

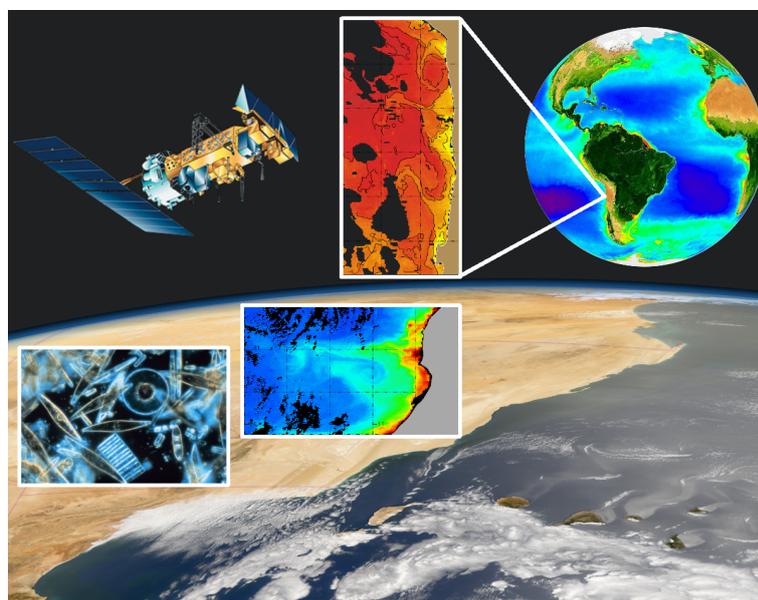
VNIVERSIDAD DE SALAMANCA

DEPARTAMENTO DE BIOLOGÍA ANIMAL, ECOLOGÍA,  
PARASITOLOGÍA, EDAFOLOGÍA Y QUÍMICA AGRÍCOLA

DOCTORADO EN MANEJO Y CONSERVACIÓN DE RECURSOS NATURALES  
APLICACIÓN A LA GESTIÓN AMBIENTAL



Variabilidad Oceánica de Mesoescala en los  
Ecosistemas de Afloramiento de Chile y Canarias:  
una comparación a partir de datos satelitales



Tesis Doctoral presentada para obtener el grado de Doctor por:

**KAREN NIETO SAAVEDRA**

Dirigida por: Dr. Hervé Demarcq  
Centre de Recherche Halieutique, IRD, Sète, France

Salamanca – España, 2009

# Agradecimientos

Durante el transcurso de mi tesis he tenido la oportunidad de encontrar muchas personas, tanto en los diferentes laboratorios en lo que he estado como en las conferencias, workshops y todas aquellas que he ido encontrando en el camino. No creo en las coincidencias, así que cada uno de los encuentros ha sido para enseñarme algo y sobre todo para compartir esta gran aventura de la vida. No sólo quiero agradecer a ellos, sino a todos aquellos que me han acompañado a lo largo de tantos años, familia y amigos que a pesar de la distancia siempre han estado presentes.

En primer lugar quisiera agradecer a mi director de tesis Hervé Demarcq por la confianza que ha depositado en mí desde los inicios de la tesis, por su disponibilidad, paciencia y generosidad en la entrega de sus conocimientos. Por el día a día compartiendo el mismo laboratorio, por el incentivo en las nuevas tecnologías, por sus conversaciones apasionadas en teledetección, programación y temas de la más diversa índole. Quiero agradecerle no sólo desde un punto de vista profesional sino que también a la gran persona más allá del investigador.

Mis agradecimientos a Pierre Freón, director de la Unidad de Investigación en la que se enmarca esta tesis, por su apoyo desde las primeras reuniones para definir lo que hoy es una realidad. A Eric Machu por haber participado en los comienzos de la propuesta de esta tesis y por las recomendaciones hechas en el transcurso de ésta. Al Director del *Centre de Recherche Halieutique* (CRH) del *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD), Philippe Cury, por la acogida en el CRH.

Un especial y afectuoso agradecimiento a los profesores chilenos Eleuterio Yáñez y María Angela Barbieri, con quienes comencé mi camino en la investigación y quienes siempre me impulsaron a realizar un doctorado, por los años compartidos trabajando y sacando adelante el laboratorio de Teledetección en la Universidad Católica de Valparaíso (UCV) y por todos los proyectos que vendrán en el futuro. Siguiendo en Chile, quiero agradecer a mis queridos amigos que me han acompañado en la distancia a través de cartas, emails, llamadas, siempre presentes, en especial a Alejandra Ordenes, Paula Hormazabal, Sandra Castelli, Matías Ossa, Rosella Chiesa, Paola Alvarez, Mariangela Casinelli, Claudio Alvarez, Paola Jara. A Jaime Letelier, no sólo por haberme visitado en Sete, sino por su amistad y consejos oceanográficos y el apoyo constante durante el desarrollo de mi tesis. A *mon pot* Sergio Neira, por los buenos momentos compartidos cuando realizó una estadía en Sete. A mi amiga gringa Aurelie Shapiro, por su visita en Sete y nuestras aventuras en París. Al grupo de amigos UCV con quienes nos intercambiamos emails (liderados por Víctor Mimica), esa comunidad que se arrastra de la década de los noventa, de nuestros tiempos de estudiantes de Ingeniería Pesquera.

A todos los miembros del jurado de tesis. A Miguel Lizana, mi tutor en la Universidad de Salamanca (USal), por su interés en temas que van más allá de su campo de investigación, por su preocupación y apoyo en todo lo referido a la USal. Al igual que a Teresa, la secretaria del departamento. A todos mis compañeros del programa de doctorado en Salamanca, por todas las aventuras que vivimos juntos, estudiantes de distintas nacionalidades que logramos estar unidos por nuestro interés en la ciencia y la conservación de recursos naturales. Una distinción especial para Vicky, Marce, Lili, Juan, Vane, Vega, Vasilis, Monica, Jaime, Sergio... y a todos!

Aprovecho de agradecer también a los grandes amigos que hice en Salamanca, y que espero conservar siempre. A mi querida amiga Claudia Albuquerque por los años siendo vecinas y por ser la gran persona espiritual que eres. Al Manu Lorenzo, por todos los descubrimientos musicales, por su hospitalidad y por los super conciertos que hemos compartido. A Ricardo “Ricky” Posada, Miluska Rotta, Pamela Zapata, Elisa Gutiérrez, Bertha Ramos, Jorge García, Maura L’ostia, Francesca Millia, Fernanda Valero, Soraya,...no quiero olvidar a ninguno de los amigos que fui conociendo en los casi tres años que he pasado en esa maravillosa ciudad.

A los que me acogieron en mis estadias en Marruecos y Gran Canaria. Al *Institute National de Recherche Halieutique* en Marruecos, en especial a Aissa Benazzouz, Souad Kifani, Soukaina Ziza y Abdellatif Orbi. También a Serge Delecque, mi *colloque* y amigo francés del *quartier Maarif* en Casablanca. A la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, a Javier Arístegui, Alonso Hernández y Santiago Hernandez-Leon. A las grandes personas que he descubierto en esa isla, por nombrar a los representantes de la Facultad de Ciencias del Mar; Carolina Salinas, Liliana Roa, Alicia Herrera, Laura Becerril, Ander, Fede y a todos los amigos de carnavales; Jonás, Fabio, Miguel y Oscar (gracias por el buceo).

A todos los amigos franceses, por la paciencia que desde el principio tuvieron conmigo, cuando hablaba apenas unas frases en francés. Un gran “Merci” a mi amigo Nicolas Guillaud, por su amistad a toda prueba, nuestras largas conversaciones, por las vacaciones en Los Alpes, y sobre todo nuestros intercambios de humor chileno-francés. No quiero olvidar a nadie, recuerdo con mucho cariño a Luisa Metral, Thibault Geoffrey, Franck Lagarde, gracias por la hospitalidad durante los últimos meses en Sete. A Marie Dannecy (y Olivier), una gran amiga y persona. A las primeras personas que conocí en Sete y que ahora están repartidos por el mundo; Esther Maldonado, Mbay Tine, Xavier Bodiguel, Carole Lablonde y Nicolas Goascoz. A los tesisistas de CRH, la mayoría ya doctores ahora; Tristan Rouyer, Timothee Brochier, Ana Corbineau, Emily Walker, Morgane Travers y Emilie Tew-Kai, y también a los nuevos tesisistas que han comenzado en 2009 (bon courage!). A los amigos que han llegado en 2008 a IRD y con los que hemos compartido muy buenos momentos. En especial a Emmanuel Chassot por su amistad, sinceridad, intercambios musicales y su *encouragement* en los últimos días de la tesis. A Julien Barde, David Kaplan y Christine Meynard (y la pequeña Fresia), Jock Currie, Nathalie Bodin, Pascal Cauquil, Bernard Grosjean... y a toda la gente de CRH, con quienes he compartido muchas veces la pausa de café. También quiero agradecer a Jean-Marc Holder y a mis amigas colombianas de Montpellier; María Isabel, Diana y Claudia.

He querido dejar para el final a mi familia, a quienes no sólo quiero agradecer todo su afecto sino que también dedicar este trabajo. A mi padre, Rigoberto Nieto, por su cariño y el incentivo que me ha dado desde mi infancia para continuar estudiando. A mi madre, Tolla Saavedra, por su amor incondicional, gracias por haber venido a visitarme en Francia, inolvidables serán todos esos maravillosos momentos de complicidad, nuestras caminatas por París y el verano en Sète. A mis queridos hermanos Fredy y Elizabeth, mis seres humanos favoritos. A lo largo de la tesis la familia ha aumentando, y he visto crecer desde lejos a mis cinco hermosas sobrinas: Paula, Antonia, Esperanza, Devi y María Paz. También a Jaime y Fernando, quienes se han integrado de forma espectacular a nuestro clan. Gracias por toda la confianza y apoyo incondicional, por los pensamientos, sentimientos y oraciones, por tener siempre una palabra de aliento, porque nuestra familia siga unida... Gracias. ¡Hariboll!

# Resumen

El ecosistema pelágico en las regiones de afloramiento está sujeto a variabilidades espacio-temporales a distintas escalas, las que influyen en todos los niveles de la cadena trófica. Sin embargo, recientemente se ha demostrado que las características físicas de mesoescala juegan un papel importantes en los ciclos de vida y la distribución de las poblaciones planctónicas y de peces pelágicos. La mesoescala se extiende de algunas decenas a cientos de kilómetros y de algunos días hasta varias semanas.

En esta tesis se ha estudiado la variabilidad de las estructuras oceánicas de mesoescala y otros parámetros generales del medio ambiente, y sus efectos sobre la abundancia y distribución espacio temporal de la clorofila en los Sistemas de Afloramiento Chileno de Humboldt (SCH, 18°S-40°S) y de Canarias Central (SCC, 20°N-36°N). Se ha utilizado la clorofila-*a* como indicador de la biomasa fitoplanctónica, a partir de datos SeaWiFS para el SCH (1997-2004) y MODIS para el SCC (2002-2007). En una primera etapa se ha implementado y mejorado el algoritmo de detección de frentes Cayula-Cornillon, mejora que ha permitido detectar en más de 130 % el número de píxeles-frente con relación al algoritmo original. Se han utilizado 3460 de imágenes diarias de temperatura, de 1 km de resolución, para determinar los frentes en ambos sistemas.

La influencia de la dinámica física sobre los patrones de clorofila-*a* ha sido estudiada indirectamente usando variables como el índice frontal, distancia frontal, índice de afloramiento, energía cinética de turbulencia (EKE), ancho de la plataforma continental y la orientación de la costa. Se ha aplicado un análisis de regresión múltiple para dilucidar las relaciones estadísticas entre la distribución de la clorofila (índice de clorofila, clorofila promedio, extensión de la clorofila y clorofila máxima) y las variables físicas, considerando además los efectos de la estacionalidad y las características del año (fases negativa, neutra y positiva de El Niño y NAO, para el SCH y SCC respectivamente).

Los resultados revelaron que la variabilidad de la clorofila es mejor explicada en el SCC que en el SCH ( $R^2$  de 0.6 y 0.4 respectivamente), y que para el SCC la variable mejor explicada es la extensión de la clorofila ( $Cloa_{ext}$ ) y para el SCH el índice de clorofila ( $Cloa_{ind}$ ) y la clorofila máxima ( $Cloa_{max}$ ). Para el SCH, un criterio puramente espacial como es el ancho de la plataforma continental es que el ha explicado principalmente las variaciones del  $Cloa_{ind}$  y  $Cloa_{max}$ , seguido por el efecto negativo del fenómeno El Niño. En cambio para el SCC, la  $Cloa_{ext}$  se ha explicado principalmente por criterios que cambian estacionalmente como son el índice de afloramiento y la EKE.

Si bien los parámetros que caracterizan la actividad frontal de mesoescala son significativos en ambos sistemas, estos no son dominantes en los modelos estadísticos, ya que los mecanismos implicados se encuentran en escalas espaciales menores, con fuertes diferencias espaciales. Una especificidad notable entre los dos sistemas, es la diferencia que muestra la extensión de la clorofila-*a* con relación a la distancia de la actividad frontal trémica. En el norte del Humboldt, ambas distancias son similares, con la extensión de la clorofila generalmente más costera que la distancia frontal, pero al sur de esta latitud la clorofila que se ha distribuido como promedio 100 km más oceánica que los frentes térmicos. En cambio para el SCC, en toda el área la distancia frontal supera a la extensión de la clorofila, especialmente en el norte del sistema. Por último, la construcción de un índice de ocurrencia de los filamentos de afloramiento, detectados por un análisis específico de los frentes térmicos, revela fuertes variaciones locales.

# Résumé

L'écosystème pélagique dans les régions d'upwelling côtier est soumis à une variabilité spatio-temporelle à de multiples échelles, qui touchent tous les niveaux de la chaîne alimentaire. Il a été montré que les caractéristiques physiques liées aux processus de méso-échelle (qui s'étend de quelques dizaines à centaines de kilomètres et de quelques jours à plusieurs semaines) jouent un rôle important sur les cycles de vie et la distribution des populations de poissons pélagiques, comme sur les populations planctoniques.

Cette thèse a étudié la variabilité des structures de méso-échelle océanique, essentiellement frontales et d'autres paramètres généraux de l'environnement et ses effets sur l'abondance et la répartition spatio-temporelle de la chlorophylle dans les Systèmes d'upwelling du Chili-Humboldt (SCH,  $18^{\circ}S-40^{\circ}S$ ) et des Canaries Central (SCC,  $20^{\circ}N-36^{\circ}N$ ). Des indices de biomasse phytoplanctonique ont été utilisés, basés sur les données SeaWiFS pour le SCH (1997-2004) et sur les données MODIS pour la SCC (2002-2007). Dans une première phase a été mise en oeuvre une amélioration de l'algorithme de détection frontale de Cayula et Cornillon, qui a permis une augmentation des détection de plus de 130 % par rapport à l'algorithme original. On utilisé 3460 images journalières de température de surface, à 1 km de résolution pour l'identification des fronts dans les deux systèmes.

