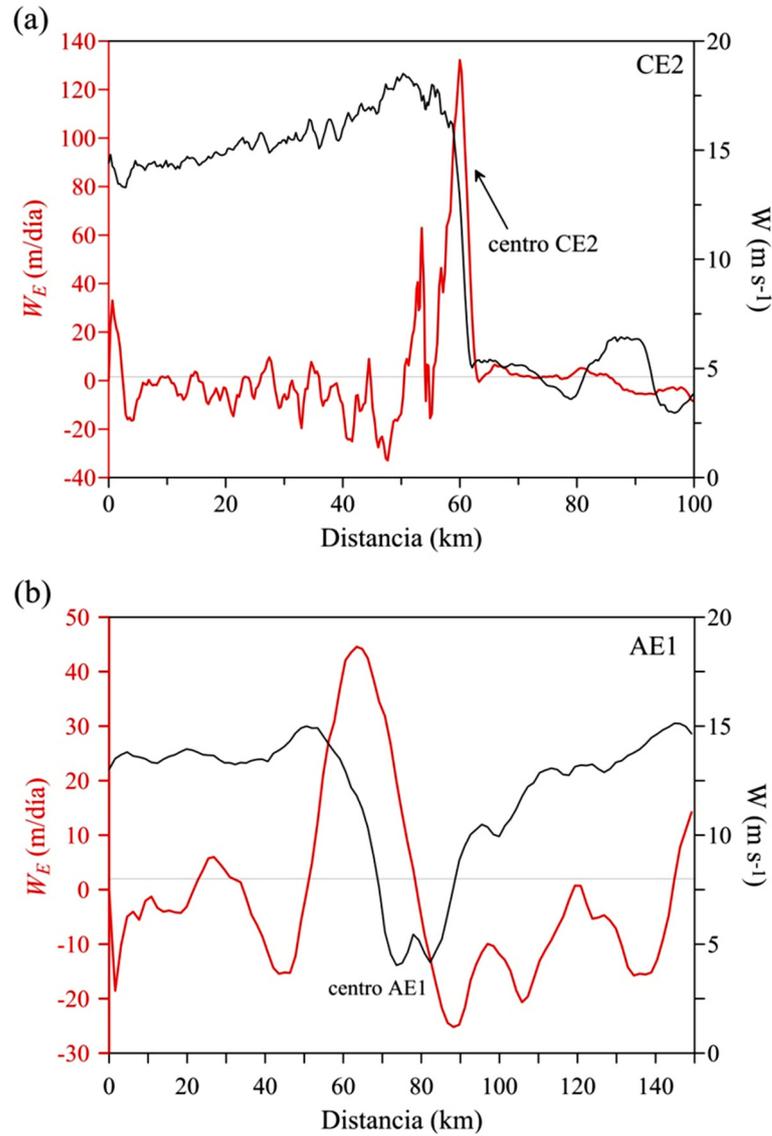


Figura 3.16: Perfiles del viento, w (curva negra) y de la velocidad de bombeo de Ekman lineal, w_E , (curva roja) a lo largo del transecto del (a) remolino CE2 y (b) del remolino AE1.

no disponemos de datos de viento de a bordo pero podemos hacer una estima semi-cuantitativa de w_E a partir de datos de viento climatológicos. En la figura 3.17 se muestra para los días de la campaña el rotacional del esfuerzo del viento a partir de los datos de la climatología CCMP suministrados por PODAAC/ JPL-NASA

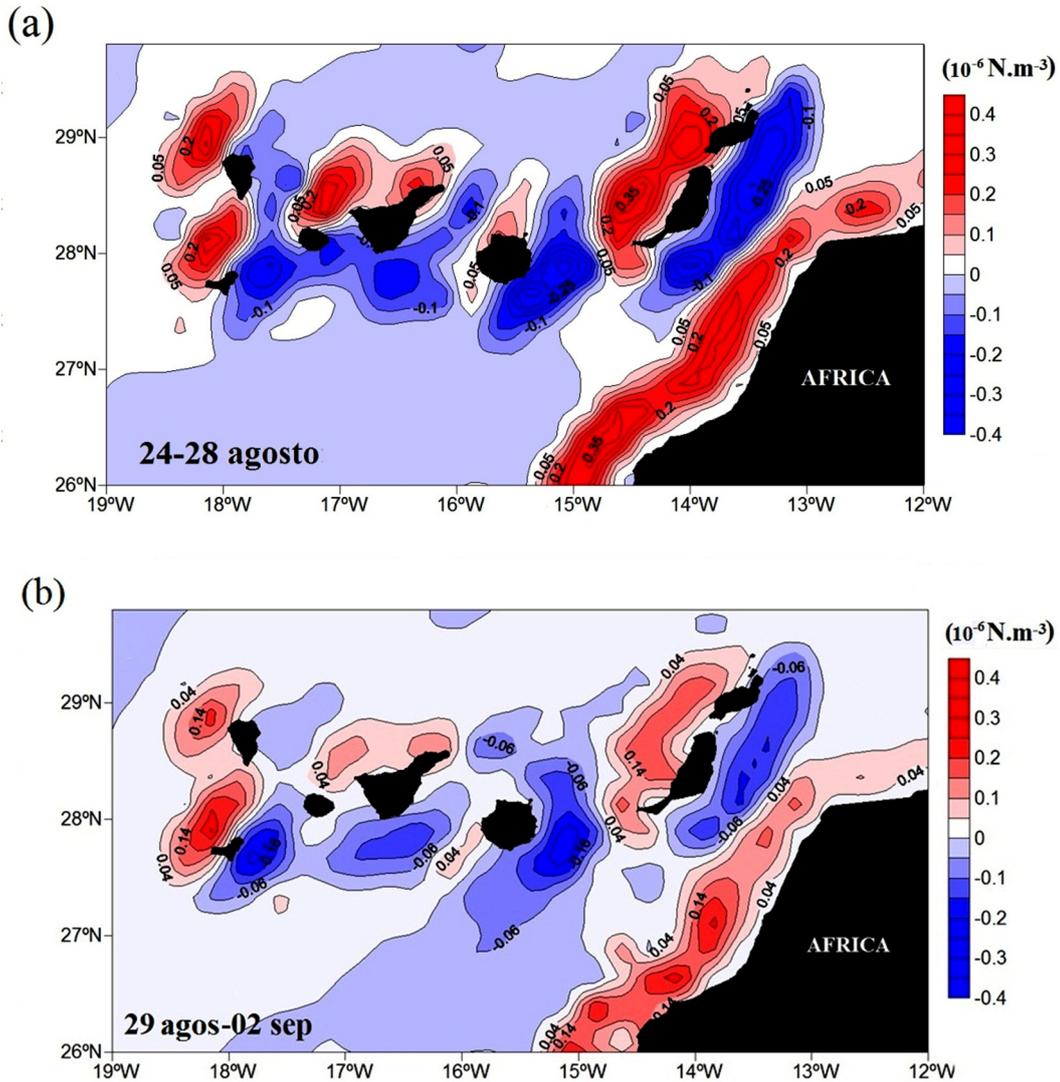


Figura 3.17: Campos del rotacional del esfuerzo del viento promediados a 5 días a partir de datos de viento CCMP.

(<ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/ccmp>). La resolución de estos datos es baja, de tan sólo 0.25° y son promedios de cinco días. Dada la baja resolución las células aparecen distorsionadas y posicionadas hacia los flancos de las islas en lugar de hacia la región de sotavento si se comparan con las de la Figura 3.14. De esta forma para el

caso de la Isla de la Palma los datos de viento de abordó nos indican que el máximo del rotacional del esfuerzo del viento se alcanzaría pegado al extremo Suroeste de la isla mientras que la climatología muestra que se sitúa algo más a barlovento y hacia el Oeste. Asimismo, el orden de magnitud dado por la climatología, 10^{-6} N m^{-3} , es dos órdenes menor al obtenido con los datos de a bordo, 10^{-4} N m^{-3} , en el caso del remolino de la Isla de la Palma.

La sección del remolino AE2 cruza una célula negativa (anticiclónica) del rotacional del esfuerzo del viento por lo que dará lugar a una w_E negativa (Figura 3.17). No disponemos de una aproximación fiable para su periodo pero podemos asumir un periodo cercano al observado por Sangrà et al. (2005) para un anticiclón de Gran Canaria en su etapa de desarrollo joven siendo este 3.5 días. La intensidad de la célula anticiclónica es del mismo orden que la célula positiva (cyclónica) de la Isla de la Palma que afecta a CE2 por lo que una estima semi-cuantitativa para la w_E de AE2 sería del orden 350 m día^{-1} . Este valor es tan alto debido a que el bombeo de Ekman lineal se amplifica en regiones con vorticidad anticiclónica y se reduce en regiones con vorticidad ciclónica (14). A esto hay que unirle una mayor tasa de rotación de los anticiclónicos en su momento de generación asociado a su estabilidad inercial (Sangrà et al., 2007). De esta forma el forzamiento atmosférico favorecería en mayor grado la generación de remolinos anticiclónicos sobre los ciclónicos. Ello junto a la mayor tasa potencial de rotación podría explicar porque en el Corredor de Remolinos de Canarias dominan claramente los anticiclónicos sobre los ciclónicos.

En el caso del remolino CE1 es muy arriesgado hacer ni tan siquiera una estima semi-cuantitativa a partir de la climatología CCMP. El remolino está adherido al flanco suroeste de Gran Canaria tal como se aprecia en la imagen de la TSM (Figura 3.2). En esta imagen se observa una estela de aguas cálidas que se forma en condiciones de fuerte cizalla del viento en la zona protegida (Basterretxea et al., 2002). Ello generaría una intensa célula ciclónica en el flanco suroeste de la isla. Sin embargo en la climatología CCMP esta célula aparece muy distorsionada y con una señal muy débil

por lo que a partir de la climatología CCMP lo único que podemos aventurar es que CE2 experimenta una w_E ascendente que seguramente será intensa tal como sugiere la presencia de la estela de aguas cálidas.

Las anteriores consideraciones indican que se producen velocidades de bombeo de Ekman lineal ascendentes en ambos remolinos ciclónicos, casi nula en el AE1 y descendentes en el AE2. Podemos extraer evidencias de estas velocidades verticales ascendentes en los ciclónicos a través de sus efectos en la distribución de algunas variables biogeoquímicas. Lasternas et al. (2013) analizaron las variables biogeoquímicas muestreadas en los centros de los remolinos y observaron un claro incremento en la concentración de nutrientes y biomasa fitoplanctónica en el centro de ambos remolinos ciclónicos que evidencian la presencia de velocidades verticales ascendentes en estas estructuras. Estos incrementos pueden asociarse con el transporte de nutrientes hacia la capa fótica por parte del w_E y el consiguiente incremento de la producción primaria. Por otro lado Lasternas et al. (2013) observaron un mayor stress de las células y consiguiente aumento de la tasa de mortalidad en los remolinos anticiclónicos que asociaron a una mayor capa de mezcla y a la presencia de velocidades descendentes.

3.6 Sumario y conclusiones

Durante la campaña RODA1 se muestrearon dos remolinos ciclónicos el CE1 y CE2 y dos anticiclónicos, el AE1 y AE2, y durante RODA2 uno anticiclónico el AER2. La mayoría de estudios anteriores, a partir de datos *in situ*, se centraron en describir los remolinos asociados a la Isla de Gran Canaria. A este respecto en este estudio se caracteriza por vez primera, a partir de datos hidrográficos remolinos asociados a las islas de Tenerife (AE1), La Palma (CE2) y asociados a la Isla de Gran Canaria pero en distintas etapas evolutivas (CE1, EA2, EAR2). Asimismo este trabajo

es también en el que se analizan un mayor número de remolinos derivándose características nuevas como el tipo de remolino, el periodo de rotación del centro del remolino y el número de Rossby. Estas características junto a otras se sintetizan en la Tabla 3.1 y las iremos discutiendo a continuación.

La profundidad media observada de los remolinos es de 300 m aunque su perturbación puede alcanzar en ocasiones los 700 m. Esto apoya y confirma lo sugerido en estudios anteriores (Aristegui et al., 1994; Sangrà et al., 2007) que indicaban que los remolinos podían perturbar todo el rango de la columna de agua ocupada por el Agua Central Noratlántica donde fluye la Corriente de Canarias. El radio medio de los remolinos es de 30 km aunque los remolinos anticiclónicos AE1 y AE2 doblan este valor (Tabla 3.1). Este valor medio se acerca al radio interno de deformación de Rossby climatológico dado para la región (Chelton et al., 1998). RODA1 se desarrolló en agosto del 2006 con una columna de agua muy estratificada asociada a la presencia de la termoclina estacional y RODA2 tuvo lugar en febrero del 2007 bajo unas condiciones de estratificación baja y con la presencia de una profunda capa de mezcla resultado de la convección invernal. Ello dio lugar que las anomalías de temperatura introducidas por los remolinos de RODA1 fueran mucho mayores que las del remolino RODA2. Estas alcanzaron los -4.5°C para el remolino CE2 asociado a la Isla de la Palma y $+4.5^{\circ}\text{C}$ para el AE2 asociado a la Isla de Gran Canaria (Tabla 3.1). Asimismo los remolinos perturbaron sensiblemente la isoterma produciendo sobreelevaciones/profundizaciones máximas en el caso de RODA1 de 77m y en el caso de RODA2 de 90 m.

Nuestras estimas de las velocidades orbitales, donde hemos introducido una aproximación a la anomalía la velocidad orbital introducida por la fuerza centrífuga, indican que la velocidad geostrofica (o tangencial) sobrestima la velocidad orbital en remolinos ciclónicos y la subestima en los anticiclónicos. Aunque los números de Rossby son bajos se ha calculado que el efecto de la fuerza centrífuga contribuye a reducir un 25 % la velocidad geostrofica en los ciclónicos CE1 y CE2, y aumentarla

en un 14% en los anticiclónicos AE1 y AE2. Los remolinos ciclónicos CE1 y CE2 estaban ambos adheridos a la isla de origen y por lo tanto en su estado de evolución juvenil (Tabla 3.1). Los periodos de rotación del centro del remolino para ambos remolinos son exactamente el mismo y con un valor igual a 4.7 días (Tabla 3.1). Este periodo parece ser el periodo característico para remolinos ciclónicos en su estadio inicial de desarrollo dado que Sangrà et al. (2007) también observaron un periodo muy cercano, de cinco días, en la fase juvenil de un remolino ciclónico originado por Gran Canaria. Los perfiles radiales de velocidad y del periodo indican que ambos remolinos están en rotación sólida siendo de tipo Rankine. Ello permite apoyar la hipótesis sugerida por Sangrà et al. (2005) de que inicialmente los remolinos generados por el Archipiélago Canario son de tipo Rankine. Por otro lado, para cumplir con el criterio de estabilidad inercial un remolino ciclónico tipo Rankine no puede tener un tasa de rotación inferior a 4.5 días (Sangrà et al., 2007). El periodo de los remolinos ciclónicos observados se acercan a este valor umbral lo que indica que su tasa de rotación es la más alta posible para mantenerse como estructuras coherentes.

