

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



MECANISMOS DE MESOESCALA Y VARIABLES BIOGEOQUÍMICAS
QUE DETERMINAN LA VARIABILIDAD DE CLOROFILA-*a* EN EL
ARCHIPIÉLAGO DE JUAN FERNÁNDEZ

SEBASTIÁN CORNEJO G.

*Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico*

DGEO, 2017

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

MECANISMOS DE MESOESCALA Y VARIABLES BIOGEOQUÍMICAS
QUE DETERMINAN LA VARIABILIDAD DE CLOROFILA-*a* EN EL
ARCHIPIÉLAGO DE JUAN FERNÁNDEZ

SEBASTIÁN CORNEJO G.

Profesor Guía:

Dr. Carolina Parada V.

Co-Guía:

Dra. Carmen Morales V.

Comisión:

Dra. Carolina Parada V., Dra. Carmen Morales V., Dr. Andrés Sepúlveda A.



DGEO, 2017

“La idea no es vivir para siempre, la idea es crear algo que si lo haga.”

► *Andy Warhol*

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primer lugar a mi profesora, amiga y colega, la Dra. Carolina Parada, por su respaldo no solo en este proyecto de tesis sino que también por su apoyo en otras instancias dentro de mi formación universitaria. A mi compañera de vida y ciencia, Rocío (“*la negrito*”), por estos años de paciencia, apoyo mutuo y por haber generado un hogar conmigo donde sea. Al Instituto Milenio de Oceanografía, por el implacable apoyo a esta investigación. A el proyecto FONDECYT 1151299 por financiar parte importante de este estudio. A todas esas personas maravillosas que se han presentado en mi camino, compañeros y amigos, con los que he compartido experiencias científicas, amistad y algunas cervezas. Al *Rock & Roll*, en especial por el nacimiento del *Punk*, el cual me enseñó que, en este mundo loco (donde el dinero, las injusticias y el sufrimiento están a la orden del día) ser diferente puede dejar una marca en la historia. Y finalmente, pero no menos importante, a mi padre por sus historias y enseñanzas de vida, a mi madre por los años de esfuerzo y por aguantarme, y a *Snoopy* (mi hermano menor), por su cariño y por ser el mejor hermano.



RESUMEN

El Archipiélago de Juan Fernández (AJF) se encuentra ubicado frente a Chile central (entre los 33.2°S-34.4°S, y los 77.5°W-81.2°W), se caracteriza por presentar actividad de submesoescala generada localmente y de mesoescala desarrolla dentro zona de transición costera (ZTC). Sus características oceanográficas han podido ser estudiadas mediante el desarrollo de simulaciones numéricas de alta resolución y la utilización de imágenes satelitales, permitiendo detectar de este modo una importante influencia de mecanismos de mesoescala (remolinos superficiales y subsuperficiales) sobre esta región, lo que favorece el desarrollo biológico adyacente a sus islas (Robinson Crusoe, Santa Clara y Alejandro Selkirk).

El objetivo de este estudio fue evaluar los aumentos de clorofila-a alrededor de las islas, con el fin de discriminar la importancia y significancia de los remolinos de mesoescala y submesoescala sobre la variabilidad de la biomasa fitoplanctónica, e identificar la influencia de estas estructuras sobre las características biogeoquímicas (asociadas al nitrógeno) en la zona de estudio. Se utilizó un modelo hidrodinámico desarrollado con el Regional Ocean Modelling System (ROMS) acoplado a un modelo biogeoquímico de alta resolución, para el período entre 2001 y 2008. Se utilizaron las salidas del modelo OFES acoplado con modelo NPZD para el período 2001-2007, y datos satelitales de ultra-alta resolución (igual o menor a 1 km) de clorofila-a y temperatura superficial del mar. Se realizaron análisis para estimar la variabilidad de los procesos y el análisis de compuestos para evaluar la significancia de los remolinos sobre los niveles de clorofila-a. Además, se evaluaron casos de estudio y la influencia de cuerpos meándricos, la ocurrencia de los frentes de submesoescala y la presencia de vórtices de Von Kármán alrededor de las islas, junto con el desarrollo de experimentos de simulación con trazadores pasivos para evaluar la surgencia de agua en la costa.

El desarrollo continuo de un cuerpo meándrico frente a Chile Central se presentó como un proceso de mesoescala con mayor relevancia en cuanto a la conexión costa-archipiélago que los remolinos. Por otro lado, los frentes de submesoescala se observaron en ambas islas como estructuras de importancia temporal y espacial, teniendo en promedio 15 frentes asociados a aumentos de clorofila-a; mostrando un aumento en su influencia entre enero y abril de cada año. En tanto, el bombeo de Ekman generado a partir del desarrollo de vórtices de Von Kármán por efecto de masa de isla, se mostró como un mecanismo eficaz en cuanto al levantamiento de aguas desde niveles inferiores, contando además con una importante presencia alrededor de las islas.

A partir de los análisis realizados se determinó que los niveles de clorofila-a alrededor de las islas dependen de una combinación de procesos físicos tanto locales como remotos. La presencia de los vórtices de Von Kármán y del cuerpo meándrico muestran una mayor relevancia en los niveles de clorofila-a, que la mostrada por la influencia de los remolinos en la región. Además, se observa que la influencia de procesos de origen costero sobre el AJF es diferido entre sus islas, mientras que Robinson Crusoe-Santa Clara depende fuertemente de la dinámica costera, Alejandro Selkirk depende principalmente de la dinámica atmosférica regional.



ÍNDICE GENERAL

1.	INTRODUCCIÓN	1
2.	OBJETIVOS E HIPÓTESIS	8
2.1.	HIPÓTESIS	8
2.2.	OBJETIVOS	8
3.	METODOLOGÍA	9
3.1.	DATOS	11
3.2.	DETECCIÓN Y SEGUIMIENTO DE REMOLINOS	16
3.3.	DETECCIÓN DE FRENTES DE SUBMESOESCALA	18
3.4.	COMPONENTES PRINCIPALES Y ANÁLISIS ESPECTRAL	20
3.5.	INTERPOLACIÓN ESPACIAL DE LOS CAMPOS DE CHL-A MODIS-AQUA	22
3.6.	ANÁLISIS ESTADÍSTICO	24
3.7.	DIAGRAMAS HOVMÖLLER	26
3.8.	SEGUIMIENTO DE TRAZADORES PASIVOS	26
4.	RESULTADOS	29
4.1.	ESTRUCTURAS CLIMATOLÓGICAS	29
4.2.	MODOS DE COVARIABILIDAD	36
4.3.	REGIONES DE COVARIANZA	50
4.4.	HOVMÖLLER Y EVOLUCIÓN TEMPORAL	54
4.5.	AUMENTOS DE CHL- <i>a</i> POR EFECTO DE REMOLINOS	57
4.6.	CUERPOS MEÁNDRICOS	61
4.7.	NÚMERO DE FRENTES Y AUMENTOS DE CHL- <i>a</i>	65

4.8.	BOMBEO DE EKMAN Y EXPERIMENTO DE IBM	65
5.	DISCUSIÓN	72
5.1.	PERIODICIDAD Y EFECTO DE LA VORTICIDAD	72
5.2.	EFFECTIVIDAD DE LOS REMOLINOS	73
5.3.	EXPORTACIÓN COSTERA	75
6.	CONCLUSIÓN	76
7.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78
8.	APÉNDICE I	86
9.	APÉNDICE II	87
10.	APÉNDICE III	88
11.	APÉNDICE IV	89
12.	AGRADECIMIENTOS FINALES	90

ÍNDICE DE FIGURAS

1.	Esquema general de las corrientes superficiales (flechas negras) y subsuperficiales (flechas rojas) en el Sistema de Corrientes de Perú-Chile, se muestra la deriva de los vientos del oeste (WWD) y la Corriente del Pacífico Sur (SPC), la Corriente de Humboldt (HC, de Chile-Perú), la Corriente del Cabo de Hornos (CHC), la Corriente Costera de Chile (CCC), la Corriente Costera de Perú (PCC), la Contracorriente Perú-Chile (PCCC), la Corriente Ecuatorial del Sur (SEC), la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC) y la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (PCUC).	2
2.	Levantamiento o hundimiento de las isopícnas debido a los remolinos. a) Ciclónicos, b) Anticiclónicos y c) ITEs. Una línea representa la termoclina estacional (ρ_1) y la otra la termoclina principal (ρ_2). <i>Modificada de McGuillicuddy et al. (1999)</i>	3
3.	Dorsal de Juan Fernández. El extremo superior derecho, logramos distinguir donde se encuentra geográficamente el AJF. Los dos paneles superiores (central e izquierdo) muestran las islas Alejandro Selkirk (izquierda), Robinson Crusoe y Santa Clara (centro).	5
4.	Hundimiento y levantamiento de las isolíneas de densidad por re-estratificación (frontogénesis) resultado del estiramiento de vórtices inducido por el crecimiento de la vorticidad relativa. (<i>Extraída y modificada de Mahadevan, 2016</i>).	6
5.	Esquema de los análisis, experimentos y datos utilizados en el estudio.	10
6.	Área de estudio comprendida desde $\sim 32^\circ\text{S}$ a $\sim 40^\circ\text{S}$ de latitud y desde $\sim 71.4^\circ\text{W}$ a $\sim 84^\circ\text{W}$ de longitud. La batimetría es una versión suavizada de ETOPO1 y la topografía fue extraída de GEBCO. La figura de la izquierda es una visualización 3D del área de estudio, son claramente visibles las características batimétricas del océano Pacífico y la configuración del AJF. La figura de la derecha es una proyección mercator del área de estudio.	12
7.	Área del modelo anidado de ~ 1 km de resolución, comprendida desde $\sim 32.6^\circ\text{S}$ a $\sim 35.3^\circ\text{S}$ de latitud y desde $\sim 76.1^\circ\text{W}$ a $\sim 81.4^\circ\text{W}$ de longitud.	13
8.	Diagrama esquemático de la configuración ecosistémica del modelo NPZD (Oschlies, 2001) acoplado a OFES.	14

9.	Regiones de interés para estudio de compuestos. Las líneas naranjas delimitan las regiones de estudio entorno a las islas del AJF, región RCSC y AS. Los puntos de grilla púrpura indican las zonas de covarianza extrema entre vorticidad y Chl- <i>a</i> que también son analizadas con compuestos. Las líneas azules corresponden a las transectas donde se elaboran los diagramas hovmöllers. Las líneas negras corresponden a 8 transectas analizadas mediante diagramas hovmöllers, pero no son mostrados en este documento.	25
10.	Región y profundidad de disposición de partículas dispuestas por el modelo lagrangiano. La paleta de colores representa la profundidad donde son liberadas las partículas. . . .	27
11.	Polaridad estacional promedio definida a partir de los patrones de convergencia (rojo) y divergencia (azul) de la vorticidad relativa (ROMS MH) sobre el AJF (2001-2008). El círculo negro enmarca las regiones aledañas a la islas con la finalidad de visualizar posibles dipolos de vorticidad. a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octubre-Noviembre	30
12.	Climatología estacional de <i>EKE</i> del modelo ROMS MH sobre el AJF. a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octubre-Noviembre	31
13.	Climatología estacional de fitoplancton del modelo OFES sobre el AJF. La tabla de colores representa las concentraciones en mgm^{-3} . a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octubre-Noviembre	34
14.	Climatología estacional de <i>TS</i> de origen costero del modelo ROMS MH sobre el AJF. La tabla de colores representa las concentraciones en mgm^{-3} . q a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octubre-Noviembre	35
15.	Modo 1 de variabilidad para la vorticidad CC (ROMS MH): a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	37
16.	Modo 1 de variabilidad para los <i>TS</i> : a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	38
17.	Modo 1 de variabilidad para el fitoplancton (OFES): a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	39
18.	Modo 2 de variabilidad para la vorticidad CC (ROMS MH): a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	40

19.	Modo 2 de variabilidad para los <i>TS</i> : a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	41
20.	Modo 2 de variabilidad del <i>TSs</i> : a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	42
21.	Modo 2 de variabilidad de NO_3 (OFES): a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	43
22.	Modo 1 de variabilidad del Chl- <i>a</i> satelital: a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	44
23.	Modo 2 de variabilidad del Chl- <i>a</i> satelital: a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	46
24.	Modos 1 de variabilidad de las secciones verticales de vorticidad CC superficial: a,d) Componente Principal, b,e) Periodograma y c,f) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	47
25.	Modos 1 de variabilidad de las secciones verticales de vorticidad AC superficial y subsuperficial: a,d) Componente Principal, b,e) Periodograma y c,f) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.	49
26.	Mapas de covarianza compuesto (ROMS MH) sobre el percentil 99 (CC/ <i>TS</i>) y bajo el percentil 1 (AC/ <i>TS</i>) entre vorticidad y los trazadores (<i>TS</i> y <i>TSs</i>) en la región del AJF. a) Vorticidades superficiales (negativas y positivas) - <i>TS</i> , b) vorticidades subsuperficial (positiva a 250 m) - <i>TSs</i>	52
27.	Mapas de covarianza estacional compuestos sobre el percentil 99 (CC/ <i>TS</i>) y bajo el percentil 1 (AC/ <i>TS</i>) entre vorticidad superficiales y los <i>TS</i> en la región del AJF. a) Verano, b) Otoño, c) Invierno y d) Primavera.	53
28.	Evolución temporal de las concentraciones <i>TS</i> y <i>TSs</i> dentro de un remolino entre abril de 2002 y enero de 2003. a) <i>TS</i> , b) <i>TSs</i> y c) Ruta del Remolino y su concentración de <i>TS</i> . Estos datos no se encuentran en forma de logaritmo en base 10.	55

29.	Diagramas hovmöller centrados longitudinalmente para cada sistema de islas del AJF, AS: 80.75°W, y RCSC: 78.855°W. a,b) <i>TS</i> s; c,d) Vorticidad y e,f) <i>EKE</i> para AS y RCSC respectivamente. La franja ploma corresponde a la extensión de las islas en la longitud correspondiente.	56
30.	Series de <i>EKE</i> (líneas azules) y vorticidad promediadas para cada tiempo a partir de los diagramas hovmöller. Las series de vorticidad son divididas entre la zona norte y sur de cada isla, esto para visualizar los dipolos de vorticidad.	58
31.	Presencia de remolinos, importación de <i>TS</i> y aumento de fitoplancton (OFES) significativos en las islas del AJF. El color de las barras identifica el tipo de vorticidad del remolino, roja par AC y azul para CC. La longitud de la barra describe la magnitud de la vorticidad. Los puntos negros representan la entrada de <i>TS</i> sobre la media mensual. Los puntos verdes representan los aumentos de fitoplancton sobre la media mensual. a) AS y b) RCSC.	60
32.	Presencia de remolinos y aumentos de <i>Chl-a</i> significativos en las islas del AJF a partir de datos satelitales de <i>Chl-a</i> y seguimiento de remolinos (Chelton <i>et al.</i> , 2011; Pujol <i>et al.</i> , 2016). El color de las barras identifica el tipo de vorticidad del remolino, roja par AC y azul para CC. La longitud de la barra describe la magnitud de la vorticidad. Los puntos negros representan los eventos de <i>Chl-a</i> sobre la media mensual. La magnitud del aumento de <i>Chl-a</i> esta descrito en mgm^{-3} . a) AS y b) RCSC.	62
33.	Cuerpo Meándrico (ROMS MP). Se muestran los mecanismos físicos que permiten la generación y propagación de un meandro. En el mapa de <i>TS</i> se marcan algunas de las estructuras que intervienen en la generación y propagación del meandro. El cuadro azul marca el jet costero (Aguirre <i>et al.</i> , 2012), el círculo blanco marca la entrada de una estela del meandro por efecto del remolino AC asentado frente a RCSC.	64
34.	Mapas de <i>TS</i> (arriba) y <i>EKE</i> (abajo, Noviembre 2004). Se destacan las regiones donde se genera el flujo de <i>TS</i> proveniente de la costa (Noviembre 2004). Es notoria la baja <i>EKE</i> en estas regiones, lo que facilita la advección de nutrientes desde la costa. La barra de colores para las figuras de arriba representa las concentraciones de <i>TS</i> en mgm^{-3} , y para las figuras de abajo representa los niveles de <i>EKE</i> en m^2s^{-2}	66
35.	Diagrama de dispersión de promedios mensuales, $\overline{EKE}/\overline{TS}$ (ROMS MH). Los puntos rojos equivalen a los casos donde los $TS \geq 1 \text{ mgm}^{-3}$ y la $EKE < 600 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$. Los puntos azules equivalen a casos donde los $TS < 1 \text{ mgm}^{-3}$ y la $EKE \geq 800 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$	67

36.	Frentes de submesoescala identificados y acoplamiento de la Chl- <i>a</i> en el JFA. a) Cantidad de frentes mensuales identificados en RCSC y AS, b) promedio anual de cantidad de frentes por subdominio, c) cantidad de aumentos de Chl- <i>a</i> acoplados a frentes de submesoescala, y d) promedio anual de aumentos de Chl- <i>a</i> acoplados a frentes.	68
37.	Ejemplo de vórtices de Von Kármán desarrollado el 16 de enero de 2006 por acción del viento. La imagen muestra el Bombeo de Ekman asociado a la acción del viento. Los cuadros grises señalan la región donde se desarrolla el dipolo de vorticidad característico de los vórtices de Von Kármán.	70
38.	Levantamiento de partículas lagrangianas por vórtices de Von Kármán desarrollados en el AJF, caso Enero-Marzo 2005. Bombeo de Ekman (vórtices de Von Kármán, izquierda), y diagrama hovmöller del levantamiento de partículas para cada paso de tiempo (derecha). Arriba caso para AS, y abajo caso para RCSC. Para el bombeo de Ekman la paleta de colores representa la magnitud de la velocidad vertical, para el levantamiento de partículas la paleta de colores representa el número de partículas por profundidad.	71
39.	Climatología estacional de Chl- <i>a</i> satelital sobre el AJF. a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octubre-Noviembre	86
40.	Error de muestreo de cada modo EOF a partir de la regla de North para las vorticidades CC. En este caso solo los modos 1 y 2 están bien definidos y no comparten un error con el resto de los modos.	87
41.	Variación temporal de las concentraciones de Chl- <i>a</i> dentro de un perfil vertical debido a la entrada de un remolino al AJF. a) RCSC Norte, b) RCSC Sur, c) AS Norte y d) AS Sur. Estos datos no se encuentran en forma de logaritmo en base 10.	88
42.	Mapas de deformación S_D (Noviembre 2004). El cuadro gris oscuro enmarca las mismas regiones de la Fig. 34. La barra de color representa los valores de deformación en s^{-1} , valores positivos corresponden a una mayor deformación horizontal y valores negativos corresponden a una deformación vertical.	89

ÍNDICE DE TABLAS

1.	Resumen de parámetros utilizados en la distribución y disposición de partícula mediante el estudio de trazadores pasivos.	27
2.	Resumen de los datos utilizados, resolución espacial, variables utilizadas y análisis aplicado.	28
3.	Concentración climatológica promedio (espacial) de fitoplancton (OFES) por estación del año	32
4.	Concentración climatológica promedio (espacial) de <i>TS</i> (ROMS MH) por estación del año	32
5.	Concentración climatológica promedio (espacial) de nutrientes OFES y WOA13 por estación del año	33
6.	Resumen Probabilidades condicionales por isla. Aumento en las concentraciones de <i>TS</i> , fitoplancton y <i>chl-a</i> (satelital) debido a remolinos AC o CC. Total de aumentos significativos en las concentraciones en el período de estudio.	61
7.	Resumen ingreso de Cuerpos Meándricos sobre el AJF dentro del período de estudio. .	63
8.	Número de eventos y días totales por año con la presencia de un bombeo de Ekman causado por vórtices de Von Kármán.	69

1. INTRODUCCIÓN

En el Sistema de Corrientes de Perú-Chile (PCCS, Fig. 1), del mismo modo que el resto de los Sistema de Borde Oriental (EBUS), es recurrente la presencia de mecanismos de mesoescala (Leth & Shaffer, 2001; Hormazábal *et al.*, 2004a; Chelton *et al.*, 2011). Estos se generan por el desarrollo de inestabilidades baroclínicas a partir del cizalle de las corrientes costeras provocado por la estratificación (Leth & Shaffer, 2001; Marchesiello *et al.*, 2003; Colas *et al.*, 2012; Hormazábal *et al.*, 2013). Dicha estratificación es resultado de la surgencia costera la que es forzada por las variaciones estacionales de los vientos (favoreciendo la generación de meandros, filamentos, y remolinos de mesoescala; Leth & Shaffer, 2001). Estas variaciones estacionales (Hormazábal *et al.*, 2013), como también variaciones intraestacionales de las ondas atrapadas a la costa (Belmadani *et al.*, 2012), e interanuales (Hormazábal *et al.*, 2004a; Chaigneau *et al.*, 2008; Correa-Ramírez *et al.*, 2012), sumadas a la influencia geográfica de las costas de Perú-Chile, facilitan y modifican la generación de remolinos superficiales y subsuperficiales.

La región frente a Chile central (29-39°S) está caracterizada como una zona de alta energía cinética (EKE) debido a la importante formación y propagación de remolinos superficiales y subsuperficiales que se desarrolla sobre ésta. Esta zona ha sido denominada como Zona de Transición Costera (ZTC). La ZTC se extiende desde la costa hasta los 600 a 800 km mar afuera (Hormazábal *et al.*, 2004a; Chaigneau & Pizarro, 2005; Correa-Ramírez *et al.*, 2007). En esta región los remolinos de mesoescala tienen escalas espaciales típicas de unos 200 km con estructuras espaciales coherentes durante varios meses, las que se propagan predominantemente fuera de la costa, produciendo un transporte de $\sim 2 \text{ Sv s}^{-1}$ (Hormazábal *et al.*, 2004a). La dirección de propagación de estos remolinos en la región depende de su vorticidad. Los remolinos ciclónicos se desplazan predominantemente hacia el suroeste y los anticiclónicos al noroeste (Chaigneau & Pizarro, 2005; Chelton *et al.*, 2011). En el hemisferio sur es notorio el predominio ciclónico a una escala global. Sin embargo, en la región del PCCS es notorio el predominio de remolinos anticiclónicos en superficie (Chelton *et al.*, 2011; Artal *et al.*, 2015; Medel *et al.*, 2016; Cornejo-Guzmán *et al.*, 2016), al igual que subsuperficialmente (Hormazábal *et al.*, 2013).

Los remolinos ciclónicos (anticiclónicos) superficiales, desplazan verticalmente la termoclina estacional hacia arriba (abajo; Fig. 2a,b), en comparación a las aguas que los rodean (McGillicuddy *et al.*, 1998). Algo similar ocurre con los remolinos subsuperficiales anticiclónicos (también denominados en la literatura como intratermoclinos, ITEs), por un lado estos levantan la termoclina en su borde superior, y profundizan las isotermas en su borde inferior (Fig. 2c). Los ITEs afectan una mayor parte de la columna de agua en comparación a los remolinos superficiales, a pesar de esto, su transporte es de solo 1 Sv s^{-1} (Hormazábal *et al.*, 2013), lo que es menor a lo transportado por los remolinos superficiales.

En cuanto a su transporte y características, los remolinos pueden conservar propiedades de la zona donde se formaron. Entre las propiedades que pueden transportar se encuentran el momentum, temperatura,

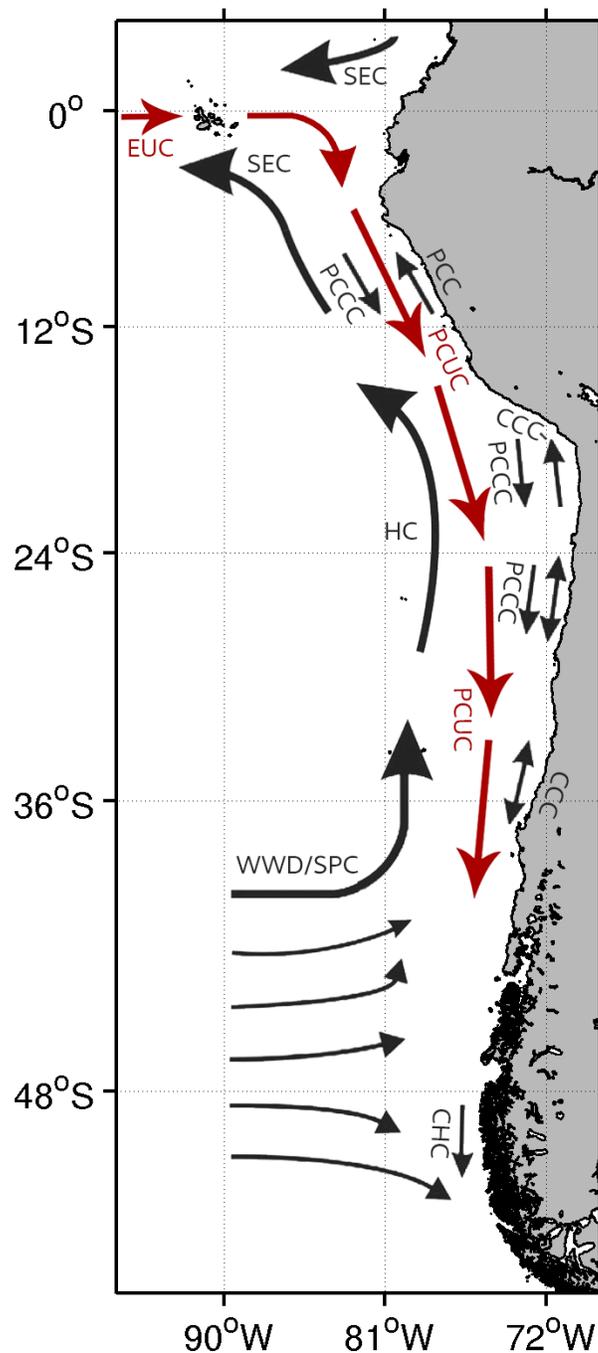


FIGURA 1: Esquema general de las corrientes superficiales (flechas negras) y subsuperficiales (flechas rojas) en el Sistema de Corrientes de Perú-Chile, se muestra la deriva de los vientos del oeste (WWD) y la Corriente del Pacífico Sur (SPC), la Corriente de Humboldt (HC, de Chile-Perú), la Corriente del Cabo de Hornos (CHC), la Corriente Costera de Chile (CCC), la Corriente Costera de Perú (PCC), la Contracorriente Perú-Chile (PCCC), la Corriente Ecuatorial del Sur (SEC), la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC) y la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (PCUC).

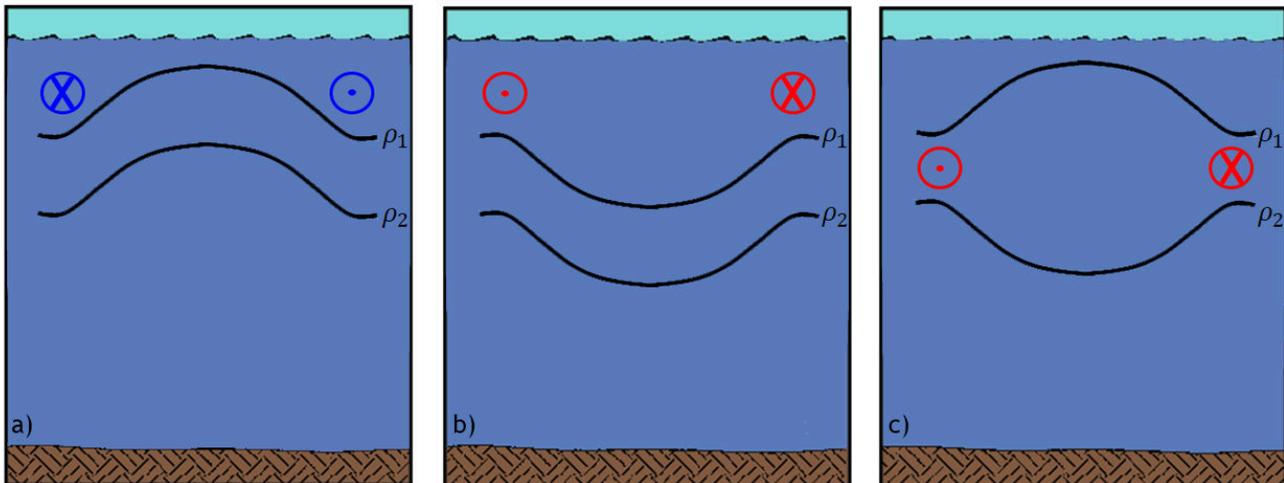


FIGURA 2: Levantamiento o hundimiento de las isopicnas debido a los remolinos. a) Ciclónicos, b) Anticiclónicos y c) ITEs. Una línea representa la termoclina estacional (ρ_1) y la otra la termoclina principal (ρ_2). Modificada de McGuillicuddy *et al.* (1999).

salinidad y propiedades biogeoquímicas. Los ITEs generados frente a Chile central son el resultado de las inestabilidades baroclínicas provocadas por la corriente Subsuperficial Perú-Chile (PCUC, Fig. 1) y su interacción con corrientes superficiales en períodos de surgencia. Este tipo de remolinos se caracteriza por poseer una forma de lente bi-convexo, un centro muy salino (>34.5 PSU), una concentración baja de oxígeno (<1 mL L $^{-1}$) y con una alta concentración de nutrientes (Andrade *et al.*, 2014a), las que son propiedades típicas de la PCUC (Silva *et al.*, 2009). Por otro lado, los remolinos superficiales extraen sus propiedades desde las zonas de afloramiento costero, lo que les permite transportar nutrientes esenciales para el desarrollo biológico hacia mar adentro (Gruber *et al.*, 2011). Durante el transporte, la persistencia de las propiedades de los remolinos (superficiales y subsuperficiales) puede contribuir a un enriquecimiento de nutrientes (Colas *et al.*, 2012; Hormazábal *et al.*, 2013) y generar un empobrecimiento de oxígeno en aguas oligotróficas del giro subtropical del Pacífico Sur (Morales *et al.*, 2012; Andrade *et al.*, 2014a).

La propagación de remolinos mar afuera, genera una extensión de la zona productiva sobre la ZTC (Hormazábal *et al.*, 2004b) significativa, permitiendo el desarrollo biológico en mar abierto (Andrade *et al.*, 2014a; 2014b). A partir de imágenes satelitales (Correa-Ramírez *et al.*, 2007; Andrade *et al.*, 2014a) y datos *in situ* (Morales *et al.*, 2012), se ha observado que los remolinos ciclónicos superficiales y anticiclónicos subsuperficiales, elevan los niveles de clorofila-*a* (Chl-*a*) a valores de ~ 1 mgm $^{-3}$ en zonas oligotróficas caracterizadas por valores <0.1 mgm $^{-3}$. Correa-Ramírez *et al.* (2007) caracterizó las concentraciones dentro de los remolinos ciclónicos con valores de 0.8 mgm $^{-3}$ de Chl-*a*, mientras que las aguas circundantes en la ZTC presentan concentraciones correspondientes a la mitad o menos. En zonas insulares frente a Chile central se han observado valores superficiales de Chl-*a* de ~ 0.5 mgm $^{-3}$,

así como valores subsuperficiales cercanos a 2 mgm^{-3} (Pizarro *et al.*, 2006). Por otro lado, se ha detectado que interanualmente la Chl-*a* muestra anomalías negativas en sus concentraciones. Además, ha mostrado una reducción de su extensión fuera de la costa (Correa-Ramírez *et al.*, 2012), siendo atribuible esta anomalía negativa a la baja EKE desarrollada interanualmente por el efecto de El Niño (Hormazábal *et al.*, 2004a). Debido a la ubicación geográfica del Archipiélago de Juan Fernández, este se ve influenciado por las características espacio-temporales de la ZTC. Son reducidos los estudios que han caracterizado la variabilidad espacio-temporal de la Chl-*a* sobre el archipiélago, por lo que su conexión con los remolinos de mesoescala y sus propiedades biogeoquímicas no son aun totalmente comprendidas.

El Archipiélago de Juan Fernández (AJF, Fig. 3) se encuentra ubicado frente a Chile central (entre los 33.2°S - 34.4°S , y los 77.5°W - 81.2°W), a unos 685 a 852 km desde la costa. Este archipiélago está constituido por las islas Robinson Crusoe, Santa Clara y Alejandro Selkirk. Su localización lo ubica dentro del PCCS (Fig. 1), siendo influenciado de forma remota como también local por aguas polares y ecuatoriales (Hormazábal *et al.*, 2004a; 2013; Andrade *et al.*, 2014a; Medel *et al.*, 2016; Morales *et al.*, 2010; 2012). Por su localización (dentro de la ZTC), el AJF es impactado por mecanismos de mesoescala provenientes de la zona costera. En los últimos años se ha logrado detectar dos máximos anuales de Chl-*a*, uno en invierno (Andrade *et al.*, 2012; Correa-Ramírez *et al.*, 2012) y otro en verano (Andrade *et al.*, 2012). Los valores máximos de Chl-*a* en invierno están asociados con la propagación de remolinos de mesoescala provenientes de la costa, como lo presenta Correa-Ramírez *et al.* (2007; 2012). Sin embargo, el máximo de primavera está asociado al desarrollo de vórtices de Von Kármán y mecanismos de submesoescala, resultantes de la interacción entre los remolinos y la topografía del AJF (Andrade *et al.*, 2014b). Por otro lado, se ha evidenciado que la deformación de los ITEs anticiclónicos por acción de las islas del AJF, genera un aumento de Chl-*a*, un mes posterior a su impacto (Andrade *et al.*, 2014a). Sin embargo, ni los mecanismos determinantes de la distribución de la Chl-*a*, ni las variables biogeoquímicas limitantes de esta han sido caracterizados en su totalidad dentro del AJF.

En literatura se ha visto que las velocidades verticales desarrolladas por los remolinos de submesoescala tendrían un mayor impacto sobre la actividad biológica, debido a que son mayores que las generadas por los remolinos de mesoescala (Carpet *et al.*, 2008a), lo que estaría favoreciendo con mayor efectividad el intercambio de material biogeoquímico a través de la interfaz de la nutriclina (Carpet *et al.*, 2008a). Dichas velocidades verticales (w) son explicadas por la teoría de la frontogénesis para frentes de gradientes de densidad (Carpet *et al.*, 2008a; 2008b; 2008c). En el caso de los remolinos de submesoescala esta frontogénesis es forzada por un mecanismo de mayor escala (remolinos de mesoescala), los que reducen el balance geostrófico de los flujos dentro de los frentes, produciendo de este modo una circulación ageostrófica. Esta circulación restablece el equilibrio geostrófico mediante la inclinación de las isopicnas hacia la horizontal (re-estratificación, Fig. 4; Bleck *et al.*, 1988; Carpet *et al.*, 2008a), oponiendo resistencia al fortalecimiento del gradiente de densidad horizontal. Para lograr esto, la circulación ageostrófica desarrolla importantes velocidades verticales, con un flujo hacia arriba en el lado

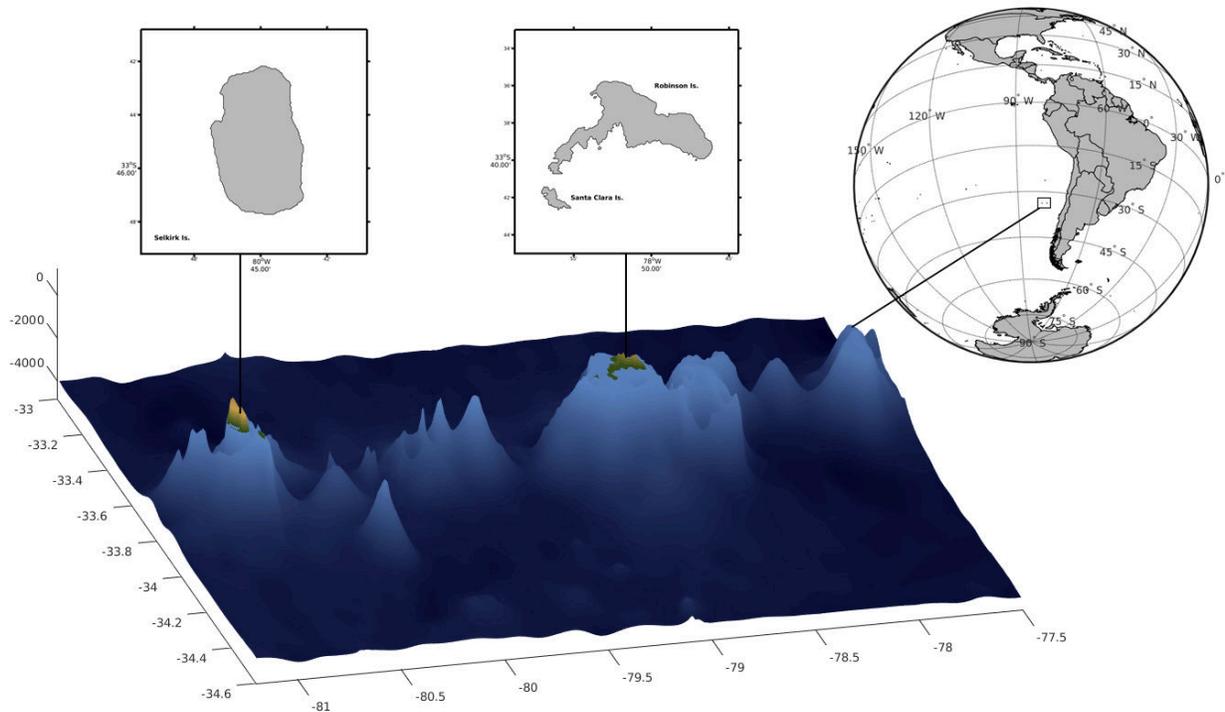


FIGURA 3: Dorsal de Juan Fernández. El extremo superior derecho, logramos distinguir donde se encuentra geográficamente el AJF. Los dos paneles superiores (central e izquierda) muestran las islas Alejandro Selkirk (izquierda), Robinson Crusoe y Santa Clara (centro).

liviano (cálido) y hacia abajo en el lado pesado (frío). Estos eventos de inestabilidad de submesoescala se limitan a la superficie ($O(10\text{ m})$, sobre la piconclina promedio), con un radio horizontal mucho menor que el primer radio de deformación baroclínico ($R1$, $O(10\text{ km})$) de mesoescala (Carpet *et al.*, 2008b). Sin embargo, la escala temporal ($O(1\text{ día})$) de los mecanismos y remolinos de submesoescala hace comparables sus velocidades verticales con las de los remolinos de mesoescala en cuanto al impacto sobre la capa fótica (Carpet *et al.*, 2008a). En los últimos años el estudio de los vórtices de Von Kármán por efecto de masa de isla (IME) en Hawái (Calil *et al.*, 2008), en las islas al sur de California (Dong *et al.*, 2007), en la isla Madeira (Couvelard *et al.*, 2012) y en el AJF (Andrade *et al.*, 2014b) han mostrado la importancia de los mecanismos de submesoescala sobre las velocidades verticales y la distribución de Chl-*a* en zonas oceánicas. Se ha identificado que este mecanismo es resultado de la combinación entre los flujos y remolinos de mesoescala oceánicos con el forzamiento de los vientos al interactuar con las islas (Calil *et al.*, 2008; Couvelard *et al.*, 2012; Andrade *et al.*, 2014b), donde el rotor del viento del flujo resultante en el sotavento de las islas genera líneas de vorticidad a través del bombeo de Ekman. Estudios recientes han observado que la geometría de las islas junto con el área de estas, son determinantes en la definición de estructuras de submesoescala (Dong *et al.*, 2007; Calil *et al.*, 2008; Andrade *et al.*, 2014b). Esto último ha podido ser identificado a partir de modelos oceánicos, donde se ha logrado estimar la resolución de los forzantes atmosféricos requeridos según la superficie de la isla

para que dicha simulación sea capaz de representar o mostrar vórtices de Von Kármán adyacentes a la isla. Para Hawái y Madeira (Calil *et al.*, 2008; Couvelard *et al.*, 2012) la resolución de QuikSCAT es suficiente para identificar el desarrollo de estelas en el sotavento de las islas, lo que probablemente no sea el caso de AJF (por su menor superficie). Sin embargo, Troupin *et al.* (2012) ha observado que al mejorar la resolución de los forzantes y de la simulación mediante el método ROMS2ROMS, se logran apreciar bien estas estructuras en el sistema de las Canarias. Andrade *et al.* (2014b) mostró que para el sistema del AJF el IME es un mecanismo importante sobre la distribución de Chl-*a*, especialmente en invierno y primavera, produciendo valores de Chl-*a* de $\sim 1 \text{ mgm}^{-3}$, en zonas de $< 0.1 \text{ mgm}^{-3}$. La variabilidad estacional e interanual de estos mecanismos en AJF muestra que, el máximo invernal de Chl-*a* por IME está asociado al desarrollo de convección invernal, remolinos de mesoescala provenientes de la zona continental y la influencia de los vientos en la región (Andrade *et al.*, 2014b). Lo anterior sugiere que los parches de alta productividad asociados con remolinos de submesoescala pueden ser los responsables de la propagación de IME en una escala regional. Sin embargo, aún no se conoce detalladamente la dinámica vertical ni la biogeoquímica inmersa en estos mecanismos que determinan estos “hotspots” de Chl-*a*.