L'influence des forages physiques sur la biomasse phytoplanctonique a été étudiée indirectement en utilisant des variables telles qu'un indice frontal, la distance frontale, l'indice d'upwelling, l'énergie cinétique turbulente (EKE), la largeur du plateau continental et l'orientation de la côte. Des analyses de régression multiple ont été utilisées pour déterminer les relations statistiques entre la distribution de la chlorophylle (indice spatialement intégré de chlorophylle, valeur moyenne, extension spatiale et maximum local) et les variables physiques, en tenant compte également des effets sous-régionaux, de la saisonnalité et les caractéristiques de l'année (phases négatives, neutres et positives de l'El Nio et du NAO pour le SCH et le SCC, respectivement).

Les résultats révèlent que la variabilité de la biomasse chlorophyllienne est globalement mieux expliquée dans SCC que dans le SCH ( $r^2$  de 0,6 et 0,4 respectivement), et que pour le SCC la variable la mieux expliquée est la mesure de l'extension spatiale de la chlorophylle ( $Cloa_{ext}$ ), alors que dans le Humboldt ce sont les mesures quantitatives: indice intégré de chlorophylle ( $Cloa_{ind}$ ) et maximum local de chlorophylle ( $Cloa_{max}$ ). Pour le SCH, la simple largeur du plateau continental explique en premier lieu les variations de  $Cloa_{ind}$  et  $Cloa_{max}$ , suivie par l'impact négatif du phénomène El Nio, puis les variations saisonnières. Pour le SCC, la  $Cloa_{ext}$  est principalement expliquée par des critères très variables tels que l'indice d'upwelling et l'énergie cynétique.

Les paramètres caractérisant l'activité frontale de méso-échelle sont rarement directement dominants dans les modèles statistiques car les mécanismes mis en jeu se situent à des échelles spatiales inférieures, avec des différences locales fortes. Cependant, une remarquable spécificité des deux systèmes réside dans leur différence entre l'extension de la chlorophylle et la distance moyenne de l'activité frontale thermique. Dans le Nord du Humboldt, les distances sont voisines et l'extension de la chlorophylle est plus côtière que la distance frontale. Au sud du système, la chlorophylle s'étend en moyenne sur 100 km au delà de la position moyenne des fronts thermiques. Pour tout le SCC, la distance frontale est supérieure à l'extension de la chlorophylle, surtout au Nord du système. Enfin, la construction d'un indice d'occurrence des filaments d'upwelling, détectés par une analyse spécifique des fronts thermiques, révèle de très fortes variations locales.

# Índice general

<b>Introduction General</b>	<b>1</b>
<b>1. Características del area de estudio</b>	<b>13</b>
1.1. Sistema Chileno de Humboldt . . . . .	13
1.1.1. Corrientes y Masas de agua . . . . .	13
1.1.2. Afloramientos . . . . .	17
1.1.3. Productividad . . . . .	18
1.1.4. Especies pelágicas y pesquerías . . . . .	19
1.1.5. Variabilidad a diferentes escalas espacio-temporales . . . . .	21
1.2. Sistema Central de Canarias . . . . .	25
1.2.1. Masas de agua y corrientes . . . . .	25
1.2.2. Afloramientos . . . . .	26
1.2.3. Productividad . . . . .	27
1.2.4. Especies pelágicas y pesquerías . . . . .	28
1.2.5. Variabilidad a diferentes escalas espacio-temporales . . . . .	29
1.3. Conclusión . . . . .	31
<b>2. Estructuras Oceánicas de Mesoescala</b>	<b>33</b>
2.1. La Mesoescala . . . . .	33
2.2. Afloramiento . . . . .	36
2.3. Frentes . . . . .	38
2.3.1. Procesos físicos y biológicos asociados con los frentes y filamentos	40
2.3.2. Datos disponibles para observar frentes . . . . .	42
2.3.3. Técnicas para la detección de estructuras frontales . . . . .	43
2.4. Remolinos . . . . .	45
2.4.1. Procesos físicos y biológicos asociados con los remolinos . . . . .	46
2.4.2. Datos disponibles para observar remolinos . . . . .	47

2.4.3.	Técnicas para la detección de remolinos . . . . .	48
2.5.	Indices de estructuras de mesoescala . . . . .	49
2.6.	Conclusión . . . . .	50
<b>3.</b>	<b>Datos y Métodos</b>	<b>53</b>
3.1.	<b>Datos satelitales</b> . . . . .	53
3.1.1.	Temperatura Superficial del Mar . . . . .	54
3.1.2.	Clorofila-a . . . . .	57
3.1.3.	Anomalías del nivel del mar y de las velocidades geostróficas . . . . .	59
3.1.4.	Vientos superficiales . . . . .	60
3.1.5.	Topografía del fondo marino . . . . .	61
3.2.	<b>Algoritmos existentes utilizados para la detección de estructuras frontales</b> . . . . .	62
3.2.1.	Detector de bordes Canny . . . . .	62
3.2.2.	Detección de frentes: Algoritmo de Cayula-Cornillon . . . . .	65
3.2.2.1.	Procesamiento a nivel de ventana . . . . .	65
3.2.2.2.	Procesamiento a nivel de la imagen . . . . .	71
3.3.	<b>Propuesta de nuevos métodos y mejoramiento de los algoritmos existentes</b> . . . . .	72
3.3.1.	Detección de nubes en las imágenes de TSM . . . . .	72
3.3.1.1.	Criterio climatológico . . . . .	73
3.3.1.2.	Criterio de la desviación estándar . . . . .	73
3.3.2.	Mejoramiento en la implementación del algoritmo Cayula-Cornillon . . . . .	74
3.3.2.1.	Ventanas múltiples móviles y combinación óptima . . . . .	74
3.3.2.2.	Unión y recuperación de segmentos . . . . .	76
3.3.2.3.	Cuantificación del mejoramiento . . . . .	77
3.3.2.4.	Comparación de los algoritmo Cayula-Cornillon y Canny para la detección de frentes . . . . .	78
3.3.3.	Identificación de filamentos . . . . .	78
3.4.	<b>Definición de índices de mesoescala y método de análisis</b> . . . . .	81
3.4.1.	Índice de Clorofila . . . . .	81
3.4.2.	Índice de Actividad Frontal . . . . .	82
3.4.2.1.	Imagen compuesta frente y gradiente . . . . .	82
3.4.2.2.	Distancia Frontal . . . . .	83
3.4.3.	Índice de Afloramiento . . . . .	84

3.4.4.	Energía cinética de turbulencia . . . . .	87
3.4.5.	Plataforma Continental y Orientación de la costa . . . . .	87
3.4.6.	Análisis de Regresión Múltiple . . . . .	87
<b>4.</b>	<b>Resultados y Discusión</b>	<b>93</b>
4.1.	<b>Detección de estructuras frontales de mesoescala en imágenes satelitales</b> . . . . .	93
4.1.1.	Validación de la máscara de nubes . . . . .	93
4.1.2.	Cuantificación del mejoramiento . . . . .	95
4.1.3.	Validación: <i>Cayula-Cornillon ventanas múltiples</i> versus Detector de Bordes Canny . . . . .	99
4.2.	<b>Sistema Chileno de Humboldt</b> . . . . .	100
4.2.1.	Imágenes y series promedio de todo el período . . . . .	100
4.2.2.	Variabilidad estacional . . . . .	108
4.2.3.	Variabilidad interanual . . . . .	113
4.2.4.	Enfoque modelizador . . . . .	116
4.3.	<b>Sistema de Canarias Central</b> . . . . .	121
4.3.1.	Imágenes promedio de todo el período y ejemplos mensuales . . . . .	121
4.3.2.	Variabilidad estacional . . . . .	124
4.3.3.	Variabilidad interanual . . . . .	129
4.3.4.	Enfoque modelizador: Asociaciones entre índices de mesoescala . . . . .	132
4.4.	<b>Comparación entre sistemas: similitudes y especificidades</b> . . . . .	136
<b>5.</b>	<b>Conclusiones y Perspectivas (<i>Conclusions et Perspectives</i>)</b>	<b>145</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>161</b>



# Introducción General

---

Los ecosistemas de Chile-Perú y Canarias, junto a Benguela y California, forman parte de los cuatro sistemas de afloramiento mundiales de los márgenes oceánicos orientales (EBUS, *Eastern Boundaries Upwelling Systems*). Los EBUS son las regiones de mayor productividad biológica en el océano y sostienen del orden de 40% de las pesquerías comerciales mundiales. Estos sistemas ocupan menos del 0.3% de la superficie oceánica mundial pero son el origen de más del 2% de la producción primaria total (Carr, 2002). Su productividad biológica proviene de un bombeo activo inducido por el transporte de Ekman bajo el impulso de los vientos locales que arrastran un ascenso de aguas frías ricas en nutrientes a lo largo de la costa. La presencia de nutrientes y la energía luminosa del sol son la clave para que el fitoplancton realice la fotosíntesis y se sitúe en el origen del flujo de nutrientes a través de la cadena trófica. Esta producción primaria da lugar a concentraciones importantes de peces pelágicos, los que son intensamente explotados.

La concentración de clorofila-*a* es el estimador químico más utilizado para caracterizar la biomasa fitoplanctónica en el océano (Santander *et al.*, 2001). La distribución de la clorofila-*a* ha sido medida a través de sensores a bordo de satélites desde 1979, con el primer escáner de color del océano, el *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS) a bordo del satélite Nimbus-7. El CZCS estuvo operacional hasta 1986, y hubo que esperar hasta 1997 para disponer nuevamente de datos de color del océano, esta vez gracias al sensor *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS) a bordo del satélite SeaStar. Uno de los más recientes escáner de color del océano es el *Moderate Resolution Imaging Spectrometer* (MODIS) a bordo de los satélites Terra y Aqua, lanzados en 1999 y 2002 respectivamente. Se han realizado bastantes esfuerzos por validar los datos de clorofila-*a* satelital, ya sea por los proyectos que generan estos datos como por investigadores que validan los datos a escalas locales (Silva *et al.*, 2000; Rocha, 2001; Stuart *et al.*, 2004). Al comparar los datos satelitales SeaWiFS de clorofila-*a* con datos *in situ*, Stuart *et*

*al.* (2004) obtienen  $R^2$  de 0.86 y 0.92 al utilizar dos técnicas de laboratorio diferentes para medir la clorofila-*a in situ* en distintas estaciones a lo largo de la costa chilena.

Al comparar la producción primaria de los cuatro EBUS, a partir de los datos SeaWiFS de septiembre de 1997 a agosto de 1999, Carr (2002) muestra que el sistema más productivo es el de Benguela y el menos productivo el de California. A pesar que el Sistema de Humboldt permite de lejos las más grandes pesquerías pelágicas del mundo, en términos de producción primaria es apenas superior a la mitad de la producción del sistema Benguela. Bakun y Weeks (2008) proponen como teoría el *reset* del sistema luego de un fenómeno El Niño, lo que tendría una influencia positiva que permitiría alcanzar niveles de capturas sin comparación con el resto de los sistemas. Varios son los estudios que comparan los cuatro EBUS o parte de ellos, pero escasos los que abordan las comparaciones desde la mesoescala. Cury *et al.* (2001) señalan que los estudios compartivos entre ecosistemas constituyen un enfoque poderoso en ecología y deben ser ampliamente promovidos. La comparación de sistemas de afloramiento de diferentes hemisferios y océanos permite un enfoque más pertinente sobre las particularidades de cada sistema e induce a nuevas preguntas sobre su funcionamiento interno.

La distribución y concentración de la clorofila-*a* en los EBUS esta sujeta a variabilidades en distintas escalas espacio temporales. La fuerza del viento varía estacionalmente y en función de la latitud para cada sistema de afloramiento, induciendo una fuerte variabilidad estacional y espacial de las concentraciones de clorofila. Superpuesta a esta variabilidad están las grandes señales interdecadales (Yáñez *et al.*, 2001; Chávez *et al.*, 2003; Alheit *et al.*, 2004) e interanuales, como los ciclos ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) en el Pacífico y NAO (*Northern Atlantic Oscillation*) en el Atlántico Norte. A otras escalas, hay también factores locales dentro de cada sistema que provocan variabilidad espacial y temporal (Thomas *et al.*, 2001; Carr y Kearnes, 2003).

El estudio del control físico sobre las poblaciones marinas ha sido enfocado generalmente desde una perspectiva del estudio de fenómenos de gran escala, utilizando índices como ENSO o NAO y series de capturas anuales. Sin embargo, recientemente se ha demostrado que las características físicas de mesoescala juegan un papel importantes en los ciclos de vida y la distribución de las poblaciones planctónicas y de peces pelágicos. Espacialmente, la mesoescala se extiende de algunas decenas a cientos de kilometros y temporalmente de algunos días hasta varias semanas.

Las estructuras de mesoescala, tales como frentes, filamentos y remolinos son complejas estructuras dinámicas, conocidas por ser determinantes en procesos tales como producción biológica, concentración y transporte (Levy, 2003; Mizobata y Sayito, 2004), procesos conocidos como la “tríada de Bakun” (Bakun, 1996). Procesos de transporte de carbono desde la plataforma continental se asocian también a estas estructuras

(Aristegui *et al.*, 2003). El estudio de las relaciones físicas y biológicas en los sistemas de afloramiento permitirá una mejor comprensión de su funcionamiento y sus diferencias. Las estructuras oceánicas de mesoescala presentan una variabilidad espacio temporal a menudo asociada a la forma de la costa, a la batimetría y al viento local (Barbieri *et al.*, 1995; Van haren *et al.*, 2004; Hormazábal *et al.*, 2004). Hormazábal *et al.*, (2004) indican que pocas investigaciones han tratado las escalas espaciales y temporales asociadas a esas estructuras así como a sus mecanismos de formación.

El Sistema de Afloramiento de Chile-Perú, más conocido como Sistema de Afloramiento de Humboldt, sigue siendo una de las regiones menos exploradas del océano mundial, y las respuestas de este ecosistema y las zonas oceánicas adyacentes a las diversas fuentes de variabilidad espacial y temporal ha sido abordada principalmente en los años recientes (Morales y Lange, 2004). Los estudios de mesoescala para esta región han revelando la importancia que tiene esta escala en los procesos oceánicos. Algunos trabajos describen principalmente características morfológicas y de duración de las estructuras de mesoescala (Barbieri *et al.*, 1995), así como la variabilidad de la actividad de mesoescala (Letelier *et al.*, 2004). En otros trabajos se cuantifica la producción primaria asociada a las estructuras de mesoescala y su influencia en fenómenos como la concentración, retención y transporte (Correa *et al.*, 2007, Marín y Delgado, 2004), o se estudian las características físicas, biológicas y/o químicas de un fenómeno particular (Marín *et al.*, 2001; Silva y Montenegro, 2003; Sobarzo y Figueroa, 2001). Otros esfuerzos se han realizado para comprender la influencia de la actividad de mesoescala en las distribución de especies pelágicas (Hormazabal *et al.*, 2004b; Barbieri *et al.*, 2004).