Los remolinos AE1 y AER2 se encontraban alejados de la isla de origen y por lo tanto en un estadio de evolución maduro. Los perfiles radiales de velocidad orbital y del periodo indican que no están en rotación sólida, rotando más lentamente la periferia que su núcleo central y siendo por lo tanto de tipo Gaussiano. Ello confirma las observaciones de Sangrà et al. (2005) de un único remolino anticiclónico, que estos evolucionan de tipo Rankine a Gaussiano cuando se alejan de la isla de origen. El remolino AER2 fue el más energético con un periodo, tanto estimado como el proporcionado por una boya, de 3.5 días y velocidad angular de, $|\omega|=1.46 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A pesar de ser tan energético cumple con el criterio de estabilidad inercial para remolinos anticiclónicos gaussianos $|\omega| < f/2 = 3.3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Vemos que su tasa de rotación se acerca mucho a este valor umbral y por lo tanto al igual que en el caso de los ciclónicos es la más alta posible para mantenerse como estructuras coherentes. Ello explicaría porque los remolinos generados por el Archipiélago Canario están en el origen de los

remolinos de larga vida (> 3 meses) que forman el Corredor de Remolinos de Canarias (Sangrà et al., 2009). Por un lado son estables no viéndose afectados por las perturbaciones inerciales, manteniéndose así como estructuras coherentes. Por otro el tener una tasa de rotación máxima posible conducirá a que puedan ser de larga vida.

Durante la campaña RODA1 se tuvo la oportunidad de tener medidas directas de viento con muy alta resolución pudiéndose estimar por vez primera las velocidades de bombeo de Ekman lineal asociadas a la fuerte cizalla del viento en las estelas de las islas donde se originan los remolinos. En concreto en la Isla de la Palma se observó una cizalla del viento de 15 m s^{-1} en tan sólo tres kilómetros. De esta resulta un rotacional del esfuerzo del viento en el centro del remolino ciclónico CE2 muy alto, del orden de 10^{-4} N m^{-3} . Ello induce a una velocidad de bombeo de Ekman de 150 m día^{-1} . Para su cálculo hemos considerado también la tasa de rotación del remolino dado que la velocidad de bombeo de Ekman lineal se amplifica en regiones con vorticidad anticiclónica y se reduce en regiones con vorticidad ciclónica (Stern 1965, Thomas y Rhines 2002). A este respecto se ha hecho una estima sobre su intensidad en el remolino anticiclónico de Gran Canaria AE2 y esta sería del orden de 350 m día^{-1} , obteniéndose un valor casi tres veces superior. Este comportamiento asimétrico del forzamiento del viento (bombeo de Ekman) hará que la inyección de vorticidad anticiclónica por parte del viento sea más rápida e intensa que la ciclónica. Ello junto a una tasa inicial de rotación mayor podría explicar la clara dominancia de los remolinos anticiclónicos sobre los ciclónicos en el Corredor de Remolinos de Canarias. Estos valores de velocidades de bombeo de Ekman lineales tan altos son del mismo orden que la velocidades verticales observadas en intensas regiones frontales donde se han inferido valores superiores a 100 m día^{-1} y deberían tener un efecto claro sobre los flujos biogeoquímicos. A este respecto Lasternas et al. (2013) observaron un claro incremento en la concentración de nutrientes y biomasa fitoplanctónica en el centro de remolinos ciclónicos CE1 y CE2 que pueden evidenciar la presencia de velocidades verticales asociados al mecanismo de bombeo de Ekman lineal. Por otro lado, en los

remolinos anticiclónicos AE1 y AE2 observaron un mayor 'stress' de las células y consiguiente aumento de la tasa de mortalidad que asociaron a una mayor capa de mezcla y a la presencia de velocidades descendentes.

Capítulo 4

Evolución lagrangiana de un remolino anticiclónico en el Corredor de Remolinos de Canarias



4.1 Introducción y métodos

A nuestro conocimiento el estudio de Sangrà et al. (2005) constituye de momento el único trabajo sobre la evolución lagrangiana de un remolino anticiclónico en el Corredor de Remolinos de Canarias (CRC). Como ya se ha introducido, la principal conclusión de este trabajo es que el remolino evolucionaba a través de tres etapas distintas. Una etapa o fase joven donde conserva su vorticidad inicial, evolucionando en rotación sólida (tipo Rankine). Una etapa madura donde se pierde la rotación sólida, con un núcleo central todavía en rotación sólida y un anillo externo rotando más lento (tipo Gaussiano). Finalmente, una etapa disipativa donde se produce

una difusión radial de vorticidad. Este trabajo también se ocupó del estudio de fusión de remolinos combinando trayectorias de boyas con imágenes de TSM. El fenómeno de fusión de remolinos es muy común a lo largo de las etapas de evolución de los remolinos del CRC (Sangrà et al., 2009; Rodríguez-Marroyo y Víudez, 2011; Ruiz et al., 2014). Este fenómeno se ha abordado sobre todo en estudios teóricos siendo también muy escasos los estudios con datos in situ y en particular con trayectorias de boyas. Asimismo otro fenómeno predicho por los trabajos teóricos es la axisimetrización y filamentación de los remolinos a lo largo de sus etapas evolutivas modificando su grado de excentricidad (e.g. Koumoutsakos, 1997; Melander et al., 1987). En este caso los trabajos observacionales son también muy escasos. En este sentido el objetivo de este capítulo es estudiar el proceso de axisimetrización y el proceso de fusión de remolinos a partir de las trayectorias de boyas a la deriva. En nuestro conocimiento se trata del primer estudio que aborda ambos fenómenos desde un punto de vista observacional en el CRC mediante la trayectoria de boyas.

Durante la primera fase de la campaña RODA2 se lanzaron 4 boyas a la deriva ARGOS cerca del centro del remolino AER2. El remolino se localizó en primer lugar mediante una malla de XBT y posteriormente se cruzó con una sección de CTD, momento en el que se lanzaron las boyas (ver sección 3.2.1 en Capítulo 3). Las velas se situaron a 100 metros de profundidad, por debajo de la capa de Ekman, para evitar la contaminación del viento. En la Figura 4.1 se muestran las trayectorias de estas boyas a lo largo de aproximadamente 100 días, correspondiéndose el día 0 con el 8 de febrero del 2007. Para obtener estas trayectorias primero se interpolaron los datos brutos cada 3 horas y posteriormente se filtraron con un filtro tipo Fourier de paso bajo con un periodo de corte de 30 horas para eliminar las oscilaciones inerciales (Sangrà et al., 2005). En este capítulo analizaremos a partir de las trayectorias de las boyas y parámetros derivados, la evolución lagrangiana del remolino AER2. En primer lugar determinaremos las etapas de evolución donde veremos que lo más característico es la fusión de este remolino con uno originado por la Isla de Tenerife (sección 4.2).

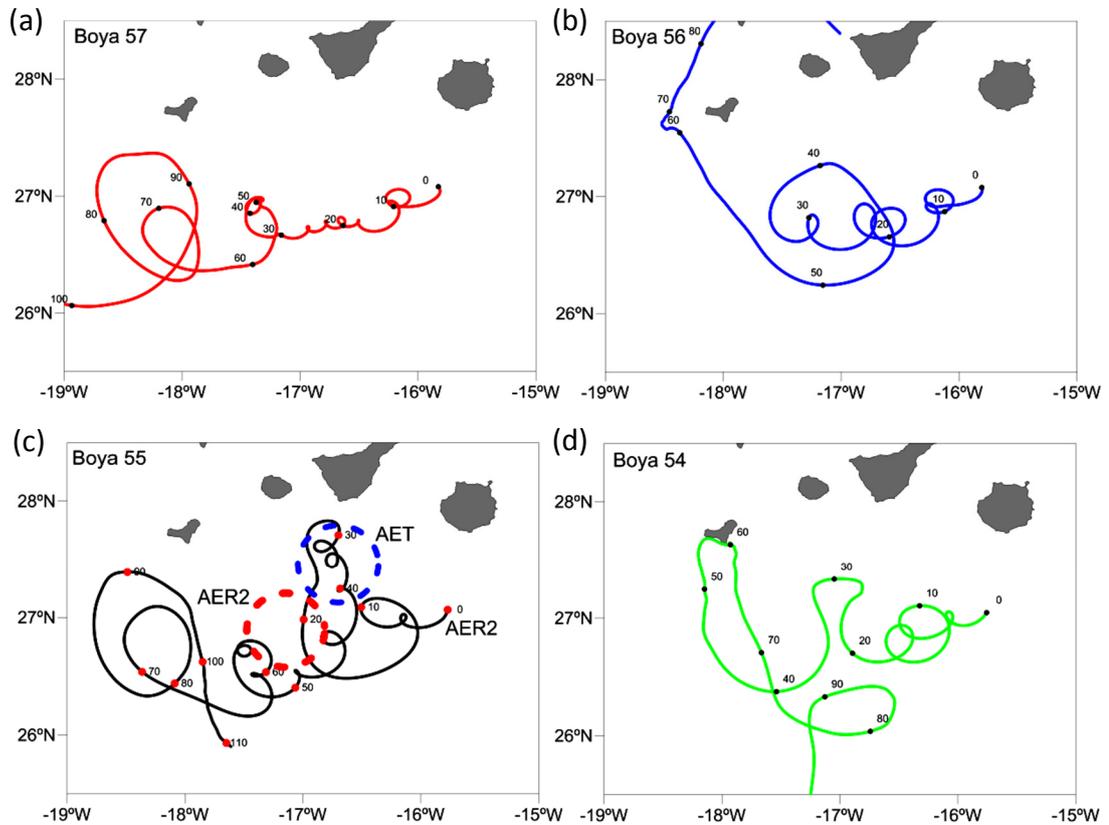


Figura 4.1: Trayectorias de las boyas. Sobre las trayectorias se han incluido círculos cada 10 días. Los números al lado de los círculos indican los días transcurridos desde el día 0 que se corresponde con el 8 de febrero de 2007. En (c) se ha incluido en trazos gruesos la localización estimada de los remolinos (AER2, AET) el día 35 justo antes de entrar en contacto.

A continuación analizaremos la evolución de AER2 antes de la fusión estudiando el comportamiento de su tasa de rotación y mostrando evidencias de su axisimetrización (secciones 4.3 y 4.4). Acto seguido fijaremos nuestra atención en el proceso de fusión de ambos remolinos (sección 4.5). Finalmente discutiremos y estableceremos las principales conclusiones a modo de sumario (sección 4.6)

4.2 Etapas de evolución: fusión de dos remolinos

La boya 57 es la que más tiempo permaneció orbitando alrededor del remolino (Figura 4.1a). Su trayectoria muestra que trazó 12 bucles anticiclónicos a lo largo de 90 días indicando que el remolino dura al menos tres meses. La trayectoria de esta boya muestra claramente que el desplazamiento principal es hacia el Oeste. Los remolinos de mesoescala se desplazan debido a dos procesos. Un primer proceso es la advección por el flujo ambiente y un segundo es la autotraslación hacia el Oeste debido al efecto *beta* (Cushman-Roisin, 1994; Van Leeuwen, 2007). La trayectoria principalmente zonal de esta boya sugiere que la advección por el fluido ambiente es baja, dominando la autotraslación hacia el Oeste. La distorsión de los bucles en la dirección zonal nos puede proporcionar una idea de la variación de velocidad de propagación del remolino. Del día 0 al 35 ésta es bastante alta apareciendo los bucles muy distorsionados. Entre el día 40 y 50 el remolino aparece estancado en una misma posición y a partir del día 50 se vuelve a trasladar hacia el Oeste. Notar que en esta última etapa los bucles son mucho más grandes y de un periodo mucho mayor, lo que sugiere su desestabilización. La boya 56 abandona el remolino el día 35, la boya 55 el día 16 y la 54 el día 20.

El análisis conjunto de las trayectorias de las boyas 57 y 55 muestra que probablemente entre el día 35 y 60 el remolino interactúa y después se fusiona con otro remolino anticiclónico proveniente del sur de la Isla de Tenerife, el AET (Figuras 4.1a y c). La boya 55 abandona el remolino AER2 el día 16 migrando hacia el Norte para introducirse el día 30 en el remolino AET. A partir de ahí traza el desplazamiento de AET hacia el Sur que es bastante rápido. Estudios teóricos predicen que dos remolinos barotrópicos del mismo radio empiezan a fusionarse cuando la distancia entre sus centros es aproximadamente de 3.3 veces el radio (e.g Griffiths y Hopfinger, 1987). Estos estudios señalan también que en el caso de remolinos baroclinos esta distancia crítica de fusión es algo menor dependiendo de la relación entre la profundidad y el radio del remolino (Hardenberg et al., 2000). El radio del remolino

AER2 el día 18 obtenido a partir de la sección de CTD era de 30 km (Tabla 3.1). Asumiendo un radio similar para AET y una distancia crítica de fusión de $d=3 R$ empezarían a interactuar cuando sus centros estén a una distancia menor de 90 km. De acorde a ello, en la Figura 4.1c se ha representado de forma aproximada la posición de los remolinos justo antes de que empiecen a interactuar y fusionarse, que se correspondería con el día 35 de nuestra serie. Veremos que nuestro análisis de la fusión de ambos (sección 4.4) indica que el AET es un 20% mayor pero esto implica un aumento del radio de tan sólo de 6 km por lo que la asunción que los radios son aproximadamente similares se puede mantener.