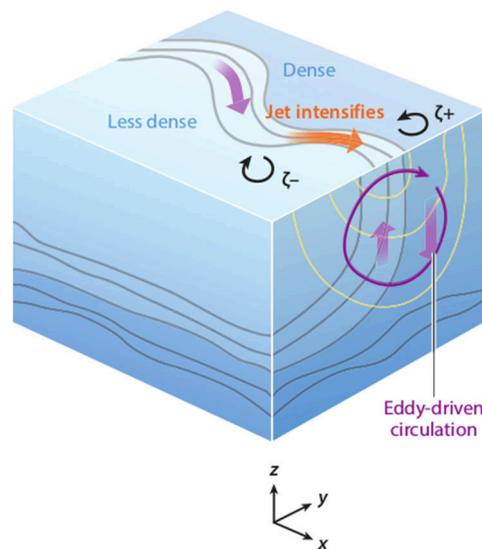


FIGURA 4: Hundimiento y levantamiento de las isolíneas de densidad por re-estratificación (frontogénesis) resultado del estiramiento de vórtices inducido por el crecimiento de la vorticidad relativa. (Extraída y modificada de Mahadevan, 2016).

Se ha detectado que en las zonas de formación de remolinos o remolinos “jóvenes” se pueden encontrar máximos subsuperficiales de Chl-*a* de hasta 6 mgm^{-3} , los que disminuyen aproximadamente a la mitad ($2.5\text{-}3 \text{ mgm}^{-3}$) cuando los remolinos se desprenden del talud y se mueven hacia mar adentro (Stramma *et al.*, 2013). De este modo queda en evidencia que los remolinos poseen propiedades físicas y biogeoquímicas favorables para formación de afloramientos de Chl-*a*. Sin embargo, los estudios sobre

los procesos de generación y distribución de Chl-*a* presentes en los remolinos de mesoescala y submesoescala en el PCCS son escasos y limitados, lo que dificulta su comprensión en las regiones oceánicas del PCCS. Se ha visto que en las costas de Perú el hierro actúa como factor limitante de la Chl-*a* (Echevin *et al.*, 2008). En Chile Morales *et al.* (2012) ha detectado que las comunidades fotosintéticas presentes en los remolinos están dominadas por células pequeñas, siendo dominante en los ciclónicos el picoplancton y en los ITEs el nanoplancton, los que son de menor tamaño al microplancton presente en la franja costera. Sin embargo, no se han caracterizado los mecanismos biogeoquímicos limitantes en estas estructuras. Algo similar ocurre en el AJF, donde se ha caracterizado la distribución de la Chl-*a* (Correa-Ramírez *et al.*, 2012; Andrade *et al.*, 2014a; Andrade *et al.*, 2014b) y la influencia eco-regional de las islas (Andrade *et al.*, 2014b), pero no los procesos biogeoquímicos asociados a estos.

A partir de lo expuesto anteriormente, se logra apreciar la falta de estudios que identifiquen la conexión entre los remolinos de mesoescala, la biogeoquímica y los aumentos de Chl-*a* en torno al AJF. Es por esto que preguntas como: ¿Cuál es el aporte de los remolinos de mesoescala sobre la actividad biológica del AJF en comparación a otros mecanismos?, ¿De qué manera las propiedades biogeoquímicas determinan la variabilidad de la Chl-*a* de los remolinos sobre el AJF?, o ¿Introducen los remolinos cambios en las propiedades biogeoquímicas limitantes en la capa fótica adyacente al AJF favoreciendo los aumentos de Chl-*a*?, aún no son respondidas.

A partir de esta necesidad es que en este estudio se aborda la influencia de los mecanismos de mesoescala, principalmente los remolinos, sobre la distribución de variables biogeoquímicas asociadas al nitrógeno (nitrato) limitantes de la Chl-*a* sobre el AJF, con el fin de definir los factores influyentes sobre la actividad biológica de las islas del AJF. Para lo anterior, y como parte de esta Habilitación Profesional, se utilizó las salidas de 2 modelos hidrodinámicos, una configuración del modelo Regional Ocean Modelling System (ROMS; Shchepetkin & McWilliams, 2003; Shchepetkin & McWilliams, 2005) acopladas a trazadores superficiales (*TS*, 1 a 5 m) y subsuperficiales (*TS_s*, 30 a 50 m), durante el período 2001-2008, y las salidas del modelo OFES (Ocean General Circulation Model for the Earth Simulator; Masumoto *et al.*, 2004; Sasaki *et al.*, 2008), durante el período 2001-2008, esto con la finalidad de determinar la influencia y significancia de los remolinos sobre las anomalías de Chl-*a* en el AJF, y cual es la influencia del nitrato costero y regional sobre la producción de fitoplancton.

2. OBJETIVOS E HIPÓTESIS

2.1. HIPÓTESIS

Las perturbaciones de las variables biogeoquímicas asociadas al nitrógeno (nitrato) en la capa fótica, generadas a partir de la interacción de los remolinos de mesoescala superficiales y subsuperficiales entorno al Archipiélago de Juan Fernández influyen significativamente en el aumento de la clorofila-*a*.

2.1.1. HIPÓTESIS ALTERNATIVA

Otros mecanismos (submesoescala y/o la surgencia local) poseen mayor influencia que las perturbaciones generadas por los remolinos de mesoescala, sobre las variables biogeoquímicas asociadas al nitrógeno que limitan la clorofila-*a* y su distribución en la capa fótica.

2.2. OBJETIVOS

El objetivo de este estudio es determinar y caracterizar la influencia de los mecanismos de mesoescala sobre la distribución de nitrato (NO_3) determinando la variabilidad de la Chl-*a* en el sistema de islas del AJF. De este modo se desean entender los factores que gatillan los aumentos de Chl-*a* (surgencia local, efecto de los remolinos, procesos de submesoescala, velocidades verticales) en el sistema de islas del AJF.

2.2.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- ▶ Realizar un análisis de componentes principales para determinar los ciclos de variabilidad predominantes sobre las variables físicas y las propiedades biogeoquímicas sobre el AJF.
- ▶ Identificar casos de estudio, basados en aumentos de *TS* y fitoplancton, observados a partir de las salidas del modelo ROMS y OFES respectivamente.
- ▶ Determinar la influencia de los remolinos sobre la inyección y distribución de *TSs*, *TS*, NO_3 y fitoplancton (OFES) sobre la capa fótica
- ▶ Elaborar un análisis de compuestos, con el fin de determinar la inyección de *TS* y el aumento de fitoplancton sobre AJF debido a remolinos de mesoescala.
- ▶ Evaluar el impacto de los remolinos sobre las velocidades verticales en el AJF y su impacto sobre la concentración y distribución de *TSs* y NO_3 en la capa fótica.

3. METODOLOGÍA

Los análisis y experimentos realizados en este estudio son bastantes debido a las diferentes escalas (espacial y temporal) que toman importancia sobre la dinámica y concentración de *Chl-a* alrededor del AJF. Es por lo anterior, que se hizo confeccionó el siguiente diagrama, el cual esquematiza y ordena los análisis realizados.

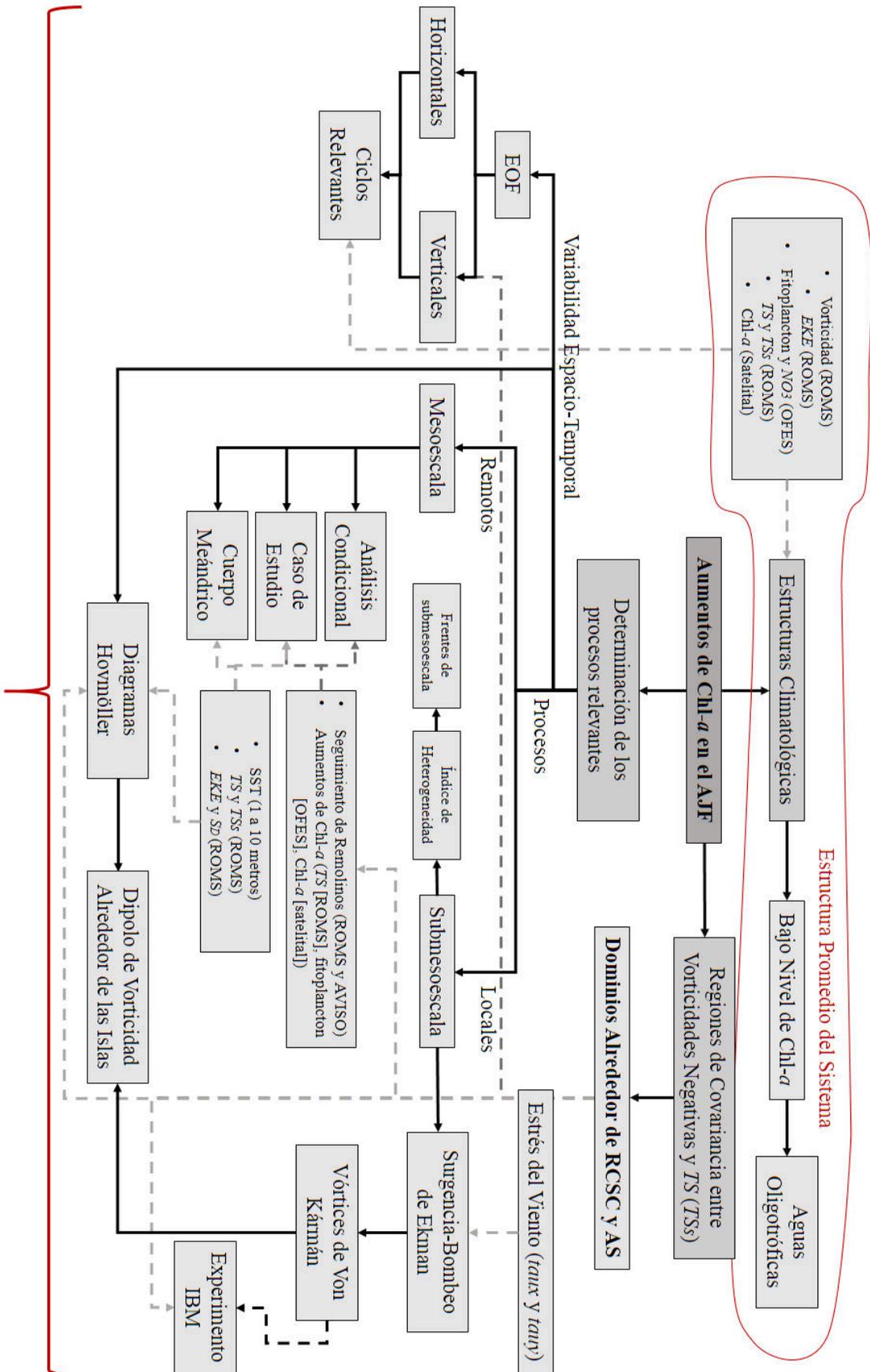
Se determinaron las estructuras climatológicas de las variables de interés (vorticidad, EKE fitoplancton, NO_3 , TS , TSs y *Chl-a*) con la finalidad de detectar las estructuras promedio del sistema, como regiones donde se concentra la surgencia local de forma climatológica, los índices estacionales de EKE, los niveles de *Chl-a*, fitoplancton y NO_3 promedio, y los meses donde se genera (en promedio) las inclusiones de trazadores de origen costero. De este modo, se obtuvo una base para comenzar el resto de los análisis.

Se calcularon las regiones de covarianza entre los índices de vorticidad (CC y AC) y los trazadores (TS y TSs), con el propósito de discretizar los dominios de cada sistema de islas (RCSC y AS) en donde los procesos de origen costero posean relevancia, concentrando así nuestros análisis en estas regiones.

Se evaluó la variabilidad espacio-temporal de las variables de interés, esto con el objetivo de detectar los ciclos relevantes de estas variables dentro del AJF. Se determinaron EOF tanto en regiones horizontales como en secciones verticales, permitiendo esto detectar patrones de variabilidad de procesos de origen costero y local. Además, se realizaron diagramas hovmöller en secciones aledañas a cada sistema de islas, permitiendo visualizar de manera simplificada la diferencia entre los procesos de cada extremo de las islas.

Se discriminaron y analizaron procesos remotos (mesoescala) y locales (submesoescala). Para evaluar la influencia de los remolinos de mesoescala se confeccionó un análisis condicional, el cual determinaba la probabilidad de que un aumento significativo en los niveles de TS (ROMS), fitoplancton (OFES) o *Chl-a* (satélite) fuese debido a una interacción de un remolino con el dominio de cada sistema de islas. Además, se analizó (vertical y horizontalmente) el avance de un remolino de origen costero (caso de estudio) que interactuó con ambas islas. Y también, se estudió la influencia de cuerpos meándricos y los patrones que se deben cumplir para que estos impacten las islas. Por el lado de los procesos locales, se analizó el impacto del estrés del viento en la región y la generación de vórtices de Von Kármán. Para lo anterior, se estimó el bombeo de Ekman asociado y su ocurrencia; además, se realizaron experimentos con trazadores pasivos, esto con la intención de determinar el impacto de dichas estructuras sobre el transporte vertical de partículas y su inclusión sobre la capa fótica de cada isla.

Con esto, el lector cuenta con una orientación previa para la lectura de los resultados del trabajo.



Un Conjunto de Procesos (Estructuras) Modulan los Niveles de Clorofila Entorno al AJF

FIGURA 5: Esquema de los análisis, experimentos y datos utilizados en el estudio.

3.1. DATOS

3.1.1. MODELO HIDRODINÁMICO

SISTEMA DE MODELACIÓN REGIONAL DEL OCÉANO (ROMS)

Se utilizó una configuración del modelo Regional Ocean Modeling System (ROMS; Shchepetkin & McWilliams., 2003; 2005). Este modelo es una evolución del modelo SCRUM (S-Coordinate Rutgers University Model; Song & Haidvogel, 1994), y forma parte de los modelos tridimensionales de nueva generación, diseñados para simulaciones regionales del océano. Para la ejecución del modelo hidrodinámico se utilizó ROMS_AGRIF. Este es la unión del modelo ROMS y la herramienta de anidamiento AGRIF (Adaptive Grid Refinement in Fortran) desarrollada en Fortran 90 (Penven *et al.*, 2006; www.romsagrif.org). AGRIF le permite al modelo numérico de diferencias finitas incluir las características de una grilla refinada.

ROMS resuelve sus ecuaciones primitivas, considerando un océano de superficie libre, un sistema rotacional, la aproximación de Boussinesq, el balance hidrostático y el balance de momentum vertical. Las ecuaciones son discretizadas sobre una grilla tridimensional Arakawa-C, con coordenadas curvilíneas en la horizontal y coordenadas sigma (σ) en la vertical. Una de las ventajas de las coordenadas σ , sobre las coordenadas z por ejemplo, es el incremento de la resolución vertical en áreas donde varía considerablemente el terreno. El modelo incluye un esquema de turbulencia KPP (K Profile Planetary) para parametrizar la turbulencia vertical, por medio de un submodelo que permite resolver la mezcla vertical en las capas superficiales y de fondo. La mezcla horizontal se resuelve con un operador Laplaciano y un coeficiente de difusión que depende de los gradientes del flujo medio. Las ecuaciones gobernantes son resueltas junto con las condiciones de borde mediante métodos de diferencias finitas.

Para lograr una mayor eficiencia computacional en casos donde la propagación de las ondas superficiales sea importante, el modelo emplea el uso de dos pasos de tiempo, uno externo con un paso de tiempo más pequeño para procesos barotrópicos y otro interno con un paso de tiempo menos restrictivo para procesos baroclínicos (Marchesiello *et al.*, 2001), en ambos se cumple con la condición de convergencia CFL (Courant Friedrichs Lewy). Algunas de las variables calculadas nativamente por el modelo son: nivel del mar (η), componentes horizontales de la velocidad barotrópica (\bar{u} , \bar{v}), componentes horizontales de la velocidad baroclínica (u , v), temperatura (T) y salinidad (S).

En cuanto a la simulación esta fue desarrollada a partir de un modelo padre descrito en Combes *et al.* (2015) mediante el método ROMS2ROMS (Mason *et al.*, 2010). Se desarrollaron dos simulaciones, la primera (MP) con una resolución espacial de $1/24^{\circ}$ (aproximadamente 4 km de resolución) la que se extiende desde $\sim 32^{\circ}\text{S}$ a $\sim 40^{\circ}\text{S}$ de latitud y desde $\sim 71.4^{\circ}\text{W}$ a $\sim 84^{\circ}\text{W}$ de longitud (Fig. 6), siendo

capaz esta de representar mecanismos de mesoescala ($10 \text{ km} < L < 500 \text{ km}$) y algunos de submesoescala ($L < 10 \text{ km}$), y la segunda (MH) con una resolución espacial de $1/100^\circ$ (aproximadamente 1 km de resolución) la que se centra en el AJF, extendiéndose desde $\sim 32.6^\circ\text{S}$ a $\sim 35.3^\circ\text{S}$ de latitud y desde $\sim 76.1^\circ\text{W}$ a $\sim 81.4^\circ\text{W}$ de longitud (Fig. 7). Ambas simulaciones constan de 40 niveles verticales concentrados mayoritariamente en superficie para una mejor resolución en los primeros metros de la columna. En cuanto a la batimetría utilizada por el modelo es una versión suavizada de ETOPO1 ($1'$ de resolución; Amante & Eakins, 2009; Fig. 6), para prevenir errores horizontales de gradiente de presión (Beckmann & Haidvogel, 1993).

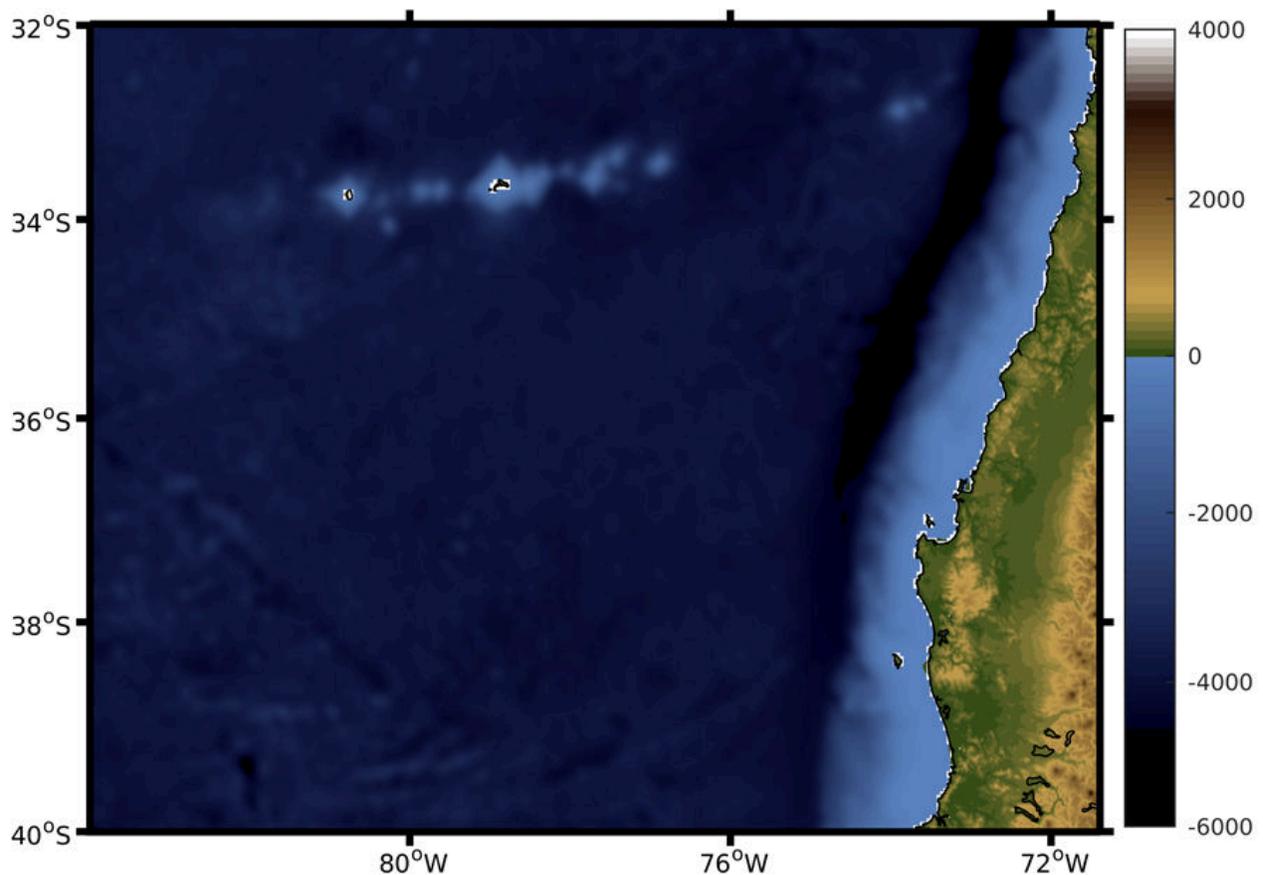


FIGURA 6: Área de estudio comprendida desde $\sim 32^\circ\text{S}$ a $\sim 40^\circ\text{S}$ de latitud y desde $\sim 71.4^\circ\text{W}$ a $\sim 84^\circ\text{W}$ de longitud. La batimetría es una versión suavizada de ETOPO1 y la topografía fue extraída de GEB-CO. La figura de la izquierda es una visualización 3D del área de estudio, son claramente visibles las características batimétricas del océano Pacífico y la configuración del AJF. La figura de la derecha es una proyección mercator del área de estudio.

En superficie el modelo fue forzado con datos COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set; Da Silva et al., 1994), con una resolución espacial de 2° y por datos QuikSCAT de resolución espacial 0.25° . La formulación de Fairall *et al.* (1996) deriva el estrés del viento superficial a partir de promedios diarios de viento a 10 m desde QuikSCAT y deriva los flujos de calor y de agua dulce a partir de

promedios diarios a 2 m de temperatura del aire, humedad relativa, precipitación, radiación de onda corta y larga de los datos COADS. Como condiciones iniciales y de borde se utilizaron los promedios mensuales de OFES (OGCM for the Earth Simulator; Masumoto *et al.*, 2004; Sasaki *et al.*, 2008) de 0.1° de resolución.

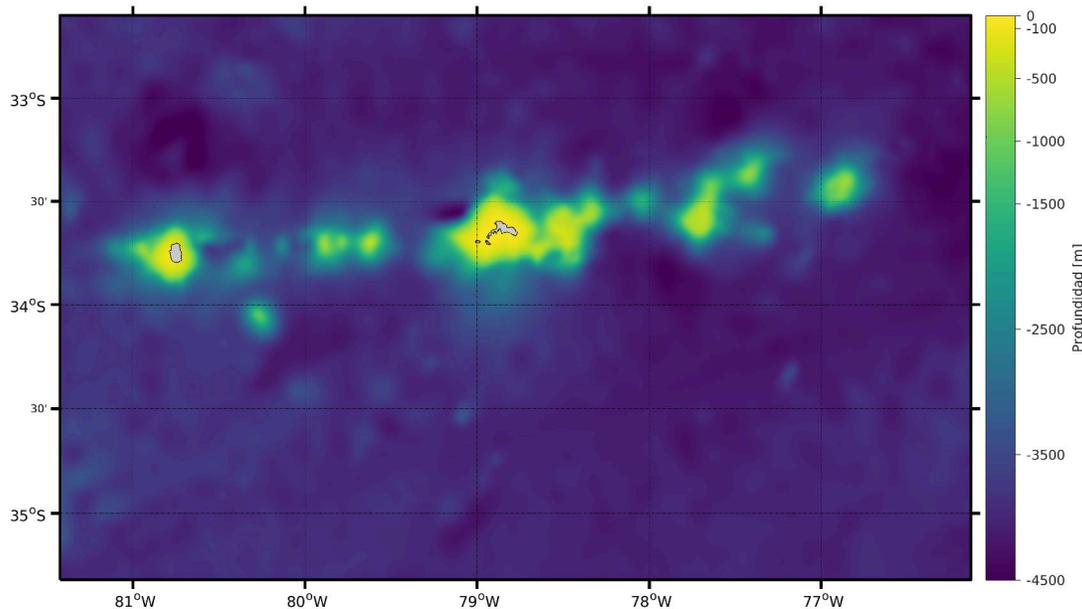


FIGURA 7: Área del modelo anidado de ~ 1 km de resolución, comprendida desde $\sim 32.6^\circ\text{S}$ a $\sim 35.3^\circ\text{S}$ de latitud y desde $\sim 76.1^\circ\text{W}$ a $\sim 81.4^\circ\text{W}$ de longitud.

MODELO DE CIRCULACIÓN GENERAL DEL OCÉANO PARA EL SIMULADOR DE LA TIERRA (OFES)

Se utilizaron salidas del Ocean General Circulation Model for the Earth Simulator (OFES; Masumoto *et al.*, 2004; Sasaki *et al.*, 2008) para el período 2001-2007, con la finalidad de relacionar los resultados del modelo ROMS y sus trazadores con los compartimientos biogeoquímicos de OFES (NO_3 y fitoplancton). La dinámica de los compartimientos biológicos de OFES es consistente con las del modelo ROMS utilizado, debido a que OFES actúa como condición de borde (hidrodinámica) de la configuración ROMS padre utilizada.

OFES esta basado en la versión 3 del Modular Ocean Model (MOM3; Pacanowski & Griffies, 1999) desarrollado por el Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration (GFDL/NOAA) y optimizado para el Earth Simulator (ES). El dominio total de OFES es cuasi-global, ya que excluye el océano Ártico (75°S a 75°N), con una resolución de $1/10^\circ$ (en nuestro caso solo utilizamos el dominio mostrado en la Fig. 7). Consta con 54 niveles verticales, donde espesor de cada nivel varía de 5 m para la superficie hasta los 330 m para las regiones profundas. Utiliza una

batimetría de $1/30^{\circ}$ de resolución, la que fue creada por el Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project (OCCAM; Weeb *et al.*, 1998). Para las condiciones de borde utiliza World Ocean Atlas 1998 (WOA98) y en este caso el forzante atmosférico utilizado es QuiskSCAT. Para los flujos de calor y agua dulce se utilizan los promedios diarios de reanálisis NCEP/NCAR (National Centers for Atmospheric Prediction and the National Center for Atmospheric Research; Kalnay *et al.*, 1996). Para los flujos de calor se utiliza la metodología descrita en Rosati and Miyakoda (1988). Al igual que ROMS, OFES utiliza un esquema KPP para calcular la viscosidad vertical y la difusividad. OFES utiliza el método de diferencias finitas para resolver las ecuaciones de Navier-Stokes, la ecuación de continuidad y advección-difusión, y la ecuación de estado del agua de mar para determinar las variaciones de tiempo de los campos de velocidad, densidad, presión, temperatura y salinidad.

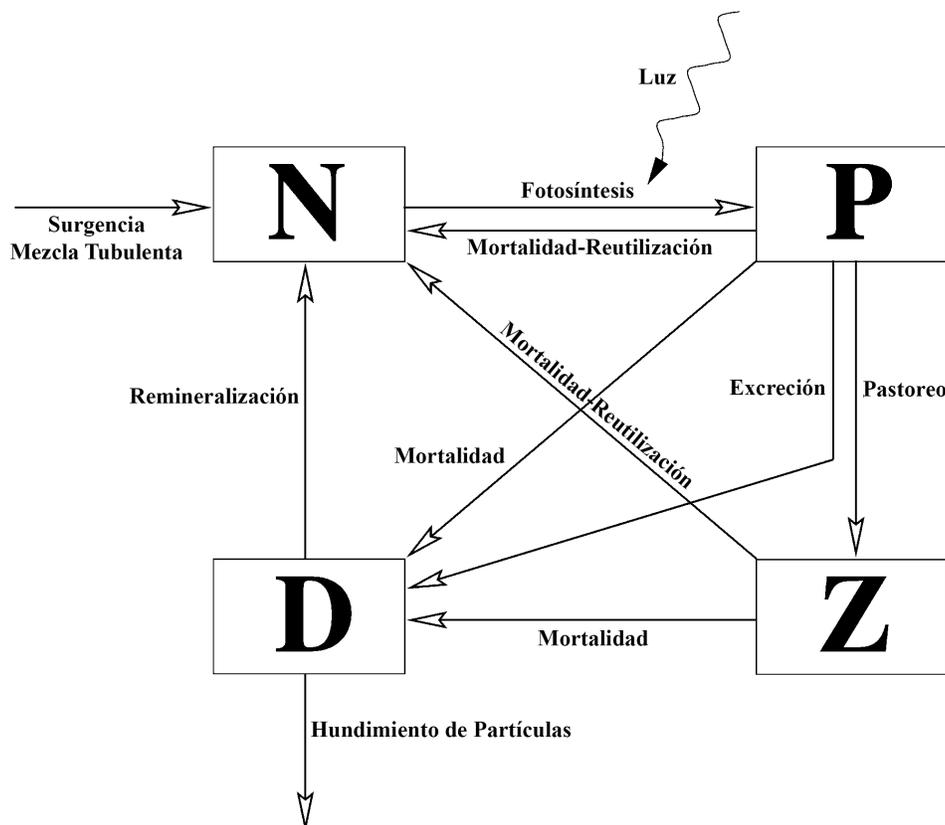


FIGURA 8: Diagrama esquemático de la configuración ecosistémica del modelo NPZD (Oschlies, 2001) acoplado a OFES.

El modelo ecosistémico acoplado a OFES (Sasai *et al.*, 2006) es un modelo simple basado en el nitrógeno de 4 compartimentos nitrato-fitoplancton-zooplancton-detritus (NPZD, Fig. 8; Oschlies, 2001). En este caso los trazadores biológicos del modelo se rigen por una ecuación advectiva-difusiva con actividades biológicas de fuente y sumidero. Los campos iniciales de nitrato son tomados de los datos climatológicos WOA98. Las concentraciones iniciales superficiales de fitoplancton y zooplancton son 0.14 mmolNm^{-3}

y $0.014 \text{ mmolNm}^{-3}$, respectivamente, decreciendo de forma exponencial a una escala de profundidad de 100 m. Para el detritus, las concentraciones iniciales corresponden a $10^{-4} \text{ mmolNm}^{-3}$ en todo el océano.

3.1.2. WORLD OCEAN ATLAS 2013: NO_3

Para estimar la relación de los niveles de NO_3 con respecto a datos “*in situ*” sobre la región del AJF, se utilizaron datos climatológicos de NO_3 obtenidos por el World Ocean Atlas 2013 v2 (WOA13v2, <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA13/wodata13.html>). Estos datos climatológicos son obtenidos a partir de observaciones realizadas entre los años 2005 y 2012.

Los datos del WOA13v2 poseen una resolución de $1/4^\circ$ para temperatura y salinidad, y de 1° para los datos biogeoquímicos (oxígeno, nitrato, fosfato y silicato). En cuanto a los datos de NO_3 , estos poseen 37 niveles de profundidad, abarcando desde los 0 a 500 m.

3.1.3. CLOROFILA SATELITAL

Para comparar los resultados obtenidos a partir del modelo, como también para visualizar estructuras no desarrolladas por el modelo, se utilizaron datos de clorofila satelital sobre la región de interés (Fig. 6). Los datos de clorofila diarios fueron extraídos del CMEMS level-4 daily Chl-*a* Optimal-Interpolation (Saulquin *et al.*, 2016), los que son distribuidos libremente por Copernicus - Marine Environment Monitoring Service (<http://marine.copernicus.eu>). Este producto provee una estimación continua libre de nubes de las concentraciones de Chl-*a* con 4 km de resolución a escala global. Este conjunto de datos combina observaciones diarias de SeaWiFS, MODIS, MERIS, VIIRS y OLCI, favoreciendo la estimación de los niveles de Chl-*a* desde 1998 hasta el 2016.

Por otro lado, se utilizaron datos diarios con resolución de 1 km de Chl-*a* para el período 2003-2008 obtenidos a partir de producto L2 de la misión MODIS-Aqua (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>), con el propósito de poder identificar las regiones con aumentos de Chl-*a* generados por la presencia de frentes de submesoescala. Para la determinación de las concentraciones de Chl-*a* detectadas por este producto, se emplea el algoritmo OC3 (Werdell, 2009) para el régimen espectral de 440-670 nm combinado con un Índice de Color (IC; Hu *et al.*, 2012). Esta metodología permite reducir los sesgos provocados por el destello en aguas claras, la dispersión de la luz, errores por correcciones atmosféricas o errores espectrales.

3.1.4. SST DE ULTRA-ALTA RESOLUCIÓN

Basándonos en Morales *et al.* (2017), para la detección de los frentes de submesoescala se utilizaron datos de SST obtenidos desde producto Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR; <https://mur.jpl.nasa.gov/>) para el período 2003-2008. Los datos MUR proveen de datos globales de SST diarios con una resolución espacial de ~ 1 km para nuestra región de interés alrededor del AJF (Fig. 7). Este producto combina datos de SST extraídos de MODIS, AMSR-E y AVHRR. Para tratar los problemas de muestreo (falta de datos por nubes, obstrucción por aerosoles o tierra), MUR utiliza una técnica llamada Análisis Variacional de Resolución Múltiple (MRVA), el cual consiste en un método de interpolación estadística basado en la descomposición *wavelet* (ondeletas). MRVA utiliza una transformada ortonormal de las señales dentro de un campo espacial, lo que le permite controlar el suavizamiento de los campos SST sin perder la representatividad local. Actualmente, este producto se extiende desde el 1 de junio de 2002 hasta el presente (aproximadamente la cobertura temporal de MODIS-Aqua).

3.1.5. ALTIMETRÍA SATELITAL

Para contrastar las estructuras oceanográficas observadas en el modelo, se determinaron mapas de EKE a partir de observaciones satelitales. Se utilizaron datos de velocidades geotróficas (u_g velocidad zonal, v_g velocidad meridional) obtenidas a partir de datos de altura del nivel del mar (SSH) diarias desarrolladas por Ssalto/Duacs y tomadas desde AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/>), con una resolución espacial de $1/4^\circ$, para el período 2001-2008. Estos datos de SSH son una combinación de las misiones Topex/Poseidon, Jason-1 y Jason-2.

A diferencia de años anteriores, donde cada autor debía determinar u_g y v_g a partir de los datos de altimetría ($u_g = \frac{-g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}$, $v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}$; Homazábal *et al.*, 2004a), ahora AVISO distribuye estos datos de velocidades geotróficas. Así, determinamos la EKE como,

$$EKE = \frac{1}{2} u_g^2 + v_g^2. \quad (1)$$

3.2. DETECCIÓN Y SEGUIMIENTO DE REMOLINOS

3.2.1. ALGORITMO DE HALO *et al.*, (2014)

La detección se realizó sobre el modelo ROMS MP antes descrito, para la región y período de interés, basados en los datos proporcionados por Medel *et al.* (aceptado). Para evitar la detección de giros

oceánicos por parte del algoritmo como un remolino, se utiliza un radio de identificación máximo de 300 km.