El sistema de Canarias, apenas menos productivo que el de Benguela, posee la superficie activa más grande. Este sistema es probablemente el más complejo, particularmente cerca del cabo Blanco ( $20^{\circ}N$ ) donde el agua central noratlántica converge con el agua central sudatlántica. La mezcla de ambas masas de aguas se superpone al efecto del afloramiento, al punto que es difícil de evaluar la parte de la producción primaria debida a la mezcla y la que es debida a la advección (Tomcza y Godfrey, 2001). Este sistema presenta un fuerte variabilidad de mesoescala que influye en cambios estacionales marcados en la estructura de la comunidad planctónica (Aristegui y Montero, 2005; Guindos *et al.*, 2004). La región de Canarias se beneficia de importantes aportes aéreos de polvo del desierto del Sahara, que enriquece en Hierro (Fe) el medio y que lo distingue de los otros sistemas de afloramiento. El Fe es un elemento traza que es susceptible de limitar el crecimiento del fitoplancton. Los vientos de arena pueden ser estudiados a partir de datos satelitales (Vermote *et al.*, 2002; Chung *et al.*, 2003).

El estudio oceanográfico de mesoescala en el Sistema de Canarias se ha centrado en el estudio de los remolinos asociados a la presencia de las islas canarias (Tejera *et al.*, 2002;

Barton *et al.*, 2004, Arístegui y Montero, 2005), y los frentes y filamentos asociados al afloramiento norafricano (Pacheco *et al.*, 2001; Arístegui *et al.*, 2004; Pelegrí *et al.*, 2005)

Las estructuras oceánicas de mesoescala son regularmente observadas en los diferentes sistemas de afloramiento, tanto a partir de datos satelitales (radiometría y altimetría) como datos hidrográficos y de modelos de simulación. Los datos satelitales han permitido paliar la limitación de la cobertura espacio temporal de los muestreos *in situ* realizados en el océano. Los primeros estudios se llevaron a cabo utilizando datos radiométricos *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) de los satélites NOAA, a partir de los cuales se calcula la temperatura superficial del mar (TSM). Estos últimos años, han sido también utilizados los datos de concentración de clorofila de superficie (SeaWiFS, MODIS), y de anomalía de la altura del mar (satélite TOPEX/Poseidon) (Machu *et al.*, 1999; Thomas *et al.*, 2001; Mizobata y Sayito, 2004; Demarcq *et al.*, 2003; Hormazábal *et al.*, 2004; Carr y Kearns, 2003). En menor medida se han utilizado las imágenes de radar (Ivanov y Ginzburg, 2002; Barbieri *et al.*, 2004).

Tomando en cuenta la multiplicación del número de satélites de observación de la tierra, actualmente en órbita o en proyecto, y el volumen considerable de datos entregados por estos últimos, un sistema automático de tratamiento de imágenes de observación del océano es necesario. Autores como Cayula y Cornillon (1992; 1995); Luque-Escamilla *et al.* (1999); Smyth *et al.* (2001); Torres *et al.* (2003), Guindos *et al.* (2004), Belkin *et al.*, (2008), entre otros, han desarrollado algoritmos de detección automática de estructuras oceánicas de mesoescala en imágenes satelitales. Varios métodos están emergiendo y seguramente otros serán publicados. La revisión, comparación y combinación de estos permitirá desarrollar una herramienta que integre el conocimiento generado hasta la fecha.

## Problema de investigación, hipótesis y objetivos

Si bien los estudios de mesoescala han ido aumentando en los últimos años gracias a la comprensión de la importancia de esta escala espacio temporal en los procesos físicos y biológicos que afectan las poblaciones marinas, varios son los trabajos que se enfocan en estudiar una zona en particular y en un determinado momento, pero escasas son las publicaciones en donde se estudie la influencia de la actividad de mesoescala en un contexto espacio temporal más general, por ejemplo abarcando uno o más sistemas de afloramiento y varios años de estudio. Para este tipo de enfoque es necesario disponer de índices de mesoescala comparables a otras series de indicadores ecosistémicos. Morales y Lange (2003) señalan como principales limitaciones en el estudio del sistema de Humboldt el lack de los estudios de series de tiempo de largo plazo, la comparación e

integración de datos recolectados en diferentes campañas oceanográficas y en diferentes regiones dentro del SCH, y la falta de visión multidisciplinaria y multi-enfoque en esta región.

Es bien aceptado el paradigma que los afloramientos son los responsables de la producción primaria en los sistema de afloramiento. Sin embargo, también se ha demostrado que otras variables físicas, como la morfología de la costa y la batimetría, estarían influyendo, y que más que una variable sería un conjunto de ellas las que explicaría la variabilidad de la producción primaria en estos sistemas.

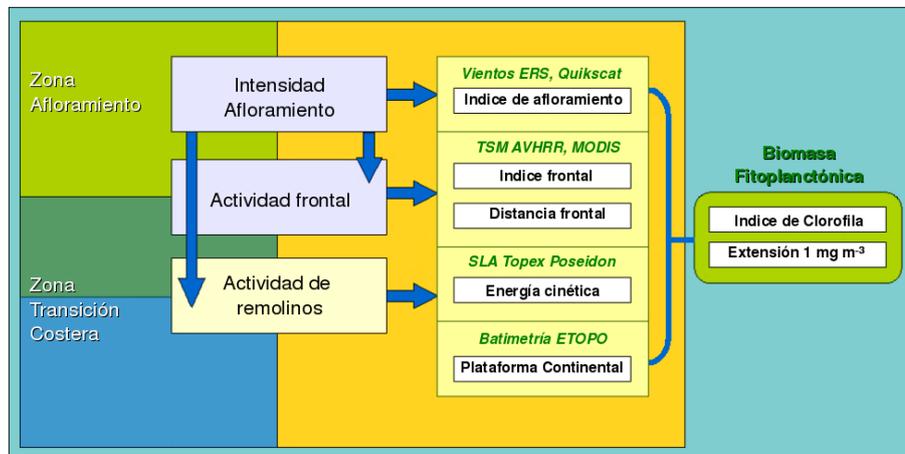
La teledetección resuelve el problema de continuidad de datos en el espacio y el tiempo. La detección de las estructuras de mesoescala en un gran número de imágenes satelitales supone un trabajo colosal por el gran número de imágenes a procesar y analizar. Una de las razones por la que muchos estudios se han orientado al estudio de un evento particular que requiere sólo el uso de unas cuantas imágenes. En general, se puede decir que existe una necesidad de procesar automáticamente la gran cantidad de información disponible para contar con herramientas que permitan describir la actividad de mesoescala y demostrar la importancia de las estructuras de mesoescala en los procesos biológicos.

Hay varias preguntas que surgen al plantearse esta investigación: ¿Las imágenes satelitales resuelven el estudio de la mesoescala? ¿Es posible obtener índices de actividad de mesoescala comparables con otros índices ecosistémicos? ¿Cual es la influencia de la actividad de mesoescala en la variabilidad de la clorofila? ¿Cual es la incidencia del afloramiento en la variabilidad de la clorofila? ¿Cual es la incidencia de las características morfológicas de la costa y la batimetría? ¿Se puede llegar a resultados concluyentes al comparar las diferencias y especificidades de dos sistemas de afloramiento?

Esta tesis se ha realizado bajo el marco conceptual presentado en la Figura 1, y sustentada bajo las hipótesis presentadas a continuación.

## Hipótesis

- ◇ La variabilidad de mesoescala de la clorofila-*a* en el Sistema Chileno de Humboldt y el Sistema de Canarias Central esta en función principalmente del afloramiento y de la estructuras de mesoescala asociadas, como frentes, filamentos y remolinos, así como de los flujos costeros y de las características topográficas y morfológicas de la costa.



*Figura 1: Marco conceptual*

- ◇ La relación entre la actividad física y biológica de mesoescala puede ser estudiada a través de la observación satelital, mediante la generación de índices espacio temporales que representan esas características físicas y biológicas de mesoescala.
- ◇ Las principales diferencias de los patrones de distribución y concentración de clorofila-*a* entre el Sistema Chileno de Humboldt y el Sistema de Canarias Central están asociadas a las características morfológicas de cada sistema (topografía, orientación de la costa) y a las condiciones particulares de cada región en cuanto al aporte y limitaciones en nutrientes, asociadas al afloramiento costero.

### El objetivo general es:

Determinar la variabilidad de las estructuras oceánicas de mesoescala y sus efectos sobre la distribución espacio temporal de la clorofila-*a* en los Ecosistemas de Afloramiento de Humboldt y Canarias.

### Los objetivos específicos son:

- ◇ Caracterizar y cuantificar la variabilidad oceánica de mesoescala y sus relaciones con la clorofila-*a* satelital.
- ◇ Analizar las relaciones entre las estructuras de mesoescala y la distribución de la clorofila-*a* en un contexto espacio-temporal general
- ◇ Comparar las variabilidad oceánica de mesoescala entre ambos sistemas de afloramiento (Chileno de Humboldt y Canarias Central).

- ◇ Seleccionar, implementar y mejorar las herramientas disponibles para la detección de estructuras oceánicas de mesoescala usando datos satelitales

## Justificación de la investigación

Los ecosistemas marinos están sujetos a cambios rápidos en escalas locales y globales. Para comprender estos cambios, que incluyen los roles relativos de la variabilidad natural de los sistemas y los efectos antropogénicos, y para predecir el estado futuro de los ecosistemas marinos se requiere un conocimiento cuantitativo de la física, biología y ecología de los sistemas oceánicos.

El estudio de los ecosistemas de afloramiento requiere especial atención porque estos sistemas concentran una gran cantidad de peces, que son explotados por pescadores artesanales y/o industriales. El Sistema de Humboldt sustenta una de las pesquerías más importantes del mundo en términos de desembarques. Casi el 20 % de la captura mundial es obtenida en esta zona (FAO, 2006). Como resultado, una parte significativa de la población y economías de Chile y Perú dependen del uso de este ecosistema. Para Chile, luego de la minería y la agricultura, la pesca es la tercera fuente de divisas. Si bien el Sistema de Canarias no es comparable en términos de capturas con el Sistema de Humboldt, no es menos importante el aporte a la economía de los países ribereños a este sistema. Principalmente para Marruecos, que limita con el océano atlántico, entre los  $20^{\circ}N$  y  $36^{\circ}N$ , y que forma en gran parte la zona central del sistema de Canarias. La industria pesquera es una rama importante de la industria alimenticia marroquí.

Los estudios comparativos entre los EBUS son importantes para examinar los factores claves en el forraje físico y su respuesta biológica desde una perspectiva de todo el ecosistema (Bakun y Parrish, 1982). El valor de este tipo de estudios comparativos radica en la capacidad de revelar factores ambientales críticos que estarían regulando los procesos biológicos. Comparar sistemas de distintos océanos y hemisferios, tal como el Sistema Chileno de Humboldt y el Sistema de Canarias Central, otorgará mayor variabilidad y representación de los ecosistemas de afloramiento.

Los sistemas de afloramiento presentan características físicas comunes, como es la presencia de estructuras de mesoescala, asociadas principalmente a los afloramientos. Estas estructuras tienen como característica estar asociado a fuertes interfaces energéticas. Según Bakun (2006) tales interfaces representan zonas donde la energía del sistema físico comienza de alguna manera a estar disponible para aumentar la energía trófica del sistema biológico. Las estructuras de mesoescala son claves para la producción biológica de los océanos e inciden en las primeras fases del ciclo de vida de las poblaciones de peces.

Se puede asumir que la mesoescala es la escala a la cual los patrones espacio-temporales de las poblaciones marinas pueden ser resueltos (WKIMS, 2006). Una de las bases de esta idea es que el tamaño de la población está determinado por la extensión de las zonas de retención de larvas (Sinclair, 1988)

El éxito reproductivo de las poblaciones marinas depende de tres procesos oceanográficos claves que fueron definidos por Bakun (1996), y que tienen relación con el enriquecimiento trófico de la columna de agua, la retención de huevos y larvas en áreas favorables y la concentración de alimento para el desarrollo de éstas. Históricamente, el proceso de enriquecimiento ha sido mejor estudiado y cuantificado que los otros, y ha sido sólo en los últimos años en que se ha hecho más énfasis en estudiar los procesos de retención y concentración, gracias al uso de imágenes satelitales y resultados de modelos (Lett *et al.*, 2007; Brochier *et al.*, 2008).

Finalmente, la importancia de disponer de índices de mesoescala que puedan ser integrados con otros índices ecosistémicos abre las puertas a una gran cantidad de aplicaciones futuras, no sólo en los ecosistemas de afloramientos sino también en otros ecosistemas marinos.

## Contexto y presentación de la tesis

La tesis se inscribe en el contexto científico de la Unidad de Investigación ECO-UP “*Upwelling ecosystems*” del IRD, y se ha llevado a cabo en gran parte en el *Centro de Recherche Halieutique* del IRD en Sete-Francia. Además he realizado dos estadias, de tres meses cada una, en el *Institute de Recherche Halieutique* de Marruecos en Casablanca (julio-septiembre 2006) y en la Facultad de Ciencias del Mar de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España (febrero-abril 2008).

El documento de compone de cinco capítulos :

- ◇ El primer y segundo capítulo introducen al marco general de la investigación. En primer lugar se presentan las principales características de ambas áreas de estudio, desde un punto de vista oceanográfico físico y biológico y también sobre la importancia del sistema pelágico en estos sistemas de afloramiento con una breve descripción de las especies y pesquerías. En el segundo capítulo se presentan las estructuras oceanográficas de mesoescala presentes en los sistemas de afloramiento, con una revisión de los métodos de detección y los parámetros comúnmente utilizados para su identificación.

- ◇ El tercer capítulo está consagrado a la metodología de detección de estructuras de mesoescala, definición de índices de mesoescala, y descripción del análisis estadístico utilizado para establecer las relaciones entre la distribución de la clorofila y las variables explicativas. En primer lugar se describen en detalles los datos satelitales utilizados. Luego se presentan el método de detección de frentes, explicando en detalle la nueva implementación, la adaptación y mejoramiento basado en métodos ya existentes. Finalmente se describen los índices biológicos y físicos utilizados.
- ◇ En el cuarto capítulo se describen los resultados y las discusiones del trabajo, para cada Sistema de Afloramiento y una comparación entre ambos.
- ◇ El quinto y último capítulo está consagrado a las conclusiones y las perspectivas futuras de este trabajo de investigación.

## Definiciones

En esta sección se presentan los conceptos básicos y recurrentes de la tesis. No obstante, muchos de estos términos se desarrollan con mayor detalles a lo largo del documento.