En la figura 4.2a y b se muestra, para el caso de las boyas 57 y 55, la componente meridional de velocidad. A ésta se le ha aplicado un filtro de 30 horas para eliminar las ondas inerciales. Vemos que las series presentan claras oscilaciones cuasi-periódicas asociadas a la variación de la velocidad meridional a medida que la boya orbita alrededor del centro del remolino. De esta forma el periodo de estas oscilaciones nos proporcionará el periodo de rotación de la boya alrededor del centro. La componente zonal presenta el mismo patrón aunque con un desfase. Por lo tanto bastará con analizar el periodo de las oscilaciones de la componente meridional para conocer el propio de la boya. Para obtener estos periodos hemos sometido las series a un análisis wavelet (Liu et al., 2007), tal como se muestra en las Figuras 4.2c y d. Los contornos del análisis wavelet se corresponden con la densidad de energía cinética, lo que nos proporciona información sobre el nivel de energía rotacional para cada frecuencia (periodo). Por otro lado, la definición del pico de energía nos proporciona una idea de la estabilidad de la tasa de rotación. Los conos de influencia marcan los límites dentro de los cuales los efectos de borde son importantes.

La serie de la boya 57 muestra una señal bastante estable antes de la interacción y fusión de los remolinos (Figuras 4.2a y c). El análisis wavelet indica que la distribución del pico de densidad de energía cinética fuera del cono de influencia se mantiene aproximadamente constante desde el día 5 al 32, señalando una tasa de

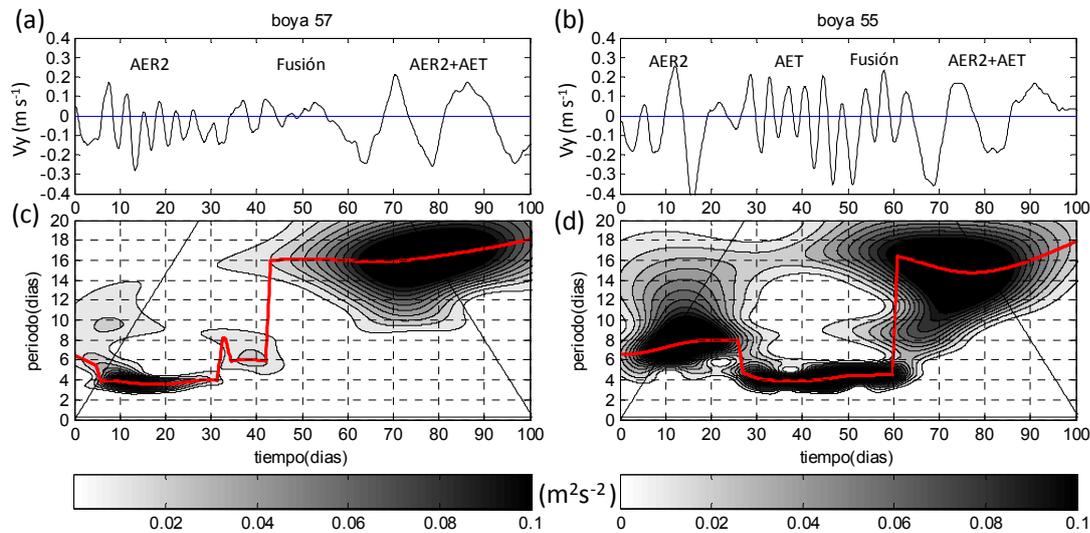


Figura 4.2: Series temporales de la velocidad meridional, (a) (b), y correspondiente análisis wavelet, (c) (d), de la boya 57 (izquierda) y de la boya 55 (derecha). En el análisis wavelet se localizan los máximos relativos con un trazo rojo y las líneas oblicuas marcan los límites de los conos de influencia de los efectos de borde.

rotación de aproximadamente 4 días. A partir del día 32 se produce un salto y ésta pasa a ser de aproximadamente 6 días. La banda de densidad de energía cinética asociada al periodo de 4 días aparece claramente definida por lo que esta tasa de rotación es bastante estable, sin embargo la asociada a la banda de 6 días es mucho más difusa y por ende el periodo de rotación de 6 días es más inestable. En esta serie se observa claramente cómo se desestabiliza la señal entre los días 35 y 60, periodo que hemos vinculado al evento de interacción y posterior fusión de los remolinos. Una vez concluida la fusión se estabiliza algo más la señal. El análisis wavelet nos indica que después de la fusión el periodo se cuadruplica. Como ya veremos, esto está asociado a la disminución de la tasa de rotación del remolino fusionado respecto a la de los iniciales y a la migración de la boya hacia su periferia.

Tal como lo indicado por las trayectorias, la serie de velocidad meridional de la boya 55 muestra como ésta abandona el AER2 sobre el día 16 para introducirse en el AET el día 28 (Figura 4.2b). El análisis wavelet señala que el periodo dentro del

AET es próximo a los 4 días, igual que el de la boya 57 en el AER2 (Figuras 4.2c y d). Esto indica que antes de la fusión ambos remolinos rotaban con parecida intensidad. Notar que durante la interacción y fusión de ambos remolinos el periodo de rotación de la boya de AET (boya 55) permanece bastante más estable que el de la boya de AER2 (boya 57). Después de la fusión la boya 55 realiza una única órbita de 16 días de periodo y abandona el remolino fusionado siguiendo la misma pauta que la 57.

4.3 Evolución antes de la fusión: tasa de rotación

En las Figuras 4.3 y 4.4 se muestran las series de velocidad meridional y los correspondientes análisis wavelet para las cuatro boyas antes de la fusión, o en su caso, antes de abandonar al remolino. Ya se ha especificado más arriba que durante el periodo antes de la fusión la boya 57 mantiene una rotación bastante estable de 4 días. El análisis wavelet para la boya 56 muestra que su periodo de rotación no es constante, aumentando gradualmente desde aproximadamente los 4.5 días a los 8 días (Figuras 4.3b y d). La banda de densidad de energía cinética está bastante bien definida excepto al final, cerca del cono de influencia. Mencionar que para los análisis posteriores consideraremos sólo los datos fuera de estos. Las boyas 54 y 55 fueron las que abandonaron antes el remolino por lo que sus series de velocidad meridionales son más cortas. En consecuencia los conos de influencia, dentro de los cuales los efectos de borde son importantes, están más juntos y es menor el número de datos fiables (Figuras 4.4c y d). En el caso de la boya 55 el periodo fuera de los conos de influencia aumenta de los 7 a los 8 días (Figura 4.4c). Sin embargo, el pico de energía está muy mal definido por lo que descartaremos esta boya para los análisis posteriores. En el caso de la boya 54 el periodo se mantiene constante con un valor aproximado de 6 días estando el pico de energía bastante bien definido (Figura 4.4d).

Para poder determinar si el remolino está en rotación sólida (tipo Rankine), si

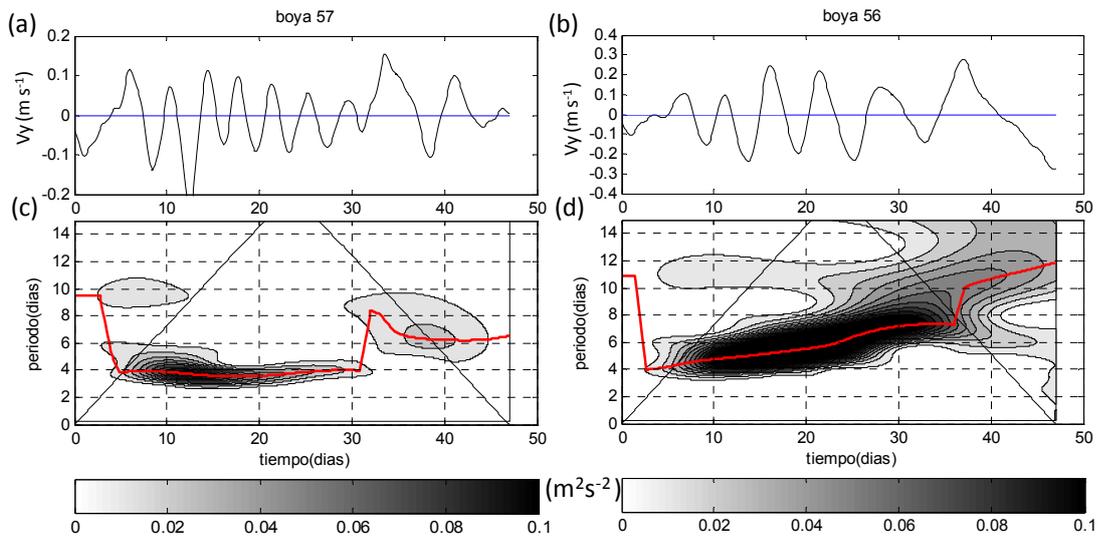


Figura 4.3: Igual que la Figura 4.2 pero para las boyas 57 y 56 durante el periodo que va del día 0 al 50.

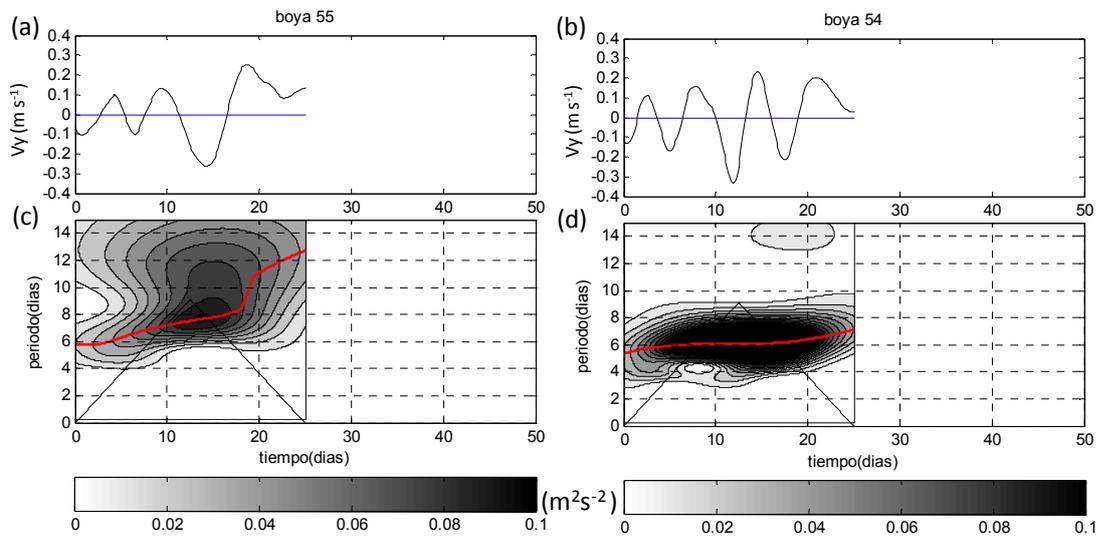


Figura 4.4: Series temporales de la velocidad meridional, (a) (b), y correspondiente análisis wavelet, (c) (d), de la buya 55 (izquierda) y de la buya 54 (derecha). En el análisis wavelet se localizan los máximos relativos con un trazo rojo y las líneas oblicuas marcan los límites de los conos de influencia de los efectos de borde.

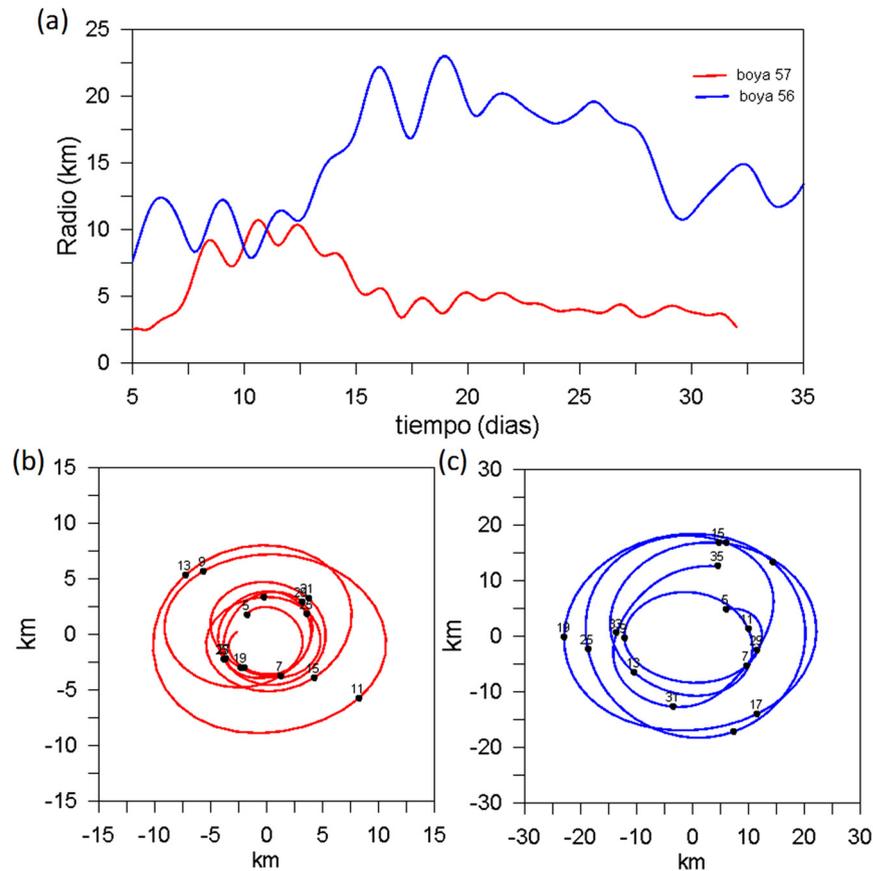


Figura 4.5: Radios, (a), y órbitas, (b) (c), para la boya 57 (trazo rojo) y la boya 56 (trazo azul) en la etapa antes de la fusión de los remolinos. Sobre las órbitas se han incluido un punto a intervalos regulares de dos días y los números indican el día al que se corresponde.

esta disminuye hacia la periferia (tipo Gaussiano) o si aumenta/disminuye con el tiempo es necesario conocer la posición radial de las boyas. Para ello, siguiendo el procedimiento de Sangrà et al. (2005), hemos suprimido el desplazamiento del remolino restando la trayectoria del centro a las componentes de la trayectoria total. De esta forma se obtienen las orbitas alrededor del centro y a partir de ellas se calcula el radio orbital (Figura 4.5). Para obtener la trayectoria del centro hemos aplicado un filtro tipo Lanczos (Emery y Thompson, 2004). El periodo de corte se ha seleccionado visualmente tratando de que fuera lo más cercano al periodo proporcionado por el