El algoritmo de detección de remolinos fue desarrollado en lenguaje Matlab por Pierrick Penven y publicado en Halo *et al.*, (2014). Este algoritmo a diferencia de otro utiliza SSH en vez de anomalías de SSH, debido a que los autores justifican que esto evita la detección errónea de meandros, los que generalmente se asocian con contornos cerrados de anomalías SSH.

Para la identificación, el algoritmo utiliza el método de Okubo-Weiss (OW; Okubo, 1970; Weiss,1991), el que permite determinar la importancia relativa de la deformación y la vorticidad en un flujo,

$$OW = S_s^2 \cdot S_d^2 - \zeta^2, \quad (2)$$

donde $S_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ es la deformación debido al cizalle, $S_d = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ es la deformación por estiramiento y $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ es la vorticidad relativa. En general, en las regiones donde $OW < 0$, la rotación domina sobre el flujo, lo que es característico al interior de los remolinos, sin embargo, en el seguimiento realizado por Medel *et al.* (2017) el umbral utilizado es $OW < -2 \times 10^{-12} s^{-2}$ (Chelton *et al.*, 2007). A pesar de lo anterior, como lo explica Chelton *et al.* (2011) con un criterio físico existe una alta cantidad de ruido y se presentan muchas regiones seleccionadas que no son remolinos de mesoescala, al utilizar datos de altimetría. Por lo anterior, el algoritmo identifica como remolino a las regiones contenidas en un contorno cerrado de SSH extraídas de datos como AVISO y salidas ROMS, esto mediante un método geométrico. De este modo, al combinar las regiones con $OW < 0$ y los contornos cerrados SSH, se obtienen patrones de vorticidad (asociados a remolinos) donde las identificaciones erróneas determinadas por OW son despreciadas. Finalmente, el algoritmo al tener identificados los remolinos presentes en la región, este determina su polaridad (AC [para vorticidad anticiclónica] o CC [para vorticidad ciclónica]).

Para el seguimiento temporal de los remolinos, se utiliza el método descrito en Penven *et al.* (2005). Este método determina que un remolino detectado en un paso de tiempo es el mismo en el siguiente paso de tiempo, esto se define al reconocer si la distancia generalizada (en un propiedad del espacio no dimensional) es mínima,

$$X_{e_1, e_2} = \sqrt{\left(\frac{\Delta X}{X_0}\right)^2 + \left(\frac{\Delta R}{R_0}\right)^2 + \left(\frac{\Delta \zeta}{\zeta_0}\right)^2}, \quad (3)$$

donde ΔX es la distancia espacial entre los centros de los remolinos e_1 y e_2 , ΔR es la variación del radio, $\Delta \zeta$ es la variación de la vorticidad, X_0 es la escala característica entre remolinos, R_0 es el radio característico de los remolinos (100 km), y ζ_0 es la vorticidad característica (10^{-5} s^{-1}). Si hay un cambio en la polaridad del remolino, la distancia generalizada es considerada infinita, por lo que el remolino debe conservar el signo de su vorticidad para ser seguido en el tiempo.

3.2.2. REMOLINOS DE MESOESCALA A PARTIR DE OBSERVACIONES DE SSH ALTIMÉTRICA

Se utilizó la 4^a versión de Observaciones Globales de Remolinos de Mesoescala (Chelton *et al.*, 2011; Pujol *et al.*, 2016). Estos datos proporcionan de forma libre las trayectorias de los remolinos de mesoescala alrededor del mundo a partir de altimetría satelital (AVISO de 25 km de resolución). Esta versión está basada en los campos DT-2014 daily (two-satellite merged) sea level anomaly (MSLA), para el período abarcado desde enero de 1993 hasta abril del 2015.

Por otro lado, esta actualización además de incluir una nueva versión de AVISO, cuenta con un mejoramiento sustancial del algoritmo de Chelton *et al.* (2011), esto para una mejor detección y seguimiento de remolinos (Williams *et al.*, 2011). Como el resto de las versiones, esta actualización tiene almacenada solo los remolinos con tiempos de vida mayores o iguales a 4 semanas. Y como los campos de DT-2014 contienen datos diarios, las trayectorias en esta nueva versión poseen un paso de tiempo de 1 día (las anteriores eran de 7 días). Al comparar esta versión con las anteriores, los autores determinaron que esta actualización posee remolinos con mayores amplitudes, mejores velocidades de rotación y menores radios.

3.3. DETECCIÓN DE FRENTES DE SUBMESOESCALA

3.3.1. ÍNDICE DE HETEROGENEIDAD

Para llevar a cabo la detección de los frentes de submesoescala alrededor de las islas del AJF, se utilizó como método el Índice de Heterogeneidad (HI, ; Liu & Levine, 2016). El HI combina la varianza y la distribución normal de los datos. Esta metodología fue diseñada y validada para las zonas donde la SST se puede utilizar como un proxy para la densidad, por ejemplo regiones oligotróficas del océano o zonas con intensos eventos de surgencia. Siguiendo la metodología de Liu & Levine (2016) aplicamos un filtro espacial sobre los datos de SST conservando de este modo solo los procesos con escala espacial menor a 100 km. El HI se aplicó sobre datos de SST extraídos de ROMS MH y de los datos MUR.

HI se define como,

$$HI = a(b|\gamma| + c\frac{\sigma}{\sqrt{n}} + dP), \quad (4)$$

donde γ es la asimetría de la distribución, σ la desviación estándar, n el número de elementos muestreados, y P se describe como,

$$P = \int_{\min(x)}^{\max(x)} \frac{|p(x) - g(\mu, \sigma)|}{g(\mu, \sigma)} dx \quad (5)$$

siendo de este modo la diferencia en una área determinada entre el ajuste polinómico de quinto orden para los datos x ($p(x)$) y la distribución gaussiana con μ la media ($g(\mu, \sigma)$). En cuanto a los coeficientes b , c y d (para el Pacífico Sur: $b = 1.1142$, $c = 2.1597$, y $d = 1.1902$) escalan cada componente entre 0 y 1, de tal manera que cada componente posea el mismo peso, y a ($a = 0.2955$) escala HI de tal modo que $HI=0$ describe un sistema homogéneo, y $HI=1$ describe un sistema con máxima heterogeneidad. Estos coeficientes son específicos de cada región (Liu & Levine, 2016).

HI depende de la escala espacial y está diseñado para identificar procesos físicos que ocurren a la escala de un subdominio. Al igual que en Liu & Levine (2016) consideramos subdominios de 10 km \times 10 km, esto con la finalidad de que el HI logre detectar procesos bajo la escala espacial de los 10 km (HI_{10}). De este modo, si $HI_{10}=1$ (sistema heterogéneo) el subdominio está siendo afectado por un frente de submesoescala.

3.3.2. AUMENTOS DE CHL-*a* DEBIDO A FRENTES

Para detectar los aumentos de Chl-*a* explicados por frentes de submesoescala se aplicó el mismo filtro espacial que en el caso de los datos SST y además se consideraron los mismos subdominios de 10 km \times 10 km. Para este caso, se consideraron con aumentos de Chl-*a* aquellos en donde más del 50 % de los puntos que constituyen el subdominio estén sobre la media mensual de cada punto sumada a su desviación estándar. Luego de aplicar esto, se acoplan los frentes a las regiones con aumentos de Chl-*a*, esto con la finalidad de detectar cual estaría siendo explicado por este proceso.

3.4. COMPONENTES PRINCIPALES Y ANÁLISIS ESPECTRAL

3.4.1. FUNCIONES ORTOGONALES EMPÍRICAS (EOF)

Para extraer la estructura espacial y la variabilidad temporal de las anomalías contenidas en los campos de EKE, vorticidad, TS_s , TS , NO_3 y fitoplancton se utilizan Funciones Ortogonales Empíricas (EOF; Lorenz *et al.*, 1956). Las EOF permiten cuantificar la varianza total de las series en modos ortogonales o independientes entre sí. De esta manera se obtienen modos o estructuras que contienen el mayor porcentaje de la varianza, representando de este modo a las señales dominantes en la región de estudio, quedando en los modos inferiores las contribuciones asociadas con otro tipo de procesos o escalas. Las EOFs están dadas por la forma

$$F(x, y, t) = \sum_{m=1}^N E_m(x, y) \times A_m(t), \quad (6)$$

donde,

- ▶ $F(x, y, t)$ es la serie de tiempo original en función del tiempo t y del espacio (x, y) ,
- ▶ $E_m(x, y)$ muestra las estructuras espaciales (x, y) de las componentes principales que representan la variación temporal de F ,
- ▶ $A_m(t)$ es la componente principal que indica cómo la amplitud de cada EOF varía con el tiempo.

Para llevar a cabo el método es necesario formar la matriz de las observaciones F , en nuestro caso determinando las anomalías de los datos y estandarizándolas. Luego, encontramos la matriz de covarianza

$$R = F^T F, \quad (7)$$

y determinamos los valores y vectores propios de R resolviendo,

$$RE = \Lambda E, \quad (8)$$

con Λ el valor propio de R y E el vector propio de R (EOF) y finalmente encontramos los coeficientes de proyección o componente principal calculando

$$A_m = F \times E_m, \quad (9)$$

además,

$$L = \frac{\text{diag}(\Lambda_m)^2}{N - 1}, \quad (10)$$

representa la varianza explicada o compartida por la componente principal, y usando

$$\Gamma = \frac{L}{\sum L} \times 100, \quad (11)$$

determinamos el porcentaje de varianza explicada.

FUNCIONES ORTOGONALES EMPÍRICAS COMPLEJAS (CEOF)

El análisis de señales mediante Funciones Ortogonales Empíricas Complejas (CEOF) es un método bastante utilizado al momento de estudiar la propagación de señales en el espacio. El método CEOF mediante la transformada de Hilbert (Ec. 12) convierte a una serie $g(t)$ en una serie de tiempo compleja $\hat{g}(t)$, lo que previene la obtención de modos que compartan una frecuencia dominante, a diferencia de las EOF donde este problema es bastante común.

$$\hat{g}(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{g(\tau)}{t - \tau} d\tau, \quad (12)$$

con $\tau = t$. La transformada de Hilbert provee información sobre la tasa de cambio de una serie para cada tiempo t . Para más detalle sobre la transformada de Hilbert véase Horel (1984).

Como en una EOF convencional los vectores propios (E_m) y los componentes principales (A_m) corresponden respectivamente a los patrones espaciales y temporales. Sin embargo, al ser complejos poseen una componente real y otra imaginaria. Por lo anterior, dichas señales están expresadas en términos de su amplitud y fase (B_m y Θ_m para los vectores propios, y C_m y Ψ_m para la componente principal, respectivamente)

$$E_m = B_m e^{i\Theta_m} \quad (13)$$

$$A_m = C_m e^{i\Psi_m} \quad (14)$$

con,

$$B_m = \sqrt{E'_m \cdot E_m} \quad (15)$$

$$\Theta_m = \arctan \left(\frac{\Im(E_m)}{\Re(E_m)} \right) \quad (16)$$

y

$$C_m = \sqrt{A'_m \cdot A_m} \quad (17)$$

$$\Psi_m = \arctan \left(\frac{\Im(A_m)}{\Re(A_m)} \right). \quad (18)$$

A partir de esta metodología es posible interpretar estructuras espaciales y temporales sin sufrir la presencia de señales estacionarias. Con el uso de EOF y CEOF se determinó la existencia de comportamientos y variaciones compartidas entre los distintos mecanismos.

3.5. INTERPOLACIÓN ESPACIAL DE LOS CAMPOS DE CHL-A MODIS-AQUA

Debido a la falta de datos en los campos de Chl-*a* de MODIS-Aqua, esto a causa de las nubes presentes en la región, es necesario reconstruir dichos datos faltantes. Esta reconstrucción es realizada mediante el método Data INterpolation Empirical Orthogonal Functions (DINEOF; Toumazou & Cretaux, 2001; Beckers & Rixen, 2003; Alvera-Azcárate *et al.*, 2005). Este método, permite calcular los datos faltantes a partir de un número óptimo de EOF determinados por una técnica de validación cruzada que proporciona al mismo tiempo el error asociado a esta reconstrucción.

El método se basa en el hecho de que un análisis mediante EOFs tiene como objetivo extraer un pequeño número de grados significativos de libertad (modos), presentes en el sistema físico, a partir de un gran conjunto de datos. Estos grados de libertad representan las fracciones determinantes de la variabilidad original del conjunto de datos. La combinación de las EOFs dominantes y las amplitudes asociadas pueden ayudar a recuperar los valores de datos faltantes.

La descomposición de EOFs se calcula mediante el método de descomposición de valores singulares (SVD), que proporcionan los valores espaciales (U), la matriz de valores singulares (S) y los valores

temporales (V). Los datos faltantes son reconstruidos por EOFs truncadas a través de la fórmula:

$$X_{i,j} = \sum_c^p S_c(U_c)(V_c^T), \quad (19)$$

donde, $X_{i,j}$ son los datos desconocidos, i, j son los índices espaciales y temporales, p el número de modos EOF utilizados, y c es el número de columna.

Siguiendo la metodología propuesta por Correa-Ramírez et al. (2012) para la reconstrucción de datos del PCCS, utilizamos una ventana de 31 días para determinar las interacciones de los datos sobre un día dado. Esta metodología procesa las imágenes 15 días antes y 15 días después del día deseado.

Además, considerando que se genera una mejor reconstrucción de variables cuando existe una aproximación multivariada de DINEOF (Alvera-Azcárate *et al.*, 2007), debido a que variables relacionadas pueden presentar una fuerte variabilidad conjunta y las EOF justamente consideran la correlación entre estas variables para la reconstrucción, permite representar de correcta forma, en otros fenómenos, frentes de surgencia/subsidencia. Por esta razón, la reconstrucción de CHI- a fue realizada de forma multivariada combinando los campos de CHI- a y de SST (MODIS). A pesar de haberse generado una reconstrucción de campos SST mediante DINEOF, se optó por la utilización de datos SST MUR para la detección de frentes debido a la significativa correspondencia que esto muestran con respecto a estaciones de muestreo frente a Chile Central (Morales *et al.*, 2017).

3.5.1. ANÁLISIS ESPECTRAL

Para los casos en donde los ciclos de las señales y campos no sean claros, en especial ante la componente temporal de las EOF, se realizará un análisis espectral de las series para determinar los períodos determinantes de la señal, esto mediante la transformada de Fourier.

Supongamos que nuestra señal $x(t)$ representa una función continua en el intervalo temporal $[t_0, t_f]$. Consideremos que la frecuencia (f) se encuentra en un intervalo dado por un f mínimo (f_0) y f máximo (f_N) que se pueden detectar a partir del análisis espectral cuando se tienen N datos separados entre sí por un intervalo de tiempo Δt . La frecuencia mínima f_0 está definida como,

$$f_0 = \frac{2}{N\Delta t}, \quad (20)$$

y la frecuencia más alta f_N también denominada frecuencia de Nyquist se define como,

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}, \quad (21)$$

permite determinar el espectro de potencia de una serie temporal en un rango de frecuencias. El espectro de potencia (S) es el cuadrado de la amplitud de cada armónico, y corresponde a la contribución de cada armónico a la energía total de la serie, es decir:

$$S_k^2 = A_k^2 + B_k^2, \quad (22)$$

siendo A_k^2 y B_k^2 los armónicos de la serie $x(t)$ para cada frecuencia definidos como,

$$A_k = \frac{2}{N} \int_{t_0}^{t_f} x(t) \cos(2\pi f_k t) dt, \quad (23)$$

$$B_k = \frac{2}{N} \int_{t_0}^{t_f} x(t) \sin(2\pi f_k t) dt. \quad (24)$$

3.6. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

3.6.1. ANÁLISIS DE COMPUESTOS

El análisis de compuestos es una técnica de muestreo basada en la probabilidad condicional de que un determinado evento ocurra. De este modo, una probabilidad condicional es la probabilidad de que un determinado evento se producirá si bien otro acontecimiento ha tenido lugar o tendrán lugar.

Dado un espacio de probabilidad F y dos eventos (o sucesos) $A, B \in F$ con $P(B) > 0$, la probabilidad condicional de A dado B es,

$$P(A|B) = \frac{P(A \cap B)}{P(B)}. \quad (25)$$

En nuestro caso, el condicional se basa en aumentos de clorofila por paso de tiempo mayores a la media mensual en una región delimitada entorno a las islas (Fig. 9). Si se detecta un aumento de Chl- a (A) sobre la mitad de los puntos de una región (RCSC, AS) para una fecha dada, se busca en los datos de

detección y seguimiento de remolinos la posible presencia de un remolino (B) en las zonas de interés en los 10 y 5 días previos a un evento de anomalías positivas de TS (ROMS), fitoplancton (OFES) y $Chl-a$ (satelital). Este mecanismo permite identificar la significancia de los remolinos sobre aumentos de $Chl-a$ en el AJF para el período de interés.

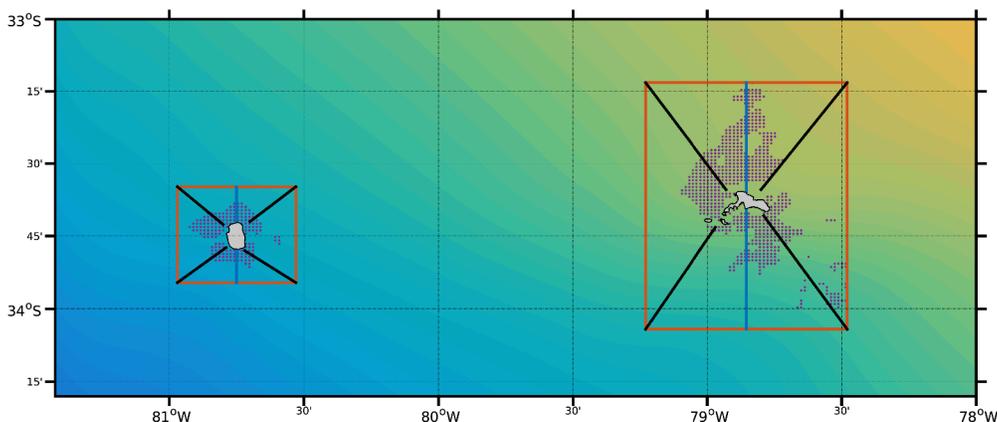


FIGURA 9: Regiones de interés para estudio de compuestos. Las líneas naranjas delimitan las regiones de estudio entorno a las islas del AJF, región RCSC y AS. Los puntos de grilla púrpura indican las zonas de covarianza extrema entre vorticidad y $Chl-a$ que también son analizadas con compuestos. Las líneas azules corresponden a las transectas donde se elaboran los diagramas hovmöllers. Las líneas negras corresponden a 8 transectas analizadas mediante diagramas hovmöllers, pero no son mostrados en este documento.

3.6.2. ANÁLISIS DE CORRELACIONES CON DESFASE

La correlación desfasada es una operación matemática que permite cuantificar el grado de similitud entre dos señales (x e y), aunque a simple vista no haya evidencias de coincidencia temporal entre ellas. Es así como se evalúa el grado de respuesta o reacción de una señal con respecto a otra cuando estas se analizan en los instantes de tiempo t y $t + k$ (con $k = -\infty : +\infty$) para cada una de las series, es decir en $x(t)$ y $y(t + k)$. De este modo se logra determinar el tiempo de retraso o reacción de una serie con respecto a un estímulo causado por otra señal con la cual se supone existe una relación de tipo dependiente. En nuestro caso, es el tiempo que transcurre entre el momento de llegada de un remolino de mesoescala a las islas del AJF y el aumento de $Chl-a$ en la región.

Se define la correlación de dos series distintas con cierto desfase k como:

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x}) \cdot (y_{i+k} - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=k+1}^N (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (26)$$

con N la longitud de la serie, \bar{x} el promedio de la serie x y \bar{y} el promedio de la serie y . Los valores de r_k se encuentran entre -1 y 1, siendo igual a 1 cuando las series están totalmente correlacionadas.

3.7. DIAGRAMAS HOVMÖLLER

3.7.1. DIAGRAMAS HORIZONTALES

Se utilizan diagramas hovmöller para representar y visualizar fácilmente las variaciones temporales de variables oceanográficas y meteorológicas. Para comprender la evolución temporal de la Chl- a superficial en las islas con respecto a las variaciones de vorticidad y NO_3 se elaboraron diagramas hovmöller centrados longitudinalmente en las islas (Fig. 9), todo esto sobre los subdominios alrededor de las islas para el período de estudio. Esta modalidad se utilizó debido a que los dominios entorno a las islas son de unos pocos kilómetros, por lo que realizar hovmöller en las 8 transectas mostradas en la Fig. 9 no era conveniente debido a la resolución del modelo, especialmente alrededor de AS. Estos diagramas se utilizaron tanto para las EOF elaboradas (normales y complejas) como también para variables extraídas directamente del modelo.

3.7.2. DIAGRAMAS VERTICALES - TRAYECTORIA DE REMOLINOS

Para evaluar la evolución temporal y espacial de un remolino proveniente de la zona de surgencia, se elaboraron diagramas hovmöller a partir de los centroides detectados para los remolinos. Al obtener el centroide desde el método de detección se extrae el perfil vertical en esa posición, al considerarla como el núcleo del remolino, generando un diagrama donde el eje- x contiene la longitud, latitud y la fecha, y el eje- y la profundidad. Para mayor entendimiento de parte del lector a la ruta seguida del remolino, el diagrama hovmöller es acompañado por la trayectoria horizontal de este y la posición de las islas.

3.8. SEGUIMIENTO DE TRAZADORES PASIVOS

Se utilizó el modelo lagrangiano ichthyop (Lett *et al.*, 2008) para realizar el seguimiento de partículas pasivas (simulando la disposición de nutrientes) alrededor de las islas del AJF ante la presencia de surgencia local y estructuras de Von Kármán. Ichthyop es un programa desarrollado en Java, que permite realizar estudios lagrangianos de la dinámica de transporte del ictioplancton. A pesar de que su finalidad original es el seguimiento del ictioplancton, esta herramienta tiene la flexibilidad de realizar el seguimiento de partículas pasivas o con otros comportamientos más complejas. Este programa permite el rastreo de partículas de manera offline sobre modelos hidrodinámicos 3D y 2D (ROMS, MARS, NEMO y SYMPHONIE). Para más detalles ver www.ichthyop.org. Para nuestro estudio se utilizó ichthyop

3.3 (r1023) sobre los subdominios determinados alrededor de las islas del archipiélago (Fig. 9) para el seguimiento de partículas pasivas.

El modelo lagrangiano se acopló a las salidas del modelo MH por su resolución espacial, ya que permite la representación de estructuras de submesoescala en la región. La disposición de partículas se restablece cada 5 días a una profundidad de 50 m (Fig. 10). Se dispusieron de un total de 4782 partículas (Tabla 1) en cada una de las liberaciones. Dichas liberaciones se realizaron en períodos donde se aprecia la influencia de estructuras de surgencia-Von Kármán.

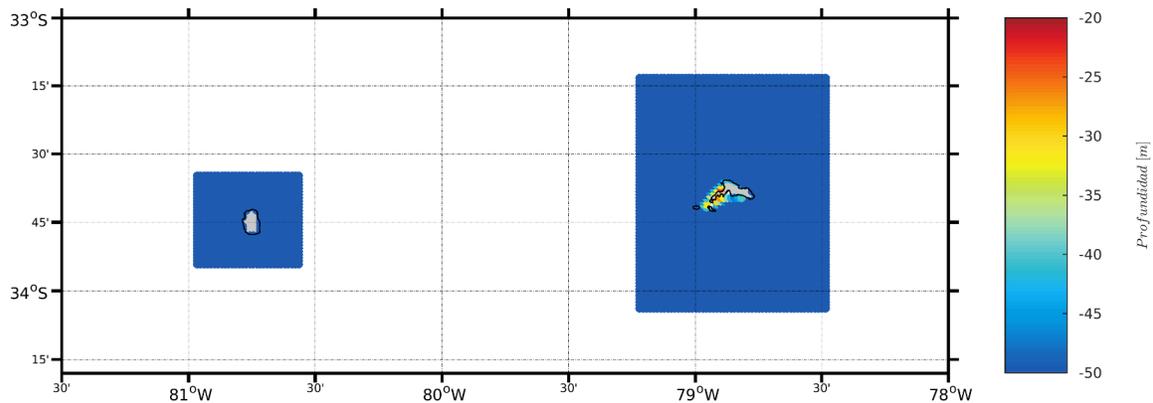


FIGURA 10: Región y profundidad de disposición de partículas dispuestas por el modelo lagrangiano. La paleta de colores representa la profundidad donde son liberadas las partículas.

TABLA 1: Resumen de parámetros utilizados en la distribución y disposición de partícula mediante el estudio de trazadores pasivos.

Región	N° Partículas	Profundidad Liberación	Paso de Tiempo	Seguimiento
RCSC	3944	-50	5 días	30 días
AS	838	-50	5 días	30 días

RESUMEN DATOS UTILIZADOS Y ANÁLISIS APLICADO

TABLA 2: Resumen de los datos utilizados, resolución espacial, variables utilizadas y análisis aplicado.

Set de Datos	Resolución	Variable Utilizada	Análisis Aplicado
ROMS MP	~4 km	u, v, TS, TSs	Seguimiento de Remolinos, <i>EKE</i> , Análisis de Compuestos, Casos de estudio
ROMS MH	~1 km	$u, v, TS, TSs, \tau_{ux}, \tau_{uy}$	<i>EKE</i> , Climatología Estacional, EOFs (CEOFs), Análisis de Compuestos y Espectral, Correlación con Desfase, Hovmöller, Casos de estudio, IBM
OFES	~10 km	$u, v, \text{fitoplancton}, NO_3$	Climatología Estacional, EOFs, Análisis de Compuestos y Espectral, Correlación con Desfase, Comparativa con ROMS
CMEMS daily Chl- <i>a</i> OI	~4 km	<i>Chl-a</i>	Climatología Estacional, EOFs, Análisis de Compuestos y Espectral, Correlación con Desfase
SST MUR	~1 km	<i>SST</i>	Detección de Frentes de Submesoescala
Chl- <i>a</i> MODIS-Aqua	~1 km	<i>Chl-a</i>	Aumento de Chl- <i>a</i> debido a Frentes de Submesoescala
AVISO	~25 km	u_g, v_g	<i>EKE</i> , Climatología Estacional, EOFs, Análisis de Compuestos y Espectral, Correlación con Desfase
WOA13	~100 km	NO_3	Climatología Estacional, Comparativa con OFES

4. RESULTADOS

4.1. ESTRUCTURAS CLIMATOLÓGICAS

Para analizar las perturbaciones generadas por los remolinos y las variaciones de Chl-*a* sobre el AJF, se deben reconocer las estructuras dinámicas y la distribución de propiedades biogeoquímicas de la región. Al evaluar la polaridad de la vorticidad relativa (considerando parámetros de divergencia [$\xi < 0$] y convergencia [$\xi > 0$]) podemos notar la presencia de un dipolo de vorticidad alrededor RCSC (Fig. 11). Mientras que la mayor parte del año la tendencia a vorticidades negativas se presenta en la región oriental de RCSC. En los meses de invierno esto cambia, observándose una estela con tendencia negativa al oeste de RCSC. Los mapas de covarianza entre la vorticidad ROMS (OFES) y la *TS* (fitoplancton) (Fig. 27), muestran que en esta región es donde se generan aumentos significativos de *TS* (fitoplancton) a partir de estructuras divergentes alrededor de estas islas. Esta estela adyacente a RCSC cambia de configuración en los meses de primavera, tomando valores positivos de vorticidad. Por otro lado, en AS es notoria la predominancia de vorticidades negativas en la región noroccidental de la isla (Fig. 11). Dicha zona estaría siendo influenciada significativamente por las variaciones de la divergencia promoviendo el aumento de estructuras biológicas importantes en la región (Fig. 27), lo que es opuesto a lo que estaría sucediendo en la zona sur de la isla donde las vorticidades positivas son predominantes.

Los niveles de *EKE* son bastante altos en el archipiélago, por sobre los $50 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ en mayor parte de la región. Esto es señal clara del ingreso de estructuras con alta *EKE* provenientes de la ZTC (Hormazábal *et al.*, 2004; Correa-Ramírez *et al.*, 2007). Los meses de primavera son los que muestran una mayor *EKE* ($\overline{EKE} \sim 72 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$, Fig. 12), en especial, el borde oriental del sistema (con un máximo cercano a los $130 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$). En verano los niveles altos de *EKE* se concentran en la zona sur de la región, mientras que en otoño la distribución de *EKE* es un poco más homogénea, mostrándose un máximo de *EKE* (el cual llega a ser más alto al mostrado en primavera, $\max(EKE) \sim 140 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$) en la región nororiental del sistema. Estas estructuras también tienen un papel crucial en la entrada de *TSs* proveniente de la costa.

Para evaluar la distribución climatológica de organismos primarios sobre el AJF, se analizaron los mapas climatológicos de fitoplancton (OFES, Fig. 13) y *TS* de origen costero (ROMS MH, Fig. 14). Las concentraciones climatológicas de fitoplancton son bajas en la región ($< 0.4 \text{ mgm}^{-3}$). No obstante, se encuentran sobre los valores de aguas oceánicas ($> 0.1 \text{ mgm}^{-3}$), inclusive en AS. A pesar de que los mapas de otoño y primavera (Fig. 13b,d) muestran mejores niveles de fitoplancton climatológico (a primera vista) sus concentraciones promedio no son superiores a las de verano e invierno (Fig. 13a,c). Dichas concentraciones bordean los $\sim 0.26 \text{ mgm}^{-3}$ (Tabla 3), siendo la distribución de fitoplancton bastante homogénea entre estaciones del año. De este modo, solo es apreciable la diferencia entre

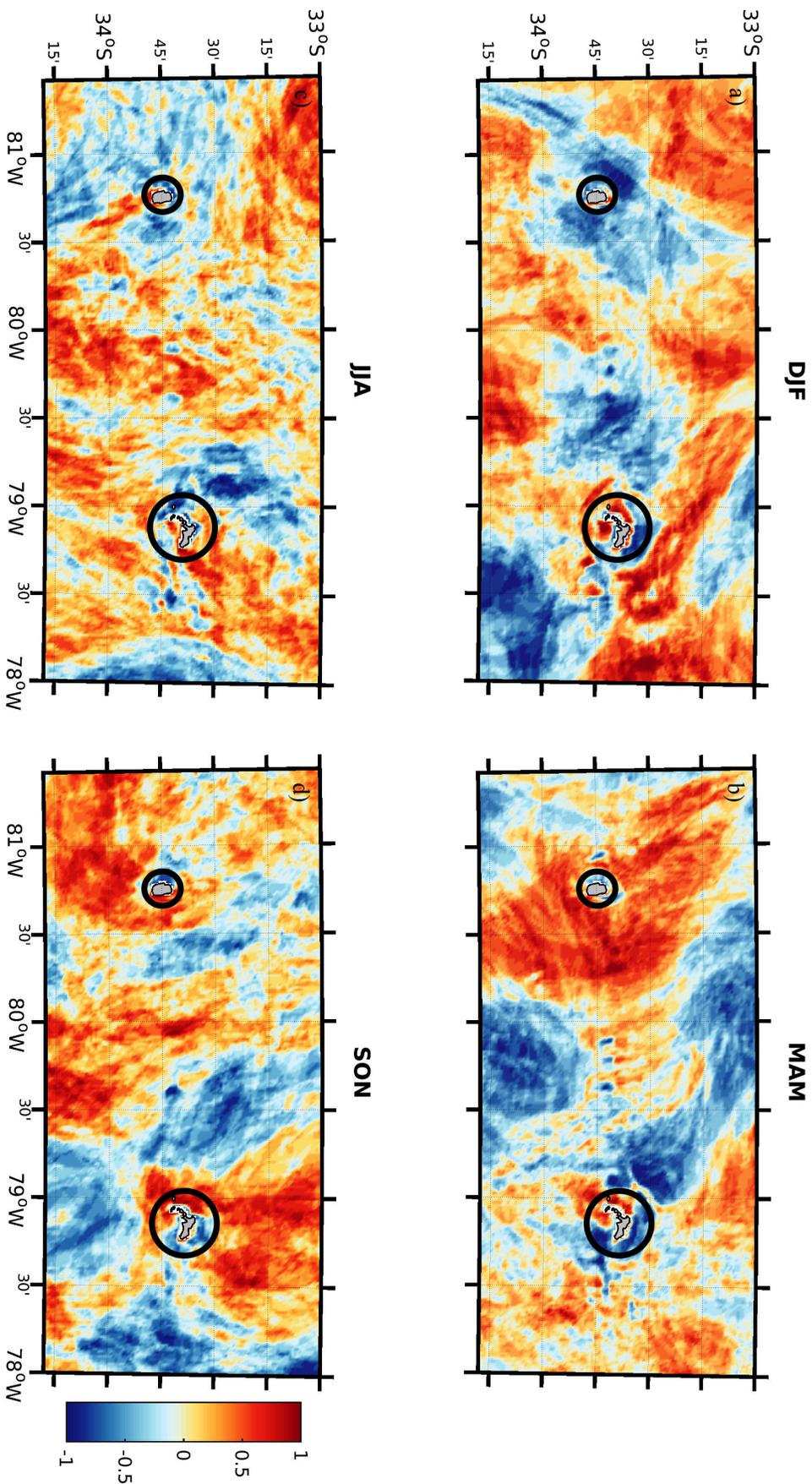


FIGURA 11: Polaridad estacional promedio definida a partir de los patrones de convergencia (rojo) y divergencia (azul) de la vorticidad relativa (ROMS MH) sobre el AJF (2001-2008). El círculo negro enmarca las regiones alledañas a la isla con la finalidad de visualizar posibles dipolos de vorticidad: a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octubre-Noviembre

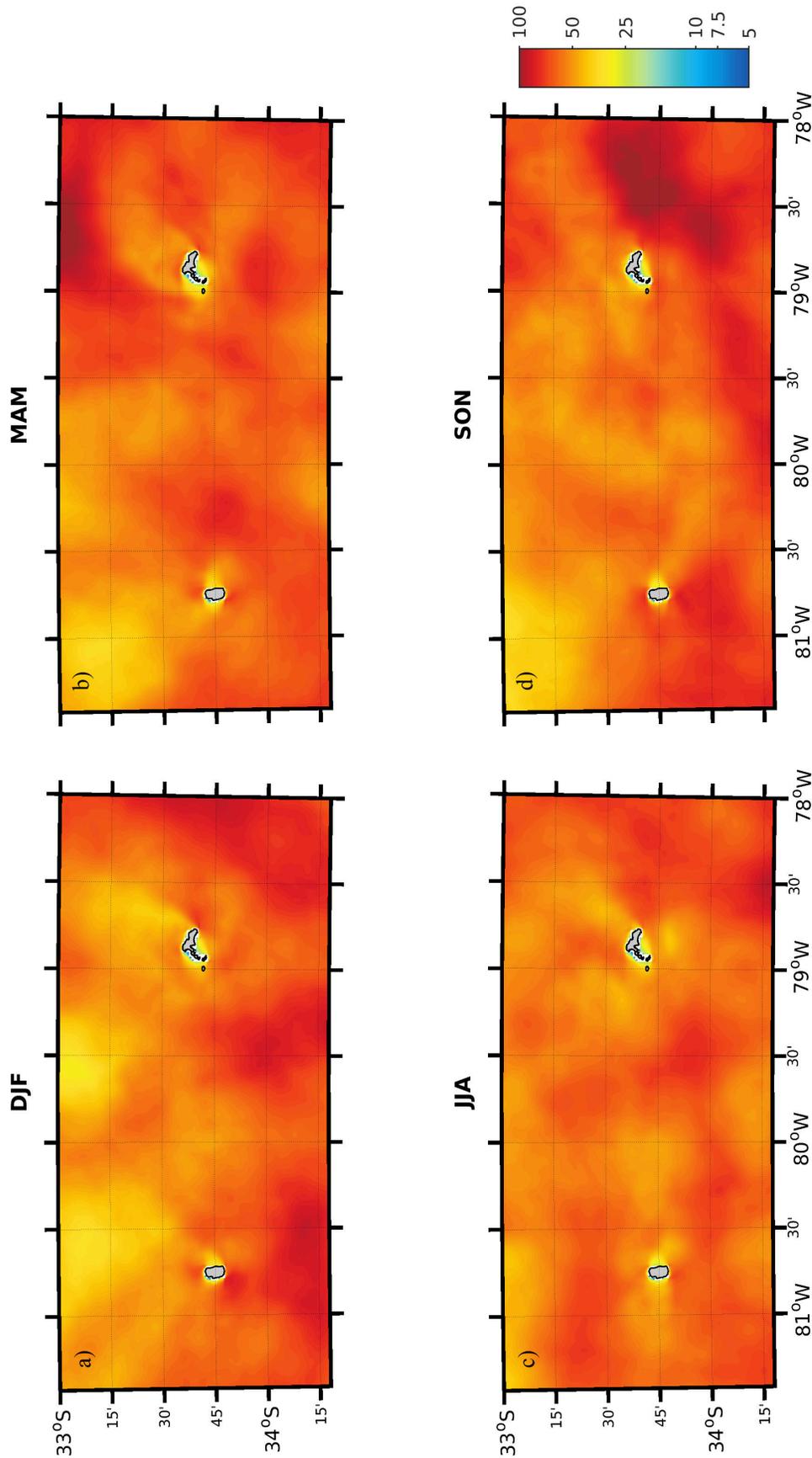


FIGURA 12: Climatología estacional de *EKE* del modelo ROMS MH sobre el AJF. a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octubre-Noviembre

las concentraciones de AS y RCSC en cada estación, siendo mayores en RCSC ($\overline{\text{fitoplancton}} \simeq 0.3 \text{ mgm}^{-3}$) que en AS ($\overline{\text{fitoplancton}} \simeq 0.2 \text{ mgm}^{-3}$). A esta escala no se logran apreciar valores que sobrepasen los 1 mgm^{-3} , por lo que aumentos sobre niveles oligotróficos no están siendo identificado por la señal climatológica. Probablemente, este tipo de eventos son puntuales y de una escala temporal no muy amplia, dado a que no aparece en la señal climatológica.