**Afloramiento.** Consiste en el movimiento del agua desde las capas profundas hacia la superficie. Las aguas profundas aportan nutrientes a la superficie y junto a la luz solar forman las condiciones propicias para que se desarrolle el fitoplancton. Un afloramiento ocurre por varios factores, siendo el más importante y estudiado el forzaje producido por el viento. Depende también en gran medida de la plataforma continental y de la forma de la costa. Las zonas más propicias para los afloramientos son los bordes orientales de los continentes, ya que los vientos a lo largo de la costa soplan hacia el ecuador transportando el agua superficial mar adentro dejando un “vacío” que es llenado con aguas ricas en nutrientes que surgen desde zonas más profundas. El afloramiento (en inglés *upwelling*) también es conocido como “surgencia”, siendo el primero el término que se utiliza en España y el segundo el que se utiliza en Hispanoamérica. En esta tesis se ha utilizado el término afloramiento.

**Sistemas de afloramiento de los bordes orientales.** Conocidos por sus siglas en inglés EBUS (*Eastern Boundaries Upwellings Systems*), corresponden a cuatro regiones de afloramientos reconocidas por su alta productividad, localizadas en los bordes occidentales de los continentes americano y africano. Incluyen la zona de California y de Chile-Perú en el océano Pacífico, y los Sistemas de Benguela y

Canarias en el océano Atlántico. Los afloramientos en estas zonas sustentan una alta productividad primaria, fitoplancton y zooplancton, con la correspondiente influencia en la cadena trófica y finalmente en las pesquerías.

**Ecosistema Pelágico.** Es el ecosistema que se encuentra en superficie, compuesto por el plancton, pasando por los pequeños peces pelágicos como la sardina, arnchoveta, jurel, los grandes pelágicos como los atunes y el pez espada, los mamíferos marinos y hasta las aves.

**Plancton.** Conjunto de los organismos que viven en suspensión y que son desplazados pasivamente en el agua. Este término viene del griego *plagktós* que quiere decir “errante”. El plancton se clasifica en *fitoplancton*, constituido por las formas autótrofas fotosintetizadoras, y el *zooplancton*, constituido por especies fagotrofas consumidoras.

**Fitoplancton.** Por su carácter autotrófo, que lo sitúa en el origen del flujo de nutrientes a través de la cadena trófica, se encuentra a nivel de productores primarios en los ecosistemas marinos. Este plancton vegetal necesita para desarrollarse la luz solar y nutrientes, por lo que su distribución está limitada a los primeros metros desde la superficie. Gracias al advenimiento de la teledetección ha sido posible estudiar la distribución del fitoplancton en todos los océanos, gracias a la utilización de la *clorofila-a* (derivada del color del océano) como indicador de la biomasa fitoplanctónica.

**Biomasa fitoplanctónica.** Cantidad de fitoplancton que está presente en un ecosistema. Como parámetro del ecosistema significa la masa de fitoplancton por unidad de extensión, en este caso por unidad de volumen (desde la superficie hasta la capa fótica), medida generalmente en  $mg\ m^{-3}$ .

**Producción primaria.** Cantidad de materia orgánica producida por los productores primarios del ecosistema. Otro concepto asociado es la *productividad primaria*, que es la producción primaria en una unidad de extensión y de tiempo dadas. En general, los ecosistemas más productivos suelen ser aquellos que desarrollan mayor biomasa.

**Clorofila.** Las clorofilas son pigmentos que se encuentran en todas las plantas fotosintetizadoras, incluyendo las cianobacterias y fitoplancton, cuya función es absorber la energía luminosa o fotones de luz. Hay varios tipos de clorofila (a, b, c, d y e). La clorofila-a es el pigmento fotosintético fundamental presente en todas las plantas y es el indicador más utilizado para las estimaciones de biomasa fitoplanctónica. Esta última es la que puede determinarse a partir de los datos satelitales de color del océano. De aquí en adelante, el término clorofila se usará haciendo referencia a la clorofila-a.

**Mesoescala.** En oceanografía se refiere a la escala espacial que va de algunas decenas a cientos de kilómetros y temporalmente de algunos días hasta varias semanas. Existe controversia en la definición del término mesoescala, pero muchos autores han llegado a coincidir que la dimensión espacial correspondería a una escala inferior a 10 veces el radio de deformación de Rossby, que en latitudes medias varía entre 20 y 50 km.

## Limitaciones y supuestos

Esta tesis se ha realizado exclusivamente con el uso de datos de teledetección, específicamente imágenes satelitales provenientes de diferentes sensores. Estas imágenes entregan información superficial, por lo que se parte del supuesto que lo que sucede en superficie representa bien lo que sucede en los primeros metros de la columna de agua, principalmente en la capa fótica, es decir, hasta donde penetra la luz y que es donde se produce la fotosíntesis. No obstante, hay que tener en cuenta que en ciertas regiones se observan máximos de clorofila en profundidad, llamados DCM (*deep chlorophyll maximum*). Aunque los DCM están asociados principalmente a aguas oligotróficas, que no es el caso de las aguas en los Sistemas de Afloramiento. Estudios realizados en las zonas de afloramiento chilenas han demostrado que los máximos de clorofila se encuentran en los primeros metros desde la superficie (Pizarro *et al.*, 2006).

Otro supuesto importante de la tesis es que la clorofila-*a* representa la biomasa fitoplanctónica, y ésta a su vez representa la producción primaria. Sin embargo, se debe estar consciente de las limitaciones de utilizar la clorofila-*a* como indicadores de la biomasa fitoplanctónica, sobretodo si se tiene en cuenta que el contenido celular de la clorofila-*a* depende de la composición del fitoplancton y las condiciones ambientales.

Debido al relativamente reciente advenimiento de los sensores a bordo de satélites para el estudio de la Tierra, las series de datos cubren un período de siete años y cuatro meses para el Sistema de Humboldt (septiembre 1997 - diciembre 2004), y de cinco años y seis meses para el Sistema de Canarias (julio de 2002 - diciembre de 2007), las conclusiones deben interpretarse en un contexto temporal decadal, donde las mayores variaciones temporales observadas son las variaciones interanuales.

Se supone que el estudio de dos sistemas de afloramiento puede entregar resultados importantes de las similitudes y especificidades de este tipo de sistema. No obstante, el enfoque metodológico puede ser extrapolable a todos los sistemas de afloramiento, y también a otro tipo de ecosistemas marinos.



# Capítulo 1

## Características del area de estudio

Cuando mi padre me cogió del brazo/ Y volviendo los ojos a la blanca,/ Libre y eterna espuma  
que a lo lejos/ Hacia un país sin nombre navegaba,/ Como quien reza una oración me dijo/  
Con voz que tengo en el oído intacta:/ “Este es, muchacho, el mar”. El mar sereno,/ El mar  
que baña de cristal la patria...

Nicanor Parra (poeta chileno)

---

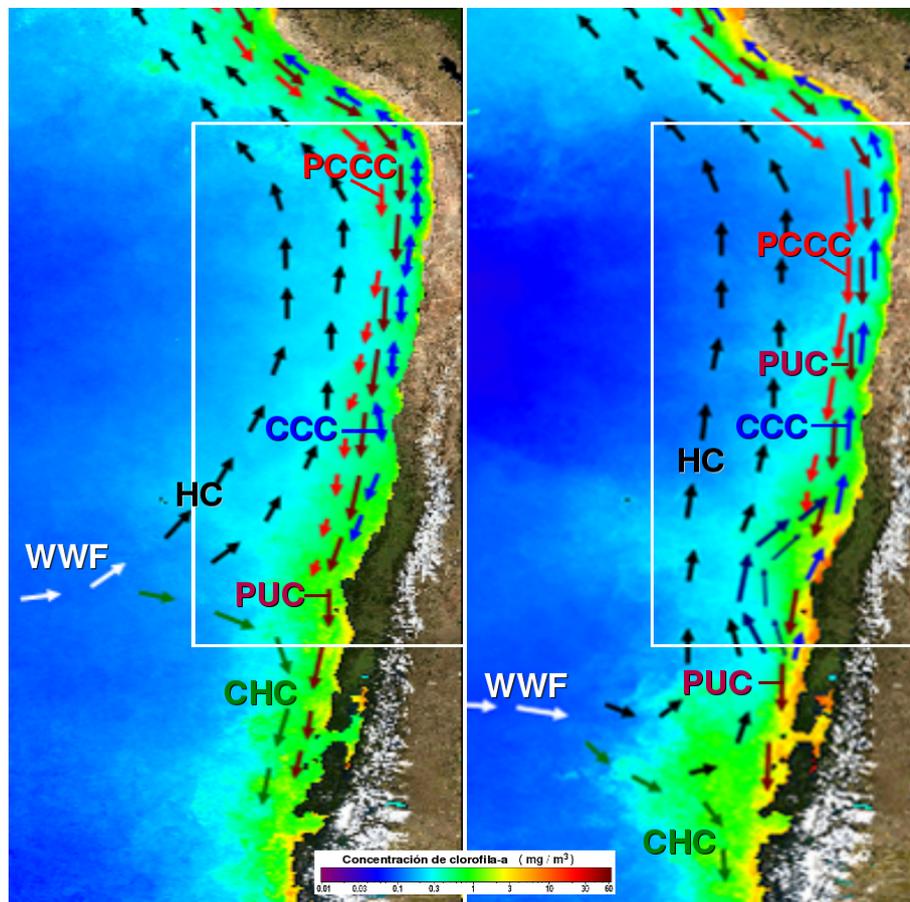
### 1.1. Sistema Chileno de Humboldt

#### 1.1.1. Corrientes y Masas de agua

El Sistema de Corrientes Humboldt, también conocido como Sistema Chile-Perú, se ubica en la zona correspondiente al borde oriental del giro anticiclónico del Pacífico Sur, y está limitado en el norte por el sistema de corrientes ecuatorial y en el sur por la deriva de vientos del oeste (WWD, *West Wind Drift*). La parte sur del Sistema de Humboldt, denominado de aquí en adelante Sistema Chileno de Humboldt (SCH), se extiende desde el norte de Chile,  $18^{\circ}20' S$  hasta  $40^{\circ} S$ , si bien existen diferencias en la definición de estos límites latitudinales y longitudinales del SCH, la mayor parte de los autores coincide en fijar el límite latitudinal alrededor de esas coordenadas (Morales y Lange, 2004; Thiel *et al.*, 2007). Longitudinalmente, el sistema cubre hasta la zona de máxima influencia

de la zona de transición costera, es decir, unos 800 km desde la costa (Hormazabal *et al.*, 2001). En esta tesis la zona de estudio para el SCH esta limitada entre las latitudes 18°S y 40°S y entre las longitudes 70°W y 80°W .

El SCH esta compuesto por un grupo de corrientes y contracorrientes superficiales y profundas que cambian de posición estacionalmente (Schneider *et al.*, 2004). Por un lado estan las corrientes que van hacia el ecuador, éstas son la parte oceánica y costera de la corriente de Humboldt (HC, *Humboldt Current*), y por otro lado las corrientes que van hacia el polo: la contra corriente Chile-Perú (PCCC, *Peru Chile Countercurrent*) y la corriente subsuperficial de Gunter, también conocida como Corriente Subsuperficial del Perú (PUC, *Peru Undercurrent*) (Fig. 1.1).

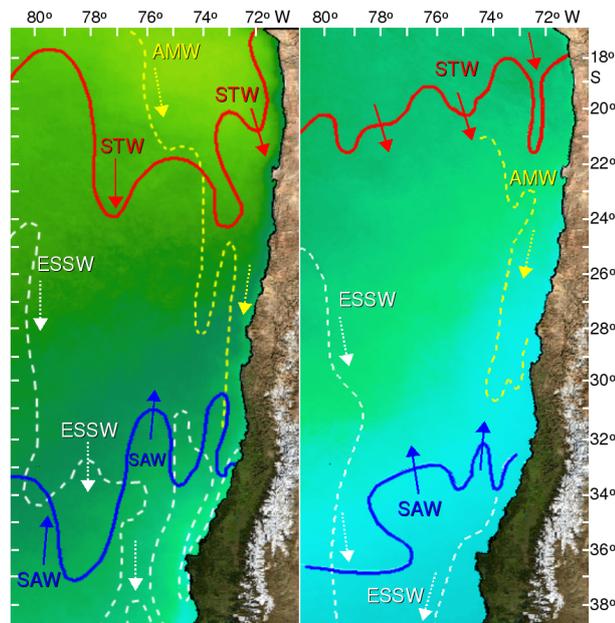


**Figura 1.1:** Circulación oceánica en el Pacífico Suroriental sobre la climatología de la clorofila: invierno austral (izquierda) y verano austral (derecha). Adaptada de Strub *et al.* (1998)

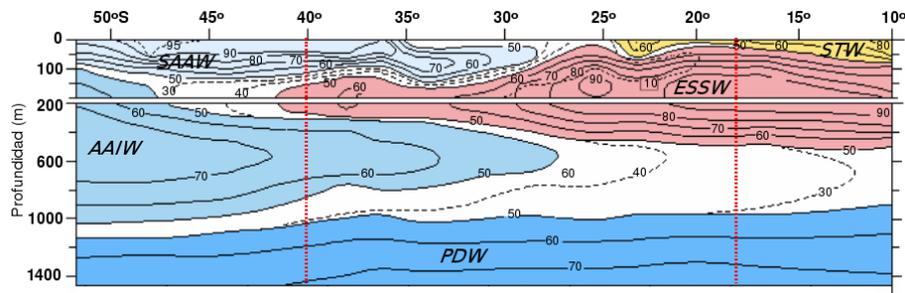
La rama costera de la HC se localiza a 180 km de la costa (Silva y Sievers, 1981) y la rama oceánica de la HC se ubica entre 550 y 750 km de la costa (Silva y Sievers, 1975). La PCCC se encuentra 100-300 km mar afuera, entre 8°S y 30°-40°S (Strub *et al.*, 1995). La PUC es una contracorriente que va hacia el polo, se localiza sobre la pendiente, justo fuera de la plataforma continental, y presenta un máximo subsuperficial. La corriente

superficial que van hacia el ecuador, asociada al sistema de afloramiento costero, se llama la Corriente Costera Chilena (CCC, *Chile Coastal Current*) y se localiza entre la costa y PCCC. El SCH es altamente variable en el tiempo y en superficie es más bien un conjunto de estructuras de mesoescala que un grupo de corrientes estacionarias ordenadas (Strub *et al.*, 1998)

En cuanto a las masas de aguas, se identifican al menos tres sobre los 500 m. En la capa superficial se ubica el Agua Subantártica (SAW, *Subantartic Water*) y el Agua Subtropical (STW, *Subtropical Water*), y en la capa subsuperficial se ubica el Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESSW, *Equatorial Subsuperficial Water*), las que cambian de posición estacionalmente (Fig. 1.2). Según el trabajo de Silva *et al.* (2008), las masas de aguas presentes en la zona de estudio, entre los  $18^{\circ}S$  y  $40^{\circ}S$ , determinadas con datos de crucero, son la STW asociadas a altas salinidades, presente hasta los  $25^{\circ}S$ , la SAW también en la capa superficial, al sur de  $30^{\circ}S$ , bajo estas se encuentra la ESSW, a mayor profundidad se encuentra el Agua Intermedia del Pacífico Sur (AAIW), y a mayores profundidades (bajo 1000m) el Agua Profunda del Pacífico (PDW) (Fig. 1.3). Blanco *et al.* (2001) identifican para la zona norte de Chile ( $18-24^{\circ}S$ ) tres masas de agua sobre los 300 m: la STW, con temperaturas alrededor de  $17^{\circ}C$  y salinidades sobre 34.9 psu sobre los 40 m, la SAW que se extiende bajo la STW como una zona de *Shallow Salinity Minimum*, 34.3-34.8 psu a 40-80 m de profundidad, y la ESSW con salinidades intermedias y concentraciones mínimas de oxígeno en los 100-500 m de profundidad.