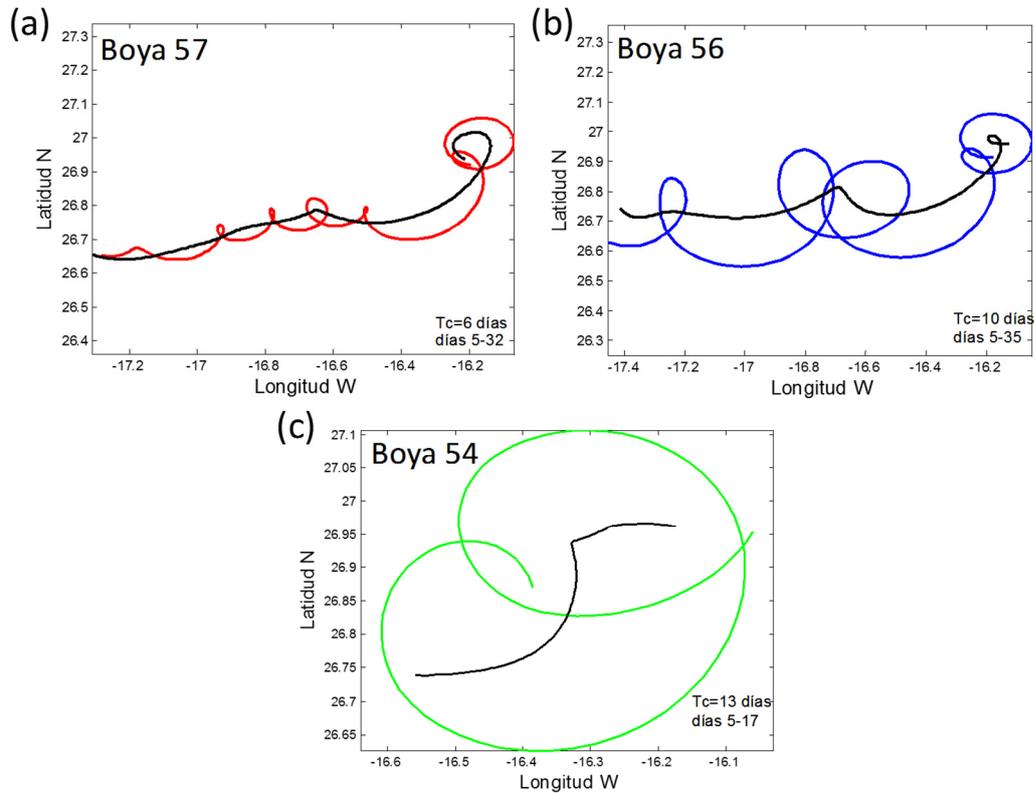


Figura 4.6: Trayectoria de las boyas y estima de la trayectoria del centro (línea a trazo negro) en la etapa antes de la fusión de los remolinos.

análisis wavelet. Este procesamiento sólo se ha hecho para las boyas 57, 56 y 54 y para los días fuera de los conos de influencia del análisis wavelet. Tal como se puede apreciar en la Figura 4.6 la aproximación a la trayectoria del centro es razonablemente buena, excepto para los días iniciales y finales.

Las órbitas resultantes al eliminar el desplazamiento del remolino, aparecen en su mayoría centradas en el origen, lo que nos proporciona una idea de la bondad del método (Figuras 4.5b y c). Sólo se muestran las órbitas para la boyas 56 y 57. El rango de tiempo seleccionado para estas dos boyas es muy similar, de aproximadamente 30 días. Durante este periodo la boya 57 realizó 7 orbitas alrededor del centro siendo por

lo tanto el periodo medio de aproximadamente 4 días que es igual al obtenido mediante el análisis wavelet (Figura 4.3c). La boya 56 realizó 5 orbitas debido a un periodo mayor de rotación que es cerca de 6 días, valor que es consistente con el periodo medio obtenido por el análisis wavelet (Figura 4.3d). Durante el periodo seleccionado de 12 días para la boya 54 ésta realizó dos orbitas, siendo por lo tanto el periodo medio de 6 días que también es consistente con el obtenido mediante el análisis wavelet (Figura 4.4d). De esta forma la concordancia de los periodos con los obtenidos por el análisis wavelet y la localización de su centro cerca del origen sugieren que nuestro método para obtener las orbitas e inferir radios produce resultados consistentes.

La Figura 4.7 muestra la distribución conjunta del radio y el periodo de las tres boyas seleccionadas. Lo primero que se puede apreciar es que el remolino no está en rotación sólida rotando la boya más cercana al centro (boya 57) más rápido que las más alejadas de este (boyas 56, 54). Si analizamos los primeros 20 días tenemos una banda interior de 10 km con un periodo medio de 3.8 días (boya 57), una banda más externa entre 10-20 km del centro que rota más lentamente con periodo medio de 5 días (boya 56) y finalmente una banda periférica entre 20 y 30 km del centro que rota aún más lentamente con un periodo medio de 6 días (boya 54). Un segundo punto a destacar es que la boya 56 muestra claramente que del día 20 al 35 la tasa de rotación de la banda intermedia y probablemente también la externa disminuye rápidamente pasando de los 5.5 días a los 7.5 días. En contrapartida la banda interna del remolino se mantiene una rotación sólida constante. Como se discute más abajo sugerimos que este rápido decrecimiento del periodo pudiera estar relacionado con la axisimetrización del remolino. Durante el primer periodo, los puntos muestran cierta dispersión respecto al eje de periodos, lo que indica que también hay una disminución de la tasa de rotación del remolino pero en mucho menor grado que durante el segundo. Un último punto a destacar es que durante el primer periodo los radios de las boyas presentan una gran dispersión mientras que en el segundo periodo no. Como trataremos a continuación esto podría ser indicativo de que el remolino pasa de ser elíptico a circular

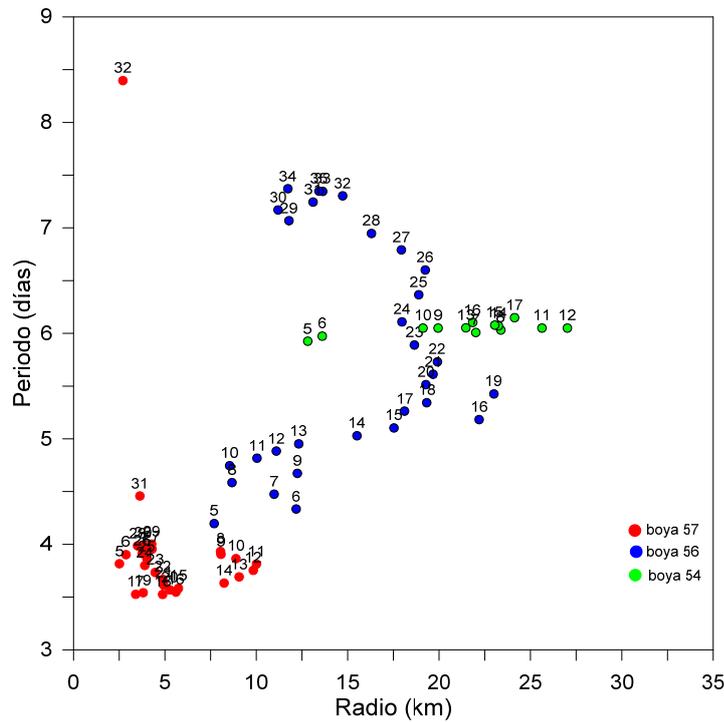


Figura 4.7: Período de la boyas 57 (rojo), 56 (azul) y 54 (verde) frente al radio de sus orbitas alrededor del centro del remolino. Los números indican los días a los que se corresponde el dato.

produciéndose su axisimetrización.

4.4 Evolución antes de la fusión: evidencias de axisimetrización y filamentación

En la Figura 4.8 se muestra una serie de secuencias del proceso de axisimetrización y filamentación de un vórtice elíptico modelizado por Koumoutsakos (1997). Inicialmente si la relación entre el eje mayor y eje menor supera un determinado valor umbral, el remolino elíptico se vuelve inestable (Figura 4.8a). Este valor umbral varía según los autores siendo cercano a 3 (e.g Melander et al., 1987). Al desestabilizarse se filamta apareciendo dos filamentos en los vértices de la elipse (Figura 4.8b). Ello produce una rotura de la simetría de la elipse axisimetrizándose.

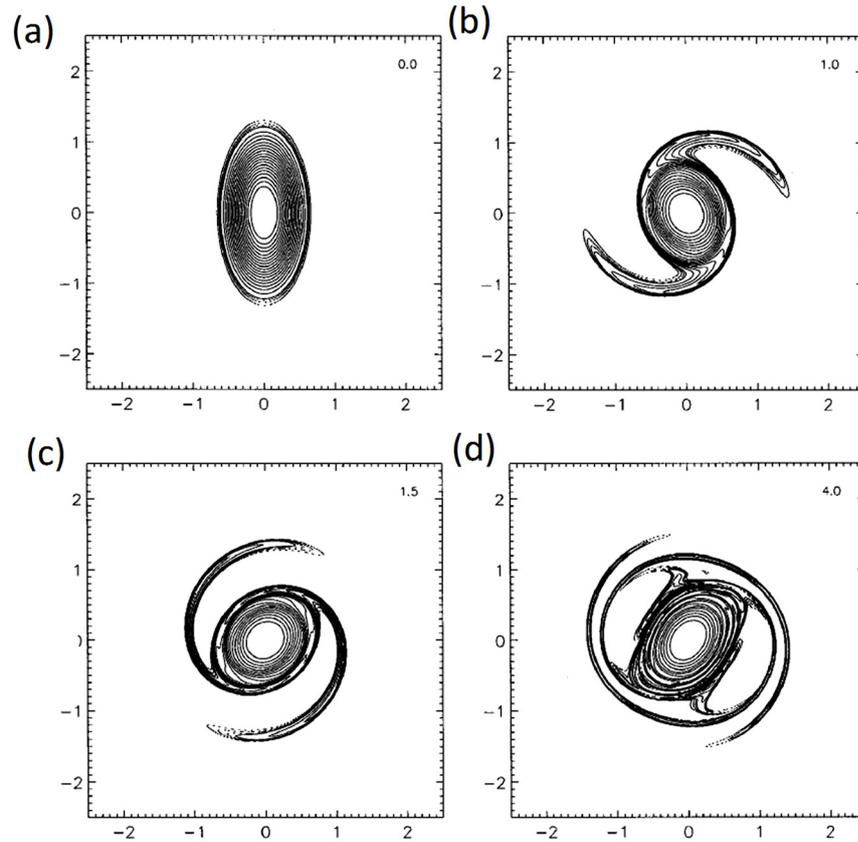


Figura 4.8: Evolución del campo de vorticidad de un vórtice elíptico durante el proceso de filamentación y axisimetrización (ver texto) a partir de las simulaciones numéricas de Koumoutsakos (1997).

Los filamentos juegan un papel fundamental en la evolución y posterior axisimetrización del núcleo del vórtice incluso aunque haya poca circulación en su seno. La razón es que el núcleo del remolino sólo puede ser deformado por la parte asimétrica del campo de vorticidad y ésta es proporcionada básicamente por los filamentos (Melander et al., 1987). A medida que va progresando la inestabilidad, los filamentos se hacen más largos y el vórtice más circular, completándose la axisimetrización (Figuras 4.8c y d).

En las series temporales correspondientes de los radios orbitales de las boyas

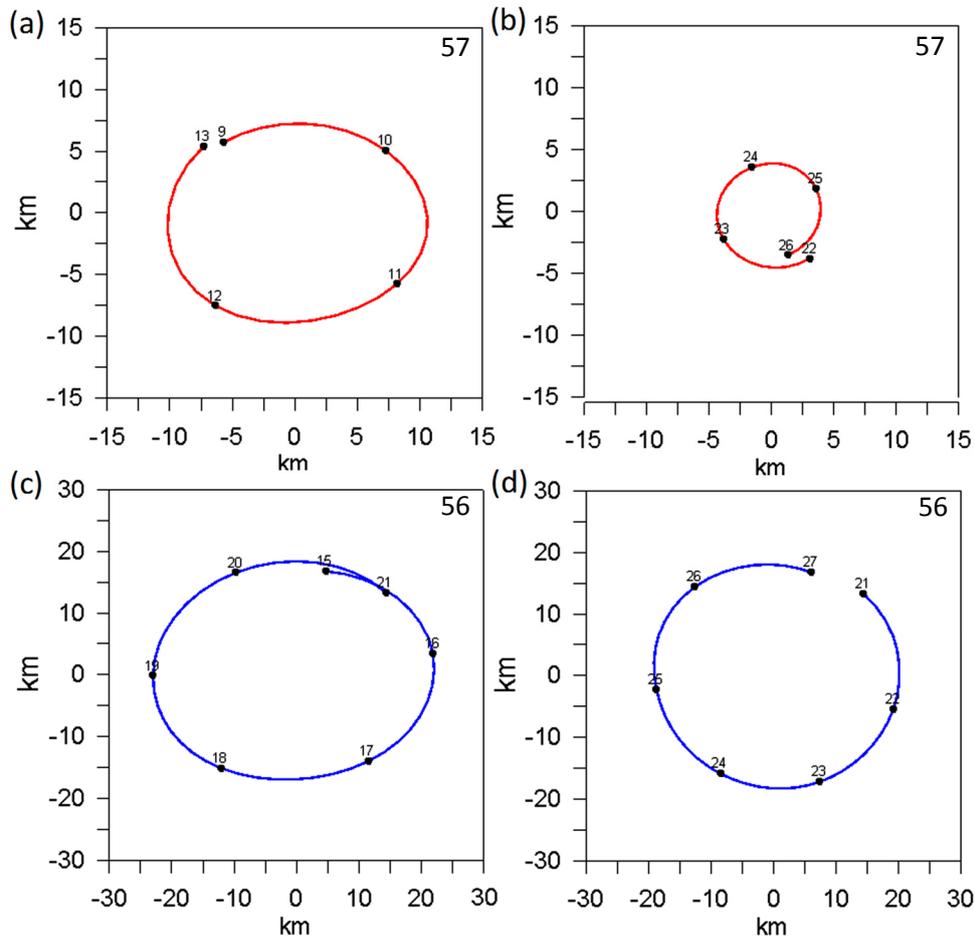


Figura 4.9: Selección de orbitas de las boyas 57 (trazo rojo) y 56 (trazo azul) durante el proceso de axisimetrización. Sobre las orbitas se han incluido un punto a intervalos regulares de un día y los números indican el día al que se corresponde.