TABLA 3: Concentración climatológica promedio (espacial) de fitoplancton (OFES) por estación del año

Estación	Concentración [mgm^{-3}]
Verano	0.269
Otoño	0.257
Invierno	0.273
Primavera	0.257

En cuanto a la entrada climatológica de *TS* al AJF, se muestran concentraciones también bajas ($< 0.4 \text{ mgm}^{-3}$) como estructura promedio estacional (Fig. 14). Estos valores decaen avanzando hacia el oeste, generando una diferencia entre RCSC y AS, llegando inclusive a concentraciones que bordean los 0.04 mgm^{-3} entorno a AS en los meses de otoño. Este resultado es un reflejo claro de que las estructuras de origen costero poseen una mejor conexión con RCSC que con AS. Climatológicamente los mayores niveles de *TS* en el archipiélago se alcanzan en los meses de verano, con una leve disminución en los meses de primavera (Tabla 4). Es clara la reducción en la conexión costa-AJF en los meses de otoño, la que comienza a aumentar hacia invierno, presentándose una diferencia entre otoño y verano de casi 0.3 mgm^{-3} .

TABLA 4: Concentración climatológica promedio (espacial) de *TS* (ROMS MH) por estación del año

Estación	Concentración <i>TS</i> [mgm^{-3}]
Verano	0.249
Otoño	0.232
Invierno	0.236
Primavera	0.242

Al considerar los resultados climatológicos de *TS* y la distribución climatológica de fitoplancton (OFES), se puede considerar que la diferencia entre las concentraciones de RCSC y AS, estaría siendo explicada por la conexión de RCSC con los procesos costeros. Por otro lado, OFES y la distribución climatológica de *TS* muestran las variaciones climatológicas descritas en la literatura (Correa-Ramírez *et al.*, 2007, 2012; Andrade *et al.*, 2012, 2014a, 2014b). Además, se puede corroborar con las imágenes de Chl-*a* obtenidas a partir de información satelital (Apéndice I; Fig. 39) que la distribución de fitoplancton mostrada por OFES es cercana a las concentraciones de Chl-*a* satelital. Estas muestran una estructura

más homogénea en el dominio, con valores entorno a los 0.25 mgm^{-3} .

En cuanto a los mapas de nutrientes y *TSs* (OFES y ROMS MH respectivamente; no son citados en este documento) muestran una estructura bastante similar a la mostrada respectivamente por el fitoplancton y por *TS* (Fig. 13 y Fig. 14) en la región de estudio. Con respecto a las concentraciones climatológicas mostradas por WOA13, estas son bastante similares con las mostradas por OFES, exceptuando los meses de verano y otoño (Tabla 5). Estas diferencias están asociadas a la resolución espacial de WOA13, esto se comprueba al estimar los promedios de OFES con una grilla de 1° de resolución (Tabla 5). En cuanto a las concentraciones climatológicas de *TSs*, estas muestran valores entorno a los 0.05 mgm^{-3} . Este último resultado refleja (climatológicamente) la influencia promedio de los aportes de “nutrientes” provenientes de la costa. Este resultado, refleja que los procesos costeros solventan casi el 50% del nitrato del AJF (en la escala climatológica).

TABLA 5: Concentración climatológica promedio (espacial) de nutrientes OFES y WOA13 por estación del año

Estación	Concentración OFES 10 km [mgm^{-3}]	Concentración WOA13 [mgm^{-3}]	Concentración OFES 1° [mgm^{-3}]
Verano	0.125	0.036	0.101
Otoño	0.111	0.054	0.088
Invierno	0.130	0.100	0.102
Primavera	0.108	0.112	0.088

Con la información anterior, sumado además a que, los niveles de fitoplancton (OFES), *TS* (ROMS MH), y los satelitales poseen un orden de magnitud ($O(0.1 \text{ mgm}^{-3})$), podemos asumir que los procesos que identificamos en los modelos utilizados y que poseen relevancia sobre la distribución de fitoplancton (productividad primaria) y *TS*, se encuentran presente en la distribución de *Chl-a* (indicador de productividad) del AJF para nuestro período de estudio. Estas estructuras climatológicas, junto a las de vorticidad y EKE servirán como referencia para nuestra discusión.

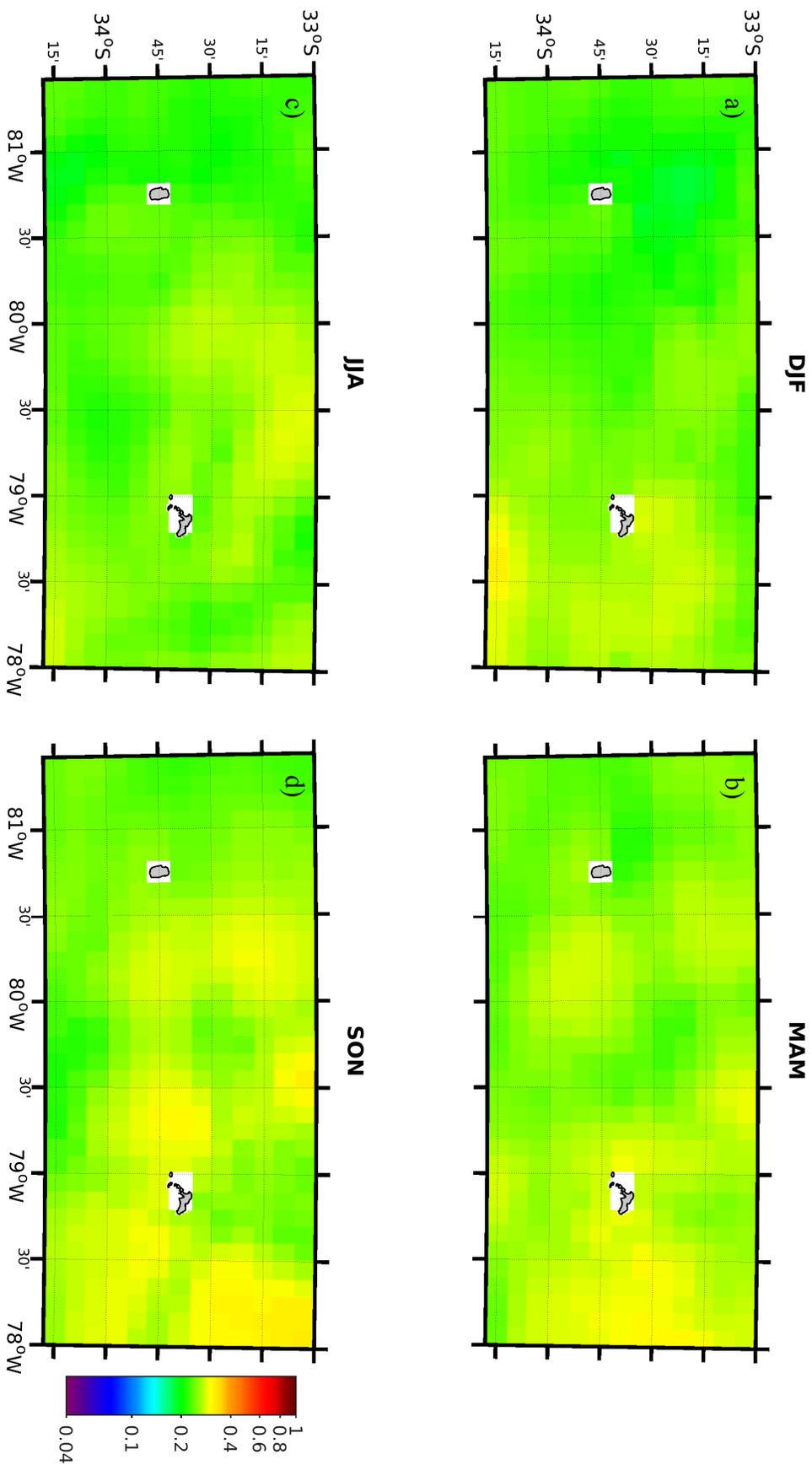


FIGURA 13: Climatología estacional de fitoplancton del modelo OFES sobre el AJF. La tabla de colores representa las concentraciones en mgm^{-3} . a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octubre-Noviembre

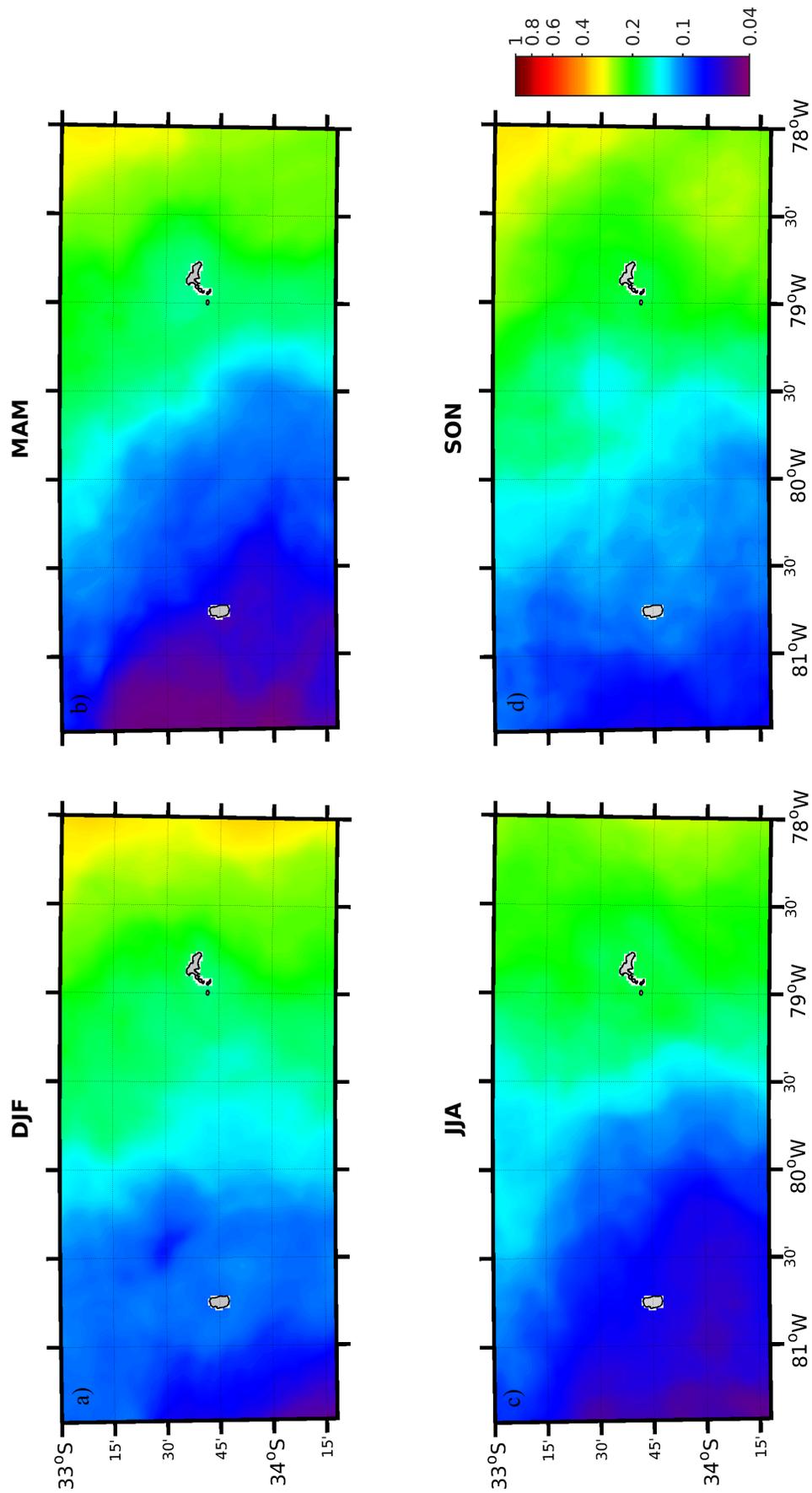


FIGURA 14: Climatología estacional de *TS* de origen costero del modelo ROMS MH sobre el AJF. La tabla de colores representa las concentraciones en mgm^{-3} . q a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octubre-Noviembre

4.2. MODOS DE COVARIABILIDAD

4.2.1. MODOS HORIZONTALES

Considerando la significancia de la vorticidad sobre la entrada de nutrientes y su rol en la modulación de los aumentos de Chl-*a*, tanto en zonas costeras como insulares, se analizaron los campos de vorticidad (ROMS MH), *TS* (ROMS MH), *TSs* (ROMS MH), NO_3 (OFES) y fitoplancton (OFES) mediante EOF de secciones horizontales, con la finalidad de discriminar la relación entre sus variaciones temporales y espaciales.

El primer modo obtenido a partir de los campos de vorticidad (Fig. 15), considerando solo la componente divergente (vorticidad CC), representa el 4 % de la varianza total. Este modo a pesar de poseer un bajo porcentaje de la varianza, no comparte información con el resto de los modos (Regla de North [North *et al.*, 1982], Apéndice II). La componente principal y el periodograma asociado, están representados en la Fig. 15a,b. Se logra apreciar un marcado ciclo anual (a pesar de haberse extraído la climatología) el que se puede corroborar con su periodograma, teniendo el máximo en los meses de invierno. Se puede apreciar también un segundo máximo, mucho más débil que el anterior, en los meses de verano. Esta segunda señal es muestra de un ciclo semianual. En cuanto al campo de correlación (Fig. 15c), se observa una región bastante costera de correlación positiva en RCSC, además de una estela en la región noroeste de la isla con un área mayor a la observada en la sección anterior (Fig. 26a). En AS, también es apreciable una banda costera de correlación positiva ($\sigma \simeq 0.2$), junto con una estela asentada en la zona norte de la isla. Es interesante que en los meses otoño y primavera la componente principal muestra valores negativos, lo que es señal de una disminución en la divergencia en las regiones antes descritas.

En cuanto a los campos de *TS*, el primer modo representa el 15 % de la varianza total. Al igual que en el caso anterior, la componente principal (Fig. 16a) muestra un claro ciclo anual. Este ciclo anual determina dos fases en la componente principal, presentando valores predominantemente negativos entre abril y enero, y un máximo (positivo) en los meses de verano-otoño. También está presente un suave ciclo semianual, con un segundo máximo en los meses de primavera. En cuanto al campo de correlación, se logra apreciar un claro dipolo entre RCSC y AS (Fig. 16b). Mientras RCSC se relaciona de forma negativa con la componente principal en mayor parte de su región ($\sigma \simeq 0.4$), AS lo hace de forma positiva ($\sigma \simeq 0.5$). Este resultado es interesante, debido a que los períodos del año en que los procesos de origen costero están afectando a las islas son diferidos. Además, a partir de este modo, es claro identificar que RCSC es afectado en un período del año mayor que AS, presentando solo una disminución de los *TS* en RCSC en los meses de primavera.

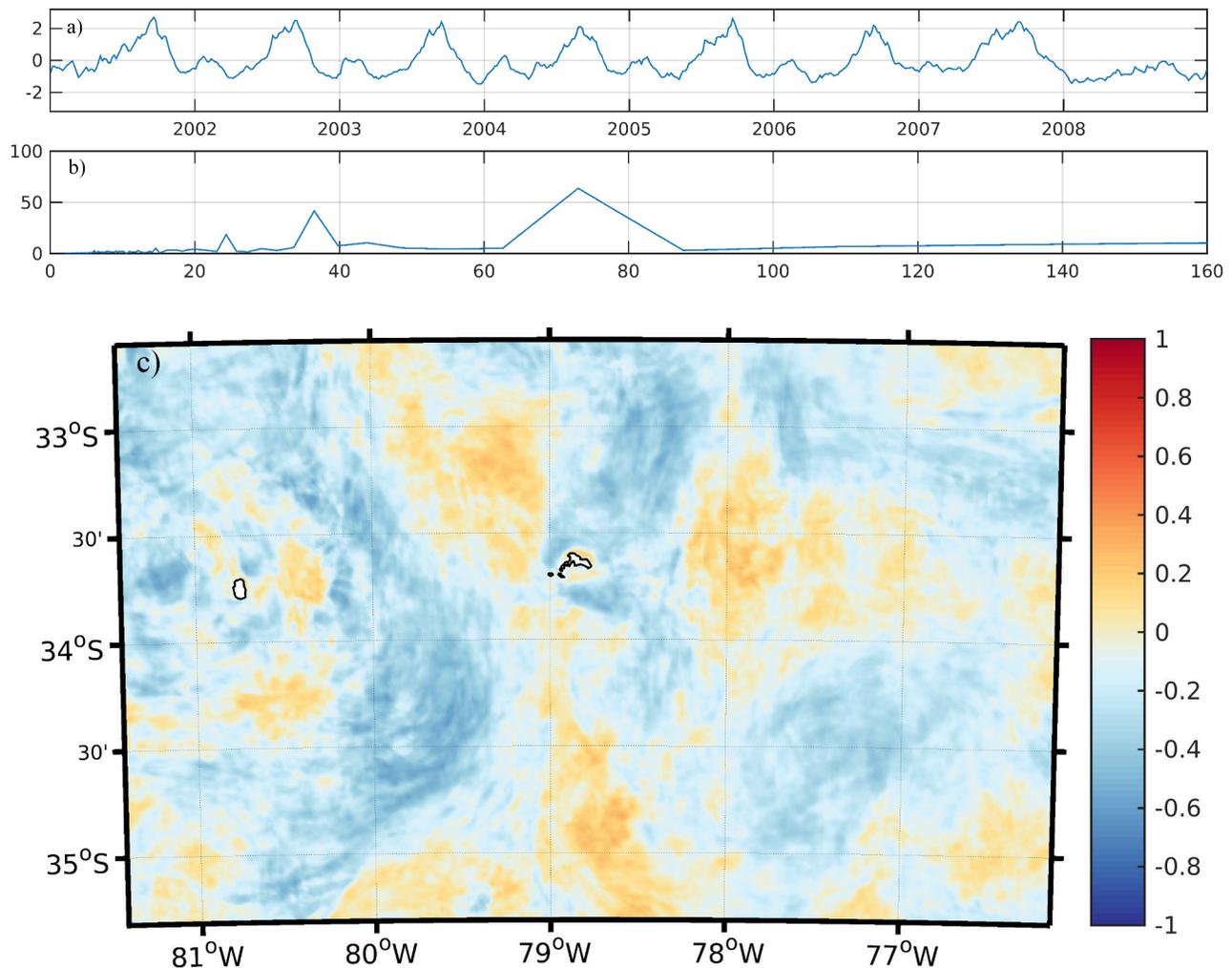


FIGURA 15: Modo 1 de variabilidad para la vorticidad CC (ROMS MH): a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

La Fig. 17 muestra el modo 1 del fitoplancton (OFES). Este modo representa el 17% de la varianza total. Es claro el predominio del ciclo anual en esta señal (periodograma, Fig. 17b), con un máximo en el mes de junio (componente principal, Fig. 17a). Los valores positivos de la componente principal, predominan entre otoño y primavera (abril a octubre). Los campos de correlación (Fig. 17a) muestran una correspondencia positiva con respecto a la componente principal en mayor parte del dominio, estando las regiones adyacentes a las islas dentro de este patrón positivo. De hecho, al sureste de RCSC se alcanzan valores de $\sigma \sim 0.7$ y al este de AS $\sigma \sim 0.6$. La presencia de un segundo máximo (Fig. 17a) en septiembre-octubre, especialmente en 2004 y 2005, podría ser evidencia de 2 procesos responsables de sostener este modo, uno remoto (procesos de origen costero, modo 1 *TS* [Fig. 16]) responsable del máximo de invierno, y otro local, responsable de los aumentos de fitoplancton en primavera (surgencia local).

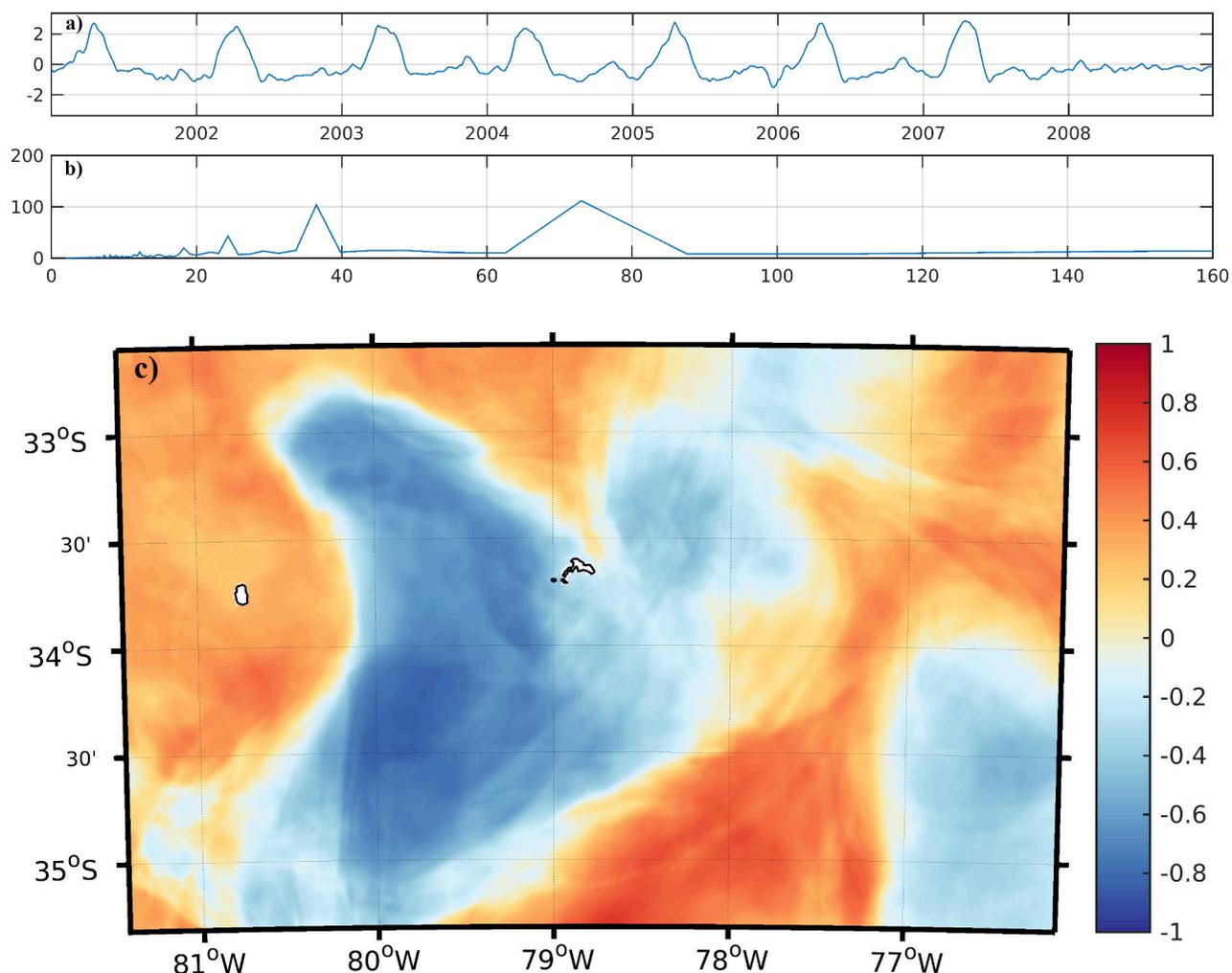


FIGURA 16: Modo 1 de variabilidad para los TS: a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

El segundo modo obtenido desde los campos de vorticidad (Fig. 18) representa el 3% de la varianza total. En este caso el ciclo semianual es el dominante sobre la componente principal (Fig. 18a), reflejándose lo anterior en su periodograma (Fig. 18b). Es prácticamente nula la influencia de energía proveniente de otras señales. Como se logra apreciar en el mapa de correlación (Fig. 18c), los dominios tanto de RCSC y AS son dominados positivamente por la componente principal, salvo las regiones este de RCSC y sur de AS. En cuanto a la forma de las estructuras de correlación positiva desarrolladas sobre los dominios, podemos visualizar que en RCSC se presentan como dos estelas, una al noroeste y otra al sureste, mientras que en AS estas rodean a la isla, teniendo una marcada región positiva al sur del dominio. Lo interesante de este resultado, es que los aumentos de divergencia en las islas del AJF estarían ocurriendo según este modo en los meses de verano e invierno y una disminución bastante abrupta de estas estructuras en primavera.

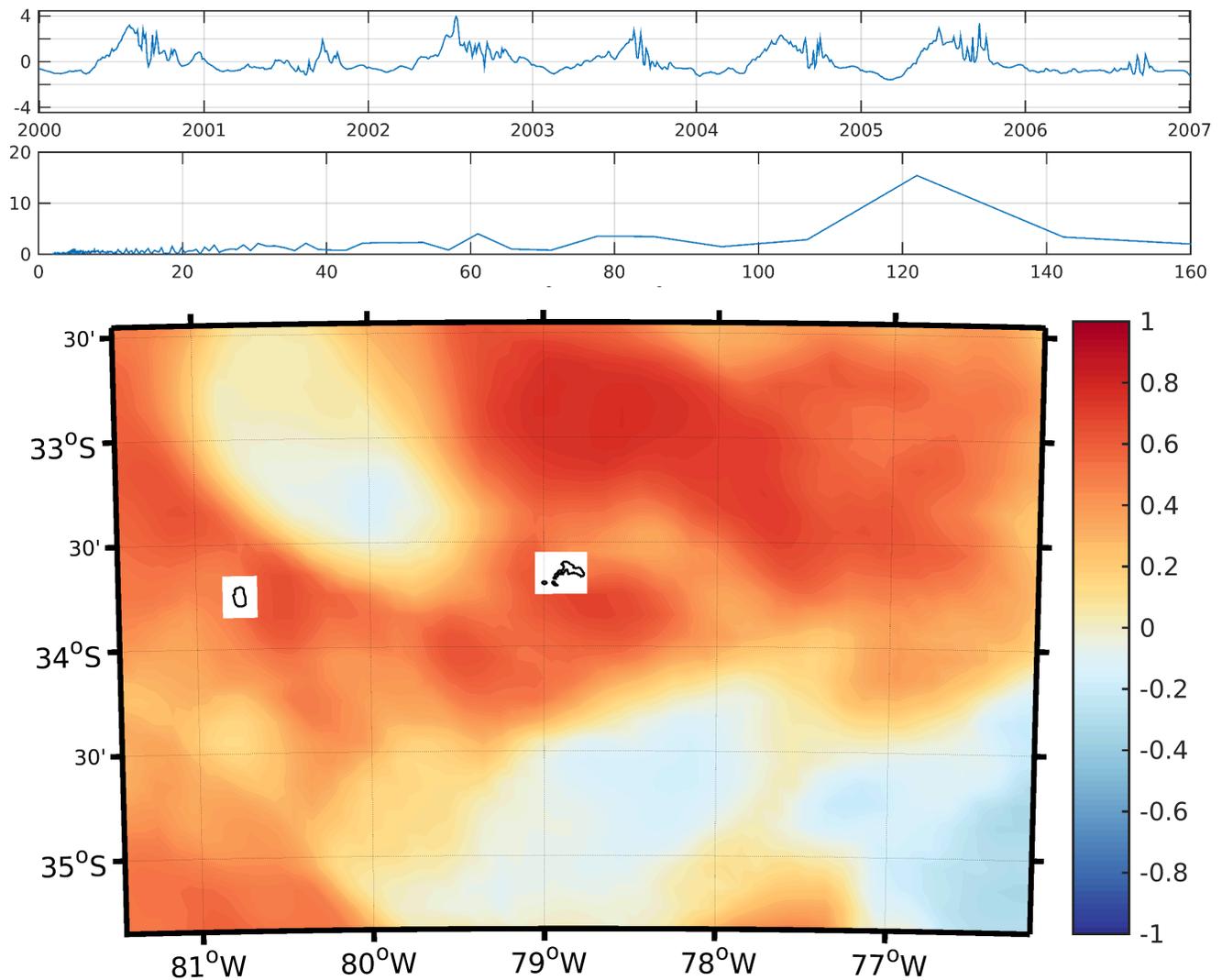


FIGURA 17: Modo 1 de variabilidad para el fitoplancton (OFES): a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

Por el lado de los *TS*, el segundo modo muestra predominantemente un ciclo semianual visible tanto en la componente principal como en el periodograma asociado (Fig. 19a y Fig. 19b). Este modo representa el 10% de la varianza total y muestra valores de correlación cercanos a 0.9 en regiones puntuales dentro del dominio en estudio (Fig. 19c). A las islas RCSC las rodea una región con valores positivos de correlación con cierto desplazamiento hacia el este, conectándose de este modo con una zona de alta correlación al noreste de la isla. AS por su parte, muestra una débil correlación (tanto positiva como negativa) con la componente principal en su dominio adyacente. A pesar de ello, es posible apreciar la entrada de estelas con valores positivos de correlación tanto del sur como del norte de la isla. Los dos máximos se presentan en la segunda parte del verano austral y en los meses de invierno. Claramente este modo nos muestra que los procesos de origen costero poseen un mayor impacto sobre regiones

cercanas a las costas de RCSC, siendo señal clara de que la interacción de las islas con las estructuras provenientes de la costa, es crucial para la entrada de trazadores (partículas o nutrientes) de origen costero al ecosistema de RCSC. Estas partículas poseen una mayor presencia o significancia para RCSC que para AS.

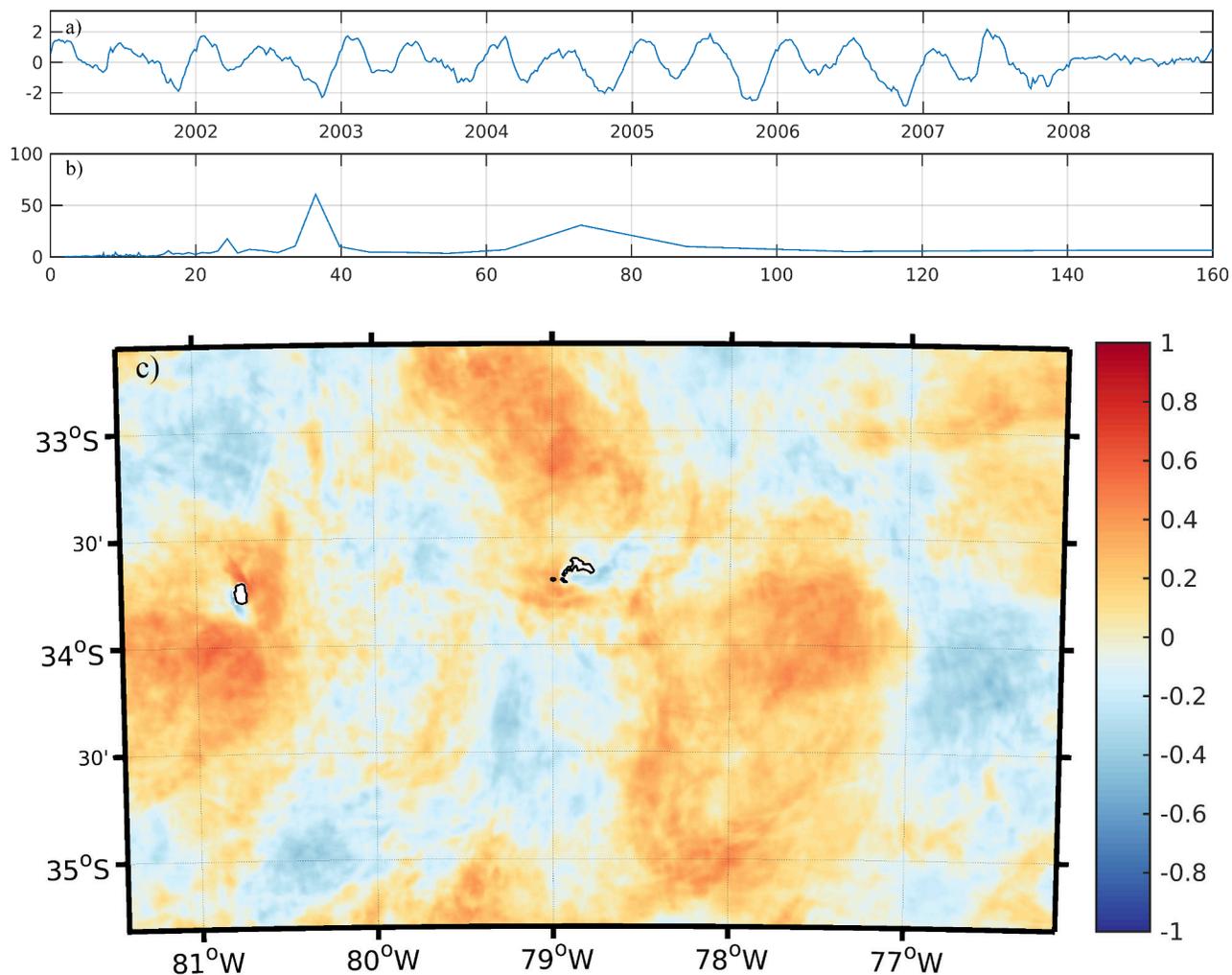


FIGURA 18: Modo 2 de variabilidad para la vorticidad CC (ROMS MH): a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

Sobre los modos de covariabilidad del TSs , nos concentramos en el análisis del modo 2 a pesar de que el modo 1 posee mayor porcentaje de la varianza total. Esta decisión fue tomada debido a que el modo 1 muestra más bien la estructura promedio de TSs en la región ($n^{\circ}TSs \simeq 0$), sin mucha variabilidad. En cambio, el segundo modo muestra variaciones periódicas de TSs sobre la región.

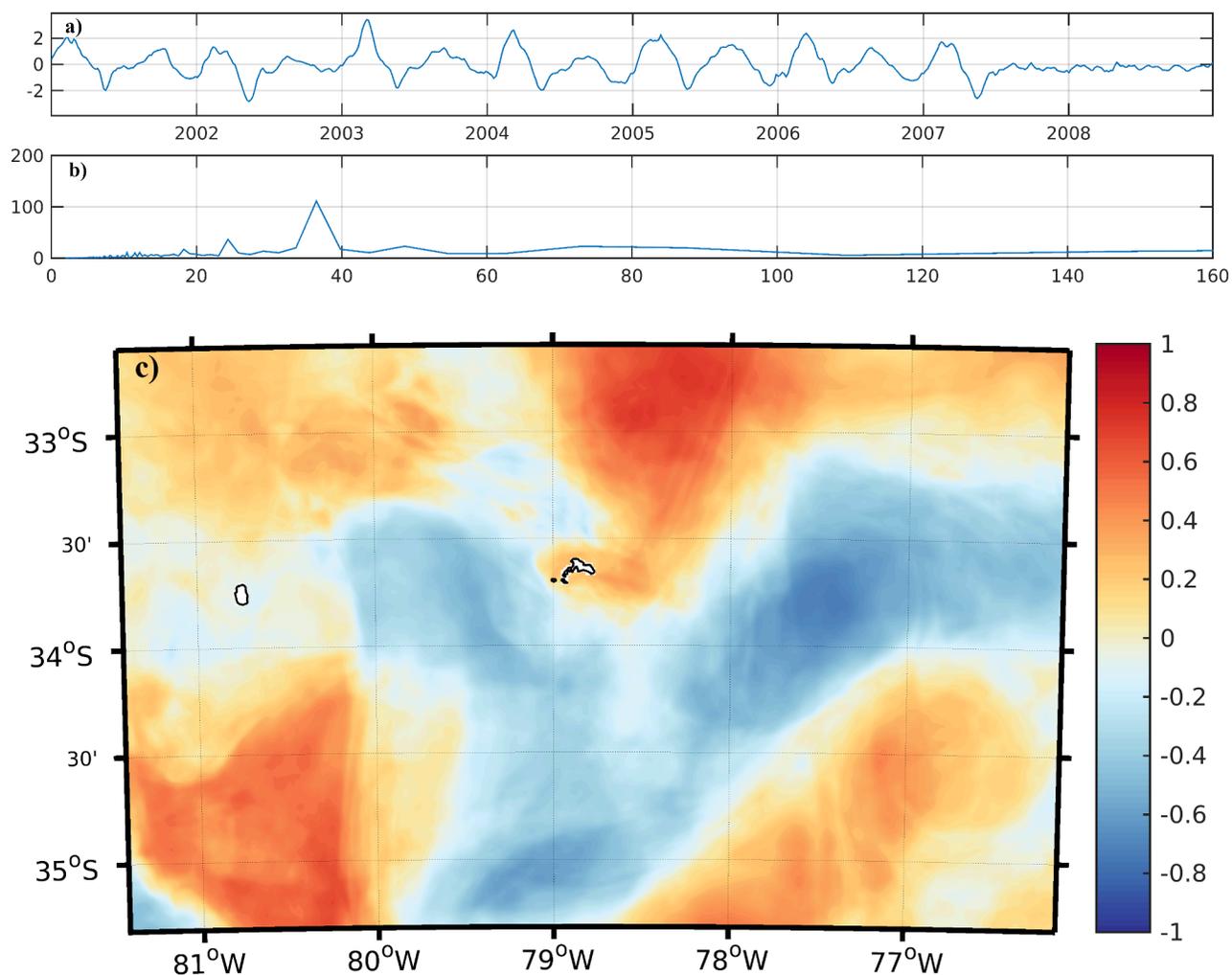


FIGURA 19: Modo 2 de variabilidad para los *TS*: a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

En el segundo modo de *TSs* domina sobre la variabilidad temporal el ciclo anual seguido por el ciclo semianual (componente principal y periodograma; Fig. 20a, b). Este modo representa el 10% de la variabilidad total. Los máximos de la componente principal se desarrollan entre los meses de marzo-mayo, favoreciendo la entrada de *TSs* alrededor de AS y en zona norte-este de RCSC (mapa de correlación, Fig. 20f). La entrada de *TSs* en AS se ve (de cierto modo) desfavorecida el resto del año, principalmente en los meses de invierno, a diferencia a RCSC, relacionándose con el modo 1 de *TS*. Esta semejanza con la estructura temporal y espacial de *TS* corrobora que lo mostrado por el modo 1 de *TSs* corresponde a un proceso distinto de la exportación de *TSs* de origen costero, por lo que pierde significancia debido a que todos los *TSs* son de origen costero.