**Figura 1.2:** Masas de Agua en el Sistema Chileno de Humboldt en verano (izquierda) e invierno (derecha). Las líneas sólidas indican masas de aguas superficiales y las líneas punteadas masas de agua subsuperficiales. Adaptada de Robles (1979)



**Figura 1.3:** Sección longitudinal de la distribución vertical de masas de aguas en el Sistema de Humboldt, las líneas rojas punteadas indican los límites de la zona de estudio. Adaptada de Silva *et al.* (2008)

En términos generales, la corriente de Humboldt transporta hacia el norte la SAW, comparativamente más fría, de baja salinidad y alto contenido de oxígeno disuelto. La SAW se caracteriza por temperaturas entre 11.5 y 14.5, salinidades entre 34.1 y 34.4 psu, y se encuentra a profundidades de 20-50 m cerca de la costa, profundizándose mar afuera. Por su parte, la PCCC transporta hacia el sur, desde la zona frente a Perú, la STW, comparativamente más cálida, más salina y menos oxigenada. La STW se caracteriza por temperaturas mayores a 18,5°C, salinidades mayores a 34.9 psu, y se encuentra alrededor de los 12-35 m de profundidad cerca de la costa (Strub *et al.*, 1998). La STW avanza desde el ecuador hacia el sur en sentido noroeste, con un núcleo superficial entre 0 y 75 m, y se mezcla con la SAW que avanza desde su origen en la convergencia subantártica hacia el norte.

Otra masa de agua, subsuperficial y costera, ha sido descrita por Robles (1979), también citada por Bernal *et al.* (1983), la llamada masa de agua Arica-Mejillones (AMW, *Arica-Mejillones Water*) (Fig. 1.2). Si bien ésta no ha sido documentada posteriormente, se trata de una masa de agua que tiene una influencia principalmente en la zona costera entre 18°S y 28°S, a una profundidad media de 100 m, con salinidades más alta que la ESSW, y temperaturas de 10<sup>0</sup> a 15°C (Bernal *et al.*, 1983). Esta masa de agua sería transportada hacia el sur por la Corriente de Gunther, que en la zona norte tendría una profundidad de 100 m, y se ubicaría sobre la capa mínima de oxígeno.

Si bien el agua que aflora en las zonas costeras proviene de distintas masas de agua, dependiendo de la latitud de la costa, la estación del año y de los fenómenos que influyen en el cambio de profundidad de la termoclina (por ejemplo, un fenómeno ENSO), se ha registrado que en la costa de Valparaíso (33°S) el agua de afloramiento que asciende hacia la costa es de características de ESSW y que el agua desplazada hacia afuera tiene características de SAW (Silva y Valdenegro, 2003). En el norte de Chile, 18 – 24°S, las masas de agua ESSW y SAW han sido descritas como las principales fuentes de agua de afloramiento, pero no se conoce mucho sobre la variabilidad espacio temporal en

sus características y la contribución a los eventos de afloramiento (Morales *et al.*, 2001). En general, el afloramiento implica el ascenso de aguas de características más bien de ESSW, con alta concentración de nutrientes y baja de oxígeno, más allá de los 200 m de profundidad y que forman parte de una capa con niveles mínimos de oxígeno. La zona de mínimo oxígeno es una de las características más distintiva del Sistema de Humboldt con relación a los otros EBUS.

Otra de las características más notables del SCH es su estrecha plataforma continental y la orientación meridional de la costa. Estas condiciones son más evidentes en la parte norte del SCH, al norte de los 32°S, donde la plataforma continental no supera los 10 km de ancho. Entre los 32°S y 36°S, se observa un ensanchamiento de la plataforma, la que sin embargo no supera los 70 km.

### 1.1.2. Afloramientos

El giro subtropical anticiclónico del Pacífico Sur crea vientos hacia el ecuador favorables a los afloramientos a lo largo de toda la costa, con variaciones estacionales y latitudinales. El afloramiento costero es permanente entre el norte del SCH hasta 33°S con una fuerte estratificación, y es estacional entre 33°S y 40°S, con máximos en el verano austral y una estratificación moderada (Mackas *et al.*, 2005). Estos procesos permiten fertilizar la capa fótica en una estrecha franja costera, lo que favorece el desarrollo de la productividad biológica primaria.

En la zona norte de Chile los afloramientos ocurren durante todo el año, y se distribuyen principalmente en centros de afloramiento o franjas que cubren gran parte de la costa (Barbieri *et al.*, 1995; Rutllant *et al.*, 2004). La influencia de los afloramientos en la parte norte del SCH es alrededor de 55-75 km desde la costa y de una duración de hasta 15 días en el verano austral, con un foco principal localizado en los 23°S (Barbieri *et al.*, 1995). Los filamentos son características comunes en esta zona, ya sea filamentos largos y estrechos o cortos y anchos, y en promedio tienen una longitud de 100 km, siendo observados principalmente en las estaciones cálidas (Barbieri *et al.*, 1995, Morales *et al.* (2001). Barbieri *et al.* (1995) señalan que los remolinos son más bien escasos en esta zona y que ocurren sólo en verano.

En la zona centro-sur del SCH los afloramientos son altamente estacionales, primavera y verano austral, y los principales focos están localizados entre los 30°S y 37°S. En esta área, el afloramiento origina remolinos anticlónicos (37°S) y su crecimiento ha sido identificado como causa de la inestabilidad baroclina de un meandro de la corriente chilena costera que va hacia el ecuador (Leth y Middleton, 2004).

El SCH esta caracterizado por ser una de las zonas oceánicas donde la capa mínima de oxígeno es más extensa e intensa. Estas aguas constituyen la principal fuente del afloramiento costero (Blanco *et al.*, 2001). La zona comprendida entre los 26S y 29S, es una zona que presenta condiciones favorables para el afloramiento durante todo el año gracias a los vientos predominantes, a la forma y orientación de la costa, caracterizada con una plataforma continental angosta y rocosa y una pendiente del talud continental menos pronunciada que en la parte al norte de los 26S (Farías y Castro, 2008). Diversos autores, basados en las características hidrográficas y del ecosistema, han señalado al menos dos grandes zonas en el SCH, separadas latitudinalmente alrededor de los 29-30S (Morales y Lange, 2004; Hormazabal *et al.*, 2001, Daneri *et al.*, 2001).

### 1.1.3. Productividad

En el SCH se ha demostrado que la producción primaria está asociada a eventos de afloramiento de diferente intensidad y frecuencia (Strub *et al.*, 1998), y que los altos niveles de producción primaria se encuentran muy cerca de la costa y estrechamente ligados a los centros de afloramiento. En la zona norte de Chile, el afloramiento permanente sustenta la alta producción primaria durante todo el año, mientras que en el sur como los afloramientos se concentran en primavera-verano (Barbieri *et al.*, 1995; Rutllant *et al.*, 2004) la producción primaria es altamente estacional.

Daneri *et al.* (2000) señalan que la producción primaria y la respiración de la comunidad planctónica en el SCH muestran importantes fluctuaciones espacio temporales y que los mayores valores se encuentran en la zona sur y cercanos a la zona de afloramiento de Antofagasta (23°S). Santander *et al.* (2001), estudian un afloramiento en la zona norte de Chile y revelan la existencia de un acoplamiento entre las variables físicas y químicas y una alta variabilidad espacio temporal de la clorofila-*a*. Estos autores también determinan que la concentración de la clorofila en las zonas de afloramiento presenta un desfase de dos a tres días entre el momento que se producen las condiciones favorables y las altas concentraciones de clorofila. Este desfase estaría asociado al tiempo necesario para que se produzca el consumo de nutrientes aportados por las aguas afloradas (Ahumada, 1989).

En la zona norte el tamaño del fitoplancton es generalmente mayor a 20  $\mu m$ , y en las zonas oligotróficas predomina el fitoplancton menor a 20  $\mu m$ , asociado al agua subtropical STW y compuesta principalmente por pequeños dinoflagelados (Iriarte *et al.*, 2000). En cuanto al zooplancton, está dominado por especies que forman parte de la fauna subantártica, aunque existe también la presencia de especies de origen tropical y ecuatorial (Escribano *et al.*, 2003). Los grupos más estudiados son los copépodos y los eufáusidos, dominado por *Calanus chilensis* y *Euphasia mucronata* respectivamente, las

que formarían agregaciones en los centros de afloramiento, interactuando posiblemente con los primeros estadios de la anchoveta durante la estación de puesta de huevos en invierno (Escribano *et al.*, 2000).

La parte sur del sistema chileno de Humboldt registra uno de los niveles de productividad primaria más alto del océano  $1,7gCm^{-2}y^{-1}$  (Daneri *et al.*, 2000). En esta zona, el fitoplancton está compuesto principalmente por diatomeas. Durante los afloramientos son unas pocas diatomeas las que dominan y la mayor abundancia corresponde a microfitoplancton. El zooplancton está dominado por copepodos herbívoros y eufáusidos. Los mecanismos de retención/transporte del zooplancton en las zonas de afloramiento se ha explicado por una conducta migratoria vertical o por el aprovechamiento de los patrones de circulación locales (González y Marín, 1998). El primero tiene relación con la capacidad migratoria vertical del zooplancton para alcanzar profundidades mayores a la capa de Ekman que le permiten encontrar el flujo compensatorio subsuperficial hacia la costa, y el segundo tiene relación con los organismos que no realizan migraciones verticales tan profundas y cuya única oportunidad de permanecer en el centro de afloramiento es ser atrapado en estructuras de mesoescala como remolinos y filamentos. Para *Euphasia mucronata*, Olivares (2000) rechaza la primera hipótesis mostrando que serían las estructuras de mesoescala presentes en la región, remolino ciclónico y filamento asociado a la surgencia costera de Mejillones, las responsables de la retención de las larvas.

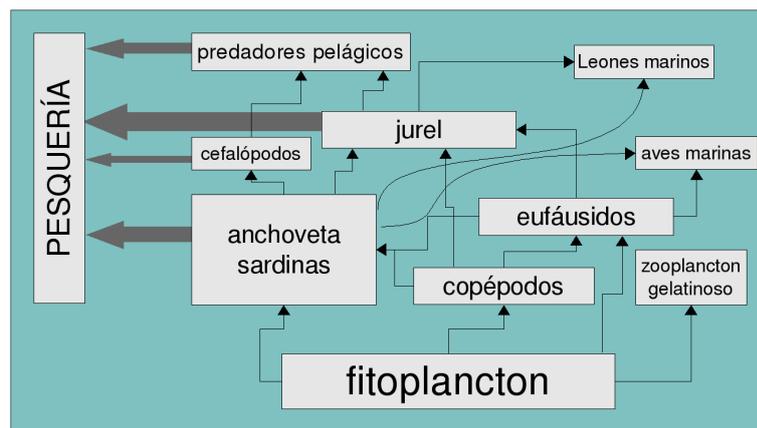
#### 1.1.4. Especies pelágicas y pesquerías

La comunidad de peces está dominada por unas cuantas especies de pequeños pelágicos, sardinas y anchovetas, que en el océano Pacífico alternan su dominancia en períodos de aproximadamente 25 años (Yáñez *et al.*, 2001; Chávez *et al.*). La cadena trófica parece estar regulada por cambios en las poblaciones de pequeños pelágicos. Esta característica ha sido llamada control "cintura de avispa" (*wasp-waist*) y está caracterizada por un control *top-down* de los pequeños pelágicos sobre sus presas de zooplancton (copépodos y eufáusidos) y un control *bottom-up* sobre sus predadores (Neira, 2008).

La anchoveta y sardinas son las especies dominantes en el sistema norte de Chile, principalmente entre  $18^{\circ}S$  y  $26^{\circ}S$ . Estas especies se alimentan de fitoplancton y zooplancton. En la figura 1.4 se muestra la cadena trófica simplificada del sistema pelágico en Chile. La anchoveta es una especie que se distribuye en las primeras 20 mn de la costa, presentando una distribución más costera los meses de verano y otoño austral, y más oceánica en invierno y primavera austral. La anchoveta encontrada al sur de los  $32^{\circ}S$  al parecer pertenece a una población distinta que la población del norte

de Chile (Castro *et al.*, 2002). La sardina tiene una distribución más oceánica que la anchoveta, aunque a fines del verano y durante el otoño esta especie tiende a concentrar su distribución cerca de la costa.

El jurel presenta una amplia distribución en Pacífico Sur Oriental, y se captura principalmente más allá de la zona económica exclusiva de Chile (200 mn) . Se ha registrado incluso una migración hacia el borde occidental del Pacífico, hasta Nueva Zelanda y Tasmania, a través de la corriente de deriva del Oeste (Serra, 1991). El jurel es la especie dominante en la parte sur del SCH, entre 33°S y 38°S y representa 70% de las capturas anuales. Esta especie se alimenta principalmente de eufausidos (Medina y Arancibia, 2002), y por su naturaleza migratoria es capturado tanto por la flota chilena como por flotas extranjeras en aguas internacionales. *Euphasia mucronata* es una especie endémica del SCH y esta competitivamente adaptada para dominar este sistema, representa una porción significativa de la producción primaria y es una presa crucial en la dieta del jurel (60%) y otros peces (Antezana, 2001).