57 y 56 se puede observar una variabilidad de alta frecuencia que se relaciona con el grado de excentricidad de los remolinos (Figura 4.5a). Notar que la amplitud de esta señal de alta frecuencia es mucho mayor para los primeros 20 días que para los últimos 15 días. Ello sugiere que el remolino está sufriendo un proceso de axisimetrización. En la Figura 4.9, se muestra una selección de órbitas correspondientes a los primeros 20 días y a los últimos 15 días. En el primer periodo las orbitas son claramente elípticas mientras que en el segundo periodo su forma se aproxima bastante a la circular

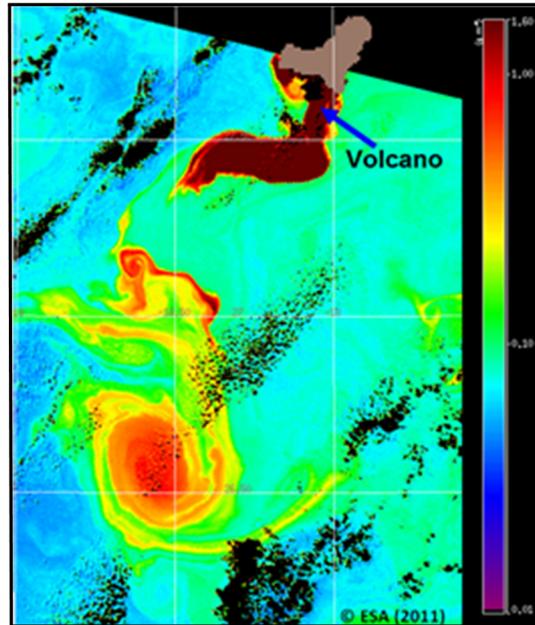


Figura 4.10: Imagen de satélite de la turbidez del agua durante la erupción del volcán submarino de la Isla del Hierro. Notar la presencia de un remolino anticiclónico elíptico con dos filamentos de submesoescala que se forman en sus vértices y se distribuyen en forma de espiral a su alrededor.

sugiriendo la axisimetrización del remolino.

El mecanismo de axisimetrización no puede producirse sin la previa filamentación en los vértices de la elipse. Es muy difícil obtener evidencias directas de la presencia de estos filamentos ya que son estructuras de submesoescala. La inyección de trazador por parte de la erupción del volcán submarino de la Isla del Hierro proveyó una imagen única de dicha filamentación asociada a un anticiclón que se desprendió de esta isla. En la Figura 4.10, se muestra una imagen de satélite de la turbidez introducida por el trazador de la erupción. En ésta se reconoce claramente la señal de un remolino anticiclónico de forma elíptica con dos grandes filamentos que se despegan de sus vértices. Este remolino está por lo tanto en proceso de axisimetrización y su estadio de desarrollo es similar al de la tercera secuencia del modelo de Koumoutsakos (1997) mostrada en la Figura 4.8c. La sección de velocidad

de ADCP a través del remolino que estamos analizando coincidió con el día 18 de las series de las boyas y por lo tanto dentro del periodo en el que era más excéntrico (Figura 3.12c). Como ya comentamos, esta sección muestra una clara asimetría indicando que el remolino es elíptico. Si nos fijamos en el detalle se puede observar en la capas más superficiales entre las estaciones 76 y 79 una anomalía de submesoescala (~10 km) que podría identificarse con un filamento.

Durante el proceso de axisimetrización, el periodo de la boya que traza el núcleo del remolino (boya 57) se mantiene constante mientras que el de la boya periférica (boya 56) aumenta rápidamente abandonando finalmente el remolino (Figura 4.7). Asimismo el radio de la boya periférica, $r=20$ km se mantiene constante, incluso disminuye al final. Por lo tanto el aumento del periodo no puede atribuirse a su divergencia del centro. Sugerimos que este súbito aumento del periodo puede estar asociado también a la axisimetrización del remolino. Durante este proceso el remolino se “contrae” aumentando el gradiente de vorticidad (Melander, 1987; Koumoutsakos et al., 1997). De esta forma, una boya a una misma distancia radial experimentará una disminución de su vorticidad durante la contracción y consiguiente aumento del gradiente de esta.

4.5 Interacción y fusión de ambos remolinos

Como ya se ha indicado, el proceso de interacción y posterior fusión de remolinos es muy común en el océano y en particular en el Corredor de Remolinos de Canarias (Sangrà et al., 2005, 2009; Rodríguez-Marroyo y Viúdez, 2011, Ruíz et al., 2014). La fusión de remolinos juega un papel clave en la dinámica oceánica ya que es el mecanismo predominante en el decaimiento de la turbulencia bidimensional (Hopfinger y Van Heijt, 1993). Por ello ha sido intensamente estudiada ya desde la década de los 70 (e.g. Christiansen y Zabusky, 1973; Melander et al., 1988, Von Har-

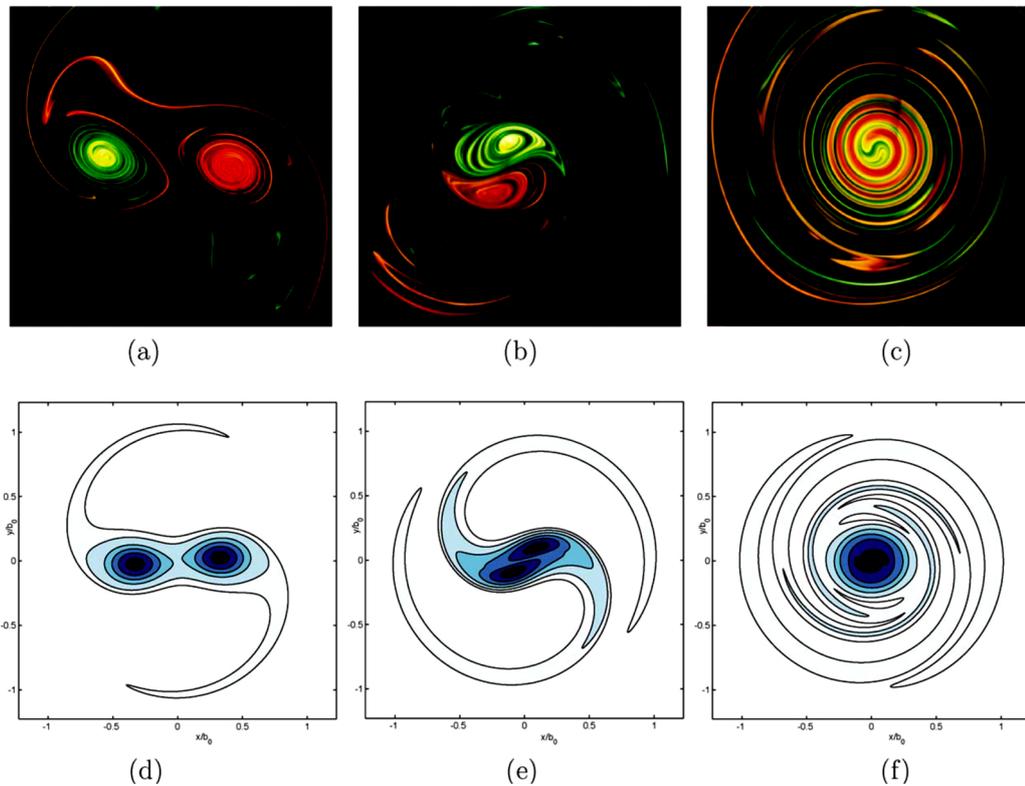


Figura 4.11: Secuencias de la interacción y fusión de dos vórtices anticiclónicos de mismo tamaño y vorticidad (ver texto) modelizado por Meunier et al. (2005).

-denbeg et al., 2000; Pallàs-Sanz y Viúdez, 2008). En la Figura 4.11 se reproduce una selección de secuencias correspondiente a la interacción y fusión de dos vórtices anticiclónicos de mismo tamaño e igual vorticidad modelizadas por Meunier et al. (2005). Si los vórtices se sitúan por debajo de la distancia de fusión crítica, empiezan a interactuar; se desestabilizan filantandose y se deforman en forma de V horizontal (Figura 4.11a). A medida que avanza el proceso las periferias se fusionan y los núcleos se deforman adquiriendo una forma elíptica con gran excentricidad. En paralelo los filamentos se siguen desarrollándose y el centro de masa de ambos núcleos rota lentamente en el sentido anticiclónico (Figura 4.11b). En una última etapa los filamentos producen la axisimetrización y de ello resulta un vórtice fusionado de simetría circular, de mayor tamaño que los originales y de menor vorticidad con

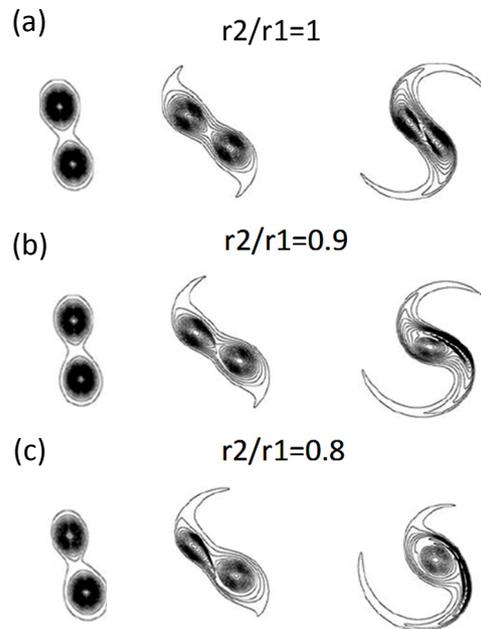


Figura 4.12: Secuencias de la evolución del proceso de fusión de dos remolinos anticiclónicos de distinto tamaño (r_1 y r_2) modelizado por Brandt et al. (2010). De arriba abajo, el tamaño inicial del r_2 disminuye primero un 10% y después un 20%. En las secuencias superiores los vórtices tienen el mismo tamaño.

numerosos filamentos a su alrededor (Figura 4.11c).

Tal como se muestra en la Figura 4.12, cuando interactúan dos vórtices de distinto tamaño y similar vorticidad, las anteriores secuencias se modifican bastante. Se puede observar que el vórtice dominante es el más grande y que éste apenas se deforma a lo largo del proceso de fusión mientras que el remolino más pequeño sufre una intensa deformación y es fagocitado por el remolino dominante. Notar que este fenómeno ya es perceptible con un vórtice tan sólo un 10% mayor/menor que el otro (Figura 4.12b). El comportamiento de las boyas que trazaron los remolinos durante el proceso de fusión sugiere que los remolinos siguen las secuencias correspondientes a la fusión de dos remolinos de distintos tamaños siendo AET el de mayor tamaño y por lo tanto el dominante. En este sentido, las series de velocidad meridional y análisis wavelet muestran que durante el periodo de fusión la boya en el interior del AET, boya

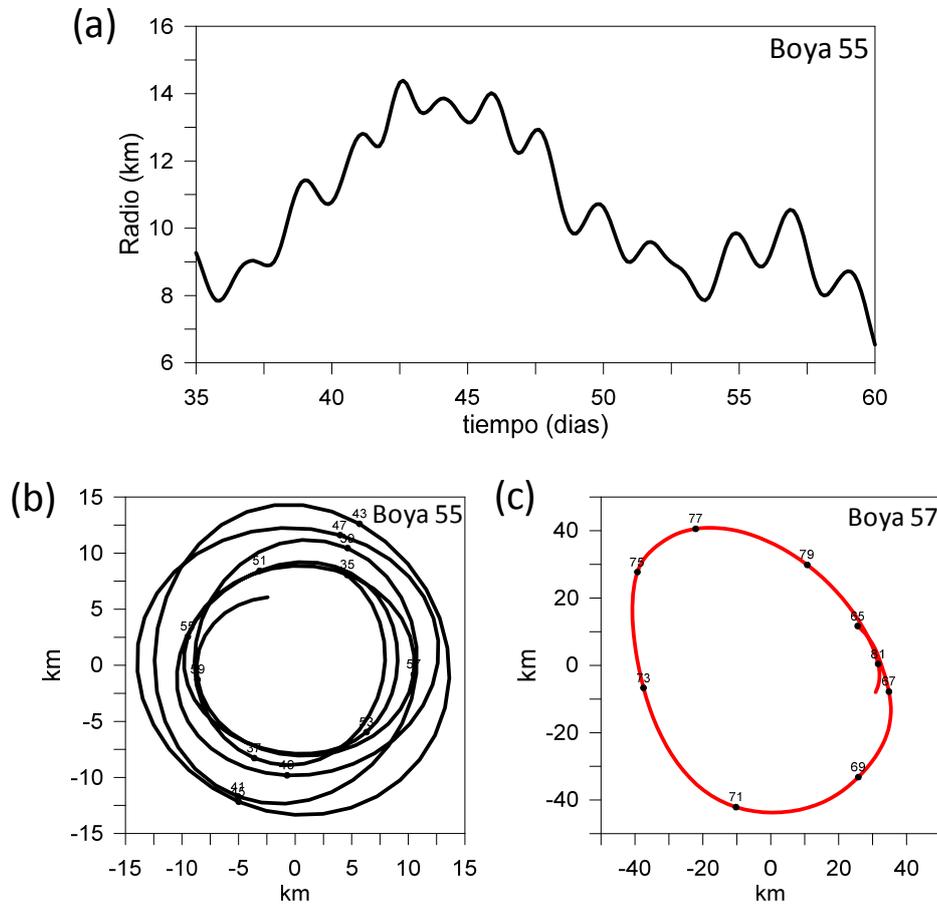


Figura 4.13: (a) (b) Radios orbitales y órbitas de la boya 55 durante la fusión de los dos remolinos. (c) Última órbita de la boya 57 alrededor del centro del remolino resultante de la fusión. Se han incluido puntos sobre las órbitas a intervalos de tiempo regular indicando los números del día correspondiente.