Las concentraciones de NO_3 (OFES) muestran en el modo 1 (Fig. 21) un evidente ciclo anual (Fig.

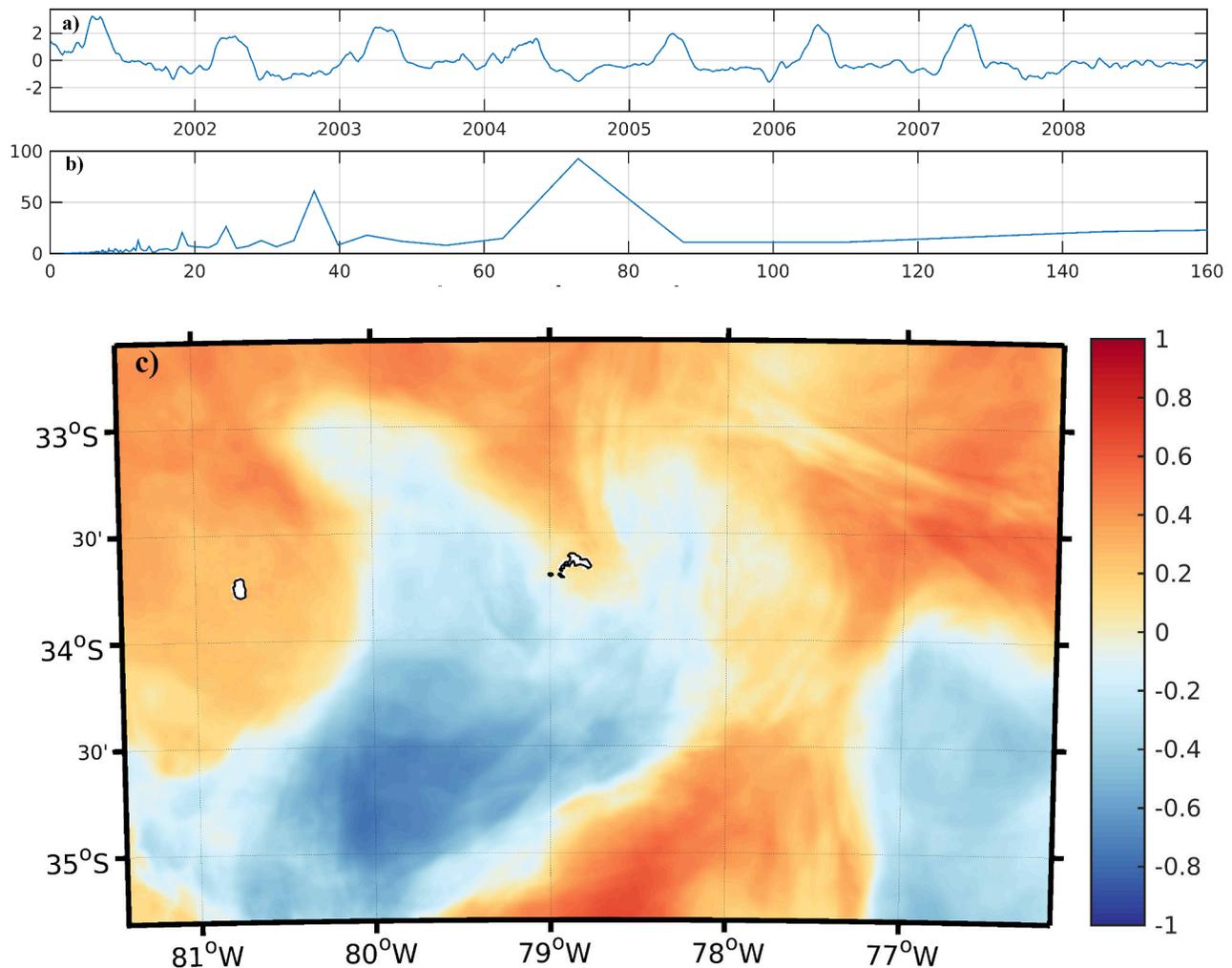


FIGURA 20: Modo 2 de variabilidad del *TSs*: a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

21b), con valores negativos en la componente principal a finales de verano y principios de otoño (Fig. 21a) y un máximo en agosto. Este modo representa el 14% de la varianza total. El campo espacial de correlación ((Fig. 21c) y la componente principal muestra una configuración bastante similar a la mostrada por el modo 1 de fitoplancton (OFES). Sin embargo, el máximo grado de correlación se alcanza en este caso en agosto. Este máximo es explicado por el esquema del modelo NPZD (Fig. 8) acoplado a OFES, donde tenemos una reincorporación de nutrientes por mortalidad (tanto de fitoplancton como zooplancton) mediante la remineralización del detritus. De este modo, por un lado tendríamos una incorporación directa de nutrientes por procesos de origen costero (finales de otoño), por otro un menos directo a partir de la mortalidad de los organismos primarios (mediados de invierno, agosto), y por último uno que no es muy claro en este modo y que corresponde a las concentraciones propias de la región incorporadas en la capa fótica ante la surgencia local (primavera-verano). El segundo modo

de NO_3 (OFES) no se muestra en este documento, sin embargo, se observa la estructura promedio asociada a los NO_3 de la región. Este modo no muestra grandes rasgos de variabilidad con respecto a la componente principal, a pesar de esto, dicho modo representa el 9% de la varianza. Un aspecto interesante del modo 2 es que muestra una anomalía positiva en las concentraciones de NO_3 (tanto en AS como en RCSC) en un año con una Niña débil (2005-2006).

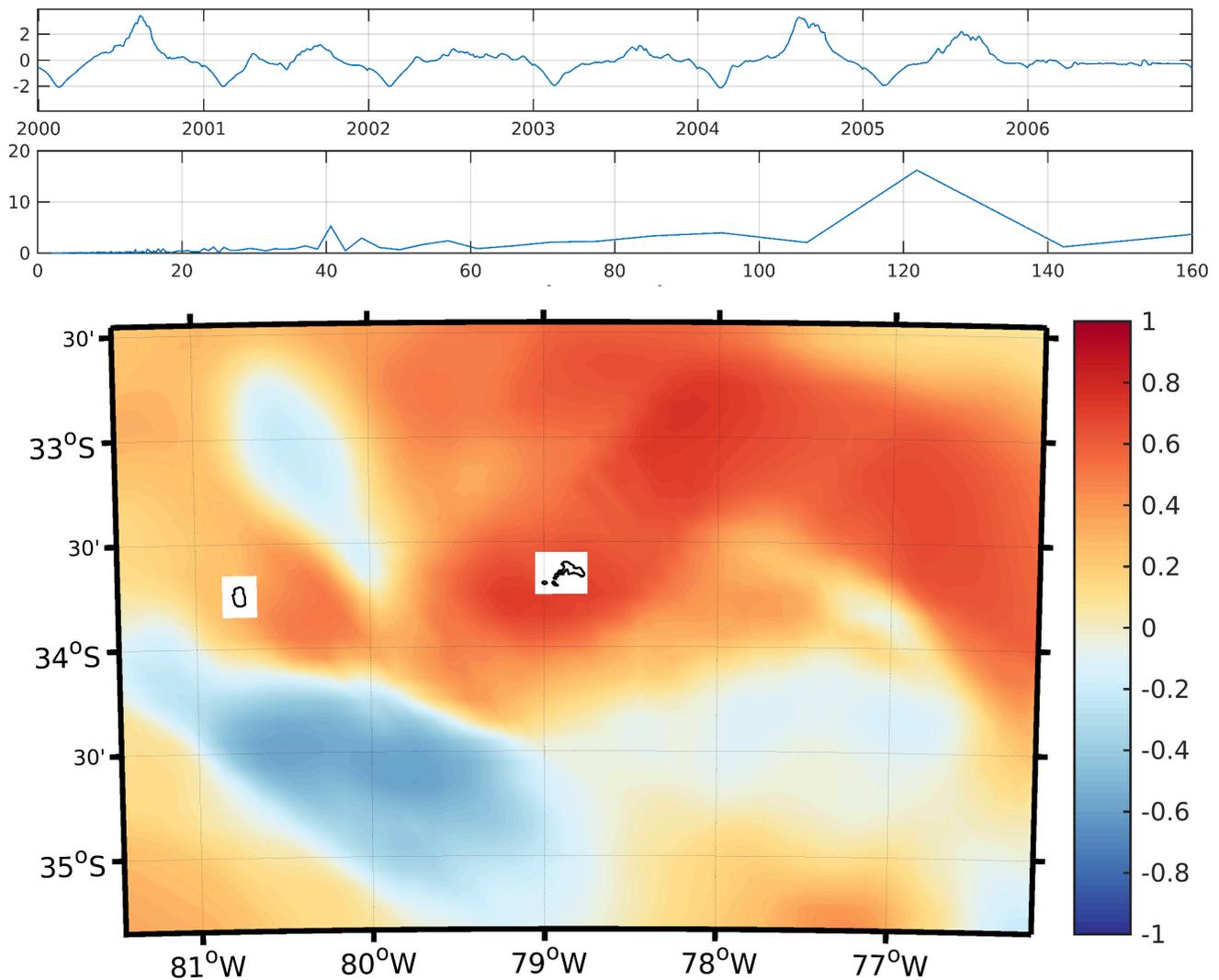


FIGURA 21: Modo 2 de variabilidad de NO_3 (OFES): a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

Para evaluar la presencia de las variabilidades reflejadas por las EOF determinadas a partir de los *TS* (ROMS MH) y el fitoplancton (OFES) en observaciones satelitales, se replicó la misma estructura de análisis EOF a los datos diarios de *Chl-a* satelital. El primer modo representa el 34% de la varianza total. Este modo posee una combinación de señales dominantes sobre la componente principal (Fig. 22a, b), dominando un cercano ciclo anual (~ 300 días) y un ciclo interanual (~ 500 días). Esta componente principal se correlaciona positivamente con toda la región de interés (Fig. 22c). Lo anterior estaría reflejando que, las variaciones anuales e interanuales estarían modulando significativamente y de manera homogénea, la distribución de *Chl-a* en la zona de estudio.

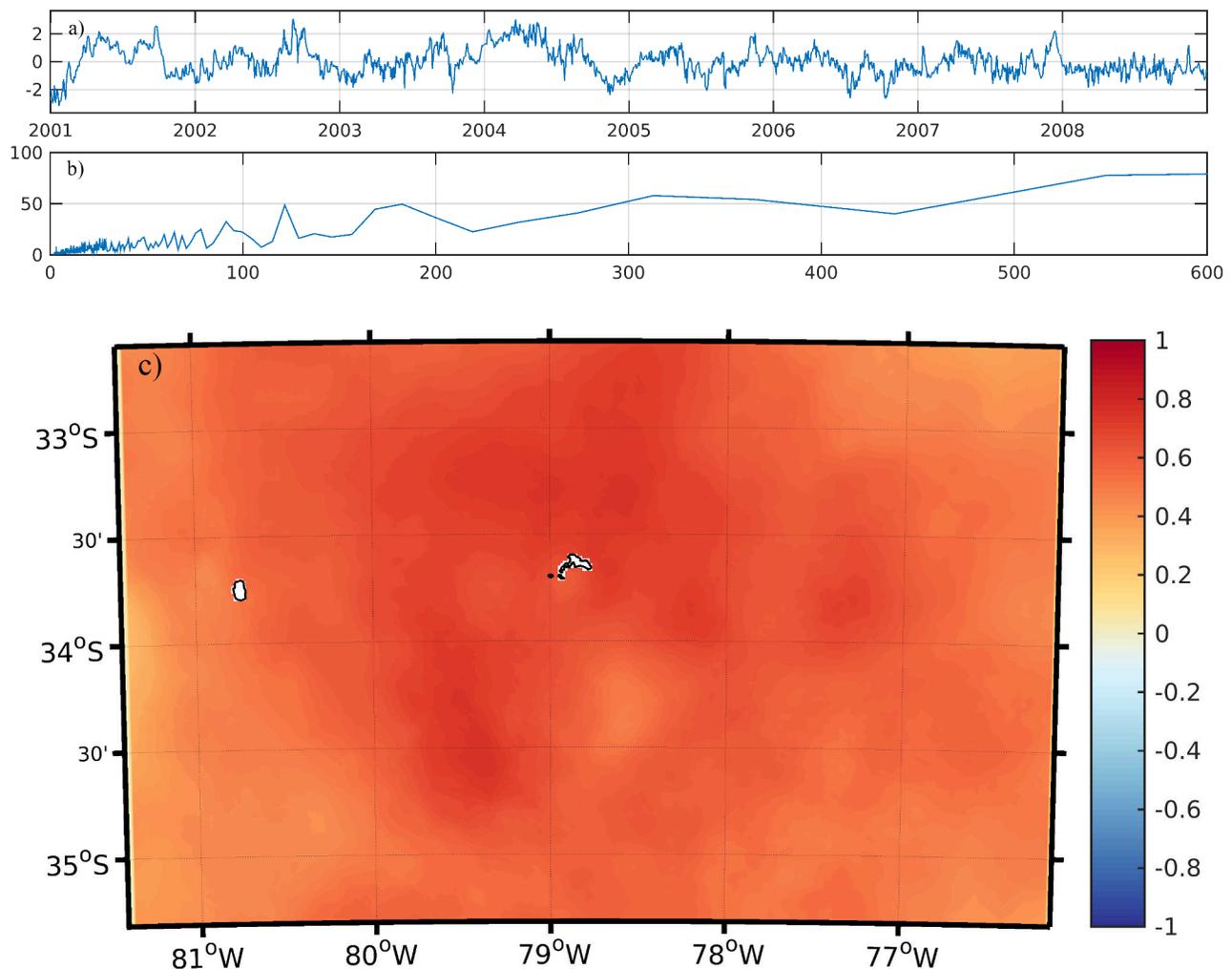


FIGURA 22: Modo 1 de variabilidad del *Chl-a* satelital: a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

El segundo modo es interesante, porque además de mostrar un marcado ciclo semianual (Fig. 23a, b), este muestra un dipolo de correlación entre RCSC y AS (Fig. 23c). Este resultado es interesante

debido a que se visualiza fácilmente la relevancia de los períodos del año para cada región. Mientras los procesos desarrollados en primavera son importantes para las variaciones positivas de Chl-*a* en AS (surgencia local), los meses de verano e invierno lo son para RCSC (procesos de origen costero).

Estos dos resultados son relevantes, puesto que, por un lado el modo 1 de Chl-*a* satelital tiene una correspondencia (en cuanto a su componente principal) al modo 1 de fitoplancton y NO_3 (OFES), y por el modo 2 de Chl-*a* posee una correspondencia con el modo 1 de *TS* debido al desarrollo diferido entre AS y RCSC, además de una correspondencia con el ciclo semianual mostrado en el modo 2 de *TS*. Este resultado muestra que, los procesos locales favorables para los organismos primarios están siendo resueltos por el modelo NPZD (OFES) como también los aumentos debido a procesos remotos. Muestra de esto es la coherencia con los procesos y variabilidad descritos por los *TS* y *TSs* (ciclos y en algunos aspectos de la estructura espacial).

4.2.2. MODOS VERTICALES

Para la construcción de los modos verticales, se extrajo un promedio latitudinal de las secciones verticales de vorticidad contenidas dentro de las regiones aledañas a cada isla (región de interés, Fig. 9), esto con la finalidad de detectar las estructuras temporales y espaciales desarrolladas por la interacción entre las anomalías de vorticidad y las islas dentro de la columna de agua.

Para evaluar la estructura vertical de la vorticidad alrededor de las islas, las secciones verticales se dividieron en dos celdas. Para variaciones en las vorticidades AC, las secciones verticales comprendían desde la superficie hasta los 500 m de profundidad. En el caso de las vorticidades CC, las secciones van desde la superficie hasta los 100 m.

Los modos 1 de AS y RCSC para el caso de vorticidades CC superficiales muestran un claro ciclo anual, visible tanto en su componente principal como con el periodograma asociado (Fig. 24a,b y Fig. 24d,e). Este ciclo anual tiene su máximo en los meses de invierno en ambos dominios, con unas anomalías más reducidas en los períodos 2004-2005 y 2007-2008. Junto a este ciclo anual es posible apreciar un segundo máximo. Este máximo, asociado al ciclo semianual, es más notorio en AS que en RCSC, donde se detectan otros tres máximos cercanos al semianual. Este modo de variabilidad representa aproximadamente el 20% de la varianza total siendo levemente más alta en AS (3%). En cuanto al campo de vectores propios (Fig. 24c,f), es notoria la correspondencia positiva de las estructuras espaciales con la componente principal en todo el campo de correlaciones. No obstante, se observa una estructura desarrollada al occidente de ambas islas. Dicha estructura alcanza valores por sobre los 0.5 de correlación. Esta última estructura se muestra muy cercana a la costa en ambas islas, observándose en RCSC un fuerte gradiente de correlación solo a ~ 10 km de la costa. Debido a la longitud espacial de

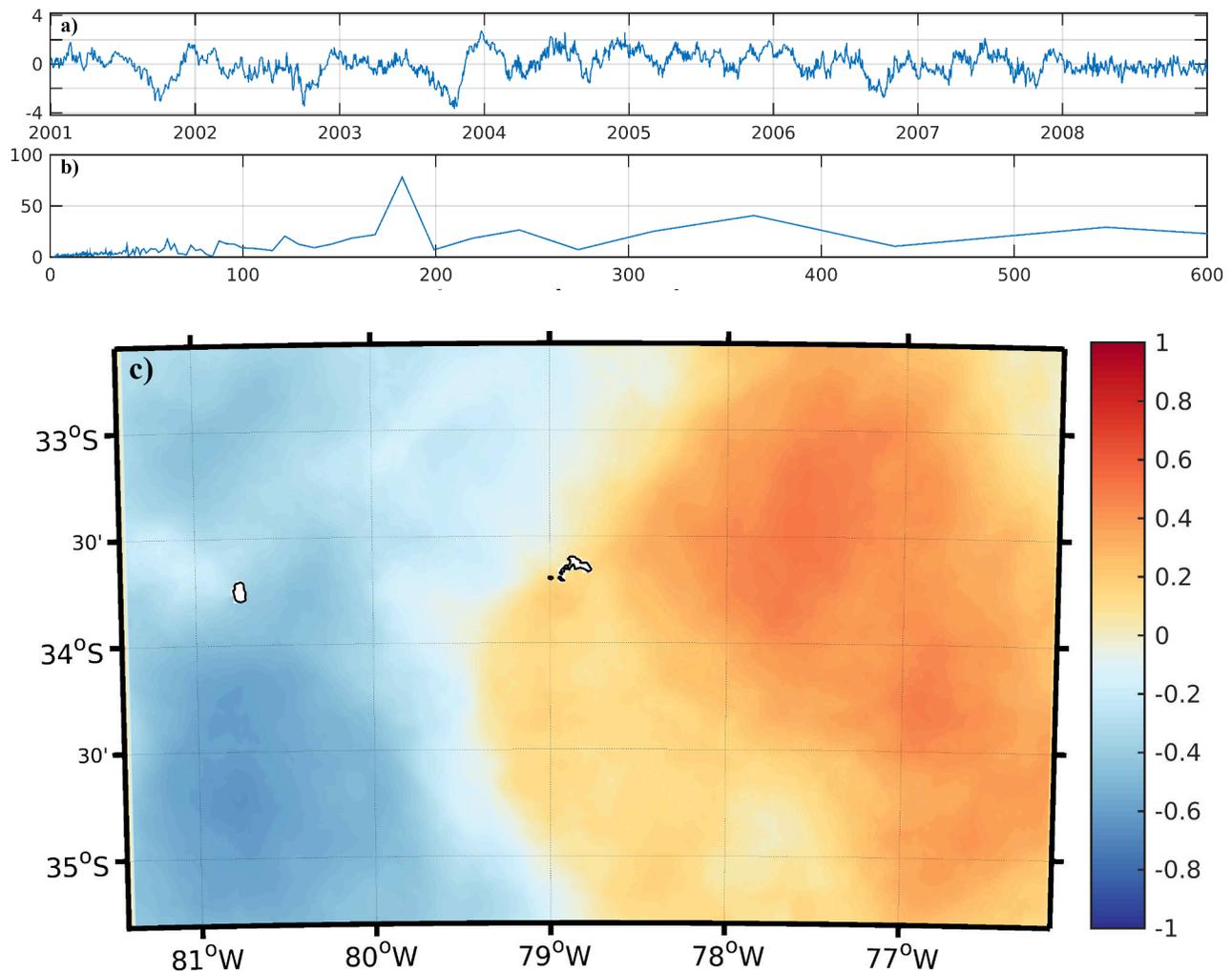


FIGURA 23: Modo 2 de variabilidad del Chl-*a* satelital: a) Componente Principal, b) Periodograma y c) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

dicha estructura es posible asociarla con mecanismos de submesoescala desarrollados periódicamente (principalmente en invierno) en esta región de las islas.

Las componentes principales de los modos 1 (18% de la variabilidad explicada para AS y 23% para RCSC) de vorticidad AC muestran algunos rasgos diferidos entre las islas. Por un lado, vemos que el ciclo dominante en AS es uno cercano al anual seguido por uno cercano al semianual (Fig. 25b). Mientras que en RCSC es una combinación entre los ciclos interanual, semianual y anual (Fig. 25e). A pesar de estos rasgos distintivos, la componente principal muestra máximos similares entre las islas, diferenciados principalmente por la energía asociada. Solo se presentan 2 períodos (finales del 2003 y 2005-2006) donde las variabilidades temporales discrepan. Otra característica de estas componentes, es que a diferencia de las componentes principales anteriores, en este caso es difícil distinguir los ciclos

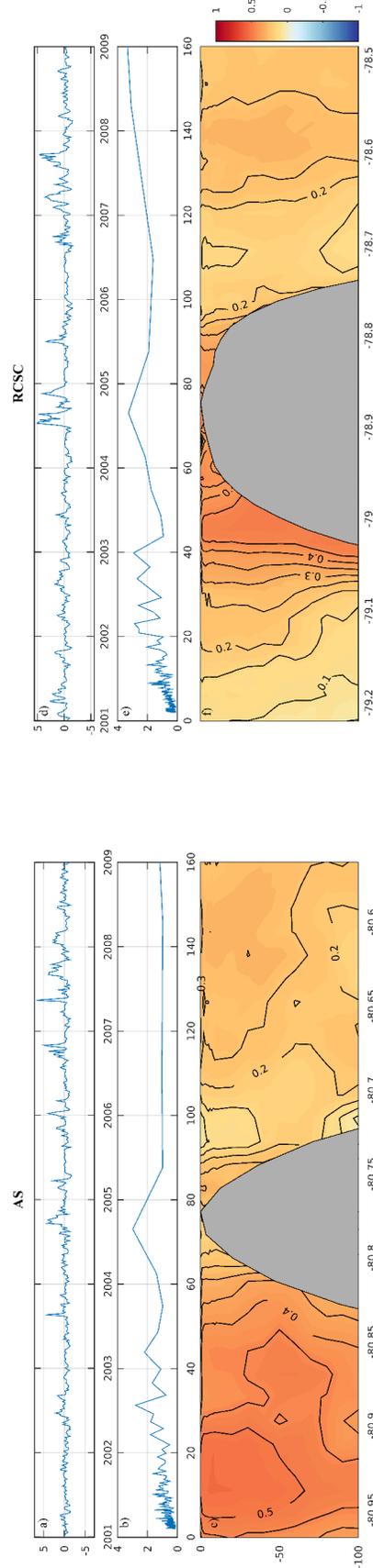


FIGURA 24: Modos 1 de variabilidad de las secciones verticales de vorticidad CC superficial: a,d) Componente Principal, b,e) Periodograma y c,f) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal.

inmersos en estas (Fig. 25a,d), por lo que el periodograma ayudó de mucho para su interpretación. Por el lado de las estructuras espaciales, vemos que los valores mayores de correlación (~ 0.5 en AS y ~ 0.4 en RCSC) se presentan al oriente de las islas (diferenciándose del resultado mostrado anteriormente para las vorticidades CC). Sobre estas estructuras es interesante la forma en cómo se relacionan con las islas, por ejemplo, en el caso de RCSC la estructura de mayor correlación se asienta muy bien con el borde oriental generando una banda delgada de correlación desde los ~ 400 m hasta la superficie. En cuanto a la estructura desarrollada en AS, su conexión con la isla bajo los 100 m de profundidad teniendo un núcleo de alta correlación a unos 10 km de la isla. Debido a que el patrón temporal no es muy claro, no es posible afirmar en qué período del año estas estructuras poseen una mayor influencia. Sin embargo, se aprecian pequeños máximos de algunas semanas en los meses de invierno y primavera, lo que podría ser un reflejo de cómo las estructuras AC favorecen periódicamente el desarrollo de estructuras de submesoescala en estos meses.

Para determinar el impacto de las vorticidades AC subsuperficiales sobre los 2 modos anteriores, se calculó una EOF entre los 200 y 500 m de profundidad para cada isla. Como resultado (la figura se omitió) se apreció que la estructura desarrollada bajo los 200 m sigue prácticamente los mismos patrones espaciales y temporales que los mostrados por la Fig. 25 a esas profundidades.

4.2.3. MODOS DE COVARIABILIDAD COMPLEJOS

Las EOF complejas, son utilizadas con la finalidad de detectar ciclos que intervienen en la variabilidad total, pero con una significancia menor. Identificar estas perturbaciones es una tarea necesaria en una región como el AJF, donde la dinámica oceánica es modulada por factores remotos y locales. Para esta sección se analizaron los modos 1 de los datos de Chl-*a*, NO_3 y vorticidad CC, esto debido a que el porcentaje de varianza que representaban los siguientes modos no era significativa.

Se detectó un marcado ciclo en la vorticidad desarrollado en los meses de primavera (modo 1). Este ciclo genera anomalías positivas de vorticidad CC en estos meses en ambas islas. En AS el aumento se desarrolla homogéneamente alrededor de la isla, mientras que en RCSC el impacto es más fuerte en la región sur de la isla, donde se desarrolla unas semanas antes que en la zona norte. Por otro lado, se logra identificar la recarga de TSs de origen costero en los meses de otoño, reafirmando lo detectado por el modo 2 de TSs (Fig. 20d).

Todos estos modos de covariabilidad (EOF y CEOF) nos permitieron identificar los ciclos que intervienen en la variabilidad dinámica y biogeoquímica del archipiélago.

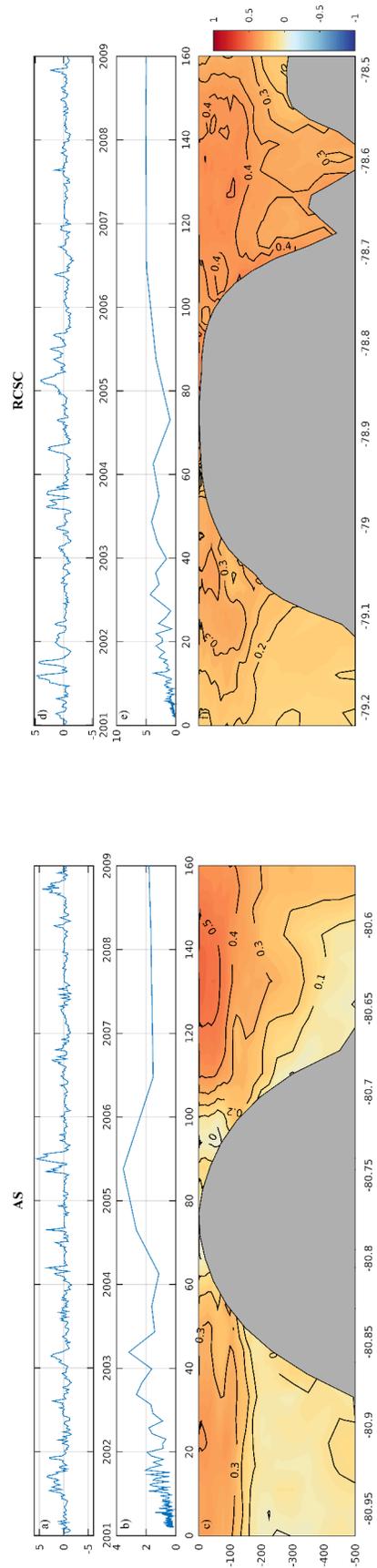


FIGURA 25: Modos 1 de variabilidad de las secciones verticales de vorticidad AC superficial y subsuperficial y subsuperficial: a,d) Componente Principal, b,e) Periodograma y c,f) Campo de Correlación. La paleta de colores representa el grado de correlación entre el campo de vector propio y la componente principal..

4.3. REGIONES DE COVARIANZA

Se evaluó la relación entre las variaciones de vorticidad (ROMS MH y OFES), TS (ROMS MH) y fitoplancton (OFES) en la región de estudio. Se observó que en ambos sistemas (RCSC y AS) se genera un dipolo de covarianza (vorticidad superficial/ TS), con covarianzas positivas al norte y negativas al sur de las islas. A simple vista este dipolo no es apreciable fácilmente a partir de los mapas totales de vorticidad (AC+CC). Sin embargo, si separamos las vorticidades y conservamos las covarianzas bajo el percentil 1 para AC y sobre el percentil 99 para CC, vemos que los valores positivos (negativos) se desarrollan con vorticidades CC (AC). Este resultado es interesante, puesto que, muestra la presencia de eventos extremos de TS en la región, donde las vorticidades CC favorecen de manera positiva la inclusión de estos trazadores (sobre niveles superficiales) y las vorticidades AC la desfavorecen.

En cuanto a los mapas de covarianza de vorticidad/fitoplancton (OFES; no se muestran en el documento), solo se logra captar la influencia significativa asociada a eventos extremos (positivos) por parte de vorticidades CC sobre aumentos de fitoplancton en RCSC. En cuanto, la influencia de vorticidades AC no refleja eventos extremos (ni negativos, ni positivos) en ninguno de los dos sistemas (AS y RCSC). Esta baja representatividad de las estructuras sobre eventos particulares de fitoplancton, probablemente esta relacionada con la resolución de los datos OFES (10 km). La estructura positiva de covarianza resultante en este caso se acopla bastante bien a la mostrada en RCSC en ROMS MH (Fig. 26a).

Este último resultado es interesante, puesto que ROMS MH esta mostrando las regiones influenciadas significativamente por procesos costeros. De este modo, si combinamos este resultado con los de OFES, estaríamos viendo las regiones donde los eventos positivamente anómalos de fitoplancton estarían siendo explicados por procesos de procedencia costera.

La Fig. 26a combina la información proporcionada por los mapas de covarianza CC/ TS (sobre percentil 99) y AC/ TS (bajo el percentil 1). Las variaciones de TS con respecto a vorticidades negativas (divergencia). Del mapa de covarianza CC/ TS se puede describir que, la inclusión positiva de TS costeros sobre la capa fótica de la región de estudio debido a índices altos de divergencia, se desarrollan de forma adyacentes a las islas. Esta estructura puede ser descrita como un proceso de submesoescala. Por otro lado, en el percentil 1 de los mapas de covarianza AC/ TS es clara la relación negativa entre estas dos estructuras (mayor AC implica menor TS). Este resultado nos dice que el desarrollo de procesos anticiclónicos cercanos a las islas desfavorecen notoriamente la inclusión de TS de origen costero sobre la capa fótica en esta región, puesto que por dinámica estos estarían profundizando a estas partículas.

En ambos casos estas estructuras son más fuertes en AS. A pesar de ello, el área abarcada por las desarrolladas entorno a RCSC es mucho mayor. Lo anterior indica que, los aumentos de TS de origen

costero son más recurrentes en RCSC que en AS, lo que genera que un evento como este sea considerado como ultra-extremo en AS.

La Fig. 26b muestra la covarianza entre las vorticidades AC subsuperficiales y los *TSs*. En este caso el resultado es menos uniforme que el del caso anterior. En RCSC y AS las vorticidades subsuperficiales covarían de manera quasi-neutral (entorno a 0) con una tendencia negativa, acotándose las covarianzas positivas solo a un cuarto en RCSC y a un quinto en AS del total de estructuras circundantes a las islas.

Al realizar un análisis de covarianza de manera estacional, encontramos que los meses de invierno y verano son en los que existe una mayor covarianza entre vorticidad superficial/*TS* para las regiones circundantes a RCSC, llegando inclusive a no existir una covarianza negativa en verano (Fig. 27a). En cuanto a AS, la región de covarianza positiva es más intensa en los meses de verano y otoño (Fig. 27a, b). En cuanto a los meses de primavera (Fig. 27d), vemos que son prácticamente nulas las regiones donde existe una relación entre las estructuras divergentes y los *TS* de origen costero, acotándose solo a una pequeña franja (muy costera) en RCSC y a un par de puntos en AS.

Estos resultados nos permitieron visualizar gráficamente las regiones que están siendo influenciadas drásticamente por anomalías de vorticidad en la región, dejando de lado la estructura promedio (vista en la sección anterior). El mapa de covarianza mostrado en la Fig. 26a fue crucial para la determinación de las áreas consideradas como regiones circundantes a las islas (Fig. 9), región esencial para la elaboración del análisis de compuestos, diagramas hovmöller o los experimentos IBM.

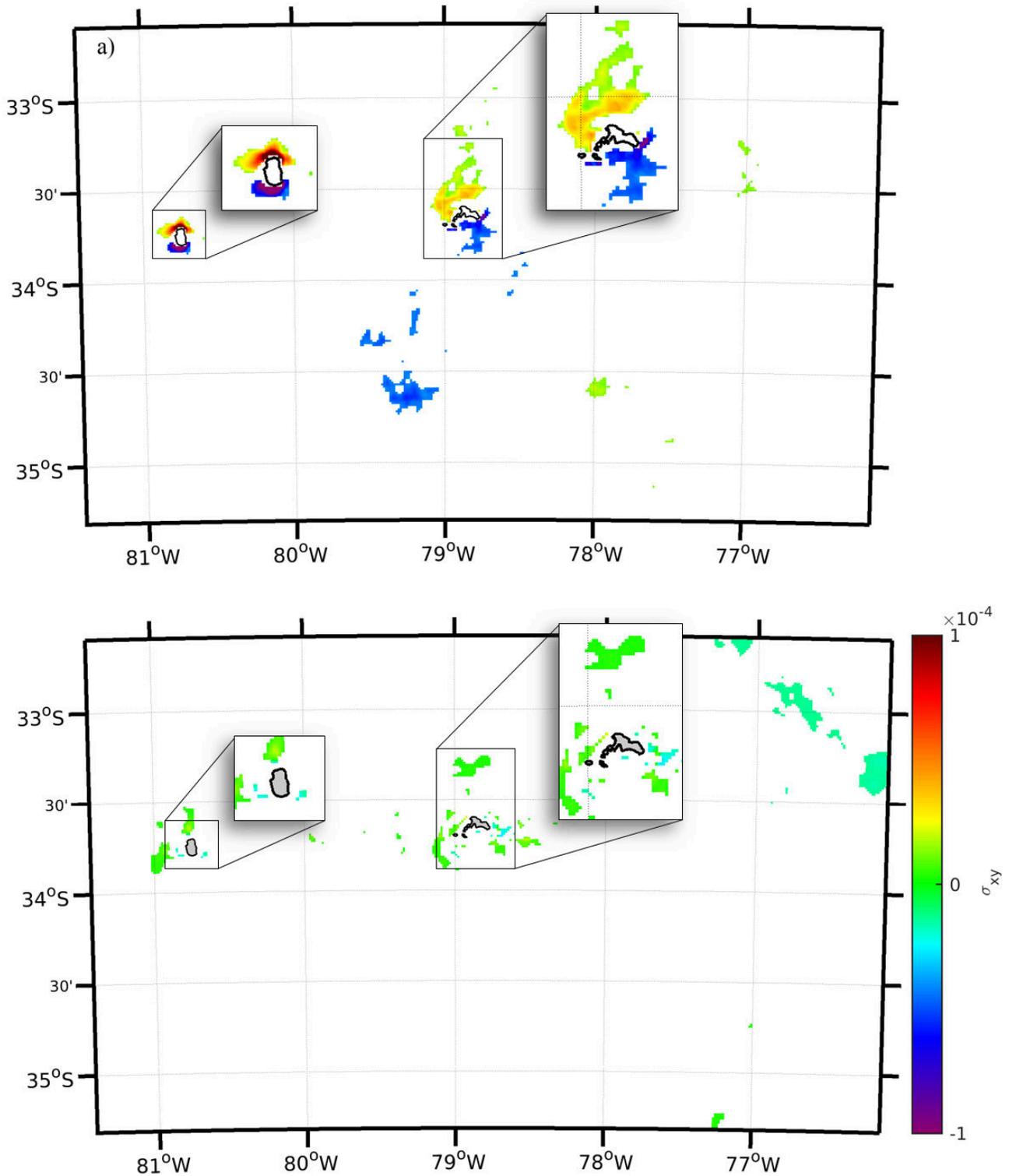


FIGURA 26: Mapas de covarianza compuesto (ROMS MH) sobre el percentil 99 (CC/TS) y bajo el percentil 1 (AC/TS) entre vorticidad y los trazadores (TS y TSs) en la región del AJF. a) Vorticidades superficiales (negativas y positivas) - TS, b) vorticidades subsuperficial (positiva a 250 m) - TSs.