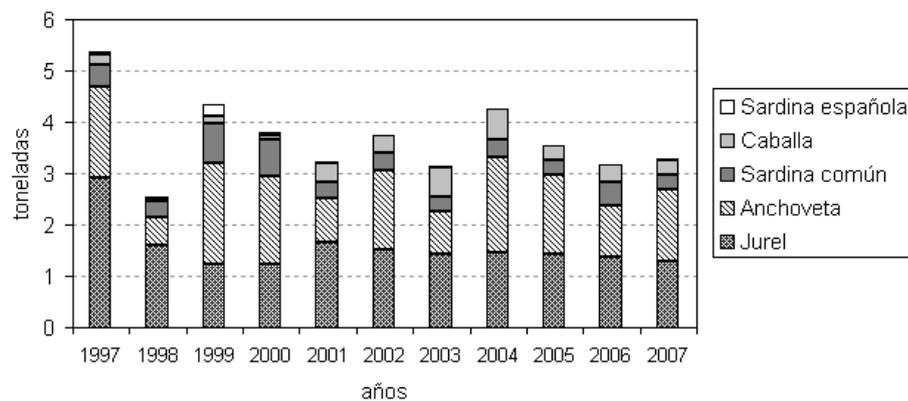


**Figura 1.4:** Cadena trófica del sistema pelágico chileno. El tamaño de los compartimentos indica la proporción y las líneas grises la mortalidad debida a la pesca. Adaptada de Thiel *et al.* (1997)

Silva *et al.* (2000) analizan las relaciones entre la distribución de los pequeños pelágicos en el norte de Chile y la clorofila satelital durante el verano y otoño de 1999, confirmando que la anchoveta tiene una distribución más costera que la sardina y el jurel, y que se encuentra en la zona frontal de las áreas costeras. Hormazabal *et al.* (2004b), utilizando datos satelitales, observaciones *in situ* de la clorofila en la columna de agua, y la distribución de jurel obtenida con técnicas hidroacústicas y con datos pesqueros, han mostrado que la distribución espacial del jurel en la zona centro-sur es afectada por los remolinos y meandros, situándose en los bordes del remolino y fuertemente asociado a los corrientes de meandro.

Como resultado de la alta productividad del Sistema de Humboldt, una parte significativa de las economías de los países ribereños a este sistema, es decir, Chile y Perú, dependen directa e indirectamente de los recursos explotados en esta zona. La flota pesquera chilena explota principalmente cinco especies de pequeños pelágicos, anchoveta (*Engraulis ringens*), jurel (*Trachurus murphyi*), caballa (*Scomber japonicus*), sardina española (*Sardinops sagax*) y sardina común (*Strangomera bentincki*).

Los desembarques anuales de peces promedio entre el período 1997-2007 fueron de 4.5 toneladas, compuestos en el 80% por pequeños pelágicos, principalmente por la anchoveta y jurel, capturados en la zona norte y sur respectivamente (Fig. 1.5). La zona pesquera norte ( $18^{\circ}S$ - $26^{\circ}S$ ) representa casi el 40% de la captura promedio de pequeños pelágicos entre 1997-2007, compuesta en mayoría por la anchoveta. La zona pesquera central ( $18^{\circ}S$ - $26^{\circ}S$ ) contribuye con menos del 1% a la captura total. La zona pesquera sur ( $26^{\circ}S$ - $40^{\circ}S$ ) contribuye con el 60% de las capturas compuestas en su mayor parte por el jurel.



**Figura 1.5:** Capturas de pequeños pelágicos en el SCH, entre 1997 y 2007

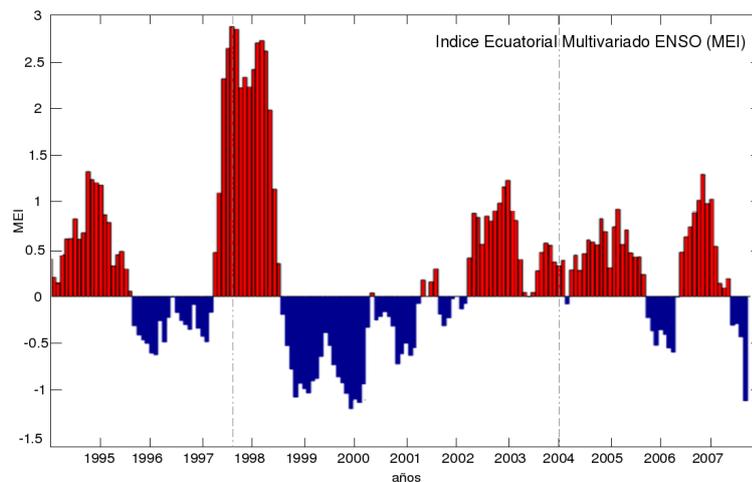
### 1.1.5. Variabilidad a diferentes escalas espacio-temporales

Como se ha mencionado precedentemente, el SCH presenta una alta variabilidad asociada a distintas escalas espacio-temporales. Si bien en esta tesis se estudia la variabilidad de mesoescala, es importante tener en cuenta que la variabilidad de la clorofila en esta zona es explicada también por fenómenos que suceden a una escala mayor. Las variaciones registradas a escalas interdecadales se manifiestan principalmente por los cambios en la temperatura a la largo plazo y las variaciones en la capturas y recambio de las especies explotadas (Yáñez *et al.*, 2001; Chávez *et al.*, 2003; Alheit *et al.*, 2004).

Montecinos *et al.* (2006), analizan la clorofila-*a* en el SCH para determinar su variabilidad ambiental a multiescala, y sugieren que los menores valores de clorofila-*a* registrados en

los períodos extremadamente fríos se deberían a una mayor mezcla turbulenta, y los bajos valores de clorofila-*a* en los períodos cálidos serían producto de la profundización de la termoclina. Además señalan que las condiciones ambientales "neutras", es decir, de transición entre una fase cálida y una fría, y la combinación de factores como el aporte de nutrientes, exposición promedio a la luz y umbrales de turbulencia, podrían ser más efectivos en producir una mayor biomasa de fitoplancton.

A una escala interanual, el SCH exhibe una fuerte variabilidad debido al cambio de las condiciones oceanográficas relacionadas al fenómeno El Niño, conocido también como Oscilación del Pacífico Sur o ENSO, por las siglas en inglés de *El Niño Southern Oscillation*. El período de estudio para el SCH cubre el evento El Niño 1997-98, uno de los más grandes del siglo, así como La Niña 1999 (Fig.1.6). Los mayores cambios oceanográficos durante la fase ENSO están relacionados con la intrusión de aguas oceánicas, cálidas, pobres en nutrientes y más oxigenadas, hacia las áreas costeras. Estos cambios se ven bien reflejados en los valores positivos de las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM).



**Figura 1.6:** Índice Ecuatorial Multivariado (MEI). Las líneas grises punteadas marcan el período de estudio para el SCH

Durante El Niño 1997-1998, las anomalías de TSM se registraron hasta el invierno austral de 1998. En el norte de Chile, prevalece el fitoplancton de tallas pequeñas y la clorofila-*a* fluctúa ampliamente durante la mayor parte del ENSO, aunque se han registrado valores altos cerca de la costa. El zooplancton también cambia a pequeñas especies durante la fase cálida, sin embargo, el total de la biomasa no cambia. Las tasas de producción primaria y el flujo vertical de carbono no se ven especialmente afectados. Las capturas totales de anchoveta en 1997 permanecieron estables, alcanzando un millón de toneladas. En 1998, las capturas disminuyeron en cuatrocientas mil toneladas, antes de su recuperación en 1999 y 2000 (Escribano *et al.*, 2002). En la zona centro-sur el régimen estacional normal de primavera-verano austral fue reemplazado por una oxigenación

cerca del fondo y bajas entradas de carbono como resultado del ENSO. Este cambio en las condiciones normales causa migración de especies pelágicas, desaparición o reemplazo de especies, como ocurre con la anchoveta y sardina, alteración en las comunidades de aves, cambios en las poblaciones y comunidades de organismos bentónicos y puede producir, además, una disminución de los afloramientos e intensas precipitaciones en zonas costeras (Thiel *et al.*, 2007).

La capacidad productiva de todo el sistema de surgencia de Chile muestra haber tenido una rápida recuperación después de la declinación del fenómeno ENSO, sugiriendo un débil impacto ecológico comparado con lo observado después del evento 1982-1983. El mayor efecto de El Niño 1997-1998 en el sector pesquero de la zona norte de Chile fue la drástica caída en la abundancia de la anchoveta en 1998 (Fig. 1.5), lo que influyó en la reestructuración del sector pesquero industrial en esa zona (Cañon, 2004).

Los efectos de El Niño 1997-98 registran diferencias entre las regiones de surgencia norte, centro y sur, disminuyendo el efecto a medida que la latitud aumenta. La región de surgencia norte (18°S - 26°S) muestra grandes cambios, siendo los principales la supresión del aporte de nutrientes por la aguas de surgencia en la capa productiva, y el cambio en la estructura de la comunidad fitoplanctónica con el cambio a especies de menor tamaño (Escribano *et al.*, 2002). Sin embargo, también hay evidencias que a escalas locales el impacto puede tener un efecto mucho menor (Escribano *et al.*, 2004). Santander *et al.* (2001) observan, durante un período ENSO en el norte de Chile, que a una escala local los afloramientos siguen modulando la distribución de la clorofila-*a*, y que el afloramiento como proceso no se encontró debilitada en la primavera de 1997. Blanco *et al.* (2002) tampoco observan cambios en la abundancia de la clorofila-*a* en la zona norte del SCH durante El Niño 1997-98. Este hecho podría ser explicado por tratarse de estudios locales, focalizados en la zona costeras (menos de 10 km desde la costa) y no estaría reflejando lo que pasa en las áreas más oceánicas (Montecinos *et al.*, 2006), ya que el ecosistema marino en su conjunto sería afectado negativamente (Arntz y Farhbach, 1996; Chavez, 2006)

En cuanto a la variabilidad intraanual de la clorofila, de acuerdo al trabajo de Yuras *et al.* (2004) sobre el ciclo anual de la clorofila, a partir de datos satelitales en las aguas chilenas entre 18°S y 40°S, la clorofila en aguas costeras (hasta 20 km) muestra un máximo durante los meses de verano austral, coincidiendo con los vientos favorables a los afloramientos. Entre los 50 y 200 km desde la costa, distancia relativa a la latitud, existe una zona de transición donde el máximo de clorofila no presenta un patrón definido. Los mismos autores señalan que más allá de los 200 km la clorofila presenta máximos en los meses de invierno austral.

La variabilidad de mesoescala en la zona de transición costera, que se extiende hasta los 600-800 km, esta asociada a los remolinos y corrientes de meandros (Hormazabal *et al.*, 2004). Estos autores señalan que la mayor variabilidad se encuentra en la zona centro-sur, entre  $29^{\circ}S$  y  $38^{\circ}S$ , vinculada a los intensos pero variables vientos favorables al afloramiento, y que la zona comprendida entre  $19^{\circ}S$  y  $29^{\circ}S$  presenta menor variabilidad, vinculada a vientos de menor intensidad y menor variabilidad estacional. No obstante lo anterior, es importante señalar que ese estudio se ha realizado a partir de datos de altimetría satelital los que no permiten estudiar la región comprendida entre la costa y los 100 km mar afuera, es decir, no resuelve la banda costera donde se desarrolla gran parte de la actividad frontal en el SCH. Otras posibles fuentes de variabilidad a esta escala son comunes a otras regiones de afloramiento y serán abordadas en la sección 2.1 del capítulo 2

## 1.2. Sistema Central de Canarias

### 1.2.1. Masas de agua y corrientes

El sistema de Canarias se encuentra en la parte oriental del giro anticiclónico subtropical del Atlántico Norte, que influye a las latitudes medias, entre el sur de Senegal y el norte de la Península ibérica (10-40°N). La corriente del Golfo, situada en el borde occidental del giro (y que fluye hacia el norte por la costa este de Norteamérica), se separa del continente a 35°S y viaja hacia el centro del océano, donde se separa en varias corrientes a la altura de 40°S. Una de estas ramas genera una contribución importante hacia el Atlántico Este y da lugar a la Corriente de Azores. A su vez esta corriente se divide en tres corrientes que fluyen hacia el suroeste, siendo la rama más oriental la que constituye la Corriente de Canarias. La corriente de Azores no es la única que alimenta la corriente de Canarias, también es alimentada por algunas ramas de la Corriente del Atlántico Norte, como la Corriente de Portugal (Hernández-Guerra *et al.*, 2005) (Fig. 1.7).

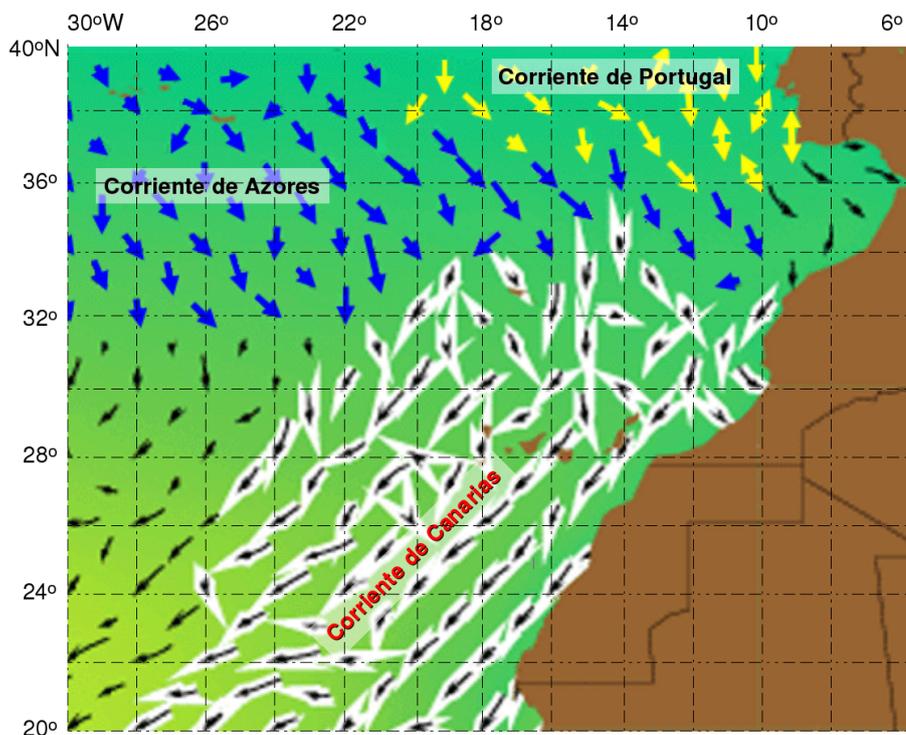
En esta tesis la zona de estudio dentro del Sistema de Canarias está limitada entre 19°30'N y 38°N, y longitudinalmente de 5°30'W a 23°W, que de aquí en adelante se denominará Sistema de Canarias Central (SCC), y que abarca principalmente la costa atlántica de Marruecos y el archipiélago de Canarias. Diferenciándolo de la parte norte del sistema, que corresponde al Sistema Ibérico, y de la parte sur del sistema que corresponde a la zona de la costa de Mauritania y Senegal.