55, apenas se desestabiliza mientras que la boya en el interior del AER2, boya 57, sufre fuertes perturbaciones (Figura 4.2). Asimismo, como se puede apreciar en la Figura 4.13b las órbitas de la boya 55 alrededor del centro del remolino dominante AET son muy estables a lo largo de todo el proceso de fusión. Su radio sugiere que estamos en el núcleo, próximos al centro (Figura 4.13a). Sus fluctuaciones de alta frecuencia nos indican que las órbitas son elípticas notándose un ligero aumento de su amplitud y por lo tanto de la excentricidad a medida que se desarrolla el proceso de fusión. De esta forma hay claramente un remolino dominante, el AET, lo que sugiere, que dado que

los periodos (vorticidad) son similares, el AET era algo mayor que el AER2 al empezar el proceso de fusión. Notar que un AET por ejemplo un 20% mayor tan sólo implicaría un radio de 6 km mayor, dado que el radio de AER2 antes del choque es de aproximadamente 30 km (Figura 4.7).

Sangrà et al. (2005) en base a la conservación de la masa y el momento de un sistema de dos vórtices antes y después de la fusión dedujeron las siguientes expresiones para las relaciones de radios y velocidad angular (vorticidad),

$$\begin{aligned} \frac{r_c}{r_a} &= (1 + \alpha^2)^{1/2} \\ \frac{\omega_c}{\omega_a} &= \frac{(1 + \alpha^4 \beta)}{(1 + \alpha^2)^2} \end{aligned} \quad (16)$$

donde $\alpha=r_b/r_a$ y $\beta=\omega_b/\omega_a$ son las relaciones de radios y velocidades angulares (vorticidades) entre los dos remolinos antes de la fusión y , r_c , ω_c , el radio y velocidad angular del remolino fusionado. Para el caso de dos remolinos del mismo signo, tamaño y vorticidad el radio del remolino resultante aumentará un factor $\sqrt{2}$ y su vorticidad (periodo) se reducirá a la mitad. En nuestro caso consideraremos al AER2 como vórtice a y al AET como vórtice b . Nuestros análisis wavelet indican que las vorticidades de ambos remolinos antes de la fusión son similares por lo que β sería igual a la unidad. Asumiremos que el remolino AER2 (a) de radio 30 km es un 20% de menor tamaño que AET (b) por lo que $\alpha=1.25$. Para comparar las velocidades angulares (periodo) del fusionado, ω_c , y el AER2, ω_a , tomaremos los valores del periodo en periferia debido a que tan sólo disponemos de valores del fusionado para la periferia (Figuras 4.1 y 4.2). El análisis wavelet de la boya más externa del remolino AER2 indica un periodo de la periferia de 8 días antes de la fusión. Introduciendo estos valores en la expresión de más arriba y despejando obtenemos un radio de $r_c=48$ km para el remolino fusionado y un periodo de rotación de $T_c=15$ días de su periferia. Notar que este periodo es muy similar al de las orbitas finales de ambas boyas

alrededor del remolino fusionado, que es de 16 días (Figura 4.2). En la Figura 4.13c se muestra la última órbita de la boya 57 alrededor del remolino fusionado cuyo radio es de unos 40 km muy próximo al predicho por la anterior expresión que es de 48 km. Destacar asimismo que la órbita está muy deformada, lo que sugiere que la axisimetrización no se ha completado por lo que estaríamos en la etapa de la última secuencia de la Figura 4.12c. Estas últimas secuencias se corresponden a la etapa previa a la axisimetrización (Figura 4.11c).

4.6 Sumario y conclusiones

El análisis de las trayectorias de las boyas sembradas en el remolino AER2 generado por la Isla de Gran Canaria muestra que su evolución es bastante compleja. Una de las boyas permanece dentro del remolino unos 100 días, indicando que el remolino se mantiene como estructura coherente durante al menos 3 meses. Su desplazamiento general es hacia el Oeste indicando que domina la autotraslación sobre la advección por el flujo ambiente. Nuestras observaciones señalan que desde el primer mes al segundo mes entra primero en contacto y después se fusiona con un remolino originado por la Isla de Tenerife. De esta forma podemos identificar tres etapas: una primera etapa donde el remolino evoluciona como estructura aislada, una segunda etapa donde interacciona y se fusiona con el remolino de Tenerife y una última etapa de un mes donde el remolino fusionado evoluciona como una nueva estructura.

Durante la primera etapa el remolino no está en rotación sólida con un núcleo rotando el doble de rápido, $T=4$ días, que la periferia, $T=8$ días. A su vez dentro de esta etapa hemos distinguido dos periodos de evolución. Un primer periodo de 20 días donde las órbitas de las boyas son elípticas y un segundo periodo donde pierden excentricidad aproximándose a órbitas circulares. Ello sugiere que el remolino está en proceso de axisimetrización, lo que implica que se ha producido su filamentación. Este proceso de filamentación se ha observado mediante imágenes de satélite en un

remolino anticiclónico generado por la Isla del Hierro en una similar etapa de evolución. Ello sugiere que los remolinos generados por las islas son inicialmente bastante excéntricos de tal forma que se desestabilizan originándose filamentos en sus vértices que los axisimetrizan a medida que evolucionan. Esto se corresponde bastante bien con la simulaciones numéricas de la generación de remolinos por islas que efectivamente muestran que inicialmente son bastante excéntricos y que se axisimetrizan a medida que evolucionan (Figura 2.1). El núcleo del remolino mantiene su tasa de rotación constante a lo largo de los dos periodos, en contrapartida durante el segundo periodo la boya externa aumenta rápidamente su periodo manteniendo o incluso disminuyendo su radio. Sugerimos que esto es otro indicio de la presencia del proceso de axisimetrización donde el aumento del gradiente de vorticidad sería el responsable del aumento del periodo observado.

En la segunda etapa, el comportamiento de las trayectorias, periodos y orbitas de las boyas es consistente con las predicciones para la evolución de dos remolinos de distinto tamaño que se fusionan. Durante esta etapa, el periodo y orbitas del remolino generado por Tenerife (AET) se mantienen estable mientras que el generado por Gran Canaria (AER2) muestra un comportamiento mucho más inestable. Ello sugiere que el AET es algo más grande actuando como remolino dominante durante el proceso de fusión. En la última etapa se ha observado que la tasa de rotación del remolino resultado de la fusión disminuye su periodo un 50% y aumentando su radio un 25 % respecto al remolino AER2. Esto también es consistente con las predicciones teóricas para la fusión de dos remolinos de distinto tamaño.

Capítulo 5

Conclusiones



A continuación se sintetizan y enumeran las principales conclusiones de este trabajo:

- (1) Se generan remolinos oceánicos asociados a la Isla de Gran Canaria durante todas la épocas del año excepto durante los meses de otoño coincidiendo con intensidades bajas de los Vientos Alisios (VA) y Corriente de Canarias (CC). Son más frecuentes en verano coincidiendo con intensidades altas de los VA y CC. Aunque no tan frecuentes, en invierno y primavera se observaron asociados a la re-intensificación de la CC y en general bajo un régimen de VA débil.

- (2) Durante ciertos periodos la Corriente de Canarias es lo suficientemente energética como para generar remolinos sólo debido a su perturbación topográfica por la Isla de Gran Canaria. Se ha observado que el umbral mínimo de la intensidad de la Corriente de Canarias para generar remolinos sólo debido a causas topográficas es de $U \geq 0.09 \text{ m s}^{-1}$. El número de Reynolds asociado es cercano al predicho por el modelo de Jiménez et al. (2008), $Re \geq 50$ ($A_H=100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), y por el modelo de Dong et al. (2007), $Re_B \geq 100$, ($A_H=50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$).
- (3) Se ha observado que el forzamiento del viento contribuye a través de su cizalla a bajar el umbral de la intensidad de la Corriente de Canarias requerido para generar remolinos. Este nuevo umbral es de $U \geq 0.05 \text{ m s}^{-1}$ cuando nuestra estima de la cizalla de viento es relativamente alta ($C_v \geq 8 \text{ m s}^{-1}$). El número de Reynolds asociado, $Re \geq 27$ ($A_H=100 \text{ m}^2 \text{ s}$), es también cercano al predicho por el modelo de Jiménez et al. (2008).
- (4) No se ha observado ningún caso de generación de remolinos sólo debido a la cizalla de viento. De esta forma el forzamiento atmosférico no es suficiente por sí sólo para la generación de remolinos por la Isla de Gran Canaria. Es siempre necesario un flujo oceánico que se perturbe topográficamente. A este respecto, y en conexión con la anterior conclusión, el forzamiento atmosférico juega un papel secundario bajando tan sólo el umbral de la energía de la Corriente de Canarias requerida para generar remolinos.
- (5) El 50% de los remolinos se generaron bajo condiciones de forzamientos topográficos y atmosféricos altos ($U \geq 0.09 \text{ m s}^{-1}$, $C_v \geq 8 \text{ m s}^{-1}$) sobre todo durante el periodo de verano. El 30% se originaron sólo por causas topográficas ($U \geq 0.09 \text{ m s}^{-1}$, $C_v \leq 4 \text{ m s}^{-1}$) principalmente en invierno y en primavera. Finalmente el 20% se formaron bajo unas condiciones de forzamiento topográfico débil y atmosférico intenso ($0.04 \text{ m s}^{-1} \leq U \leq 0.09 \text{ m s}^{-1}$, $C_v \geq 8 \text{ m s}^{-1}$) sin una época del año preferencial.

- (6) Las profundidades de los remolinos generados por las Islas Canarias oscilan entre 300 m y 700 m y pueden introducir anomalías de 4.5°C en el campo de temperatura y perturbar en más de 90 m las isoterms. Aunque los números de Rossby son bajos se ha calculado que el efecto de la fuerza centrífuga contribuye a reducir un 25 % la velocidad geostrofica en los ciclónicos y aumentarla en un 14% en los anticiclónicos.
- (7) Las estimas del periodo de rotación confirman que inicialmente los remolinos están en rotación sólida siendo del tipo Rankine para después perderla pasando al tipo Gaussiano. Asimismo, los valores del periodo de rotación para la mayoría de los remolinos son los máximos permitidos por el criterio de estabilidad inercial siendo de 4.7 días para los ciclónicos y de 3.5 días para los anticiclónicos. Ello explicaría su larga esperanza de vida y porque están el origen del Corredor de Remolinos de Canarias.
- (8) La cizalla del viento introduce unas intensas velocidades de bombeo de Ekman lineal, w_E , sobre los remolinos en las estelas de las islas. Nuestra estima de w_E sobre un remolino ciclónico adherido a la Isla de la Palma es de $w_E = 150 \text{ m día}^{-1}$. La w_E , y con ello el forzamiento atmosférico, se amplifica en regiones con vorticidad anticiclónica y se reduce en regiones con vorticidad ciclónica. Ello, junto a una tasa inicial de rotación mayor, podría explicar la clara dominancia de remolinos anticiclónicos sobre los ciclónicos en el Corredor de Remolinos de Canarias.
- (9) Se han observado indicios de axisimetrización y filamentación en un remolino anticiclónico en su etapa inicial de evolución. Esto, junto a las observaciones de este proceso en un remolino trazado por la erupción de la Isla del Hierro y

por simulaciones numéricas, sugiere que los remolinos generados por las islas son inicialmente bastante excéntricos, de tal forma que se desestabilizan originándose filamentos en sus vértices que los axisimetrizan a medida que evolucionan volviéndose más circulares.

- (10) Las observaciones sobre la fusión de dos remolinos de mismo signo y periodo pero de distinto tamaño se ajustan bastante bien a las predicciones teóricas. Los remolinos empiezan a interactuar cuando están a una distancia de aproximadamente 2.5 veces la distancia a sus centros. Durante el proceso de fusión las características, periodo de rotación y excentricidad, del remolino más grande se mantienen estables mientras que las del más pequeño se perturban intensamente, de tal forma que el grande fagocita al pequeño. El periodo resultante del remolino fusionado es un 50 % menor que el inicial y su radio un 25 % mayor que el correspondiente al más grande antes de la fusión.

Referencias

- Alonso-González, I. J., Arístegui, J., Lee, C., and Calafat, A (2013).: Regional and temporal variability of sinking organic matter in the subtropical northeast Atlantic Ocean: a biomarker diagnosis, *Biogeosciences*, 7, 2101–2115, doi:10.5194/bg-7-2101.
- Andrade, I., Sangra, P., Hormazabal, S., Correa-Ramirez, M. (2014). Island mass effect in the Juan Fernandez Archipelago (33 degrees S), Southeastern Pacific Deep-sea Research Part I-Oceanographic Research Papers, ISSN 0967-0637, 02/, Volumen 84, pp. 86 – 99.
- Arhan, M., Colin De Verdière, A., and Mémery, L. (1994). The eastern boundary of the subtropical North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*., 24 (6), 1295-1316.
- Arístegui, J., Agustí, S., y Duarte, C. M. (2003). Respiration in the dark ocean, *Geophysical Research Letters*., 30 (2).
- Arístegui, J., Sangrà, P., Hernández-León, S., Cantón, M., Hernández_Guerra, A., and Kerling, J. L. (1994). Island-induced eddies in the Canary Islands. *Deep-Sea Research I*, 44, 1509-1525.

- Arístegui, J., Tett, P., Hernández-Guerra, A., Basterretxea, G., Montero, M. F., Wild, K., Sangrà, P., Hernández-León, S., Cantón, M., García-Braun, J. A., Pacheco, M., and Barton, E.D. (1997). The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria. *Deep-Sea Research I*, 44(1), 71-96.
- Arístegui, J., Montero, M. F. (2005). Temporal and spatial changes in microplankton respiration and biomass in the Canary Islands: the effects of mesoscale variability, *Journal of Marine Systems*. 54, 65-82.
- Barton, E. D. (2001). Turbulence and diffusion: island wakes. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Eds. J.Steele, S. Thorpe and K. Turekian, Vol 1, pp 1397-1403. Academic Press, London.
- Barton, E.D., Arístegui, J., Tett,P. Cantón, M., García-Braun, J., Hernandez-León, S., Nykjaer, L., Almeida, C., Almunia, J., Ballesteros, S., Basterretxea, G.,Escanez, J., García-Weill, L., Hernandez-Guerra, A., López-Laatzeng, F.,Molina,R., Montero, M.F., Navarro-Perez, E., Rodríguez, J.M., van Lenning, K., Velez, H., Wild, K., (1998). The transition zone of the Canary Current upwelling region. *Progress in Oceanography*41,455–504.
- Barton, E. D., Arístegui, J., Tett, P., and Navarro-Perez, E. (2004). Variability in the Canary Islands area of filament-eddy exchanges. *Progress in Oceanography*. 62(2-4), 71-94.
- Barton, E. D., Basterretxea, G., Flament, P., Mitchelson-Jacob, E. G., Jones, B., Arístegui, J., and Felix, H. (2000). Lee region of Gran Canaria. *Journal of Geophysical Research*, 105, 17173-17193.