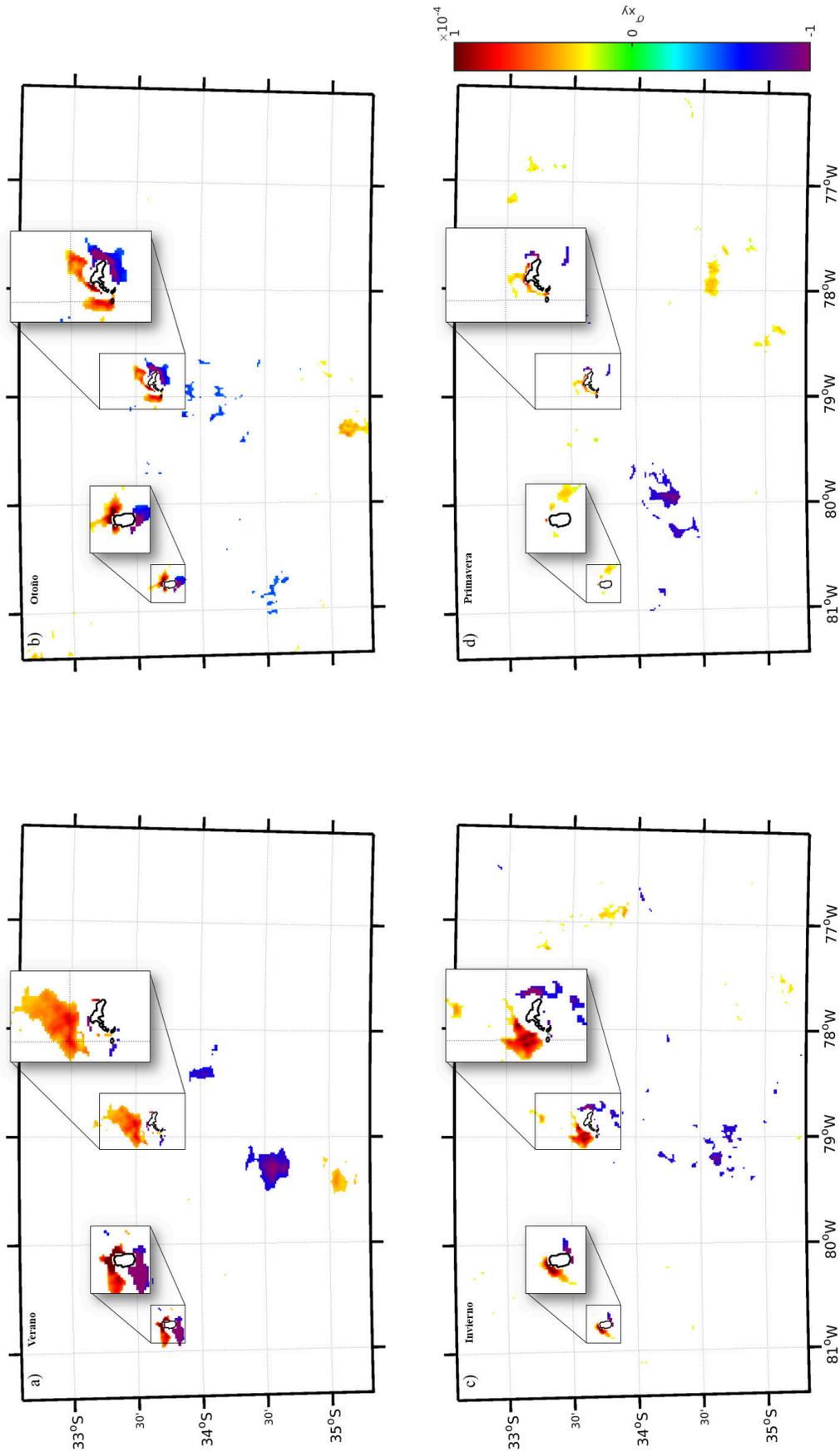


FIGURA 27: Mapas de covarianza estacional compuestos sobre el percentil 99 (CC/TS) y bajo el percentil 1 (AC/TS) entre vorticidad superficial y los TS en la región del AJF. a) Verano, b) Otoño, c) Invierno y d) Primavera.

4.4. HOVMÖLLER Y EVOLUCIÓN TEMPORAL

Para evaluar la evolución temporal de las concentraciones de *TS* y *TSs* dentro de un remolino (Fig. 28a, b) y al mismo tiempo detectar como estas ingresan al AJF, se confeccionaron diagramas hovmöller a partir de perfiles verticales, considerando la posición de los centroides de un remolino y 4 estaciones (virtuales) cercanas a las islas (Fig. 28c).

Para analizar las variaciones temporales de la estructura vertical de los remolinos que interactúan con el AJF, se escogió como caso de estudio un remolino detectado entre abril de 2002 y enero de 2003. Dicho remolino tiene su origen en la costa a los 34°S. Sin embargo, aproximadamente a los 76°W toma la forma circular de un remolino. Extrae todas sus propiedades biogeoquímicas desde la zona de surgencia. Al seguir el perfil vertical del centroide del remolino escogido (Fig. 28a), vemos como los niveles de *TS* disminuyen a la mitad de los valores obtenidos en la zona de formación (pasamos de 1 mgm^{-3} a 0.5 mgm^{-3}), esto luego de viajar durante nueve meses, transportando aguas hacia mar afuera unos 700 km desde la zona de formación.

En la horizontal también es notoria la disminución en los niveles de *TS*, al alcanzar la distancia máxima desde su origen (Fig. 28c). Lo anterior refleja como las partículas transportadas por estructuras de origen costero van perdiendo significancia, llegando a ser casi imperceptible las perturbaciones que estas generan en AS. Al evaluar como varía la estructura vertical de las estaciones (mostradas en el Apéndice III, Fig. 41) aledañas a las islas, vemos claramente la entrada y levantamiento de *TSs* cuando interactúa el remolino con las islas (más notorio en RCSC). Esto refleja que los remolinos sí alteran las concentraciones de variables biogeoquímicas de las islas a partir de nutrientes (*TSs*) de origen costero, esto además se suma a la función que cumplen estas estructuras, al levanta aguas bajo la capa de mezcla al interactuar con las islas.

Si vemos la Fig. 29a,b, es claro que la entrada de *TSs* de origen costero sobre las islas ocurre mayoritariamente en RCSC, con valores que sobrepasan los 0.1 mgm^{-3} . En cambio, a AS llegan estructuras con concentraciones menores a 0.1 mgm^{-3} . Esta información corrobora lo mencionado en la sección 4.2.1 para los *TS* y *TSs*, RCSC posee una importante modulación costera en su estructura biogeoquímica.

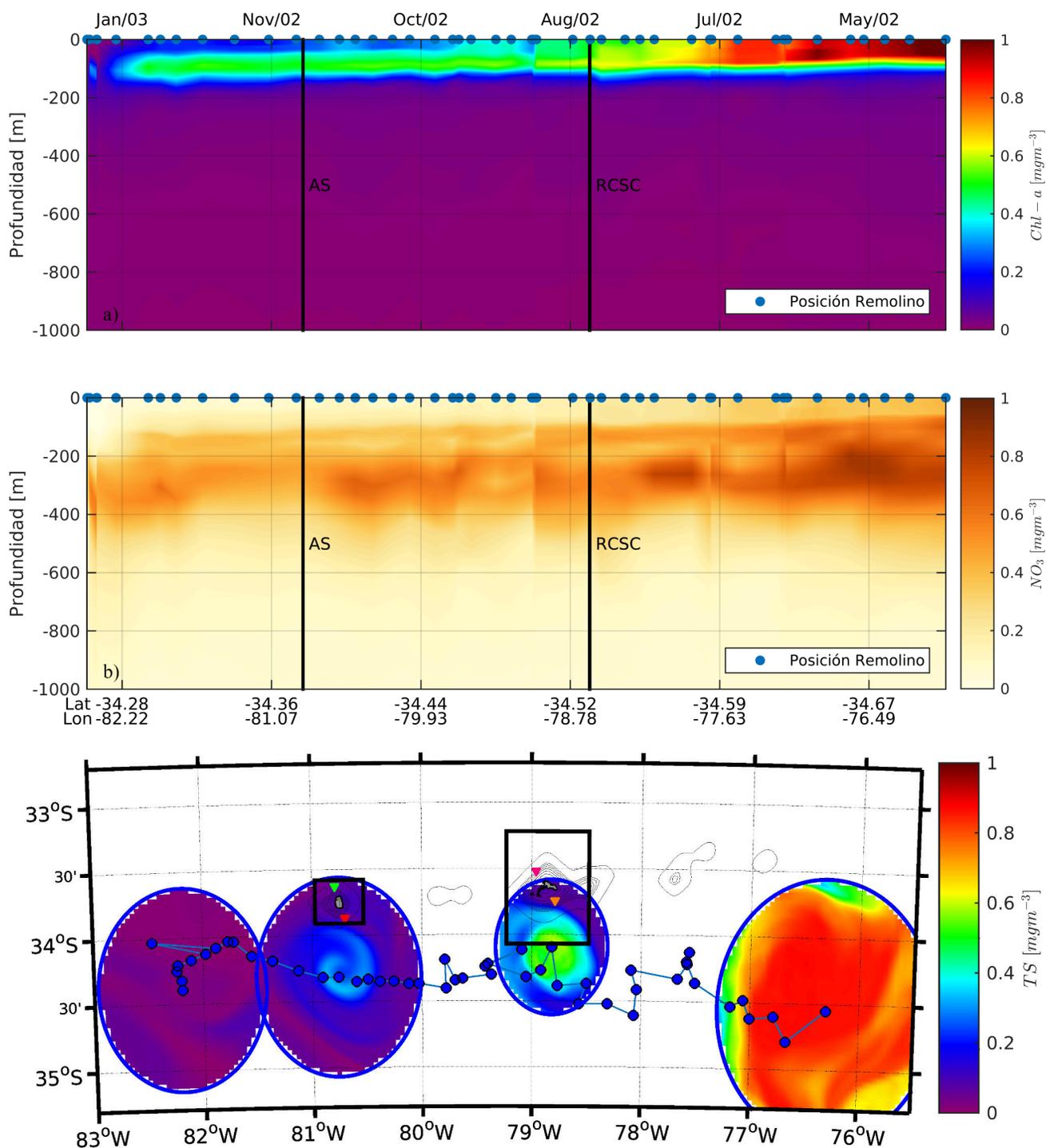


FIGURA 28: Evolución temporal de las concentraciones TS y TSs dentro de un remolino entre abril de 2002 y enero de 2003. a) TS , b) TSs y c) Ruta del Remolino y su concentración de TS . Estos datos no se encuentran en forma de logaritmo en base 10.

Por el lado de la vorticidad (Fig. 29c,d) se logran apreciar estructuras dipolares (Fig. 30) relacionadas con vórtices de Von Kármán y debido a su presencia temporal ($O(días)$) y espacial ($O(10\text{ km})$) se presentan como estructuras de submesoescala. Siguiendo esta línea, es apreciable que adyacente a

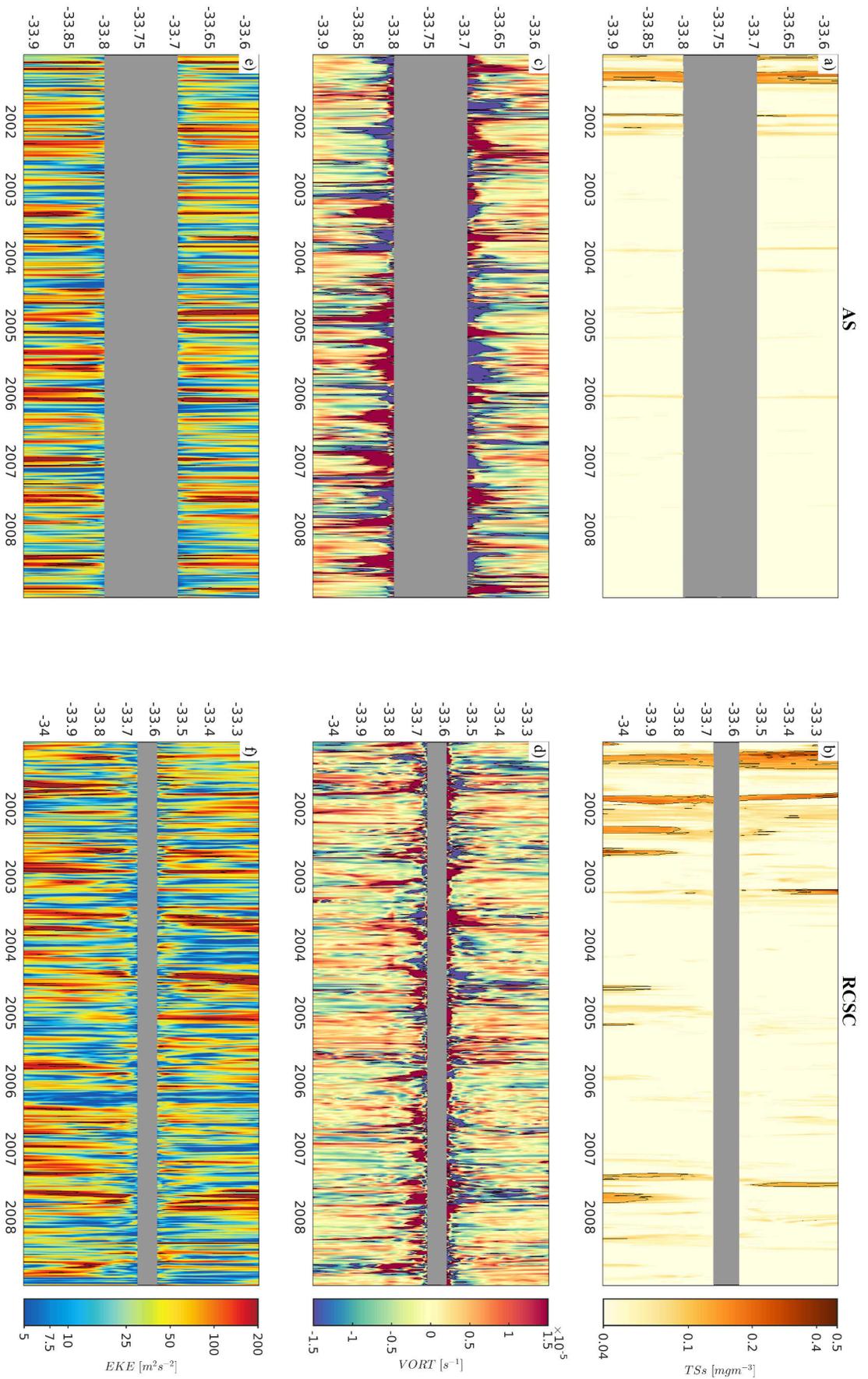


FIGURA 29: Diagramas hovmöller centrados longitudinalmente para cada sistema de islas del AJF, AS: 80.75°W, y RCSC: 78.855°W. a,b) TSs; c,d) Vorticidad y e,f) EKE para AS y RCSC respectivamente. La franja ploma corresponde a la extensión de las islas en la longitud correspondiente.

las islas se aprecian estructuras de vorticidad bastante intensas, de unos pocos metros, pero con una longitud temporal de varios meses. Estas estructuras locales son claramente reflejo de la interacción de los vientos y corrientes adyacentes con las islas.

En los diagramas hovmöller de *EKE* no es claro en que período del año se muestran los mayores niveles de energía cinética o qué ciclo están asociados. Al realizar una serie promedio (latitudinalmente) de los hovmöllers (Fig. 30) se logran apreciar los períodos del año donde se presentan los aumentos de *EKE* alrededor de cada isla. Los máximos de *EKE* se presentan en meses diferidos entre AS y RCSC. Mientras que en AS los máximos se alcanza en verano, en RCSC son en los meses de invierno y una señal residual en primavera. A pesar de esta diferencia, con el segundo máximo de *EKE* vemos que este se muestra en invierno en AS y en verano en RCSC. Así, la diferencia recae en el tipo de estructura que interactúa con las islas. Probablemente los mecanismos que inyectan energía a RCSC provengan de la costa y luego de interactuar con esta isla pierden energía y posteriormente interactúan con AS.

4.5. AUMENTOS DE *CHL-a* POR EFECTO DE REMOLINOS

Al evaluar la presencia de remolinos sobre el dominio de las islas en el período 2001-2008, vimos que la probabilidad de interacción entre estos mecanismos y las regiones de interés (Fig. 9) son bastante baja. De hecho, al estimar la interacción anual promedio de remolinos sobre RCSC, tenemos que, en un 10 % del período de estudio la región es afectada por la presencia de remolinos (3.3% AC y 7.6% CC) y en un 1.6 % sobre AS (1.4% AC y 0.2% CC). En tanto, la entrada de *TS* y *TSs* por sobre la media mensual, se generan en un 39.7 % del período en RCSC y en un 30.1 % en AS. Los eventos anteriormente descritos se grafican en la Fig. 31. Se aprecia claramente los períodos donde no existen agregaciones significativas de *TS*, en especial entre finales de 2003 y finales de 2004, donde podríamos relacionarlo con el evento de El Niño presente en esos años. Sin embargo, la cantidad de remolinos no se ve reducida. También se aprecia una reducción en las concentraciones de *TS* exportados al AJF debido a la presencia de importantes AC (año 2005) en RCSC. En cuanto a AS, los niveles de *TS* se caracterizan por estar por debajo de los 0.4 mgm^{-3} , exceptuando el inicio del período de estudio, siendo notorio de este modo el bajo aporte de *TS* por parte de remolinos sobre AS.

Puesto que las condiciones iniciales y de borde del modelo ROMS MP fueron tomadas del modelo OFES, podemos considerar los remolinos detectados en ROMS MP (sobre radios de 10 km) como índice de los presentes en el modelo OFES, debido a esta conexión entre los modelos. Al concentrarnos en el período 2001-2006 (período de los datos OFES), vemos que la interacción promedio anual de remolinos con RCSC se ve aumentada en un 4 % (5 % AC y 9 % CC; Fig. 31b). Este aumento es explicado mayoritariamente por la nula interacción de remolinos AC con RCSC entre 2006 y 2008, lo que modifica negativamente la media anual. En cuanto a AS, los porcentajes de probabilidad no se ven

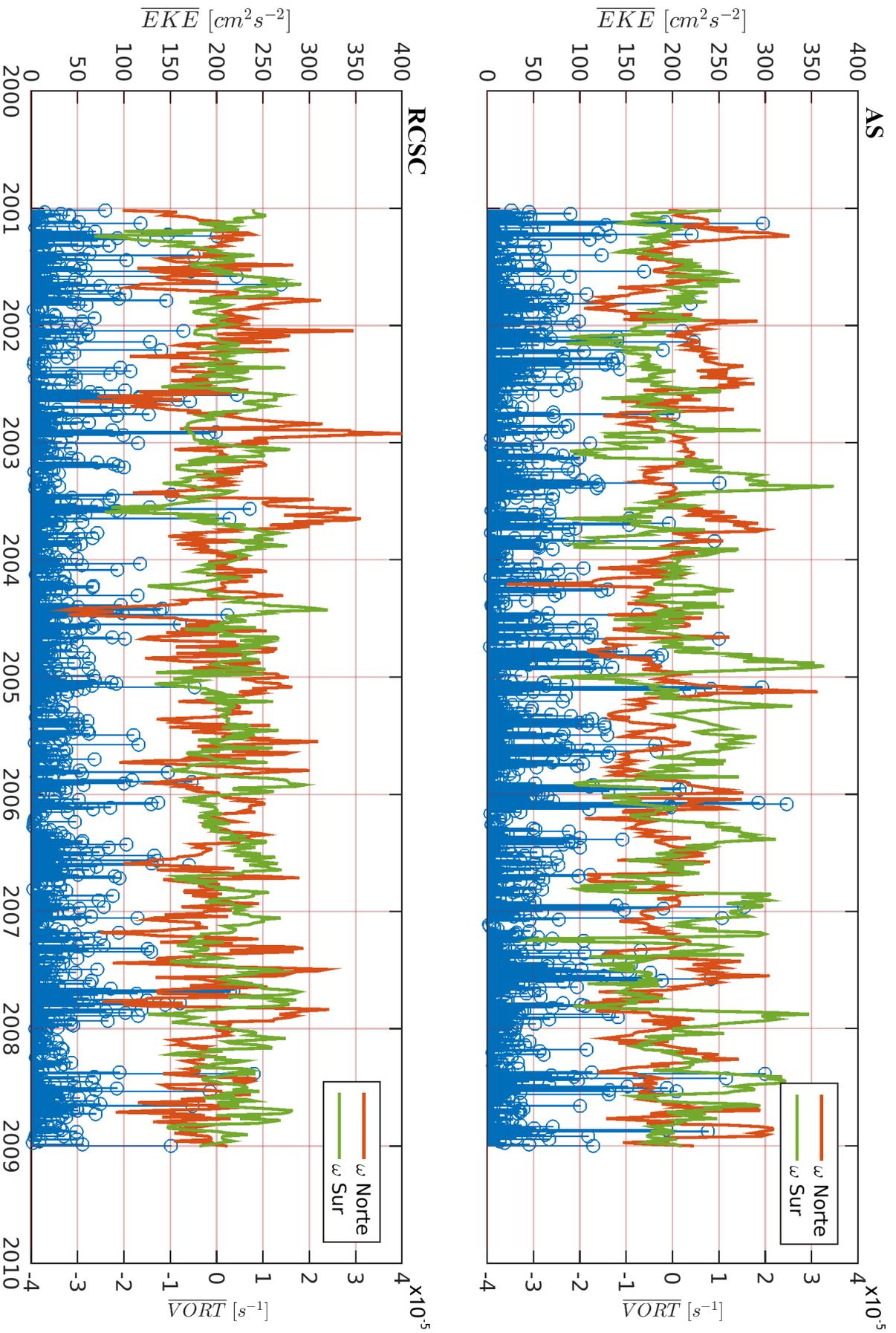


FIGURA 30: Series de EKE (líneas azules) y vorticidad promediadas para cada tiempo a partir de los diagramas hovmöller. Las series de vorticidad son divididas entre la zona norte y sur de cada isla, esto para visualizar los dipolos de vorticidad.

modificados (Fig. 31a), esto debido (claramente) a que en el año 2006 es donde se concentra el mayor número de remolinos. Solo estos remolinos representan más del 60 % de los remolinos que interactúan con AS. En cuanto a los aumentos de fitoplancton (OFES) sobre la media mensual, se detectaron aumentos de organismos primarios en un 20 % del período total en RCSC y en un 25 % para AS. Es interesante que los máximos mostrados por cada isla ocurren en etapas diferentes de El Niño. Mientras que el máximo para RCSC se identifica para el período 2004-2005 (Niño leve), en AS se desarrolla en el período 2005-2006 (Niña leve). De hecho, en el período 2004-2005 es donde se muestran menores concentraciones sobre la media en AS. Sin embargo, se necesita de un período de estudio más extenso para asegurar que exista respuestas diferidas entre las regiones aledañas a las islas y los eventos de El Niño.

Analizando las probabilidades condicionales, para RCSC vemos que la probabilidad de generarse una inclusión de *TS* debido a un remolino es de un 4.8 %, siendo un 3.8 % debido a remolinos CC y un 1 % por remolinos AC. En cuanto a AS, la probabilidad es de 0.3 %, siendo un 0.2 % atribuible a remolinos AC y un 0.1 % a remolinos CC. Estas probabilidades son bastante bajas para un período de 8 años. Esto debido, a que por ejemplo, el porcentaje para RCSC equivale a 17 días al año en donde la agregación de *TS* depende de los remolinos que llegan a la región y para AS solo 1 día al año. Si nos concentramos en las regiones de covarianza, solo en RCSC se ve un aumento modulado en la probabilidad, de solo un 1 %, aumentado los días a 20.

Este mismo tipo de análisis se realizó sobre los datos de fitoplancton. Para RCSC la probabilidad de que se desarrolle un aumento de fitoplancton debido a remolinos es de un 3 %, donde un 1.4 % es por remolinos CC y un 1.6 % por remolinos AC. En AS, la influencia de los remolinos sobre los niveles de fitoplancton es prácticamente nula, identificándose solo un aumento generado por el único remolino CC (31a) que toma contacto con la región de AS. La probabilidad en este caso es 0.02 %. De acuerdo con los porcentajes de las probabilidades condicionales, la influencia de los remolinos sobre los niveles de fitoplancton explicarían el aumento en las concentraciones de 11 días dentro de un año sobre RCSC, y sobre AS esta influencia es solo en 1 día al año.

Dado los bajos valores de las probabilidades condicionales mostradas por los modelos, se realizó una comparación con datos satelitales. Por ello, se realizó el mismo análisis condicional, pero esta vez con datos de *Chl-a* satelital y datos de remolinos a partir de datos altimétricos (Chelton *et al.* 2011; Pujol *et al.*, 2016).

Estos datos no muestran un aumento de la probabilidad condicional, solo para RCSC se presenta un aumento importante en cuanto a la presencia de remolinos en la región. En un 22.3 % del período de estudio hay presencia de remolinos en RCSC, 12 % más de los presentes en la simulación. Sin embargo, en AS el porcentaje bordea el 2 %. En cuanto a los aumento de *Chl-a*, en RCSC llegan al 40 % de los

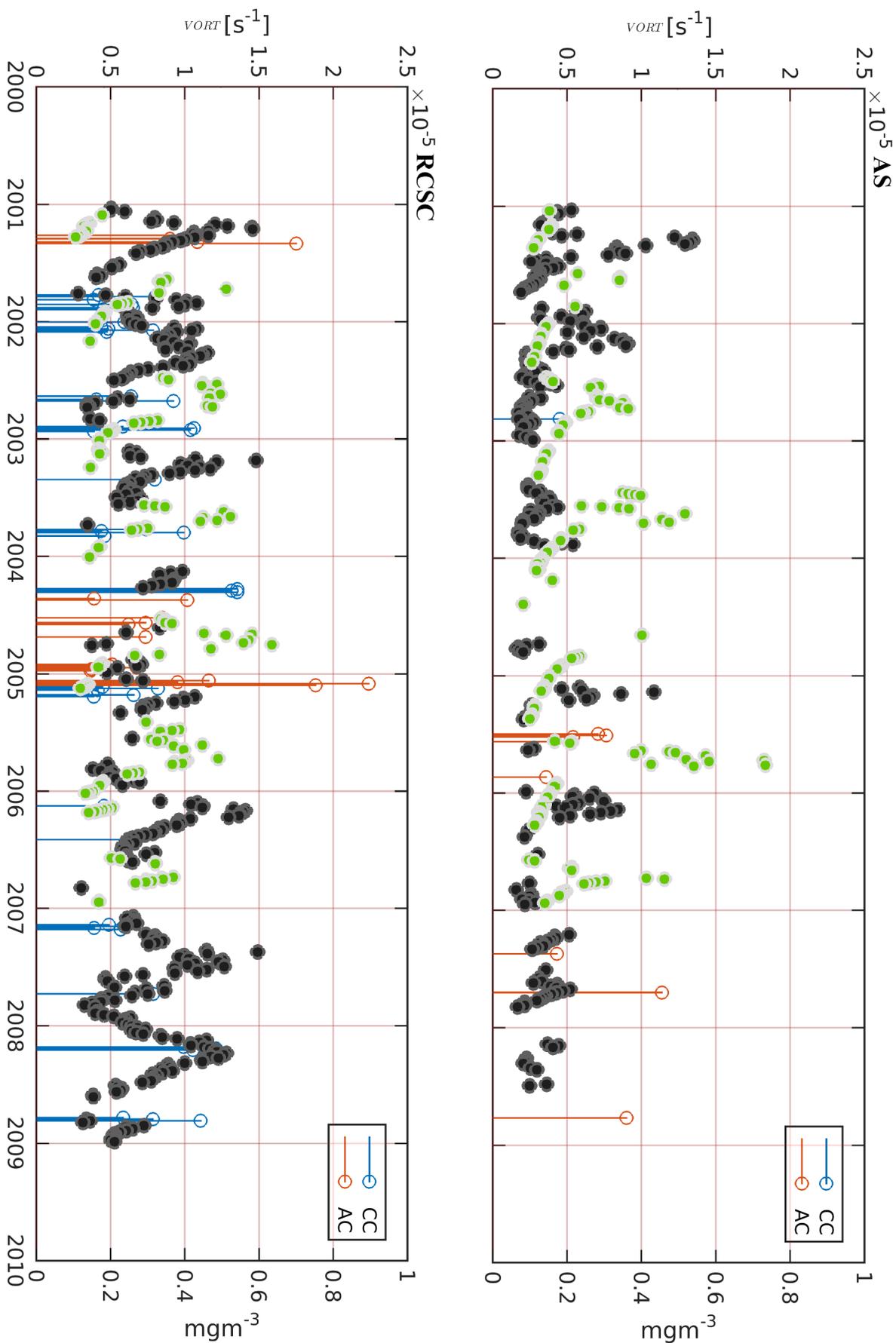


FIGURA 31: Presencia de remolinos, importación de TS y aumento de fitoplancton (OFES) significativos en las islas del AJF. El color de las barras identifica el tipo de vorticidad del remolino, roja par AC y azul para CC. La longitud de la barra describe la magnitud de la vorticidad. Los puntos negros representan la entrada de TS sobre la media mensual. Los puntos verdes representan los aumentos de fitoplancton sobre la media mensual. a) AS y b) RCSC.

días. En AS el 41 % de período de estudio presenta un evento de Chl-*a* significativo. La distribución de eventos significativos de Chl-*a* es más continua que las mostradas en la Fig. 31, siendo prácticamente nulos los períodos sin aumentos de Chl-*a* en ambas islas (Fig. 32).

La probabilidad condicional de que un aumento de Chl-*a* sea debido a un remolino en RCSC es de un 8 % ($\sim 4.5\%$ AC y $\sim 3.4\%$), mientras que en AS el porcentaje alcanza solo al 0.23 % (0.03 % AC y 0.2 % CC). En este caso solo se invirtió el tipo de remolino que posee mayor porcentaje de eventos. Así, los días durante un año donde los aumentos de Chl-*a* están condicionados por la influencia de un remolino son 29 días para RCSC y de 1 día para AS.

Considerando los porcentajes mostrados por las probabilidades condicionales (Tabla 6), es destacable la concordancia presentada entre las probabilidades mostradas por las bases de datos. De hecho, al considerar el número de días asociado a cada una de estas probabilidades, estos poseen magnitudes muy similares. Esto es un resultado alentador, debido a que refleja el buen desempeño del modelo NPZD (OFES) para el cálculo de fitoplancton y sus aumentos debido a remolinos con respecto a los eventos mostrados por la Chl-*a* satelital (considerándolo como el indicador principal de la productividad). Y del mismo modo, es consistente en ambos casos (fitoplancton y Chl-*a*) la probabilidades de aumentos desarrollados con respecto a probabilidad de entrada de *TS* debido a remolinos en cada una de las islas. Con esto, OFES se muestra como una base de datos confiable en cuanto a la exportación de nutrientes desde la costa hasta el AJF y como un indicador de los índices de productividad de la región.

TABLA 6: Resumen Probabilidades condicionales por isla. Aumento en las concentraciones de *TS*, fitoplancton y chl-*a* (satelital) debido a remolinos AC o CC. Total de aumentos significativos en las concentraciones en el período de estudio.

Región	<i>TS</i>	<i>fitoplancton</i>	Chl- <i>a</i> Satelital	A B
RCSC	1 %	1.6 %	4.5 %	por AC
	3.8 %	1.4 %	3.4 %	por CC
	39.7 %	20 %	40 %	Eventos Significativos
AS	0.2 %	0 %	0.03 %	por AC
	0.1 %	0.02 %	0.2 %	por CC
	30.1 %	25 %	41 %	Eventos Significativos

4.6. CUERPOS MEÁNDRICOS

Al caracterizar de manera observacional las estructuras que interactúan con el AJF a partir del modelo ROMS MP se logró detectar un mecanismo recurrente durante el período de estudio, que conecta de manera significativa la dinámica y productividad costera con el archipiélago. Esta estructura es un cuerpo meándrico que se forma entre los 32° y 34° S, y es generado por el jet costero descrito por Aguirre et

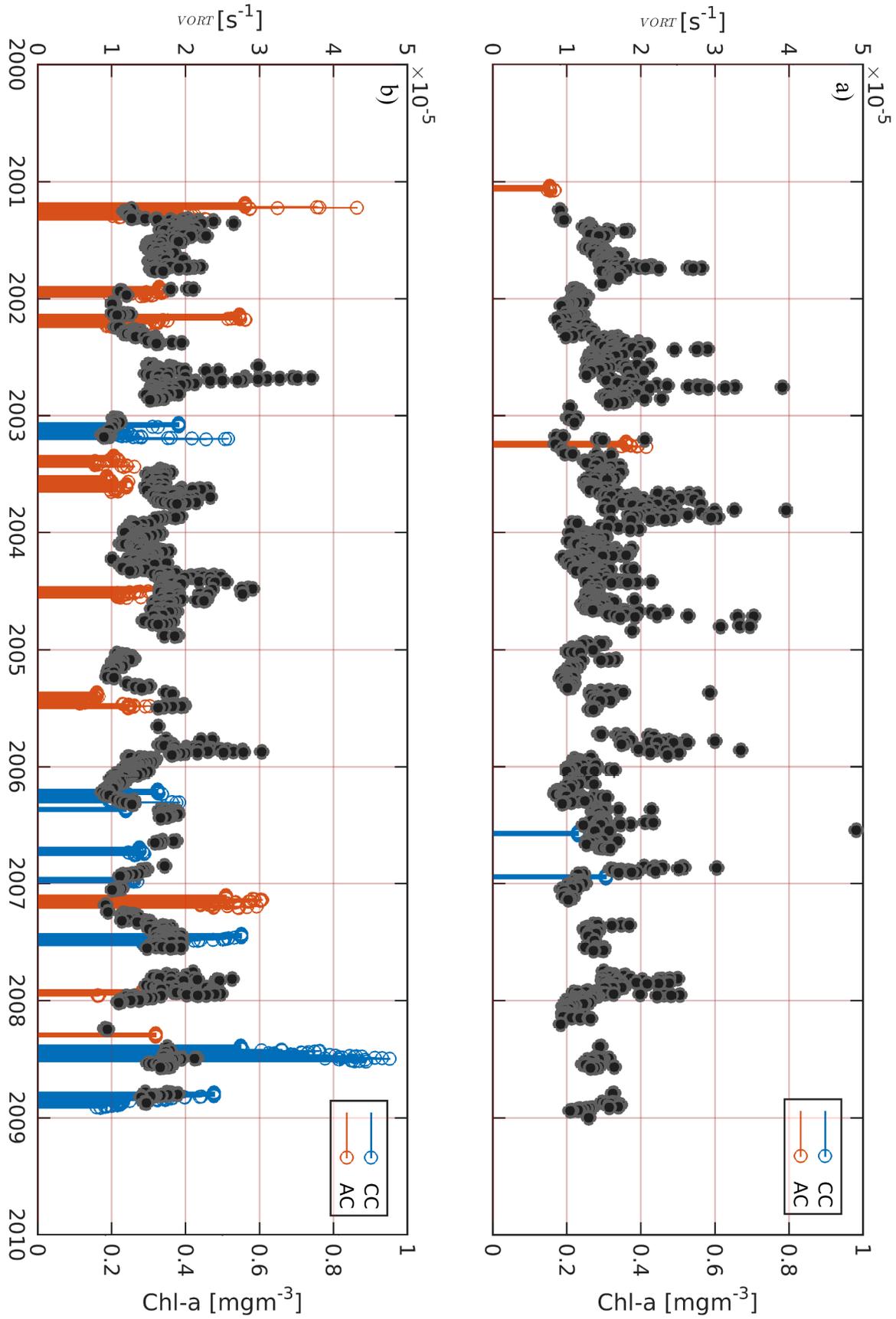


FIGURA 32: Presencia de remolinos y aumentos de Chl-*a* significativos en las islas del AJF a partir de datos satelitales de Chl-*a* y seguimiento de remolinos (Chelton *et al.*, 2011; Pujol *et al.*, 2016). El color de las barras identifica el tipo de vorticidad del remolino, roja por AC y azul para CC. La longitud de la barra describe la magnitud de la vorticidad. Los puntos negros representan los eventos de Chl-*a* sobre la media mensual. La magnitud del aumento de Chl-*a* esta descrito en mgm⁻³. a) AS y b) RCSC.

al. (2012). Sin embargo, para que se genere la interacción con el archipiélago, debe existir la influencia de un remolino AC que se posiciona frente a RCSC, el cual, mediante el cizalle de su borde exterior con las aguas colindantes modifica en cierta medida la trayectoria del meandro favoreciendo la entrada de este al AJF. La Fig. 33 ilustra las condiciones que se cumplen el meandro toma contacto con el archipiélago.

Este meandro genera un canal de conexión entre la costa y el AJF, dotándolo de nutrientes (*TSs*) y altos niveles de *Chl-a* (*TS*). Este mecanismo contribuye con los aumentos de *Chl-a* sobre el AJF en el 13% de los meses del período de estudio (~ 2 meses promedio al año), llegando inclusive a abastecer al archipiélago en tres ocasiones con *TSs* por más de 3 meses (Tabla 7). Se presenció una ocasión donde el remolino AC se posicionó sobre RCSC, lo que provocó que el meandro no tomara contacto con RCSC sino que interactuó directamente con AS (Enero 2005). Solo en los años 2006 y 2008 esta estructura no se desarrolló. Esto se puede considerar como un buen indicador para discriminar su periodicidad e impacto sobre las concentraciones de variables biogeoquímicas de la isla.

TABLA 7: Resumen ingreso de Cuerpos Meándricos sobre el AJF dentro del período de estudio.