En cuanto a las masas de agua, Knoll *et al.* (2002) identifican cuatro masas de agua presentes en la zona, el Agua Superficial (SW, *Superficial Water*), el Agua Central del Atlántico Norte (NACW, *North Atlantic Central Water*), el Agua Antártica Intermedia (AAIW, *Antartic Intermediate Water*) y el Agua Mediterránea (MW, *Mediterranean Water*). Por su parte, Hernández *et al.* (2001) han observado que la Corriente de Canarias está constituida principalmente por NACW, MW, AAIW, y por el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW, *North Atlantic Deep Water*). Si se considera el flujo superficial, sobre los 600 m de profundidad, se observa que está constituido esencialmente por NACW y presenta altas velocidades hacia el sur, con la presencia de corriente y contracorriente. Pelegrí *et al.* (2005), utilizan datos de cruceros de una transecta en los 29°N para describir las masas de aguas presentes entre 0 y 700 m de profundidad aproximadamente, y registran la presencia de la NACW, siendo la NACW de origen subtropical la que ocupa la zona sobre los 500 m y la NACW de origen polar la que ocupa entre 500 y 750 m de profundidad.

En la región del afloramiento del noroeste africano, al igual que en el afloramiento del SCH, se observa un sistema de corrientes y contracorrientes. La corriente que fluye hacia

el Ecuador, se fortalece por la corriente producto del afloramiento que se mueve en el mismo sentido, moviéndose ambas sobre la plataforma continental. La contracorriente que se mueve en dirección del polo Norte, lo hace más allá de la plataforma, sobre el talud continental, generalmente ocupando la capa subsuperficial.

Este Sistema se caracteriza por tener una plataforma continental relativamente amplia, con un promedio de 70 km, y máximos superiores a 140 km al norte del Cabo Jubi ( $28^{\circ}30'N$ ) y al sur del Cabo Bojador (entre  $24^{\circ}N$  y  $25^{\circ}N$ ). Las estructuras de mesoescala predominantes en esta zona son los filamentos casi permanentes asociado a los Cabos Ghir, Jubi y Bojador. Este último interactúa con los remolinos formados al sur de las islas Canarias (Pelegrí *et al.*, 2005). La presencia de promontorios y de cañones define la localización de centros de afloramientos así que de filamentos que exportan el agua de afloramiento mar afuera.



**Figura 1.7:** Circulación oceánica en el Sistema de Canarias Central. Adaptada de los datos del proyecto Ocean Currents <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/>

### 1.2.2. Afloramientos

La costa norafricana está fuertemente influenciada por la circulación oceánica general del giro subtropical del Atlántico Norte, particularmente por las corrientes de Canarias. La intensidad de los afloramientos cambia con la fuerza y dirección de los vientos, que

varian estacionalmente, la forma de la línea de costa y la batimetría. Los afloramientos ocurren en su mayor parte en los primeros 20-30 km desde la costa y su impacto principal está confinado a las aguas sobre la plataforma continental y sobre la pendiente del talud. Esta influencia puede llevarse más allá de los 200 km a través de filamentos y remolinos (Aristegui *et al.*, 2004). El afloramiento en esta zona presenta una variabilidad estacional, principalmente al norte de los  $24^{\circ}N$  y al sur de  $20^{\circ}N$ . Entre esas latitudes, los vientos alisios que soplan durante todo el año inducen a afloramientos en las estaciones cálidas y frías.

Makaoui *et al.* (2008) han estudiado la variabilidad de las zonas de afloramiento en la costa atlántica marroquí durante las estaciones de verano y otoño de 2003-2007 y han concluido que los afloramientos son más débiles en otoño que en verano para las zonas de afloramiento entre  $24^{\circ}N$  y  $32^{\circ}N$ , y que la zona de afloramiento centrada entre los cabos Barbas y Blanco ( $21^{\circ}N$  aprox.) es más intensa en otoño. Makaoui *et al.* (2005), basados en la evolución y correlación de parámetros físico-químicos y biológicos, han determinado una división de cuatro zonas de afloramiento. Dos de estas zonas están situadas al norte de  $28^{\circ}N$  y están caracterizadas por una actividad estival, mientras las dos zonas al sur de  $28^{\circ}N$  se encuentran activas en permanencia pero con una intensidad variable.

Los filamentos de afloramiento presentes en la zona cercana al Cabo Jubi ( $28^{\circ}N$ ) y al Cabo Bojador ( $26^{\circ}N$ ), y entre estos cabos, involucran distintos mecanismos físicos o una combinación de varios con una influencia relativa diferente (Pacheco *et al.*, 2001). Estos autores señalan que la generación de filamentos cerca del Cabo Jubi y al Cabo Bojador parece estar fuertemente relacionada al ensanchamiento de la plataforma continental, y la formación de pequeños filamentos entre ambos cabos puede estar relacionado a la existencia de remolinos ciclónicos, los cuales son originados por la perturbación del flujo causados por el Cabo Jubi..

### 1.2.3. Productividad

El Sistema de Canarias está clasificado como un ecosistema altamente productivo y que posee la superficie activa más grande (Carr, 2002; Carr and Kearns, 2003; Patti *et al.* 2008). La extensión del área activa se relaciona con la magnitud del transporte mar afuera. Carr y Kearns (2003) han registrado los más altos valores para el Sistema de Canarias Central en la zona entre  $20^{\circ}N$  y  $26^{\circ}N$  con un valor promedio de  $8 \text{ mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ , seguido muy de cerca por la zona entre  $27^{\circ}N$  y  $33^{\circ}N$  con una clorofila promedio de  $7 \text{ mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ , y con los valores más bajos en la parte norte, entre  $33^{\circ}N$  y  $35^{\circ}N$  con una clorofila promedio de  $1.7 \text{ mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ .

En relación a los valores de producción primaria (PP), medida en gramos de carbono por metro cuadrado y por día, el promedio de PP en la costa noroeste africana es de  $2.4 \text{ gC m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ , con las tasas más altas en verano entre el Cabo Jubi y Cabo Bojador ( $\text{gC m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ) (Aristegui *et al.*, 2003). En contraste con otras regiones de afloramiento, la mayor parte de la variabilidad en el noroeste africano ocurre en una escala de varios días, registrándose aumentos de  $2.0 \text{ gC m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ , en un período de alrededor de tres días, correlacionado a cortos pero intensos pulsos de viento en la zona entre Cabo Sim y Cabo Ghir (Grall *et al.*, 1992). Esta alta variabilidad diaria de la clorofila también ha sido observada por Aristeguí y Harrison (2002) a través del seguimiento durante una semana de datos de boyas a lo largo del filamento del Cabo Ghir.

Head *et al.* (1996) encuentran que los valores más altos de clorofila se encuentran cercanos a la costa asociado a los afloramientos costeros y en los remolinos ciclónicos. Estos autores observan que las tasas de producción primaria varían entre  $1.0$  y  $2.5 \text{ gC m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ . El consumo bacteriano corresponde al 50 % de la producción primaria. Los análisis de pigmentos de clorofila han mostrado que cuando la biomasa de clorofila es alta las diatomeas son dominantes, y al contrario, cuando es baja, son dominantes el fitoplancton de talla pequeña, tales como comoprymnesiofitos, clorofitos y diatomeas. (Head *et al.*, 1996)

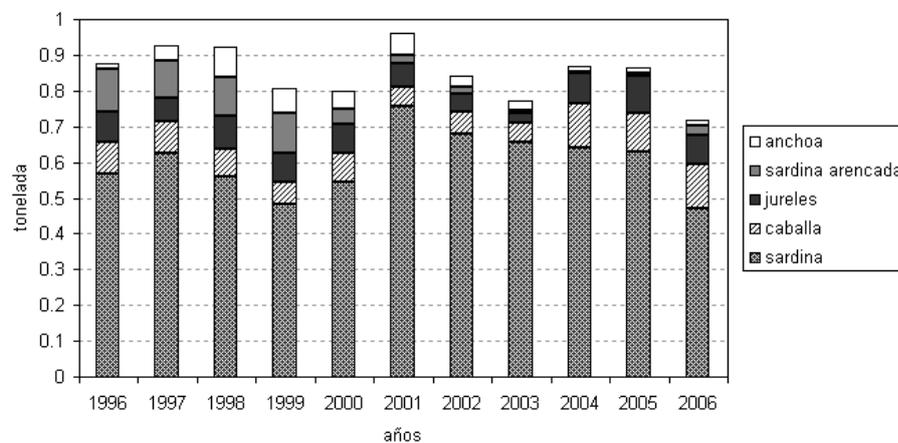
La variabilidad estacional y de mesoescala en el régimen de afloramientos del Sistema de Canarias influye en la cantidad de nutrientes disponibles en la capa fótica y la eficiencia en la utilización de estos nutrientes. Aristegui *et al.* (2004) señalan que la variabilidad de los afloramientos determina la transferencia desde los primeros hasta los más altos niveles tróficos, así como la exportación de sedimentos más allá de la plataforma continental o la deposición de los sedimentos sobre la plataforma, lo que lleva a procesos de mineralización, re-inyección de nutrientes en la columna de agua y posibles ascensos a la capa fótica.

#### 1.2.4. Especies pelágicas y pesquerías

Las capturas de peces pelágicos en el océano Atlántico Central Oriental (area 34 de la FAO, *Atlantic Eastern Central*) alcanzaron  $0.72 \text{ ton}$  en 2006, con un promedio de  $0.85 \text{ ton}$  para el período 1996-2006. Casi el 100 % de estas capturas estuvieron compuestas por seis especies: sardina (*sardina pilchardus*), caballa (*scomber japonicus*), dos especies de jureles (*trachurus picturatus* y *trachurus trachurus*), sardina arenada (*sardinella aurita*) y anchoa (*engraulis encrasicolus*) (Fig. 1.8). De estas especies, la sardina aporta como promedio el 70 % a la captura total, la que es capturada principalmente (más del

90%) por Marruecos. Pascual-Ayalón *et al.* (2008) informan sobre las estacionalidad de las capturas de la sardina, la que es más abundante durante los meses de invierno y primavera boreal. Los otros dos países que explotan las especies pelágicas en esta área son España y Rusia, y si se considera el total de las capturas de peces pelágicos se obtiene que como promedio Marruecos es el responsable del 72 % de las capturas, Rusia del 23 % y España del 5 %. Cabe señalar que las pesquerías en aguas marroquí fueron cerradas para las flotas europeas en 1999, pero gracias a un acuerdo firmado en 2006 entre Marruecos y la comunidad europea la pesquería fue abierta para las flotas andaluzas basadas en Cadiz, las que comenzaron a operar en abril de 2007.

Marruecos tiene una extensa costa atlántica que se extiende a lo largo de la mayor parte del Sistema de Canarias Central, lo que le convierte en el país que más se beneficia de la productividad biológica del Sistema de Canarias. Los pequeños pelágicos constituyen más del 70 % de los desembarque en Marruecos. Según Houssa *et al.* (2008) el 95 % de las capturas se realiza entre Cabo Blanco (20°30'N) y Cabo Cantin (30°N) y se concentra principalmente (más del 70 %) en la primeros 20 millas náuticas. A diferencia del Sistema de Humboldt, una cantidad reducida de la captura, el 25 % de la captura de sardina, se destina a la industria de la harina y aceite de pescado.

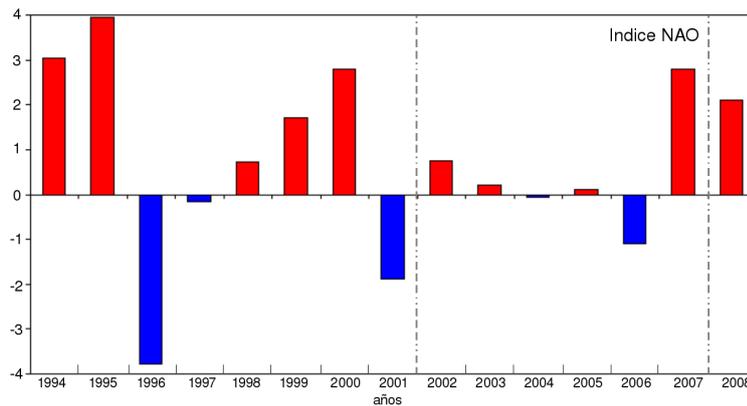


**Figura 1.8:** Capturas de pequeños pelágicos en el SCH, entre 1997 y 2007

### 1.2.5. Variabilidad a diferentes escalas espacio-temporales

A gran escala, las fluctuaciones decadales en los desembarques pesqueros, principalmente al norte de 20°N ha sido relacionado con los cambios ambientales debidos a la NAO. (Borges *et al.*, 2003). La extensión e intensidad de los períodos favorable a los afloramientos durante el año, varía de un año a otro, describiendo un ciclo decadal asociado con NAO.

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO, *North Atlantic Oscillation*) es una oscilación meridional de gran escala en las masas atmosféricas, entre la alta subtropical y la baja polar. El índice NAO es la diferencia entre altas y bajas calculada para los meses de invierno boreal (diciembre-febrero), varía año tras año y se ha registrado una tendencia positiva a partir de los años ochenta. Folland *et al.* (2008) concluyen que el índice NAO clásico sigue siendo la manera más objetiva de estudiar el Atlántico Norte en su conjunto.



**Figura 1.9:** Índice NAO. Las líneas grises punteadas marcan el período de estudio para el SCC. Datos obtenidos de: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/>

A gran escala, las fluctuaciones decadales en los desembarques pesqueros, principalmente al norte de 20N ha sido relacionado con los cambios ambientales debidos a la NAO. (Borges *et al.*, 2003). La extensión e intensidad de los períodos favorable a los afloramientos durante el año, varía de un año a otro, describiendo un ciclo decadal asociado con NAO. Enormes fluctuaciones de la abundancia han sido observadas en las últimas décadas para la sardina, sardinellas y otras especies pelgicas y de fondo en la costa atlántica de Marruecos (Kifani *et al.*, 2008)

Aristeguí *et al.* (2004) realizan una síntesis de la influencia de la NAO en la pesquerías, así como la teleconexión con el ENSO. Estos autores señalan que en la región entre 18N y 30N, existe una correlación negativa entre NAO y las anomalías de TSM, lo que sugiere que la intensificación de los vientos del oeste a través del Atlántico subtropical, es decir, los valores positivos de NAO inducen a una intensificación de los vientos favorables a los afloramientos (anomalías negativas de TSM). Además, los autores señalan como posible mecanismo involucrado en esta correlación estaría relacionado al hecho que la intensificación de los vientos del oeste a principios del invierno provocará una erosión prematura de la termoclina y una profundización de la capa superficial de mezcla pudiendo dar como resultado anomalías negativas de la TSM.

Es conocida la influencia del fenómeno ENSO sobre el clima de verano europeo. Cuando hay un fenómeno El Niño, por ejemplo 1997-98, en Canarias hay inviernos soleados, el viento no sopla y se detectan incluso cambios de especies. En cuanto a la teleconexión

del Sistema de Canarias con el ENSO, análisis a gran escala han mostrado que el calentamiento en el Atlántico Norte responde al ENSO con un desfase de 3 a 6 meses (Aristeguí *et al.*, 2004), aunque no está claro el origen de esta conexión.