- Barton, A. D., Dutkiewicz, S., Flierl, G., Bragg, J., Follows M. J. (2010). Patterns of diversity in marine phytoplankton. *Science*. 327. 1509-1511.
- Barth JA, Hebert D, Dale AC and Ullman DS. 2004 Direct observations of along-isopycnal upwelling and diapycnal velocity at a shelfbreak front. *Journal Of Physical Oceanography* 34(3):543-565.
- Basterretxea, G. and Arístegui, J. (2000). Mesoscale variability in phytoplankton biomass distribution and photosynthetic parameters in the Canary-NW African coastal transition zone. *Marine Ecology Progress*. 197, 27-40.
- Basterretxea, G., Barton, E .D., Tett, P., Sangrà, P., Navarro-Perez, E. and Arístegui, J. (2002). Eddy and DCM response to wind-shear in the lee of Gran Canaria, Deep-Sea Research I. 49, 1087-1101.
- Benitez-Nelson, C.R., Bidigare, R.R., Dickey, T.D., Landry, M.R., Leonard, C.L., Brown, S.L., Nencioli, F., Rii, Y.M., Maiti, K., Becker, J.W., Bibby, T.S., Black, W., Cai, W.J., Carlson, C.A., Chen, F., Kuwahara, V.S., Mahaffey, C., McAndrew, P.M., Quay, P. D., Rappé, M.S., Selph, K.E., Simmons, M.P., and Yang, E. J. (2007). Mesoscale eddies drive increased silica export in the Subtropical Pacific Ocean, *Science*, 316. 1017 – 1021.
- Bidigare, R. R., Benitez-Nelson, C., Leonard, C. L., Quay, P. D., Parsons, M. L., Foley, D. G., and Seki, M. P. (2003). Influence of a cyclonic eddy on microheterotroph biomass and carbon export in the lee of Hawaii. *Geophysical Research Letters*. 30, 1318, doi,10.1029-2002GL016393,.

- Boyer, D. L. y Davis, P. A. (1982). Flow past a circular cylinder on a b-plane. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, A306 (1982), pp. 533–556.
- Boyer, D. L. y Davies, P. A. (2000). Laboratory studies of orographic effects in rotating and stratified flows. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 32:165-202.
- Brandt, L. K. y Nomura, K. K. (2010). Characterization of the interactions of two unequal co-rotating vortices. *Journal of Fluid Mechanics*. (2010), vol. 646, pp. 233–253.
- Caldeira, R. M. A, Sangrà P. (2012). Complex geophysical wake flows. Madeira Archipelago case study. *Ocean Dynamics* 62, 683–700.
- Caldeira R. M. A., Stegner, A., Couvelard, X., Araújo I., y Lorenzo A. (2014). Evolution of an oceanic anticyclone in the lee of Madeira Island: in situ and remote sensing survey. *Journal of Geophysica Research*.
- Caldeira R. M. A., Tomé R. (2013). Wake Response to an Ocean-Feedback Mechanism: Madeira Island Case Study. *Boundary-Layer Meteorology* 148, 419–436.
- Calil, P.H.R., Kelvin, J., Richards, K.J., Jia, Y., Bidigare, R.R., (2008). Eddy activity in the lee of the Hawaiian Islands. *Deep-Sea Research II* 55, 1179–1194.
- Chavanne, C, Flament, P., Lumpkin, R., Dousset, B., y Betamy, A. (2002). Sacatterometer observations of wind variations induced by oceanic islands.

- Implications for wind-driven ocean circulation. *Canadian Journal of Forest Research*, 28, 466-474.
- Chelton D.B, Deszoeke RA, Schlax MG, Naggar K, Stwertz N (1998) Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *J Phys Oceanogr* 28: 433–460.
- Chopra, K.P., Hubert, L.F. (1964). Kármán Vortex-streets in Earth atmosphere. *Nature*, 203, 1341-1342.
- Chopra, K.P., Hubert, L.F. (1965). Mesoscale eddies in the wake of islands. *Journal of Atmospheric Science*. 22, 652-647.
- Chopra K.P (1973). Atmospheric and oceanic flow problems introduced by islands. *Advances in Geophysics*. 16, 297-421.
- Christiansen, J. P. y Zabusky, N. J. (1973): Instability, coalescence and fission of finite-area vortex structures. *Journal of Fluid Mechanics.*, 61, 219–243.
- Cushman-Roisin (1994). *Introduction to Geophysical Fluids Dynamics*. Prentice Hall, 313 pp.
- Danabasoglu, G., Ferrari, R., McWilliams, J.C., (2008). Sensitivity of an ocean general circulation model to a parameterization of near surface eddy fluxes. *Journal of Climate* 21, 1192–1208.
- Davey, M. K., y Killworth, P. D. (1989). Flows produced by discrete source of buoyancy. *Journal of Physical Oceanography*. 19, 1279-1290.

- Defant, A., (1936). Die Troposphäre des Atlantischen Ozeans. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition "Meteor" 1925–1927, VI, 1 pp. 289–411.
- Dick, G. y Siedler, G. (1985). Barotropic tides in the Northeast Atlantic inferred from moored current meter data. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, ISSN 0012-0308, Volumen 38, Número 1, pp. 7 – 22.
- Doty, M. S., Oguri, M. (1956). The island mass effect. Journal du Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer.
- Dong, C., McWilliams, J. C., y Shchepetkin, A. F. (2007). Island wakes in deep water, J. Physical Oceanography. 37, 962-981.
- Ekman, V. W. (1905). On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. Arkivfoer Matematik, Astronomy och Fysik, 2, 1-52.
- Ekman, V. W. (1923). Über Horizontalzirkulation bei winderzeugten Meeresströmungen. Akiv för matematik, astronomi och fysik.
- Emery, W. J. y Thomson, R. E. (2004). Data Analysis Methods in Physical Oceanography. Elsevier, 2d, 533-539.
- Fiekas, V., Elken, J., Muller, T. J., Aitsam, A., and Zenk, W. (1992). A view of the Canary Basin thermocline circulation in winter. Journal of Geophysical Research. 97(C8), 12495-12510.

- Firing E, (1991) Acoustic Doppler current profiler measurements and methods. In WOCE Operations Manual, Volume 3, Section1, Part 3: WHP Operations and Methods, WHP Office Report WHPO 91-1, WOCE Report No. 68/91.
- Gent, P.R. y Mc Williams, J.C. (1986). The instability of barotropic circular vortices. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 35, 209-233.
- González-Dávila, M., Santana-Casiano, J. M., de Armas, D., Esc´anez, J., y Suarez-Tangil, M (2006). The influence of island generated eddies on the carbon dioxide system, south of the Canary Islands, *Marine Chemistry*, 99, 177–190.
- Graves, L.P., McWilliams, J.C., Montgomery, M.T. (2006). Vortex evolution due to straining: a mechanism for dominance of strong, interior anticyclones. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. 100, 151–183.
- Griffiths, R. W. & Hopfinger, E. J. (1987). Coalescing of geostrophic vortices. *Journal of Fluid. Mechanics*. 178, 73-97.
- Hall, M. M. (1986). Horizontal and vertical structure of the Gulf Stream velocity field at 68W, *Journal of. Physical Oceanography*. 16, 1814–1828.
- Hart, J. (1996). On Nonlinear Ekman Surface-Layer Pumping. *Journal of physical Oceanography*. 26, 1370–1374.
- Helland-Hansen, B., y Nansen, F. (1926). The eastern north Atlantic. *Oslo Geofysiske Publikasjoner*, Vol. 4, No. 2, pp. 76.

- Hernandez-Guerra A. (1990). Estructuras oceanográficas observadas en las aguas que rodean las islas Canarias mediante escenas de los sensores AWRR y CZCS. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 198pp.
- Hernandez-Guerra A., Aristegui, J., Canton, M., and Nykjaer, L. (1993). Phytoplankton pigments patterns in the Canary Islands as determined using Coastal Zone Color Scanner. *International Journal of Remote Sensing*. 14, 1431 - 1437.
- Hernández-Guerra, A., Fraile-Nuez, E., López-Laatzén, F., Martínez, A., Parrilla, G., and Vélez-Belchí, P. (2005). Canary Current and North Equatorial Current from an inverse box model. *Journal of Geophysical Research*. 110, C12019.
- Hernández-Guerra, A., Fraile, E., Borges, R., López-Laatzén, F., Vélez, P., Parrilla, G. y Müller T. (2003), Transport variability in the Lanzarote Passage (Eastern Boundary Current of the North Atlantic Subtropical Gyre), *Deep-Sea Research*. I, 50, 189-200.
- Hernández-Guerra, A., Machín, F., Antoranz, A., Cisneros-Aguirre, J., Gordo, C., Marrero-Díaz, A., Martínez, A., Ratsimandresy, A. W., Rodríguez-Santana, A., Sangr á, P., López-Laazén, F., Parrilla, P., and Pelegrí, J. L. (2002). Temporal variability of mass transport in the Canary Current. *Deep-Sea Research*. 49(17), 3415-3426.
- Heywood, K. J., Stevens, D. P., Bigg, R. B. (1996). Eddy formation behind the tropical island of Aldabra. *Deep-Sea Research* I, 43, 555-578.
- Hopfínger, E. J. & Heijst, G. J. F. van (1993). Vortices in rotating fluids. *Annual Review of Fluid Mechanic*. 25,241-289.

- Jia, Y., Calil, P. H. R., Chassignet, E. P., Metzger, E. J., Potemra, J. T., Richards, K. J., y Wallcraft, A. J. (2011). Generation of mesoscale eddies in the lee of the Hawaiian Islands. *Journal of Geophysical Research*. VOL. 116, C11009.
- Jiménez, B. (2003). Importancia relativa del forzamiento atmosférico y topográfico de remolinos oceánicos por las islas. PhD thesis, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
- Jiménez, B., Sangrà, P., y Mason, E. (2008). A numerical study of the relative importance of wind and topographic forcing on oceanic eddy shedding by tall deep water islands. *Ocean Modelling*. 22 (3-4), 146-157.
- Jochum, M., Danabasoglu, G., Holland, M., Kwon, Y.O., Large, W.G., (2008). Ocean viscosity and climate. *Journal of Geophysical Research* 113, C06017.
- Kase, R.H., Siedler, G. (1982). Meandering of the subtropical front Southeast of the Azores. *Nature*. 300, 245-246.
- Kase, R.H., Price, J. F., Richardson, R. L., Zenk, Y. W. (1986). A quasi-synoptic survey of the circulation and water mass distribution within the Canary Basin. *Journal of Geophysical Research*. 91, 9739-9748.
- Kersalé, A. Doglioli, M., Petrenko, A. (2011). Sensitivity study of the generation of mesoscale eddies in a numerical model of Hawaii islands. *Ocean Sciences*. 7, 277–291.
- Klein, B., Siedler, G. (1989). On the origin of the Azores Current. *Journal of Geophysical Research*. 94, 6159-6168.

- Klein, P., Lapeyre G. (2009). The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annual Review of Marine Sciences*, 1, 351-375.45,229–251
- Knoll, M., Hernández-Guerra, A., Lenza, B., López Laatzenc, F., Machín, F., Müller, T. J., and Siedler, G. (2002). The Eastern Boundary Current system between the Canary Islands and the African Coast. *Deep-Sea Research.*, 49 (17), 3427-3440.
- Koumoutsakos, P. (1997). Inviscid Axisymmetrization of an Elliptical Vortex. *Journal of Computational Physics*. 138, 821-857.
- Kundu, P.K (1990). *Fluid mechanics*. Academic Press. 629 pp.
- La Violette, P. E. (1974). A satellite-aircraft thermal study of the upwelled waters off the Spanish Sahara. *Journal Geophysical Research*. 4, 676-684.
- Laiz, I., Pelegrí, J-L, Machín, F., Sangrà, P., Hernández-Guerra, A., Marrero-Díaz, A., Rodríguez-Santana, A. (2012). Eastern boundary drainage of the North Atlantic subtropical gyre. *Ocean Dynamics*, 62 (9),1287-1310.
- Láiz, I., Sangrà, P., Pelegrí, J. L., Marrero-Díaz, A. (2001). Sensitivity of an idealized subtropical gyre to the eastern boundary conditions. *Scientia Marina*. 65 (S1), 187-194.
- Lasternas, S., Piedeleu, M. , Sangrà, P., Duarte, C.M., Agustí, S., (2013). Forcing of dissolved organic carbon release by phytoplankton by anticyclonic mesoscale eddies in the subtropical NE Atlantic Ocean. *Biogeosciences*, 10, 2129-2143.

- Levy, M., 2008. Themodulation of biological production by mesoscale turbulence. *Lecture Notes in Physics* 744,219–261.
- Liu, Y., Liang X.S., Weisberg R.H., (2007). Rectification of the bias in the wavelet power spectrum. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24 (12), 2093-2102.
- Machín, F., Hernández-Guerra, A., and Pelegrí, J. L. (2006a). Mass fluxes in the Canary Basin. *Progress in Oceanography*. 70 (2-4), 416-447.
- Machín, F. and Pelegrí, J. L. (2009). Northward Penetration of Antarctic Intermediate Water off Northwest Africa. *Journal of Physical Oceanography*. 39(3), 512-535.
- Machín, F., Pelegrí, J. L., Fraile-Nuez, E., Vélez-Belchí, P., Lóez-Laatzen, F., y Hernández-Guerra, A. (2010). Seasonal flow reversals of intermediate waters in the Canary Current System east of the Canary Islands. *Journal of Physical Oceanography*, 40(8), 1902–1909.
- Machín, F., Pelegrí, J. L., Marrero-Díaz, A., Laiz, I., and Ratsimandresy, A. W. (2006b). Near-surface circulation in the southern Gulf of Cádiz. *Deep-Sea Research*. 53(11-13), 1161-1181.
- Mahadevan, A., Thomas, N.L, Tandon, A, (2008). Comment on “Eddy/Wind Interactions Stimulate Extraordinary Mid-Ocean Plankton Blooms. *Science* 320, 448b.
- Martin, A.P., Richards, K.J., (2001). Mechanisms for vertical nutrient transport within North Atlantic mesoscale eddy. *Deep-Sea Research II* 48, 757–773.

- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., y Shchepetkin, A. (2001). Open boundary condition for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3, 1–21.
- Mason, E. (2009). High-resolution modelling of the Canary Basin oceanic circulation, Ph.D. thesis, 235 pp., Univ. de Las Palmas de Gran Canaria, Las palmas de Gran Canaria, Spain.
- Mason, E., Colas, F., Molemaker, J., Shchepetkin, A. F., Troupin, C., McWilliams, J. C., and Sangrà, P. (2011). Seasonal variability of the Canary Current: A numerical study. *Journal of Geophysical Research*. 116.
- Marrero-Díaz, A., Pelegrí, J.L., Rodríguez-Santana, A., Sangrà, P., (2001). Applicability of T– S algorithms in the Canary Islands region. *Scientia Marina* 65 (S1), 195–204.
- McClain, C.R., Esaias, W.E., Barnes, W., Guenther, B., Endres, D., Hooker, S.B., Mitchell, B.G., Barnes, R., (1996). SeaWiFS calibration and validation quality control procedures. NASA Tech. Memo.104566, vol. 38, SeaWiFS Tech. Report Series, 64 p.
- McGillicuddy, D.J., Anderson, L.A., Bates, N.R., Bibby, T., Buesseler, K.O., Carlson, C.A., Davis, C.S., Ewart, C., Falkowski, P.G., Goldthwait, S.A., Hansell, D.A., Jenkins, W.J., Johnson, R., Kosnyrev, V.K., Ledwell, J.R., Li, Q.P., Siegel, D.A., Steinberg, D.K., (2007). Eddy/Wind interactions stimulate extraordinary Mid-Ocean plankton Bloom. *Science* 316, 1021–1026.
- Meachan S.P., Flierl, G.R. y Send, U. (1990). Vortices in shear. *Dynamics of Atmospheres Oceans*, 14, 333-386.

- Melander, J. McWilliams C., Zabusky, N. J. R. (1987). Axisymmetrization and vorticity-gradient intensification of an isolated two-dimensional vortex through filamentation. *Journal of Fluid Mechanics*. 178,137.
- Melander, M. V., Zabusky, N. J. & McWilliams, J. C. (1988). Symmetric vortex merger in two dimensions: causes and conditions. *Journal of Fluid Mechanics*. 195, 305–340.
- Meunier P., Le Dizès, S., Leweke, T. (2005). Physics of vortex merging. *C. R. Physique* 6, 431–450.
- Minobe, S., Kuwano-Yoshida, A., Komori, N., Xie, S.P., Small, R.J., 2008. Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature* 452, 206–209.
- Mittelstaedt, E. (1991). The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*. 26(4), 307-355.
- Navarro-Pérez, E. y Barton, E. D. (2001). Seasonal and interannual variability of the Canary Current. *Scientia Marina*, 65, 205-213. Supplement 1.
- Navarro-Pérez, E., Barton, E.D., (1997). The physical structure of an upwelling filament of the North-West African Coast during August 99. *South African Journal of Marine Science*. 19, 61–73.
- Nyckjær, L. and Van Camp, L. (1994). Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *Journal of Geophysical Research*. 99 (C7), 14197-14207.

- Pacheco, M., Hernández-Guerra, A., (1999). Seasonal variability of recurrent phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area. *International Journal of Remote Sensing* 20,1408–1495.
- Page, M. A., (1985). On the low Rossby number of a rotating fluid past a circular cylinder. *J. Fluid Mech.*, 156, 205–221.
- Paillet, J. and Mercier, H. (1997). An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation. *Deep-Sea Research.*, 44(8), 1293-1328.
- Pallàs-Sanz, E., y Viúdez, A. (2005). Diagnosing mesoscale vertical velocity from horizontal velocity and density data, *Journal of Physical Oceanography*. 35, 1744–1762.
- Pallàs-sanz, E, Viúdez A (2008). Spontaneous Generation of Inertia–Gravity Waves during the Merging of Two Baroclinic Anticyclones. *Journal of Physical Oceanography*. 38, 214-213.
- Pallàs-Sanz, E., Johnston, T. M. S., Rudnick, D.L. (2010). Frontal dynamics in a California Current System shallow front: 1. Frontal processes and tracer structure, *Journal of Geophysical Research*. 115, C12067, doi:10.1029/2009JC006032.
- Parrilla, G., S. Neuer, P.-Y. L. Traon y E. Fernández-Suárez, Topical studies in oceanography: Canary Islands Azores Gibraltar Observations (CANIGO) (2002). Volume 1: Studies in the northern Canary Islands basin, *Deep-Sea Research*. II, 49, 3409-3413,.

- Pattiaratchi, C., James, A., Collins, M., (1986). Island wakes and headland eddies: a comparison between remotely sensed data and laboratory experiments, *Journal of Geophysical. Research.*, 92, 783-794.
- Patzert, W. C., (1969). Eddies in Hawaiian Islands, Tech. rep., Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii.
- Pelegrí, J. L., Arístegui, J., Cana, L., González-Dávila, M., Hernández-Guerra, A., Hernández-León, S., Marrero-Díaz, A., Montero, M. F., Sangrà, P., y Santana-Casiano, M. (2005a). Coupling between the open ocean and the coastal upwelling region off northwest Africa: water recirculation and offshore pumping of organic matter. *Journal of. Marine. Systems.* 54 (1-4), 3-37.
- Pelegrí, J. L., Marrero-Díaz, A., Ratsimandresy, A., Antoranz, A., Cisneros-Aguirre, J., Gordo, C., Grisolia, D., Hernández-Guerra, A., Láiz, I., Martínez, A., Parrilla, G., Pérez-Rodríguez, P., Rodríguez-Santana, A., y Sangrà, P. (2005b). Hydrographic cruises off northwest Africa: The Canary Current and the Cape Ghir region. *Journal of. Marine. Systems.* 54 (1-4), 39-63.
- Pelegrí, J. L., Marrero-Díaz, A., y Ratsimandresy, A. W. (2006). Nutrient irrigation of the North Atlantic. *Progress in Oceanography.*, 70(2-4), 366-406.
- Piedeleu, M., Sangrà, P., Sánchez-Vidal, A., Fabrés, J., Gordo, C., y Calafat, A. (2009). An observational study of oceanic eddy generation mechanisms by tall deepwater islands (Gran Canaria). *Geophysical Research Letters.*, 36, L14605.
- Pullen, J., Doyle, J. D., May, P., Chavanne, .C, Flament, P., y Arnone, R. A. (2008). Monsoon surges trigger oceanic eddy formation and propagation in the lee of the Philippine Islands. *Geophysical. Research. Letters.*, 35, L07604.

- Risien, C. M. y Chelton, D. B. (2008). A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Fields from Eight Years of QuikSCAT Scatterometer Data. *Journal of Physical Oceanography*. Early Online Releases.
- Rodríguez-Marroyo, R., y Viúdez, Á. (2011). Vortex Merger in Oceanic Tripoles. *Journal of Physical Oceanography* 41, 1239–1251.
- Rodríguez-Marroyo, R., Viúdez, A., and Ruiz, S. (2011). Vortex merging in oceanic tripoles, *Journal of Physical Oceanography*, 41, 1239–1251
- Ruiz, S., Pelegrí, J.L., Emelianov, M., Pascual, A., Mason E. (2014). Geostrophic and ageostrophic circulation of a shallow anticyclonic eddy off Cape Bojador. *Journal of Geophysical Research*. 119, doi:10.1002/2013JC009169.
- Stern, M. E. (1965), Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex, *Deep Sea Research*. I, 12, 355–367.
- Samper, F.J. Carrera, Y J. (1990). *Geoestadística aplicaciones a la hidrología su subterránea*. CIMNI, Barcelona. 84pp.
- Sangrà, P. (1995). *Perturbación de un flujo geofísico por un obstáculo: Aplicación a la isla de Gran Canaria*. PhD thesis, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 201pp.
- Sangrà, P., Auladell, M., Marrero-Díaz, A., Pelegrí, J. L., Fraile-Nuez E., Rodríguez-Santana, A., Martín, J. M., Mason, E., y Hernández-Guerra, A. (2007). On the nature of oceanic eddies shed by the island of Gran Canaria, *Deep-Sea Research I*, 54, 687-709.

- Sangrà, P., Pascual, A., Rodríguez-Santana, Á., Machín, F., Mason, E., McWilliams, J. C., Pelegrí, J. L., Dong, C., Rubio, A., Arístegui, J., Marrero-Díaz, Á., Hernández- Guerra, A., Martínez-Marrero, A., y Auladell, M. (2009). The Canary Eddy Corridor: a major pathway for long-lived eddies in the subtropical North Atlantic. *Deep-Sea Research*.
- Sangrà, P., Pelegrí, J. L., Hernández-Guerra, A., Arregui, I., Martín, J. M., Marrero-Díaz, A., Martínez, A., Ratsimandresy, A. W., and Rodríguez-Santana, A. (2005). Life history of an anticyclonic eddy, *Journal of Geophysical Research*. 11, C03021.
- Seki, M. P., Polovina, J. J., Brainard, R. E., Bidigare, R. R., Leonard, C. L., y Foley, D. G. (2001). Biological enhancement at cyclonic eddies tracked with GOES thermal imagery in Hawaiian waters, *Geophysical. Research. Letters*. 28, 1583-1586.
- Siedler, G., Paul, U. (1991). Barotropic and baroclinic tidal currents in the eastern basins of the North Atlantic Issue. *Journal of Geophysical Research*. Volume 96, 22259–22271.
- Siedler, G. y Onken, R. (1996). The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean, chapter Eastern Recirculation, pages 339-364. Gebrüder Borntraeger.
- Small, R.J., deSzoeko, S., Xie, S.P., O'Neill, L., Seo, H., Song, Q., Cornillon, P., Spall, M., Minobe, S., (2008). Air–Sea interaction over oceanic fronts and eddies. *Dynamics of Atmosphere and Oceans* 45, 274–285.

- Speth, P. (1978). Mean horizontal fields of temperature and geopotential height for each January, April, July and October for the period 1967-1976. Volume 53 de Berichte aus dem Institut für Meereskunde: Institut für Meereskunde. Numéro 53 de Berichte aus dem, ISSN 0341-8561.
- Stern, M. E. (1965). Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex. Deep Sea Research. I, 12, 355–367.
- Stramma, L. (1984). Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North Atlantic. Journal of Marine Research. 42, 537-558.
- Stramma, L. y Muller, T. J. (1989). Some observations of the Azores Current and the North Equatorial Current. Journal of Geophysical Research. 42, 3 18 1-3 186.
- Stramma, L. y Siedler, G. (1988). Seasonal changes in the North Atlantic subtropical gyre. Journal of Geophysical Research. 93, 8 1 1 1-8 1 18.
- Stramma, L., Hüttl, S., y Schafstall, J. (2005). Water masses and currents in the upper tropical northeast Atlantic off northwest Africa. Journal of Geophysical Research, 110, C12006.
- Sverdrup, H., Johnson, U. y Flemming, R. (1942). The Ocean. Prentice Hall, Englewood Cliff, New York, 1087 pp.
- Tejera, A., García-Weil, L., Heywood, K., y Cantón-Garbín, M. (2002). Observations of oceanic mesoscale features and variability in the Canary Islands area from ERS- 1 altimeter data, satellite infrared imagery and hydrographic measurements. International Journal of Remote Sensing. 23(22), 4897-4916.

- Thomas, L., Rhines, P. (2002). Nonlinear stratified spin-up. *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 473, Issue 01, p.211-244
- Troupin, C., Sangrà P. y Arístegui, J. (2010). Seasonal variability of the oceanic upper layer and its modulation of biological cycles in the Canary Island region. *Journal of Marine Systems*. 80,172-183.
- Van Camp, L., Nykjaer, L., Mittelstaedt, E., and Schlittenhardt, P. (1991). Upwelling and boundary circulation off northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Progress in. Oceanography*. 26(4), 357-402.
- Van Leeuwen P.J, (2007).The Propagation Mechanism of a Vortex on the β Plane. *Journal of Physical Oceanography*, 2316-2318.
- Viúdez, A., Dritschel D G (2003). Vertical velocity in mesoscale geophysical flows. *Journal of. Fluid Mechanic*. vol. 483, pp. 199–223.
- Von Hardenberg J., MC Williams J. C., Provenzale A, Shchepetkin, A., y WEISS, J. B. (2000). Vortex merging in quasi-geostrophic flows. *Journal of Fluid Mechanics*. 412, pp. 331-353.
- Walker, J.D., y Stewartson, K. (1972). The flow past a circular cylinder in a rotating frame. *Z. Angew. Mathematical Physic*, 23, 745-752.
- Wooster, W. S., Bakun, A., y McLain, D. R. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine. Research*. 34, 131-140.

- Wunsch, C. (1981). Low frequency variability of the sea. Evolution of Physical Oceanography. Capítulo 11. MIT press, Cambridge, Massachusetts.
- Wunsch, C. y Grant B. (1982). Towards the general circulation of the North Atlantic Ocean, Progress in Oceanography. 11, 159.
- Wüst, G., (1935). Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die Stratosphäre in Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungund Vermessungsshi. Meteor 1925-1927. vol. 6:1st part, p. 180.
- Zhou, M., Paduan, J. D., and Niiler, P. P. (2000). Surface currents in the Canary Basin from drifter observations. Journal of Geophysical Research. 105(C9), 21893-21911.
- Zimmerman, L. I. (1969). Atmospheric wake phenomena near the Canary Islands. Journal of Applied. Meteorology. 8(6), 896-907.