Año	N° de Eventos	Días Totales por Año
2001	2 (12/Ene-12/Abr, 9/Oct-23/Nov)	135 días
2003	2 (26/Feb-27/Abr, 3/Nov-28/Nov)	85 días
2004	1 (7/Nov-22/Dic)	45 días
2005	1 (26/Ene-20/Feb)	25 días
2006	1 (31/Ene-11/Abr)	70 días
2008	2 (21/Ene-1/Mar, 6/Nov-26/Dic)	90 días

Para caracterizar el mecanismo dinámico que influencia la entrada de nutrientes mediante este meandro, se analizaron los mapas de *EKE* (Fig. 34). Se logra apreciar que las rutas o caminos por donde desplaza preferentemente los *TS* y *TSs*, son zonas de baja *EKE*, pero rodeadas por un cinturón de alta *EKE*. Se genera así un importante gradiente de *EKE* y un gran arrastre horizontal. Dicho arrastre se corrobora al calcular la deformación (S_d), siendo los valores positivos de S_d favorables para la extensión y exportación mar afuera de los nutrientes (mapas de deformación en el Apéndice IV, Fig. 42). Así, estos canales de baja *EKE* y valores positivos de S_d cruciales para el paso de nutrientes desde la costa hasta el AJF.

Para evaluar la correspondencia entre una baja *EKE* y el paso de nutrientes (*TSs*) mediante esta estructura, se compararon los niveles de *EKE* y *TS* promedio de la franja este del área de interés de RCSC (Fig. 9). Si se considera solo las entradas de *TS* igual o mayor a 1 mgm^{-3} , se tiene que el 86.4% de estos casos se desarrollan sobre niveles bajos de *EKE*. A pesar de este buen resultado, esta configuración solo equivale al 20% del período total de estudio. Además, al ver la Fig. 35 apreciamos

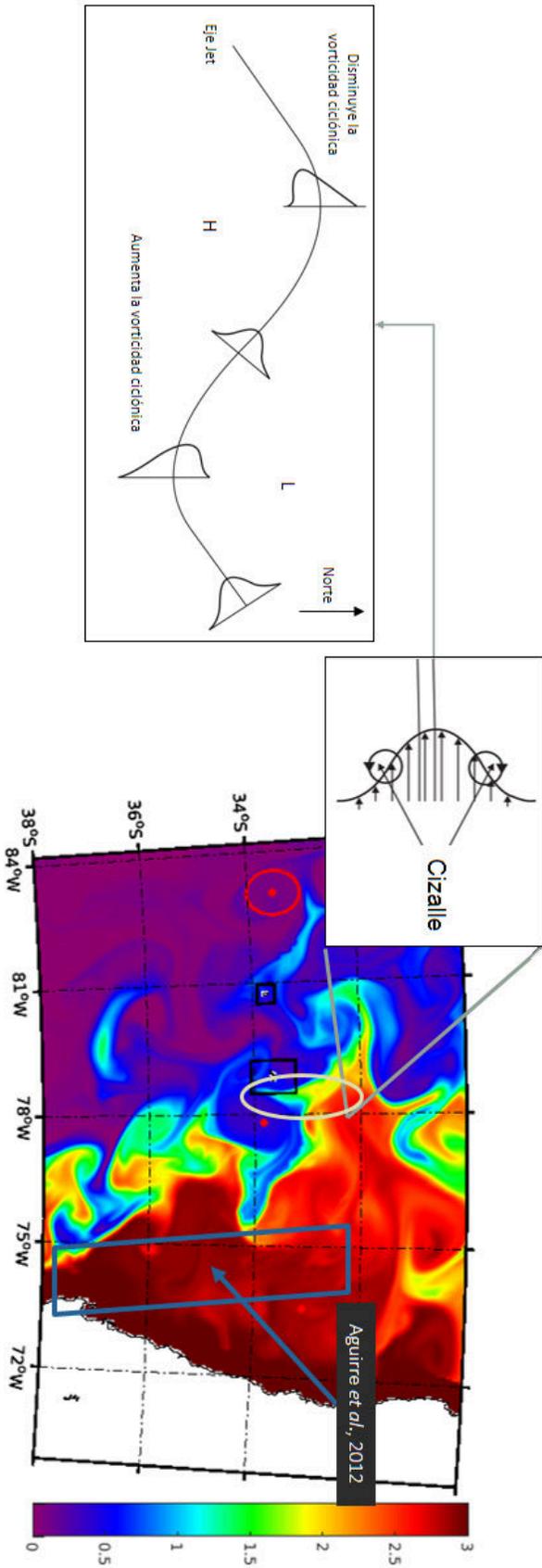


FIGURA 33: Cuerpo Meándrico (ROMS MP). Se muestran los mecanismos físicos que permiten la generación y propagación de un meandro. En el mapa de *TS* se marcan algunas de las estructuras que intervienen en la generación y propagación del meandro. El cuadro azul marca el jet costero (Aguirre et al., 2012), el círculo blanco marca la entrada de una estela del meandro por efecto del remolino AC asentado frente a RCSC.

que aproximadamente el 65 % de las muestras equivalen a períodos con baja EKE ($EKE < 600 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$). Lo anterior nos dice que, a pesar de la generación periódica de un flujo o condición de baja EKE , son esenciales otros mecanismos (remolino AC y jet costero) para la exportación de nutrientes desde la costa. Lo anterior se puede afirmar debido a que es periódica la generación de estructuras de baja EKE frente a RCSC. A pesar de ello, no son estructuras que conecten la costa con el AJF.

4.7. NÚMERO DE FRENTE Y AUMENTOS DE CHL-*a*

Se estandarizaron el número de frentes desarrollados entorno a AS y RCSC, esto con la intención de poder comparar los resultados mostrados por el modelo ROMS y los datos MUR. MUR muestra una mayor estabilidad en cuanto a su variabilidad temporal al compararlo con ROMS (se omite la figura). Si sumamos lo anterior con el número de frentes identificados con los datos MUR, estos muestran una mayor presencia de eventos en mayor parte del período al compararlos con la cantidad de frentes identificados a partir de las salidas ROMS. A pesar de este resultado, ROMS presenta una cantidad de frentes que se encuentra dentro del orden de magnitud de los presentados por MUR, teniendo la media de ROMS cercana a los 10 frentes por mes y en MUR entorno a los 15 frentes. La finalidad de comparar estos dos set de datos es para identificar la eficacia de ROMS para desarrollar frentes de submesoescala alrededor de las islas de AJF, como los que se logran identificar a partir de datos satelitales.

Por el lado de los datos satelitales, la cantidad de frentes detectados a partir de los datos MUR bordean los 90 por mes (Fig. 36a), lo cual convierte a los frentes de submesoescala en una estructura física con importancia temporal alrededor de las islas del archipiélago. Además, como estructura espacial (Fig. 36b) en promedio se identifican 17 eventos de frentes por subdominio de submesoescala (10 km x 10 km) dentro de la región de interés, teniendo un máximo al sur de RCSC. Sin embargo, a pesar de este máximo regional, las islas no presentan muchos más frentes que otras regiones del dominio de interés. De hecho, es interesante destacar que los mejores acoplamientos entre Chl-*a* y los frentes (Fig. 36d) no se encuentran alrededor de las islas, por ejemplo en AS este índice está bajo la media espacial. A pesar de este resultado, tenemos que en promedio 15 subdominios alrededor de las islas (Fig. 36c) presentan al mes un acoplamiento entre los aumentos de Chl-*a* y los frentes, con un ciclo cercano al anual en ambas islas.

4.8. BOMBEO DE EKMAN Y EXPERIMENTO DE IBM

Los eventos de surgencia adyacentes a las islas debido a la generación de estructuras de Von Kármán (ejemplo Fig. 37), son notorios en gran parte del período de estudio, en especial, los desarrollados a partir del esfuerzo del viento (τ_x , τ_y) y su interacción con las islas. Esto es interesante debido a que según la literatura (Calil *et al.*, 2008; Couvelard *et al.*, 2012) la resolución de nuestro forzante (QuikSCAT) es

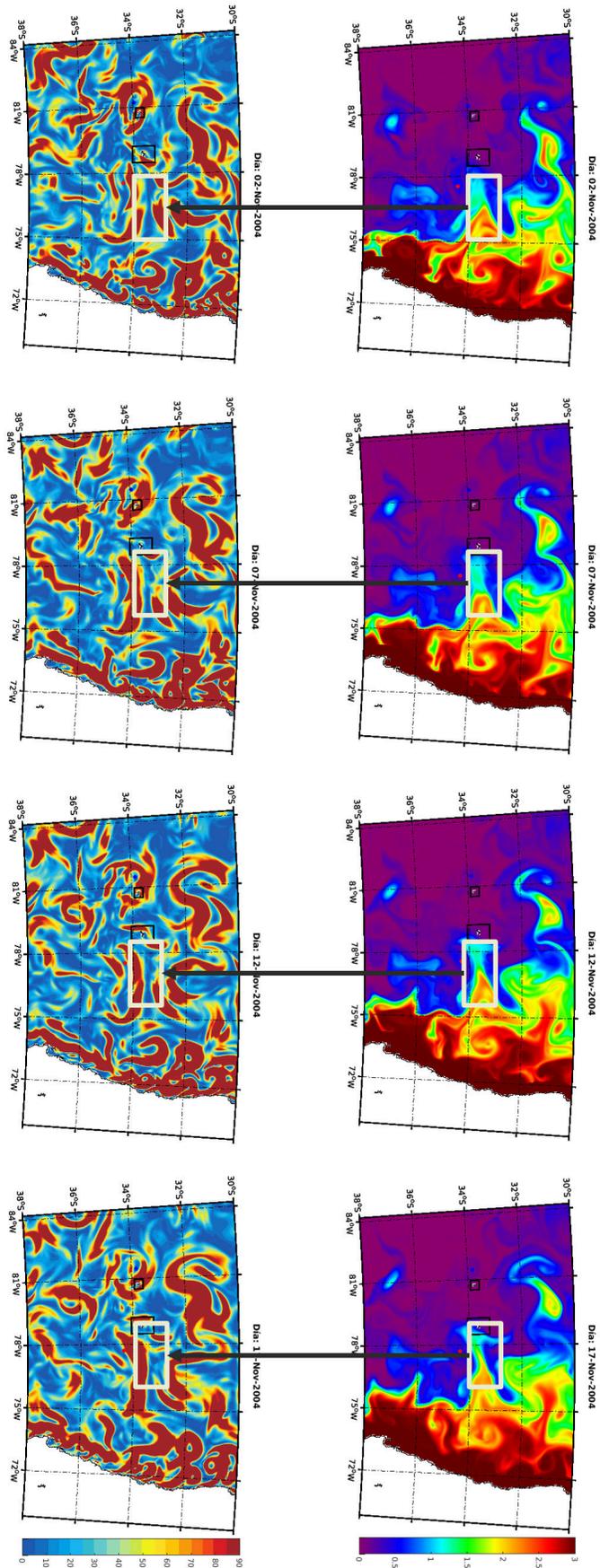


FIGURA 34: Mapas de *TS* (arriba) y *EKE* (abajo, Noviembre 2004). Se destacan las regiones donde se genera el flujo de *TS* proveniente de la costa (Noviembre 2004). Es notoria la baja *EKE* en estas regiones, lo que facilita la advección de nutrientes desde la costa. La barra de colores para las figuras de arriba representa las concentraciones de *TS* en mgm^{-3} , y para las figuras de abajo representa los niveles de *EKE* en m^2s^{-2} .

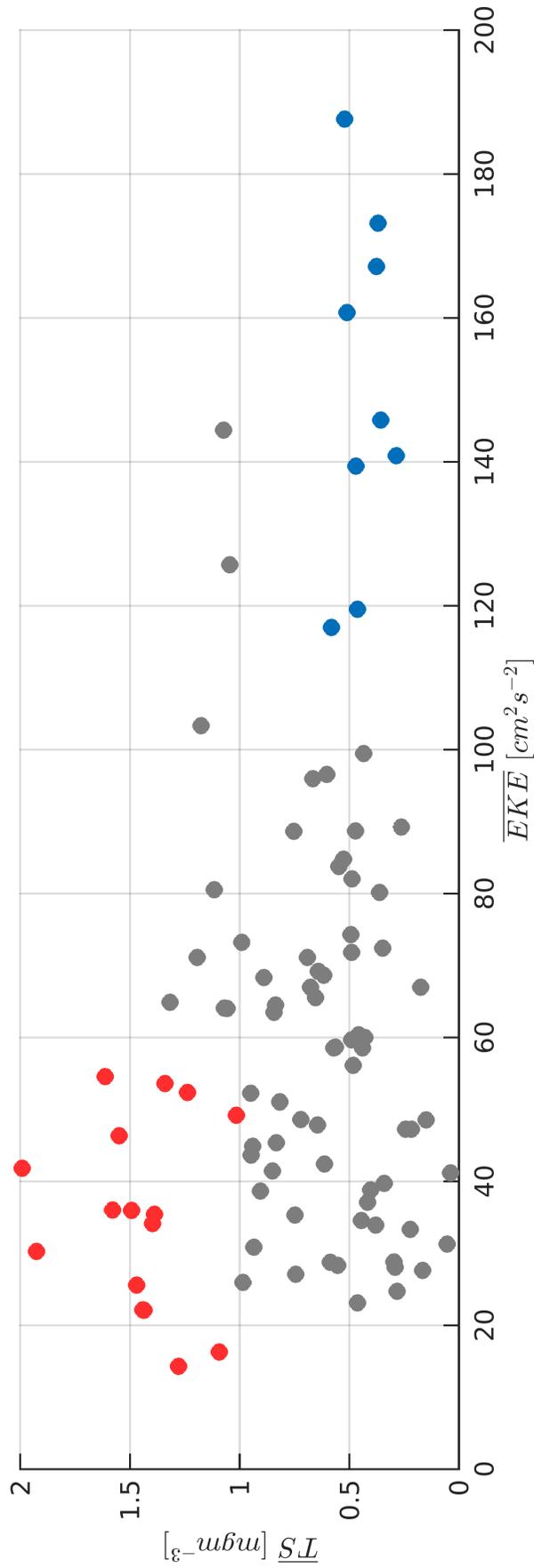


FIGURA 35: Diagrama de dispersión de promedios mensuales, $\overline{EKE}/\overline{TS}$ (ROMS MH). Los puntos rojos equivalen a los casos donde los $TS \geq 1 \text{ mgm}^{-3}$ y la $EKE < 600 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$. Los puntos azules equivalen a casos donde los $TS < 1 \text{ mgm}^{-3}$ y la $EKE \geq 800 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$.

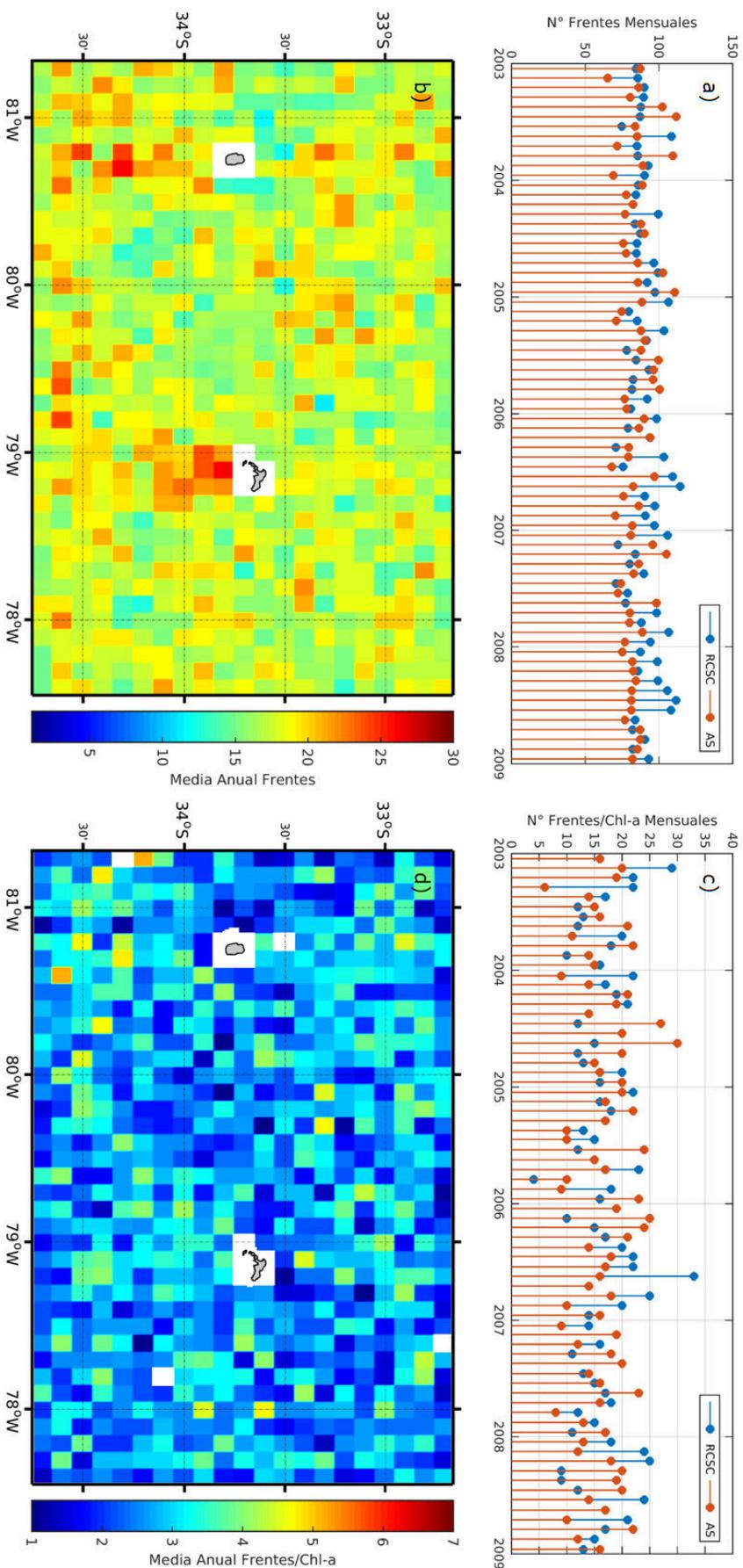


FIGURA 36: Frentes de submesoescala identificados y acoplamiento de la Chl-*a* en el JFA. a) Cantidad de frentes mensuales identificados en RCSC y AS, b) promedio anual de cantidad de frentes por subdominio, c) cantidad de aumentos de Chl-*a* acoplados a frentes de submesoescala, y d) promedio anual de aumentos de Chl-*a* acoplados a frentes.

muy gruesa con respecto al área de las islas, lo que no favorecería el desarrollo de este tipo de estructuras a partir del viento. Sin embargo, esto si ocurrió, comprobándose así los descrito por Troupin *et al.* (2012).

Esto se observa cuando se evalúa el efecto de los vientos sobre el transporte vertical mediante la Ec. 27,

$$w_{ek} = \frac{1}{\rho_0 f} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right), \quad (27)$$

con w_{ek} la velocidades verticales debido al bombeo de Ekman, ρ_0 la densidad del agua, y f el parámetro de Coriolis. Este tipo de mecanismos debido al viento se desarrollarían en promedio 30 días al año en RCSC (8), mientras que en AS estas estructuras son más persistentes, desarrollándose en promedio durante ~ 60 días al año (8). En ambas islas se presenta principalmente en los meses de primavera-verano, con casos particulares en los meses de invierno ($\sim 10\%$ de los casos).

TABLA 8: Número de eventos y días totales por año con la presencia de un bombeo de Ekman causado por vórtices de Von Kármán.

Región	Año	Nº de Eventos	Días Totales por Año
RCSC	2001	2	26 días
	2002	3	46 días
	2003	2	40 días
	2004	1	11 días
	2005	1	25 días
	2006	2	56 días
	2007	1	30 días
	2008	1	10 días
AS	2001	1	20 días
	2002	2	111 días
	2003	2	135 días
	2004	2	55 días
	2005	2	45 días
	2006	2	70 días
	2007	2	59 días
	2008	4	126 días

Debido a lo anterior y para evaluar el impacto del viento en la exportación de partículas (nutrientes) sobre la capa fótica, mediante el bombeo de Ekman y la generación de vórtices de Von Kármán, se analizaron escenarios (a partir de experimento lagrangianos) donde dichas estructuras fuesen notorias y persistentes en el dominio de las islas. Esto con la finalidad de determinar el transporte vertical asociado a estos procesos y el acoplamiento de las partículas sobre éstas.

4.8.1. EXPORTACIÓN VERTICAL DE PARTÍCULAS

Se realizaron 3 experimentos lagrangianos (basados en un modelo IBM) en 3 eventos intensos de Von Kármán (Noviembre-Diciembre 2002, Enero-Marzo 2005, y Enero 2006), mostrando todos el mismo resultado. Frente a velocidades verticales positivas las partículas son exportadas a niveles superiores sobre la capa fótica. Los resultados del experimento lagrangiano que se muestra en la Fig. 38 reflejan esta información, de hecho, se estiman velocidades de levantamiento del $O(10^{-4} \text{ m/s})$ ($O(10 \text{ m/día})$), alcanzando las partículas los 10 m de profundidad (inclusive la superficie) en solo 3 días. Una diferencia que se presentó en todos los casos entre AS y RCSC, es que las partículas liberadas en AS son más afectadas por las corrientes horizontales que las de RCSC, lo que no les permite llegar fácilmente a los 10 m.

Estos experimentos comprobaron la eficacia de estas estructuras para el levantamiento de partículas (nutrientes) facilitando notoriamente la conexión de niveles inferiores (como la nutriclina) con la superficie. Esto debido a que las partículas que no interactúan con las velocidades verticales positivas solo son transportadas por las corrientes siendo atrapadas a los 50 m de profundidad sin una posibilidad notoria de llegar a la superficie. Sin embargo, la cantidad de partículas levantadas por los vórtices son solo una pequeña fracción del total de partículas liberadas por caso ($<5\%$). A pesar de esto, cada partícula liberada representa un grupo de nutrientes. De este modo, se debería presenciar un aumento de Chl-*a* debido a estructuras de Von Kármán en unos pocos días (<10 días) en ambas islas.

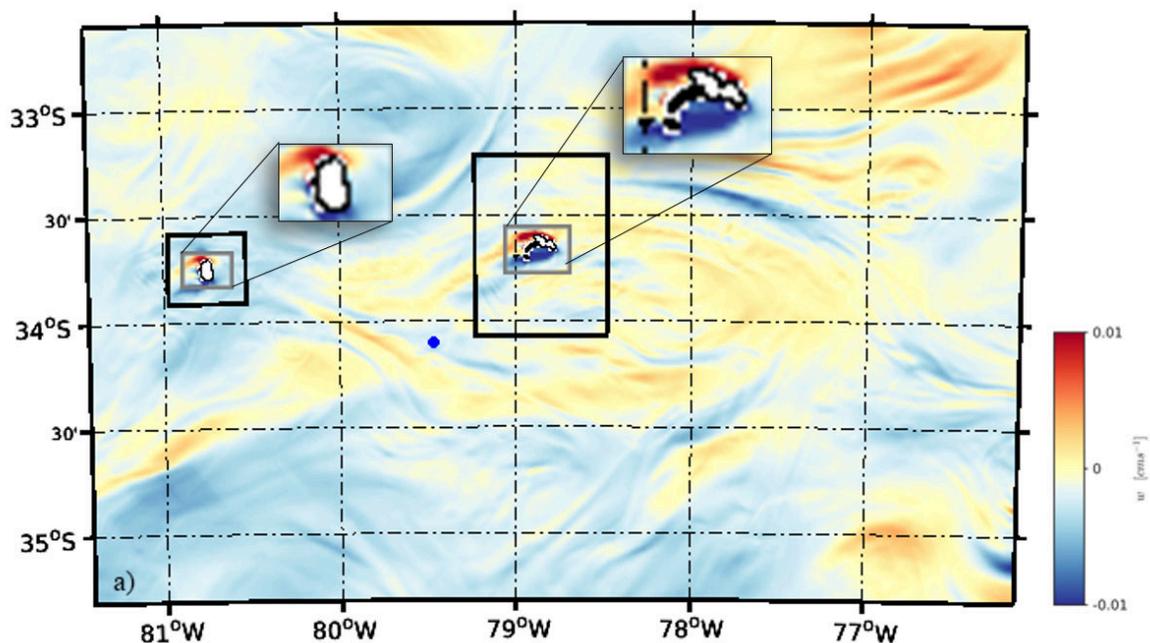


FIGURA 37: Ejemplo de vórtices de Von Kármán desarrollado el 16 de enero de 2006 por acción del viento. La imagen muestra el Bombeo de Ekman asociado a la acción del viento. Los cuadros grises señalan la región donde se desarrolla el dipolo de vorticidad característico de los vórtices de Von Kármán.

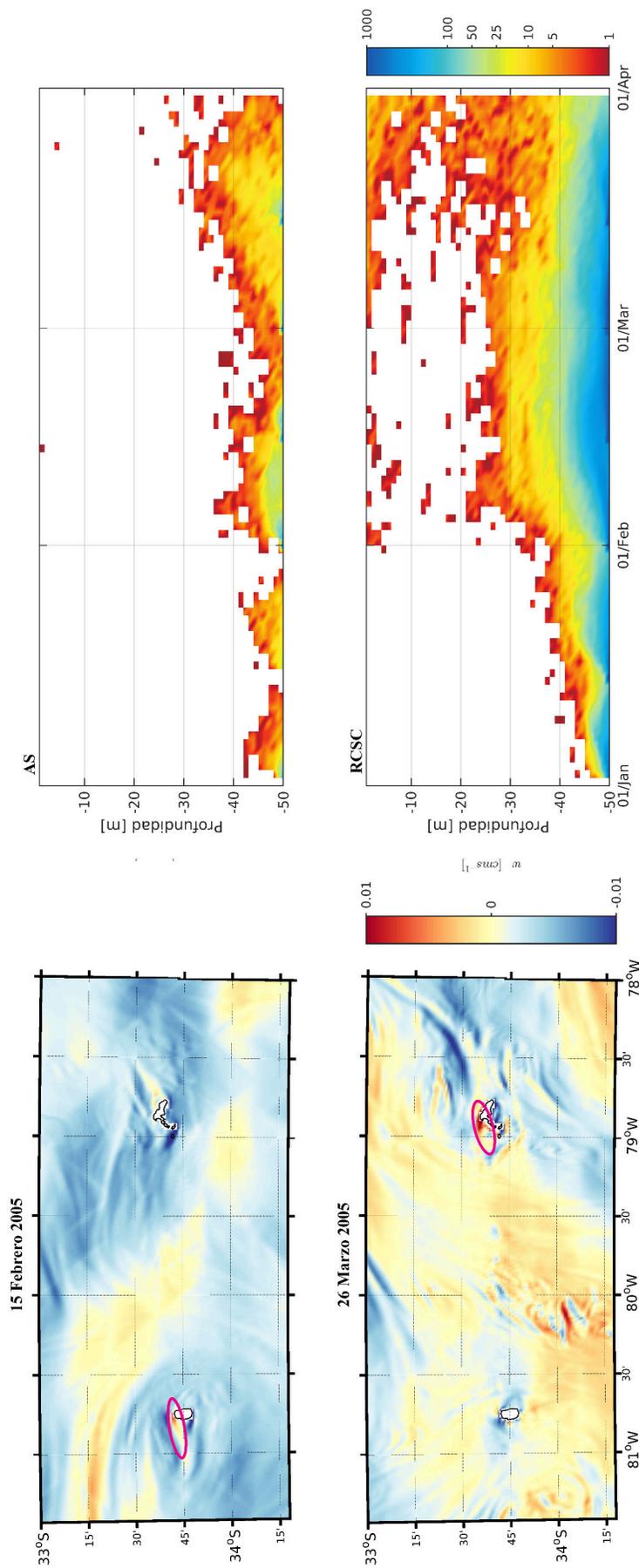


FIGURA 38: Levantamiento de partículas lagrangianas por vórtices de Von Kármán desarrollados en el AJF, caso Enero-Marzo 2005. Bombeo de Ekman (vórtices de Von Kármán, izquierda), y diagrama hovmöller del levantamiento de partículas para cada paso de tiempo (derecha). Arriba caso para AS, y abajo caso para RCSC. Para el bombeo de Ekman la paleta de colores representa la magnitud de la velocidad vertical, para el levantamiento de partículas la paleta de colores representa el número de partículas por profundidad.

5. DISCUSIÓN

5.1. PERIODICIDAD Y EFECTO DE LA VORTICIDAD

Es bastante complejo generar una conexión entre la variabilidad de la divergencia y la *Chl-a*, puesto que nuestro modelo ROMS MH no cuenta con un modelo biogeoquímico acoplado (solo trazadores pasivos de origen costero) y el modelo OFES consta con una resolución muy gruesa como para caracterizar la estructura (de submesoescala) de *Chl-a* en las islas del archipiélago. De este modo, solo se logró discriminar la variabilidad asociada a la importación de aguas desde la costa, la variabilidad de organismos primarios asociados a la mesoescala, y mediante los experimentos estimar la tasa de ascenso del bombeo de Ekman resultante de la interacción del vientos con las islas.

A pesar de estas dificultades, se logró identificar los procesos responsables de los desarrollos productivos de cada sistema de islas del AJF. Mientras el desarrollo biológico de RCSC depende fuertemente de los procesos costeros (estructuras meándricas y remolinos), AS depende primordialmente de los procesos atmosféricos locales (vórtices de Von Kármán). Lo anterior se puede estimar a partir del análisis condicional, las EOF (para *TS*, *TSs* y fitoplancton) y el impacto del cuerpos meándricos.

Si nos concentramos en la variabilidad de la vorticidad CC o en los períodos favorables para la surgencia en el archipiélago, vemos a partir de ROMS MH que el fortalecimiento de estas estructuras ocurre tanto en una escala anual como semianual. En cuanto al ciclo anual (Fig. 15), RCSC ve fortalecida su surgencia local (región noreste y sur de la isla) en los meses de primavera mientras que la surgencia local en AS se ve principalmente favorecida en los meses de otoño. Esta diferencia puede ser asociada con el desplazamiento anual del Anticiclón del Pacífico Sur (ACPS). Las imágenes de MODIS Cloud (worldview.earthdata.nasa.gov; sin embargo, para otro período) pudimos ver la influencia del ACPS sobre cada isla. Claramente los eventos de surgencia en RCSC (tomando como índice los vórtices mostrados por las imágenes de nubes) muestran aumentados con el traslado hacia el sur del ACPS. Sin embargo, estos resultados requiere de un independiente de este para ser más concluyentes.

En cuanto al ciclo semianual, RCSC y AS presentan prácticamente dinámicas favorables a la surgencia similares, siendo los meses de verano e invierno los que presentan un aumento en los índices de divergencia alrededor de las islas a partir de lo determinado por este modo (modo 2 de vorticidad CC; Fig. 18). En este punto, es claro que en ambas islas se está generando un dipolo de vorticidad a una escala espacial bastante regional. Puesto que los dipolo de cada isla no poseen la misma orientación que el presentado por la otra, el responsable no es un proceso atmosférico de gran escala (ej. ACPS). Así que, basándonos en el modo de variabilidad mostrado para los *TS* (componente principal del modo 2, Fig 19) podríamos asumir que el responsable de este ciclo es un proceso de origen costero (remolinos

o meandros). Sin embargo, existe la posible presencia de procesos atmosféricos de mesoescala (como frentes o AC migratorios; viendo imágenes de MODIS Cloud) que estén alterando la dinámica de la región de esta manera.

En cuanto a la significancia de estos modos, es clara su baja representatividad sobre la varianza total. Este bajo porcentaje (dentro de la varianza total) es atribuible a la gran cantidad de procesos de alta frecuencia y a la alta resolución de las salidas del ROMS MH. Esto se comprobó al reducir la resolución del modelo a ~ 10 km. Se conservaron claramente las estructuras de mayor escala mostradas por las EOF de vorticidad (Fig. 15) y se perdieron las de alta resolución. Este cambio de resolución generó que el modo 1 de vorticidad CC representara cerca del 20% de la variabilidad total. Este resultado indica que con datos de alta resolución espacial y baja resolución temporal las EOF no sea la herramienta correcta para analizar la variabilidad espacio-temporal, cuando uno desea analizar el impacto de todas las escalas sobre un sistema como el del AJF. Este problema se genera debido a la alta frecuencia presente en nuestros datos, pero sobre todo la gran presencia de estructuras de alta resolución. Quizás este bajo resultado se vea mejorado al aumentar la resolución temporal, un ejemplo claro es el modo 1 de chl-*a* satelital, el cual alcanza el 34 % de la varianza total.

Un último aspecto a considerar a partir del desarrollo de vorticidades entorno a las islas, es la eficacia del bombeo de Ekman desarrollado por los vientos y su interacción con las islas. Se asume (a partir de los experimentos lagrangianos) que la generación de condiciones ideales para el levantamiento de la nutriclina y por consiguiente anomalías positivas de Chl-*a* debido al bombeo de Ekman, poseen una significancia importante sobre las islas (Andrade *et al.*, 2014b), en especial sobre AS. Esto debido a las intensas velocidades verticales desarrolladas por estos mecanismos (Carpet *et al.*, 2008a), las cuales llevarían nutrientes (o parcelas de agua; Carpet *et al.*, 2008a) a niveles fóticos en unos pocos días desde aguas más profundas. La presencia temporal y la periodicidad de estos mecanismos (Tabla 8) los convierte en un proceso relevante para los procesos biológicos de las islas del AJF durante el año.

5.2. EFECTIVIDAD DE LOS REMOLINOS

Como vimos a partir del análisis condicional, la influencia de los remolinos sobre las anomalías de *TS* y fitoplancton (OFES) en promedio es bastante baja. Por ejemplo, para AS la influencia de los remolinos sobre los niveles de *TS* y fitoplacton es prácticamente nula, lo que hace a los remolinos un mecanismo no significativo para los aumentos de Chl-*a* en dicha región (si considerásemos a *TS* y al fitoplancton como indicadores de la Chl-*a*). Por otro lado, en RSCS si pueden ser en cierta manera importantes, ya que el análisis condicional arrojó que 17 días (11 días) al año dependen de estas estructuras para elevar las concentraciones de *TS* (fitoplancton), mientras que para los datos satelitales estos influyen casi un mes de aumentos de Chl-*a*. De esta manera, para futuros análisis condicionales de Remolinos/Chl-*a*

a partir de un modelo físico-biogeoquímico es necesario: 1) un modelo biogeoquímico acoplado de alta resolución que resuelva de forma coherente el desarrollo biológico a partir de la disposición de nutrientes por parte de la física del modelo, 2) pasos de tiempo de alta resolución (máximo diarios), y 3) un período de estudio más extenso para comprender la modalidad ecuatorial sobre la ocurrencia de eventos.

De momento, como se ve en las Fig. 31 y Fig. 32, los remolinos no serían los mecanismos principalmente responsables de los máximos de invierno de Chl-*a* como se describe en la literatura (Correa-Ramírez *et al.*, 2007, 2012; Andrade *et al.*, 2012, 2014a, 2014b), sino que serían otras estructuras de mesoescala y atmosféricas. Por un lado, un cuerpo meándrico podría elevar los niveles de *TSs* en promedio 2 meses al año en la región. Esta estructura se logra apreciar débilmente en las imágenes de Chl-*a* satelital, sin embargo, para analizarlas a cabalidad se necesita mejorar la metodología de análisis utilizada para el modelo (no solo se utilizaron niveles superficiales), puesto que las imágenes de Chl-*a* son superficiales (hasta los 5 m) y para visualizar estas estructuras en el modelo se generó un perfil acumulativo de *TS* y *TSs* para lograr ver y cuantificar las estructuras meándricas. Un buen indicador a partir de imágenes serían las imágenes de Temperatura Superficial del Mar (SST), ya que un meandro se caracteriza por ser un flujo más frío con respecto a su entorno.

Por otro lado, considerando la cantidad de frentes de submesoescala desarrollados alrededor de las islas del AJF, es interesante que al considerar la estandarización realizada tanto a los datos MUR como a los datos ROMS MH, se puede afirmar que ROMS no presenta mayores discrepancias con la representación de frentes submesoescalares alrededor de AS y RCSC, por lo que realizar futuros estudios para evaluar la biogeoquímica de los frentes alrededor de las islas a partir de un modelo ROMS es conveniente. Esto toma mayor relevancia al considerar los resultados al considerar los frentes mostrados por los datos SST MUR y su acoplamiento con los aumentos de Chl-*a*, estos resultados muestran a los frentes de submesoescala como uno de los procesos relevantes para los niveles de Chl-*a* en el archipiélago.

Los procesos atmosféricos también están influenciando los niveles de Chl-*a*, siendo notoria esta influencia principalmente en primavera-verano (inclusive en otoño). Se estima que estas estructuras sean cruciales para el desarrollo biológico de AS, puesto que en la región están presentes en promedio 2 meses al año y como se vio en el experimento lagrangiano, son capaces de levantar las partículas disponibles en los niveles inferiores. En cuanto a RCSC, también se presenta como una estructura importante, pero en este caso se presentan mayoritariamente en los meses de primavera e inicios de verano. Un proceso interesante que ocurre con los vórtices de Von Kármán en la región, es que el cambio en la dirección de estos, está fuertemente relacionada con la generación de bajas térmicas costeras (Garreaud *et al.*, 2002). De lo anterior nos dimos cuenta con imágenes MODIS Cloud.

En cuanto al aporte de los remolinos al desarrollo de estructuras de Von Kármán (Chopra & Hubert, 1965) es prácticamente nulo, con unos cuantos casos en todo el período de estudio (aproximadamente

6). Sin embargo, en futuros estudios este punto puede ser retomado si es utilizado un modelo con un paso de tiempo de mejor resolución al que utilizamos (<5 días).

5.3. EXPORTACIÓN COSTERA

La exportación de nutrientes (*TSS*) desde la costa mediante las estructuras de mesoescala detectadas, perturbaron positivamente los niveles de *TSS* de origen costero en el AJF. Sin embargo, no fue posible analizar cómo esta entrada de *TSS* interactúa con los nutrientes presentes en el archipiélago. Pero concentrándonos solo en las estructuras de mesoescala, vemos que estas pueden llegar al archipiélago como estructuras biológicas desarrolladas (tanto en remolinos como meandros) con origen costero y además aportar positivamente con nutrientes al AJF.

La dispersión de *TSS* y *TS* dentro de los procesos de mesoescala antes mencionados, es un fuerte indicador de que entre más tiempo les toma llegar al AJF su influencia sobre los niveles de *Chl-a* será menor. En este punto, sería interesante cuantificar cuánto de los nutrientes presentes en el AJF tienen un origen costero y cuántos son propios de la región. Este sería otro indicador de cuán dependiente de los procesos costeros es el AJF en cuanto al desarrollo biológico alrededor de sus islas. Es esencial el análisis de variables (compartimientos biogeoquímicos) como el nitrato, amonio, sílice y oxígeno con alta resolución, para entender cómo estructuras costeras también pueden desfavorecer el desarrollo biológico de la región.

Probablemente al incluir otros compartimientos biogeoquímicos como el amonio, se podrá definir claramente el o los mecanismos que determinan los niveles de *Chl-a*. Por ejemplo se estima a partir de este estudio que el bombeo de Ekman es crucial para AS; sin embargo, las partículas se ven atrapadas por las velocidades horizontales y son disipadas a gran velocidad, siendo atrapadas en los niveles inferiores de la columna de agua (bajo los 50 m) sin posibilidad de ascender por el bombeo generado por el viento, por lo que quizás este mecanismo no es tan eficiente en cuanto al desarrollo biológico como se esperaría. La incorporación de un modelo biogeoquímico aclararía de sobre manera estas dudas.

6. CONCLUSIÓN

Se estudian e identifican los procesos físicos que determinan los cambios en las concentraciones de Chl-*a* de las islas del AJF. Se identificó 3 mecanismos, 1) los remolinos de mesoescala sobre la contribución biogeoquímica y el desarrollo de organismos primarios, 2) la relevancia de los cuerpos meándricos de origen costero y la teleconexión que desarrollan entre la costa y el archipiélago, y 3) se caracterizó el bombeo de Ekman por acción de vórtices de Von Kármán. Se determinó, a partir de los análisis realizados, que las estructuras de mesoescala (meandros y remolinos) influyen en los aumentos de Chl-*a* mediante la perturbación y entrada de variables biogeoquímicas de origen costero (utilizando como índice los *TS* y *TSs*), pero estas estructuras no explican la totalidad de los eventos de Chl-*a* con niveles mayores a 1 mgm^{-3} entorno a las islas del AJF. Esto debido a la periodicidad con la que interactúan con el archipiélago y su tiempo de interacción (y perturbación) con los dominios de las islas. Es así como el levantamiento de aguas hacia la capa fótica mediante vórtices de Von Kármán y/o la submesoescala se convierten también en estructuras importante sobre los aumentos en las concentraciones de Chl-*a* en la región. Se observó una diferenciación entre RCSC y AS. RCSC depende de una manera significativa de la dinámica de origen costero, generando sus máximos de productividad en invierno y primavera. En cambio, la productividad en AS depende esencialmente de los procesos atmosféricos locales y de gran escala (ej. del ACPS), localizando sus máximos de productividad en otoño y primavera. A pesar de estas diferencias, AS y RCSC comparte un tercer máximo asociado a los meses de verano. Así, se puede indicar que la combinación de estos procesos sostienen los aumentos de Chl-*a* sobre del archipiélago en los meses de invierno, primavera y verano.

Se identificaron regiones de covarianza entre los *TS* (*TSs*) y los índices de vorticidad (*CC* y *AC*). Esto nos permitió determinar las regiones (alrededor de las islas) donde los *TS* de origen costero poseen mayor relevancia. Este indicador nos permite inferir dónde la productividad de las islas depende de los nutrientes y organismos de origen costero. Lo interesante de estas regiones es que se asientan sobre estructuras del orden de la submesoescala, en especial sobre AS. Estas regiones de covarianza nos muestran además, que los posibles desarrollos biológicos que se asienten en ellos actúan como casos bastante anómalos de aumentos de productividad biológica. De hecho, dependiendo el índice de vorticidad es como será el desarrollo, las regiones extremas negativas se asocian a vorticidades *AC* y las positivas con vorticidades *CC*.

En cuanto a la significancia de los remolinos sobre el fitoplancton (*OFES*), a pesar de las diferencias mostradas por la probabilidades condicionales del fitoplancton con respecto a los otros casos (*TS*, Chl-*a*), estas presentan patrones similares, lo que refleja el buen comportamiento de modelo NPZD (acoplado a *OFES*) al momento de estimar las concentraciones de fitoplancton. Sin embargo, el seguimiento de remolinos fue sobre un modelo diferente (a pesar de haber sido el modelo ROMS inicializado

con OFES), por lo que existe un error asociado a esta estimación. Por lo anterior, se hace necesario realizar un seguimiento de remolinos sobre OFES para corroborar los resultados asociados al actuar de los remolinos sobre el fitoplancton.

No es concluyente la influencia de los remolinos AC subsuperficiales sobre las concentraciones de Chl-*a*. Esto debido a que nuestros resultados (a grandes rasgos) muestran que estas estructuras solo poseen una influencia muy localizada alrededor de las islas y con una baja periodicidad.

Se requiere de un modelo biogeoquímico acoplado de alta resolución (espacial y temporal), con la finalidad de poder caracterizar de buena los procesos interconectados entre la física y la biogeoquímica de la región. El aumento de la resolución temporal es esencial para el estudio de la submesoescala en la región y su relevancia sobre la biogeoquímica. Además, es necesaria la inclusión de compartimientos como el nitrato, amonio, oxígeno, sílice e hierro, con la finalidad de evaluar su impacto sobre la región.

Por último, como se mencionó en la sección anterior, es necesario realizar un estudio similar, pero con un mayor número de compartimientos biogeoquímicos. Esto debido a que estudios recientes (Kars-
tensen *et al.*, 2015, Arévalo-Martínez *et al.*, 2016) muestran que variables biogeoquímicas como el oxígeno o el nitrato se ven altamente modificados al interior de los remolinos, lo que puede tener implicancias sobre el archipiélago cuando una estructura de mesoescala interactúa con él, modificando su estructura promedio en un par de días.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alvera-Azcárate, A., A. Barth, M. Rixen, and J. M. Beckers (2005), Reconstruction of incomplete oceanographic data sets using empirical orthogonal functions: Application to the Adriatic Sea, *Ocean Modell.*, 9, 325–346, doi:10.1016/j.ocemod.2004.08.001.

Alvera-Azcárate, A., A. Barth, J. M. Beckers, and R. H. Weisberg (2007), Multivariate reconstruction of missing data in sea surface temperature, chlorophyll, and wind satellite fields, *J. Geophys. Res.*, 112, C03008, doi:10.1029/2007JC004243. Amante, C., & B. W. Eakins (2009), ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA, doi:10.7289/V5C8276M.

Andrade, I., Hormazábal, S., Correa-Ramírez, M.A., 2012. Ciclo anual de la clorofila-a satelital en el archipiélago de Juan Fernández (33°S). *Chile. Lat. Am. J. Aquat. Res.* 40 (3), 657-667.

Andrade, I., Hormazábal, S. & Combes V.. 2014a. Intrathermocline eddies at the Juan Fernández Archipelago, southeastern Pacific. *Lat. Am J. Aquat. Res.*, 42(4): 888-906.

Andrade, I., P. Sangrà, S.E. Hormazábal & M.A. Correa- Ramírez. 2014b. Island mass effect in the Juan Fernández Archipelago (33°S), Southeastern Pacific. *Deep-Sea Res. I*, 84: 86-99.

Artal, O., & A. Belmadani, 2015: Detección y seguimiento de remolinos de mesoescala en el Pacífico Sur-Oriental usando un método geométrico. Informe de Tópicos de Física VI, Programa de Doctorado en Física, Universidad de Concepción, Concepción.

Arévalo-Martínez, D. L., Kock, A., Löscher, C. R., Schmitz, R. A., Stramma, L., & Bange, H. W.: Influence of mesoscale eddies on the distribution of nitrous oxide in the eastern tropical South Pacific, *Biogeosciences*, 13, 1105-1118, doi:10.5194/bg-13-1105-2016, 2016.

Beckers, J., Rixen, M., 2003. EOF calculations and data filling from incomplete oceanographic data sets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 20, 1839-1856.

Beckmann, A., & D. B. Haidvogel (1993), Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I: Problem formulation and model accuracy, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1736-1753.

Belmadani, A., V. Echevin, B. Dewitte, & F. Colas (2012), Equatorially forced intraseasonal propagations along the Peru-Chile coast & their relation with the nearshore eddy activity in 1992-2000: A modeling study, *J. Geophys. Res.*, 117, C04025, doi:10.1029/2011JC007848

Bleck et al. (1988), A two-dimensional model of mesoscale frontogenesis in the ocean, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 347-371.

Calil, P.H., Richards, K.J., Jia, Y., Bidigare, R.R., 2008. Eddy activity in the lee of the Hawaiian islands. *Deep Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.* 55, 1179-1194.

Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, & A. F. Shchepetkin, 2008a: Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests. *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 29-43.

Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, & A. F. Shchepetkin, 2008b: Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part II: Frontal processes. *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 44-64.

Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, & A. F. Shchepetkin, 2008c: Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part III: Energy balance and flux. *Journal of Physical Oceanography* 38 (10), 2256-2269.

Carton, J. A., & B. S. Giese (2008), A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA), *Mon. Weather Rev.*, 136, 2999-3017.

Chaigneau, A., & Pizarro O. (2005). Eddy characteristics in the Eastern South Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C6).

Chaigneau, A., Gizolme, A., Grados, C., 2008. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography* 79 (2-4), 106-119.

Chelton, D.B., Schlax, M.G., Samelson, R.M., deSzoeki, R.A., 2007. Global observations of large oceanic eddies. *Geophys. Res. Lett.* 34, L15606, doi:10.1029/2007GL030812.

Chelton, D., Schlax, M., & Samelson, R. (2011). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in Oceanography*, 91(2), 167-216.

Chopra K. P. and L. F. Hubert (1965) Mesoscale eddies in wakes of islands. *Journal of Atmospheric Science*, 22, 652-657.

Colas, F., J. C. McWilliams, X. Capet, & J. Kurian, 2012: Heat balance and eddies in the Peru-Chile Current system. *Climate Dyn.*, 39, 509-529, doi:10.1007/s00382-011-1170-6.

Combes, V., Hormazabal, S., & Di Lorenzo, E. (2015). Interannual variability of the subsurface eddy field in the Southeast Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(7), 4907-4924.

Correa-Ramirez, M.A., Hormazabal, S.E., Yuras, G., 2007. Mesoscale eddies and high chlorophyll concentrations off Central Chile (291-391S). *Geophys. Res. Lett.* 34, L12604, <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029541>.

Correa-Ramirez, M.A., Hormazabal, S.E., Morales, C.E., 2012. Spatial patterns of annual and interannual surface chlorophyll-a variability in the Peru-Chile system. *Prog. Oceanogr.* 92-95, 8-17.

Cornejo DÓttone M., Bravo L., Ramos M., Pizarro O., Karstensen J., Gallegos M., Correa-Ramirez M., Silva N., Farias L., & Karp-Boss L. Biogeochemical characteristics of a long-lived anticyclonic eddy in the eastern south pacific ocean. *Biogeosciences*, 13(10):2971-2979, 2016. Cornejo-Guzmán, S., A. Belmadani, y C. Parada, 2016: Detección y caracterización de los remolinos de mesoescala sobre el Pacífico Sur Oriental, y su posible influencia en la distribución espacio-temporal del jurel en la Quebrada de Challenger. Congreso de Ciencias del Mar 2016, Universidad de Concepción, Concepción.

Couvelard, X., Caldeira, R.M.A., Araújo, I.B. and Toméc, R. (2012) Wind Mediated Vorticity-Generation and Eddy-Confinement, Leeward of the Madeira Island: 2008 Numerical Case Study. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 58, 128-149. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2012.09.005>

Da Silva, A. M., C. C. Young, & S. Levitus (1994), Atlas of Surface Marine Data 1994, Vol. 1: Algorithms and Procedures. NOAA Atlas NESDIS 6, 83 pp., U.S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.

Dee, D. P., et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597, doi:10.1002/qj.828.

Dong C. M., McWilliams J. C. 2007. A numerical study of island wakes in the Southern California Bight. *Cont. Shelf Res.* 27, 1233-1248. (doi:10.1016/j.csr.2007.01.016)

Echevin, V., O. Aumont, J. Ledesma, & G. Flores, 2008. The seasonal cycle of surface chlorophyll in the peruvian upwelling system : a modelling study, *Prog. Oceanogr.*, 79, 167-176.

Fairall, C.W., E.F. Bradley, D.P. Rogers, J.B. Edson and G.S. Young, 1996: Bulk parametrization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment.

J. Geophys. Res., 101, 1295-1308.

Garreaud, R., J. Rutllant, and H. Fuenzalida (2002), Coastal lows in north central Chile: Mean structure and evolution, *Mon. Weather Rev.*, 130, 75-88.

Gruber, N., Lachkar, Z., Frenzel, H., Marchesiello, P., Munnich, M., McWilliams, J., Nagai, T., and Plattner, G.-K.: Eddy-induced reduction of biological production in Eastern Boundary Upwelling Systems, *Nat. Geosci.*, 4, 787-792, doi:10.1038/ngeo1273, 2011.

Halo, I., Backeberg, B., Penven, P., Ansorge, I., Reason, C., & Ullgren, J. E. (2014). Eddy properties in the Mozambique Channel: A comparison between observations and two numerical ocean circulation models. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 100, 38-53.

Horel JD. 1984. Complex principal component analysis: theory and examples. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23: 1660-1673.

Hormazabal, S., Shaffer, G., & Leth, O. (2004a). Coastal transition zone off Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C1).

Hormazabal, S., S. Núñez, D. Arcos, F. Espindola, & G. Yuras (2004b), Mesoscale eddies and the pelagic fishery off central Chile (33-40°S), *Gayana (Zool.)*, 68(2), 291-296.

Hormazabal, S., V. Combes, C. E. Morales, M. A. Correa-Ramirez, E. Di Lorenzo, & S. Nuñez (2013), Intrathermocline eddies in the coastal transition zone off central Chile (31-41°S), *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, doi:10.1002/jgrc.20337.

Hu, C., Lee, Z., & Franz, B. (2012). Chlorophyll a algorithms for oligotrophic oceans: A novel approach based on three-band reflectance difference. *Journal of Geophysical Research*, 117(C1). doi: 10.1029/2011jc007395

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Leetmaa A., Reynolds R., and Jenne R., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol.77, pp.437-471, 1996.

Karstensen, J., Fiedler, B., Schütte, F., Brandt, P., Körtzinger, A., Fischer, G., Zantopp, R., Hahn, J., Visbeck, M., & Wallace, W.: Open Ocean dead zone in the tropical North Atlantic Ocean, *Biogeosciences*, 12, 1-9, doi:10.5194/bg-12-1-2015, 2015.

Leth, O. & G. Shaffer. 2001. A numerical study of seasonal variability in the circulation off central Chile. *J. Geophys. Res.*, 106, 22229-22248.

Liu, X., and N. M. Levine (2016), Enhancement of phytoplankton chlorophyll by submesoscale frontal dynamics in the North Pacific Subtropical Gyre, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 1651-1659, doi:10.1002/2015GL066996.

Lorenz, E. N., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Statistical Forecasting Project Rep. 1, MIT Department of Meteorology, 49 pp.

Mahadevan A. 2016 The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 8, 161-184. (doi:10.1146/annurev-marine-010814-015912).

Marchesiello, P., J. M. Williams, & A. Shchepetkin, 2001 : Open boundary conditions for long-term integrations of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3, 1-20.

Marchesiello, P., McWilliams, J., Shchepetkin, A., 2003. Equilibrium structure and dynamics of the California current system. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 753-783.

Mason, E., M.J. Molemaker, A.F. Shchepetkin, F. Colas, J.C. McWilliams, and P. Sangra, 2010: Procedures for offline grid nesting in regional ocean models. *Ocean Model*, 35:1-15. doi:10.1016/j.ocemod.2010.05.007

Masumoto Y., Sasaki H., Kagimoto T., Komori N., Ishida A., Sasai Y., Miyama T., Motoi T., Mitsudera H., Takahashi K., Sakuma H., and Yamagata T., A fifty-year eddy-resolving simulation of the world ocean: Preliminary outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator), *J. Earth Sim.*, vol.1, pp.35-56, 2004.

McGillicuddy, D.J., Robinson, A.R., Siegel, D.A., Jannasch, H.W., Johnson, R., Dickey, T.D., McNeil, J., Michaels, A.F., Knap, A.H., 1998. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea. *Nature* 394, 263-266.

McGillicuddy, D.J., R. Johnson, D.A. Siegel, A.F. Michaels, N.R. Bates, and A.H. Knap (1999), Mesoscale variations of biogeochemical properties in the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research*, 104, 13,381-13,394.

Medel, C, Parada C., Morales, C., Pizarro, O., Ernst, B., Conejero, C. How biophysical interactions associated with sub- and mesoscale structures and migration behavior affect planktonic larvae of the

spiny lobster in the Juan Fernández Ridge: a modelling approach. Submitted to Progress in Oceanography (Junio 2017).

Morales, C.E., Torreblanca, M.L., Hormazabal, S., Correa-Ramirez, M., Nuñez, S., Hidalgo, P., 2010. Mesoscale structure of copepod assemblages in the coastal transition zone and oceanic waters off central-southern Chile. Progress in Oceanography 84, 158-173.

Morales, C.E., S. Hormazabal, M. Correa-Ramírez, O. Pizarro, N. Silva, C. Fernández, V. Anabalón & M.L. Torreblanca. 2012. Mesoscale variability and nutrient-phytoplankton distributions off central-southern Chile during the upwelling season: the influence of mesoscale eddies. Prog. Oceanogr., 104: 17-29, doi:10.1016/j.pocean.2012.04.015.

Morales, C. E., Anabalón, V., Bento, J. P., Hormazabal, S., Cornejo, M., Correa-Ramírez, M. A., & Silva, N. (2017). Front-eddy influence on water column properties, phytoplankton community structure, and cross-shelf exchange of diatom taxa in the shelf-slope area off concepción (~36-37°S). Journal of Geophysical Research: Oceans, 122, 8944-8965. <https://doi.org/10.1002/2017JC013111>

North, G.R., Bell, T.L., Cahalan, R.F. and Moeng, F.J. (1982). Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. Mon. Weather Rev., 110, 699-706.

Okubo A., Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences, Deep-Sea Res. 17 (1970) 445-454

Oschlies A., Model-derived estimates of new production: New results point towards lower values, Deep-Sea Res., vol.48, pp.2173-2197, 2001.

Pacanowski R. C. and Griffies S. M., The MOM 3 Manual, GFDL Ocean Group Technical Report No.4, Princeton, NJ: NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, 680pp, 1999.

Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F., & Tam, J. (2005). Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. Journal of Geophysical Research: Oceans, 110(C10).

Penven P., Debreu L., Marchesiello P., McWilliams J.C. Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central California upwelling system. Ocean Modelling, 12 (2006), pp. 157-187, doi:10.1016/j.ocemod.2005.05.002.

Pizarro, G., Montecino, V., Astoreca, R., Alarcón, G., Yuras, G., Guzmán, L., 2006. Variabilidad espacial de condiciones bio-ópticas de la columna de agua entre las costas de Chile insular y continental, Primavera 1999 y 2000. *Cienc. Tecnol. Mar* 29 (1), 45-58.

Pujol, M.-I., Y. Faugère, G. Taburet, S. Dupuy, C. Pelloquin, M. Ablain, and N. Picot, 2016: DUACS DT2014: The new multi-mission altimeter dataset reprocessed over 20 years. *Ocean Sci.*, 12, 1067—1090, doi:10.5194/os-12-1067-2016, 2016.

Rosati A. and Miyakoda K., A general circulation model for upper ocean circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, vol.18, pp.1601-1626, 1988

Sasaki H., Nonaka M., Masumoto Y., Sasai Y., Uehara H., and Sakuma H. An eddy-resolving hindcast simulation of the quasi-global ocean from 1950 to 2003 on the earth simulator. *High Resolution Numerical Modeling of the Atmosphere and Ocean*, pages 157-186, 2008.

Sasai, Y., Ishida, A., Sasaki, H., Kawahara, S., Uehara, H., Yamanaka, Y., 2006. A global eddy-resolving coupled physical-biological model: physical influences on a marine ecosystem in the North Pacific. *Simulation* 82 (7), 467-474.

Saulquin, Bertrand; Gohin, Francis; Garnesson, Philippe; Demaria, Julien; Mangin, Antoine; Fanton d'Ándon, Odile. 2016. Level 4 Global and European Chl-a daily analyses for end users and data assimilation in the frame of the Copernicus-Marine environment monitoring service.

Shchepetkin, A. F., & J. C. McWilliams, 2003: A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate, *J. Geophys. Res.*, 108(C3), p. 3090, doi:10.1029/2001JC001047.

Shchepetkin, A. F. & J. C. McWilliams, 2005: The regional ocean modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modeling* 9/4, pp. 347-404, doi:10.1016/j.ocemod.2004.08.002.

Silva, N., Rojas N., & Fedele A. (2009). Water masses in the Humboldt current system: Properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for Equatorial subsurface water off Chile. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(16), 1004-1020.

Song, Y.T., Haidvogel, D., 1994. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography following coordinate system. *J. Comp. Phys.* 115, 228-248.

Stramma L, Bange HW, Czeschel R, Lorenzo A, Frank M. 2013. On the role of mesoscale eddies for the biological productivity and biogeochemistry in the eastern tropical Pacific Ocean off Peru. *Biogeosciences* 10: 7293-306

Thiel M, EC Macaya, E Acuña, WE Arntz, H Bastías, K Brokordt, P Camus, JC Castilla, LR Castro, M Cortés, CP Dumont, R Escribano, M Fernández, JA Gajardo, CF Gaymer, I Gomez, AE González, HE González, PA Haye, JE Illanes, JL Iriarte, DL Lancellotti, G Luna-Jorquera, C Luxoro, PH Manriquez, V Marín, P Muñoz, SA Navarrete, E Pérez, E Poulin, J Sellanes, HH Sepúlveda, W Stotz, F Tala, A Thomas, CA Vargas, JA Vásquez & JMA Vega. 2007. The Humboldt Current system of northern and central Chile oceanographic processes, ecological interactions and socioeconomic feedback. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review* 45: 195-344.

Toumazou, V., Cretaux, J., 2001. Using a Lanczos eigensolver in the computation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review* 125 (5), 1243-1250.

Troupin, C., Mason, E., Beckers, J. M. & Sangrà, P. 2012. Generation of the Cape Ghir upwelling filament: a numerical study. *Ocean Modelling*, Vol. 41, pp. 1-15.

Webb D J, de Cuevas BA, Coward AC (1998) The first main run of the OCCAM global ocean model. Internal document no. 34, Southampton Oceanography Centre, UK

Weiss J., The dynamics of enstrophy transfer in twodimensional hydrodynamics, *Physica D.* 48 (1991) 273-294.

Werdell, J. 2009. Global Bio-optical Algorithms for Ocean Color Satellite Applications: Inherent Optical Properties Algorithm Workshop at Ocean Optics XIX; Barga, Italy, 3-4 October 2008, *Eos Trans. AGU*, 90(1):4. doi:10.1029/2009EO010005.

Williams, S., M. Petersen, P.-T. Bremer, M. Hecht, V. Pascucci, J. Ahrens, M. Hlawitschka and B. Hamann, 2011: Adaptive extraction and quantification of geophysical vortices. *IEEE Transactions Visualization and Computer Graphics*, 17, 2088-2095.

8. APÉNDICE I

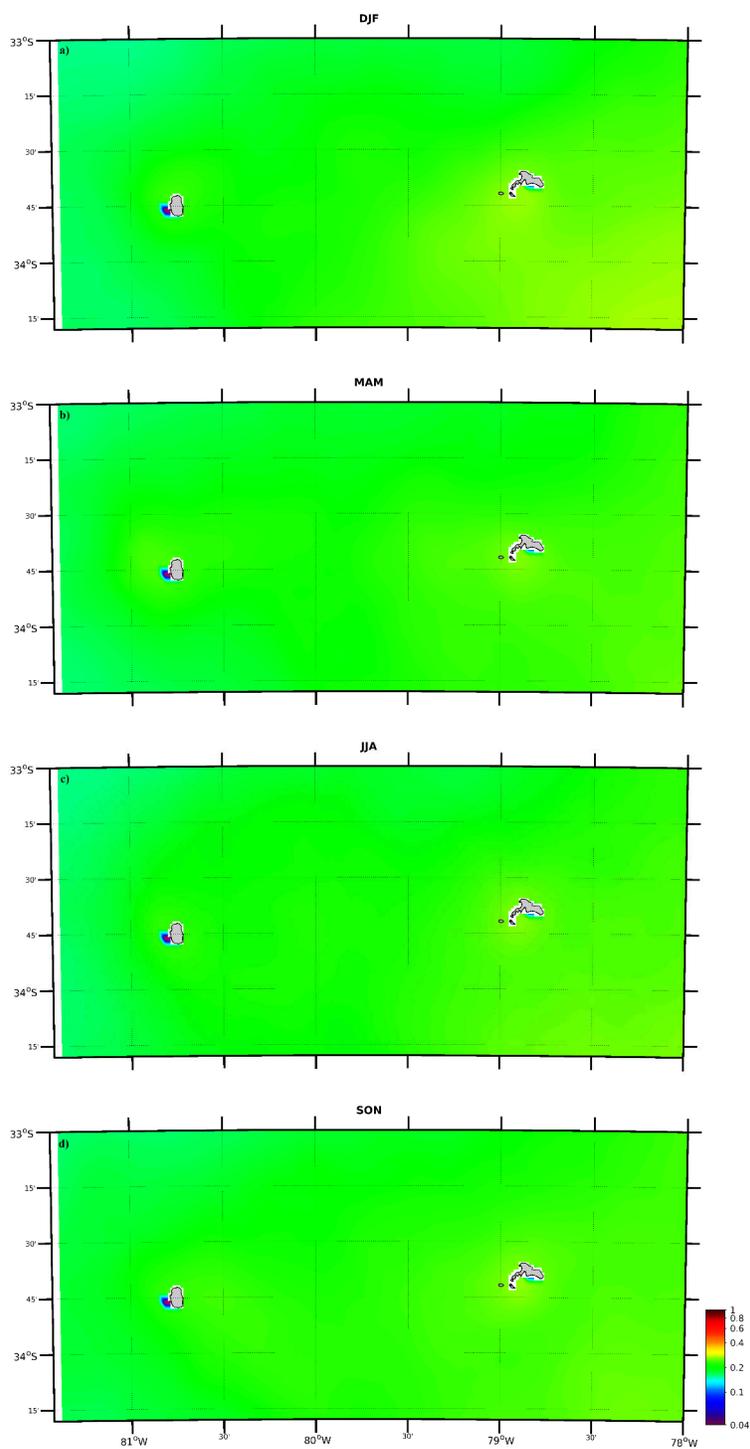
ESTRUCTURAS CLIMATOLÓGICAS CHL-*a* SATELITAL

FIGURA 39: Climatología estacional de Chl-*a* satelital sobre el AJF. a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto, d) Septiembre-Octoberre-Noviembre

9. APÉNDICE II

ESPECTRO DE VALORES PROPIOS: REGLA DE NORTH *et al.*

ESPECTRO DE VALORES PROPIOS: REGLA DE NORTH *et al.*

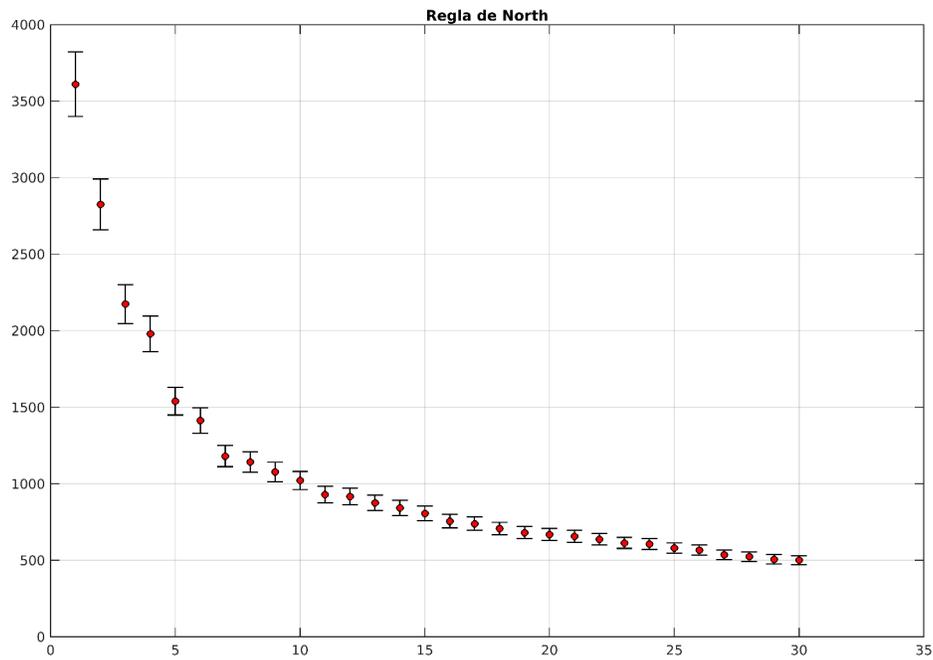


FIGURA 40: Error de muestreo de cada modo EOF a partir de la regla de North para las vorticidades CC. En este caso solo los modos 1 y 2 están bien definidos y no comparten un error con el resto de los modos.

10. APÉNDICE III

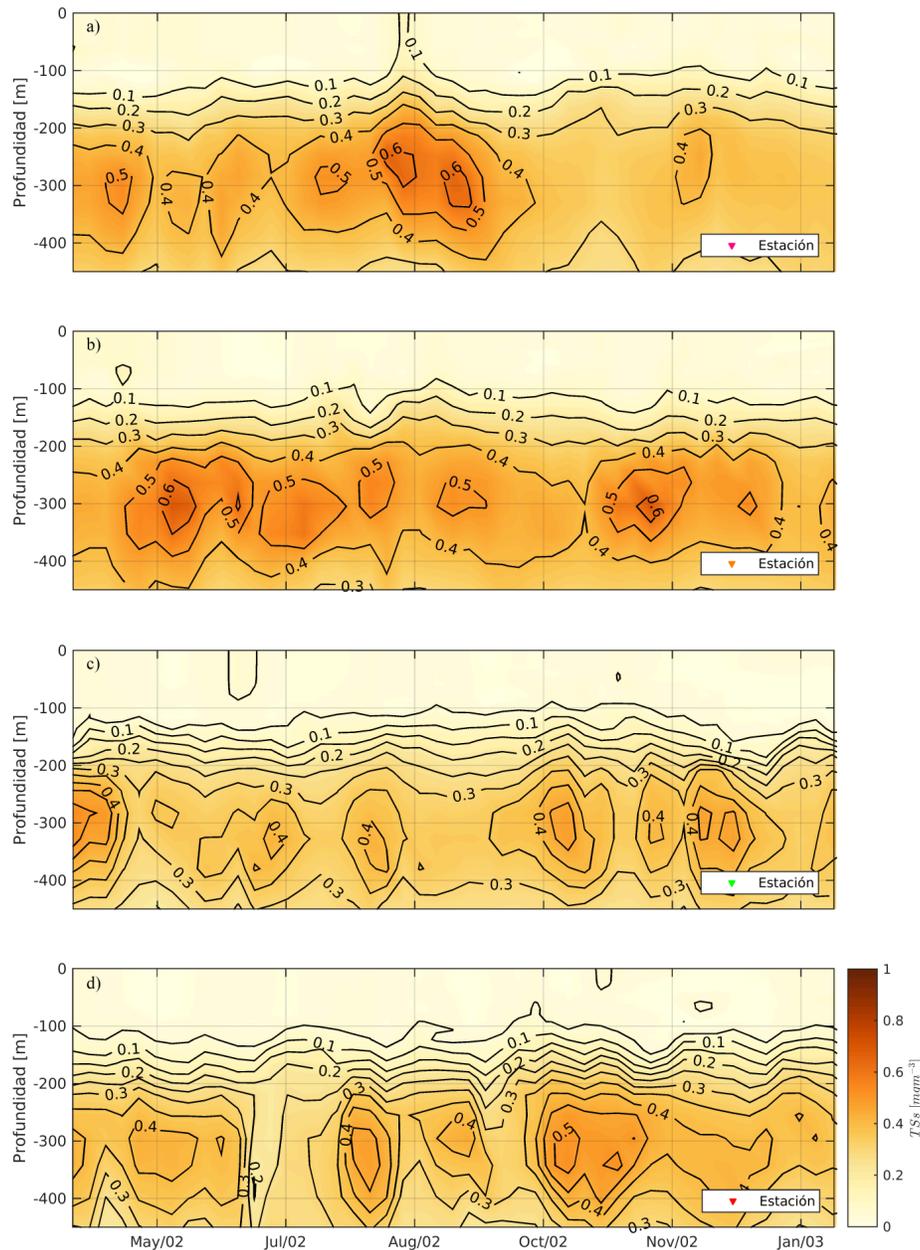
VARIACIONES DE *TS* EN UN PERFIL VERTICAL POR INFLUENCIA DE UN REMOLINO

FIGURA 41: Variación temporal de las concentraciones de Chl-*a* dentro de un perfil vertical debido a la entrada de un remolino al AJF. a) RCSC Norte, b) RCSC Sur, c) AS Norte y d) AS Sur. Estos datos no se encuentran en forma de logaritmo en base 10.

11. APÉNDICE IV

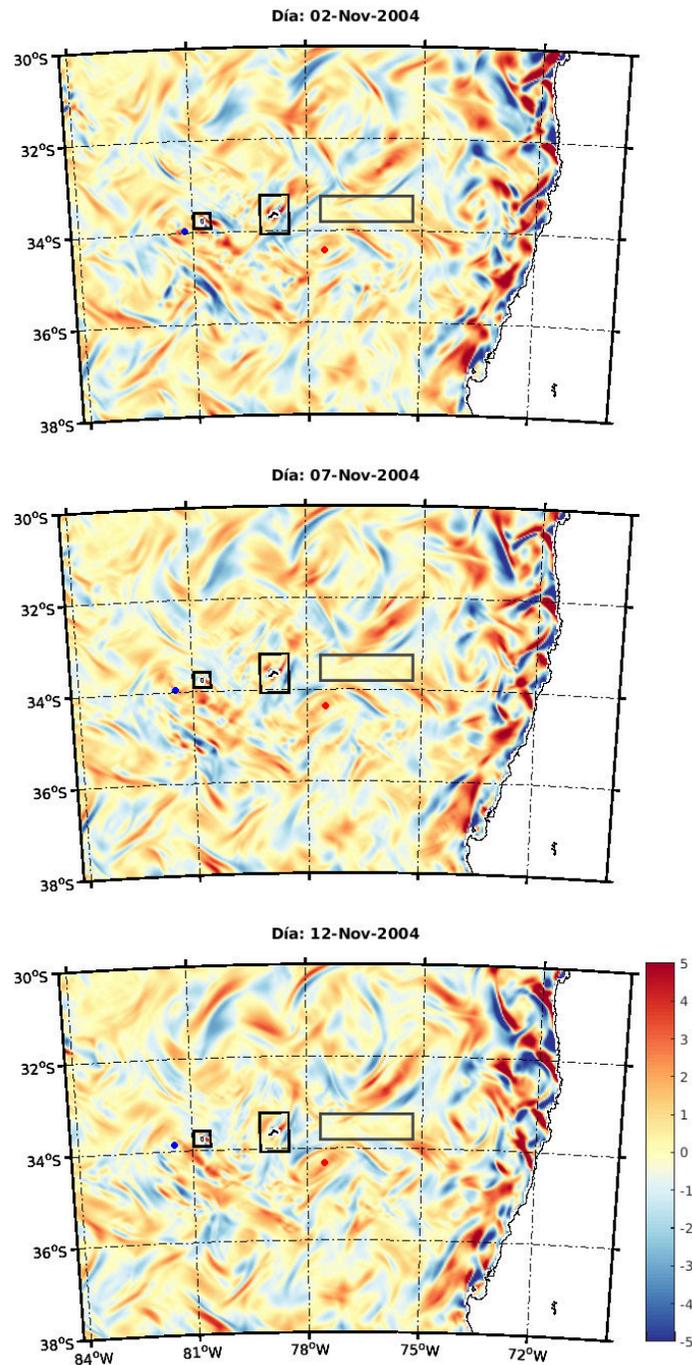
EJEMPLO MAPAS DE DEFORMACIÓN S_D (NOVIEMBRE 2004)

FIGURA 42: Mapas de deformación S_D (Noviembre 2004). El cuadro gris oscuro enmarca las mismas regiones de la Fig. 34. La barra de color representa los valores de deformación en s^{-1} , valores positivos corresponden a una mayor deformación horizontal y valores negativos corresponden a una deformación vertical.

12. AGRADECIMIENTOS FINALES

A Carolina Medel, por facilitar sus datos de seguimiento de remolinos sobre el modelo ROMS MP

A Piero Mardones y Rocío Ormazábal, por ayudarme con las visualizaciones de las imágenes MODIS Cloud y a comprender la dinámica y patrones atmosféricos costeros responsables de los cambios de dirección y otras veces de la formación de los vórtices de Von Kármán en AJF

A Osvaldo Artal, por desarrolla el primer modelo utilizado en esta Habilitación Profesional

Y por último, a la comisión evaluadora (Carolina Parada, Andrés Sepúlveda y Carmen Morales), por su tiempo y correcciones.