Durante el año el cambio meridional del sistema de vientos alisios provoca una estacionalidad de los afloramientos. Sobre esta variación estacional se encuentra una variabilidad a menor escala asociada a la variación de la intensidad y dirección de los vientos locales, que puede intensificar o suprimir la presencia de afloramientos. Los estudios basados en datos satelitales y observaciones de campos han demostrado que la variabilidad de mesoescala es superpone a la variabilidad estacional y de gran escala en la región de las islas Canarias. La mayor parte de esta variabilidad está asociada a los remolinos originados por el efecto de las islas, y por la intrusión de las aguas ricas en clorofila provenientes del afloramiento norafricano (Aristegui *et al.* (2003). La variabilidad de mesoescala ha sido bien documentada en el área del archipiélago de Canarias, pero menos estudiada en la costa norafricana.

### 1.3. Conclusión

En este capítulo se han descrito las principales características físicas y biológicas de las zonas de afloramientos consideradas en esta tesis. Para cada sistema se ha presentado la circulación oceánica y las masas de aguas presentes en cada región, así como la localización de los principales centros de afloramientos, la productividad biológica del sistema, las especies y las principales pesquerías pelágicas. Por último se realiza una breve descripción de las principales variabilidad espacio-temporales a las que están sujetas ambos sistemas. El afloramiento como proceso físico, químico y biológico se ha descrito en el siguiente capítulo, así como la forma de identificar y estudiar estos eventos a través de índices de afloramiento. Si bien el afloramiento no es una estructura de mesoescala como tal, esta al origen de la formación de estas estructuras en los sistemas de afloramiento, por lo que se ha estimado pertinente profundizar en este proceso dentro del capítulo 2, sección 2.2.



# Capítulo 2

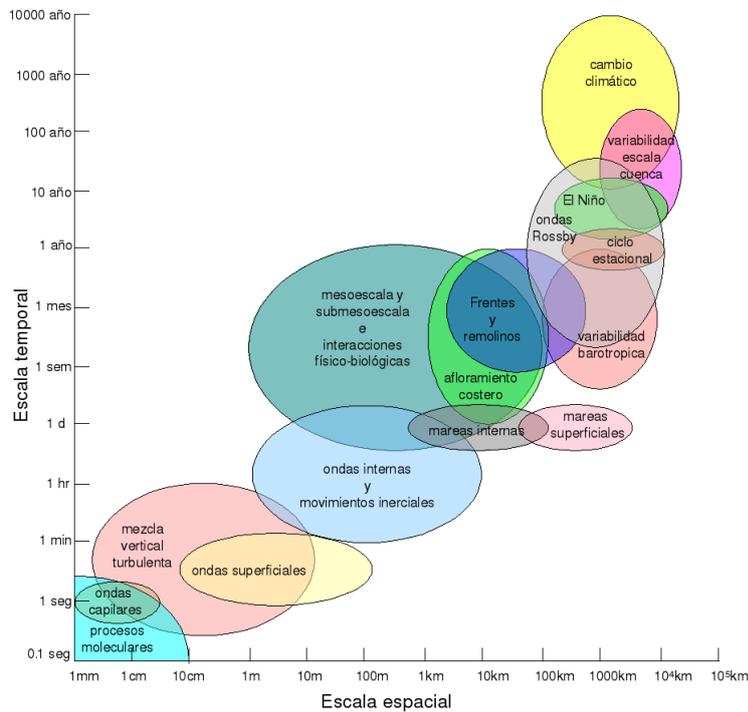
## Estructuras Oceánicas de Mesoescala

### 2.1. La Mesoescala

Los procesos oceánicos ocurren en distintas escalas espaciales y temporales, desde procesos que van de segundos hasta siglos, y de metros a miles de kilómetros (Fig. 2.1). Dependiendo de la escala, ciertos procesos oceánicos serán más importantes que otros, de ahí la importancia de definir el contexto en el que se enmarca el trabajo de investigación en términos de escala espacio-temporal.

Esta tesis está orientada al estudio de los procesos oceánicos de mesoescala. Aunque hay varias definiciones de lo que se entiende por mesoescala en los océanos, existe cierto consenso que las escalas características de las estructuras oceánicas de mesoescala van de 10 a 400 km y de días a meses (Tabla 2.1). Los afloramientos costeros están en el límite inferior de esta clasificación, con extensiones entre los 10 y 20 km, y duración de días. De una mayor extensión espacial se encuentra a los filamentos de afloramiento, entre 10 y 50 km. Los frentes oceánicos pueden tener extensiones de 20 y 200 km y una duración de semanas. En el sistema de afloramiento de Canarias se han encontrado filamentos de hasta 400 km (Pelegri *et al.*, 2005) y en Sistema Chileno de Humboldt de hasta 275 km en el sur (Cáceres, 1992) y 200 km (desde la costa) en el norte (Barbieri *et al.*, 1995). Finalmente las estructuras de mesoescala que pueden alcanzar mayor extensión y duración son los remolinos, con diámetros de hasta 400 km y una duración de meses.

La variabilidad de las estructuras de mesoescala, como frentes termales, filamentos y remolinos, está principalmente asociada a la inestabilidad baroclina de las corrientes



**Figura 2.1:** Escalas espacio temporales de los procesos oceánicos. Traducida de Chelton (2001)

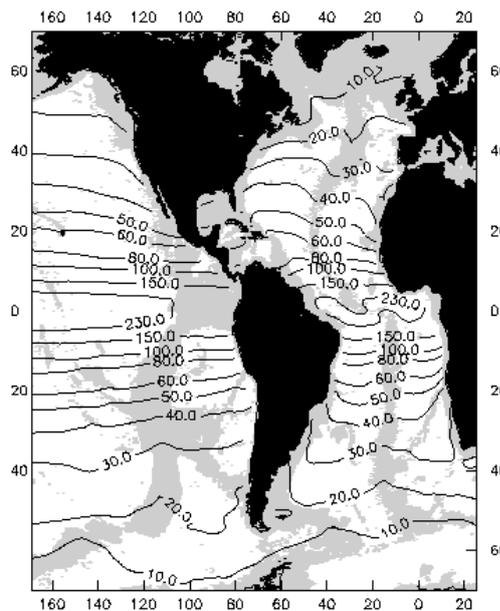
Tabla 2.1: Estructuras oceánicas de mesoescala y sus respectivas extensiones espaciales y temporales

Estructuras	Escala espacial	Escala temporal
Surgencia costera	10-20 km	días
Filamentos	20-50 km	días
Frentes oceánicos	20-200 km	semanas
Remolinos	20-400 km	semanas-meses

costeras, los afloramientos inducidos por el viento y la propagación hacia el oeste, y desde la costa, de las ondas de Rossby (Batteen *et al.*, 1995, Strub *et al.*, 1998, Hormazabal *et al.*, 2004). Simulaciones numéricas y trabajos basados en datos satelitales indican que la tensión del viento es la principal responsable de la generación de corrientes, remolinos y meandros en las zonas costeras del océano (Batteen *et al.*, 1995; Leth y Shaffer, 2001, Correa *et al.* 2007). Debido a la inestabilidad baroclina/barotrópica, las corrientes costeras se vuelven inestables y generan meandros cerca de la costa. Combinado al efecto del afloramiento, los meandros se intensifican, y se forman filamentos a lo largo de la costa, los que se extienden y transportan las propiedades del agua de afloramiento mar afuera. También estos meandros forman remolinos ciclónicos y anticiclónicos que se

propagan mar afuera a velocidades consistentes con las velocidades de propagación de las ondas de Rossby (Batten *et al.*, 1995).

La variabilidad de mesoescala esta caracterizada por escalas horizontales relacionadas con el radio de deformación de Rossby,  $R_d$ , que es la longitud efectiva de la distancia lateral entre la región de la producción de la deformación y su amplitud más externa.  $R_d$  esta determinado en función de los términos de empuje, mediante la frecuencia  $N(s^{-1})$  que caracteriza la frecuencia de oscilaciones inerciales de un volumen unitario de agua en condiciones de estratificación estable, y de la frecuencia inercial, dada por el parámetro de Coriolis,  $f$ . Así,  $R_d = Nh/f$ , donde  $h$  es la profundidad de la termoclina.  $R_d$  indica la escala horizontal a la cual los efectos de la rotación de la tierra comienzan a ser tan importantes como los efectos de la boyantez.  $R_d$  varía entre 20 y 100 km para ambos sistemas, aumentando a medida que se acerca al ecuador (Fig. 2.2)



**Figura 2.2:** Radio de deformación de Rossby. Fuente: Chelton *et al.*, 1998

Las observaciones muestran que la escala espacial de los procesos de mesoescala son usualmente iguales a algunas veces el  $R_d$ . Chaigneau y Pizarro (2005) señalan que para el sistema de Humboldt en general los remolinos tienen un diámetro promedio 30 km, más pequeño que el  $R_d$  observado en la región. También observan que éstos incrementan su diámetro hacia el norte del sistema en concordancia con el incremento del  $R_d$ . Los mismos autores discuten que si bien los remolinos y las ondas de Rossby presentan estructuras superficiales y características de propagación similares, las relaciones entre ambos son complicadas de establecer y es difícil distinguirlas. Para el Sistema de Canarias, Pelegrí *et al.* (2005) señala que el filamento permanente a la altura Cabo Ghir, considerada una de las estructuras de mesoescala más importantes en este sistema, es un *jet* baroclino relativamente poco profundo con un ancho del orden del radio interno de deformación

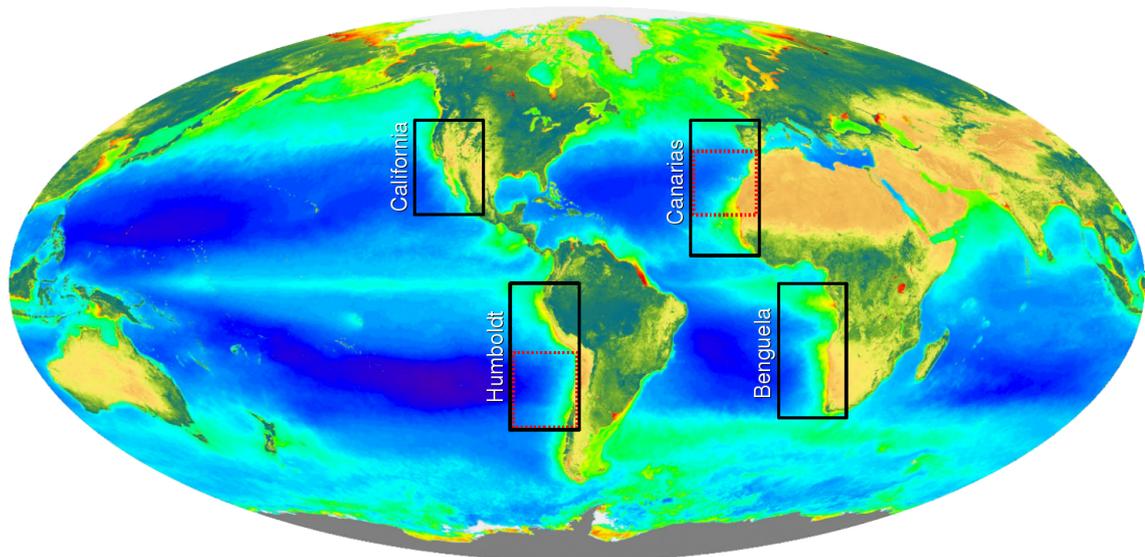
de Rossby, alrededor de 100 km en esta zona de afloramiento. Los posibles mecanismos por el cual las ondas de Rossby son capaces de afectar el crecimiento del fitoplancton están relacionados a la advección horizontal del fitoplancton, así como a la advección vertical del fitoplancton y de los nutrientes.

## 2.2. Afloramiento

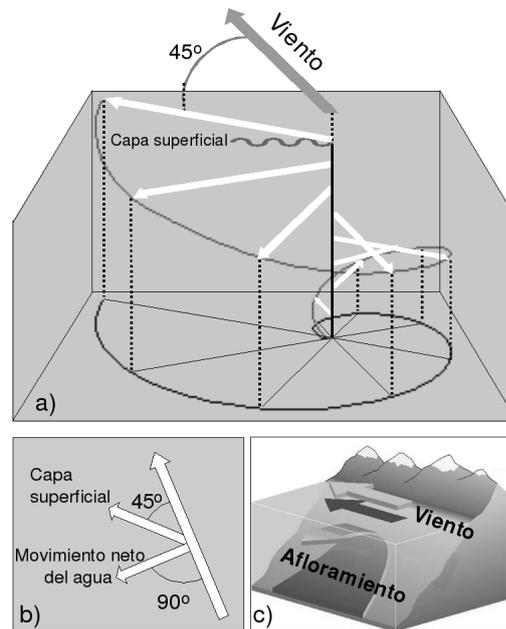
Las principales regiones de afloramiento están localizadas en los bordes orientales de los continentes, debido a la acción de los vientos alisios, característicos de la circulación atmosférica general, que se originan en los centros de alta presión situados en medio de los océanos. Las cuatro regiones principales de afloramiento son Benguela, Canarias, Humboldt y California (Fig. 2.3). La tensión del viento que va hacia el ecuador sobre la superficie del océano, conjuntamente con el efecto de rotación de la tierra (efecto Coriolis), provoca que el agua que está en la superficie se mueva hacia la izquierda del continente en el hemisferio sur (Fig. 2.4) y a la derecha en el hemisferio norte. Esta agua que se mueve hacia afuera es reemplazada por el agua que asciende, o flujos hacia la superficie generalmente desde profundidades de 50 a 100 m. El desplazamiento vertical del agua es lento comparado con el desplazamiento horizontal. El volumen de agua que es desplazado mar adentro es conocido como transporte de Ekman, y el volumen de agua que asciende a la superficie puede representarse a través del llamado "índice de afloramiento", que permite estimar la amplitud del afloramiento. El agua de afloramiento es más fría y salada que el agua original, y con mayor concentración de nutrientes, tales como nitratos, fosfatos y silicatos, que son la clave para la producción biológica.

El afloramiento contribuye al enriquecimiento de nutrientes y por consiguiente al aumento de los niveles de productividad y mejores condiciones de alimento para las especies de niveles tróficos superiores. Durante fuertes eventos de afloramiento y una débil estratificación vertical, el fitoplancton es adveccionado mar adentro dando lugar a un máximo en el área de convergencia o retención formado por el frente del filamento asociado al proceso de afloramiento. Este máximo puede ser explotado por consumidores como el zooplancton, el cual a su vez puede servir de alimento para las larvas de peces y pequeños peces pelágicos.

El seguimiento de los eventos de afloramiento y la creación de series de tiempo de un índice de afloramiento que describa su ocurrencia y variabilidad espacio temporal puede ser una herramienta útil no sólo para un análisis individual del afloramiento sino que para establecer relaciones con otras variables físicas y biológicas. El índice de upwelling más comúnmente utilizado es aquel basado en la teoría de Ekman, y propuesto por Bakun (1973). Suponiendo un viento uniforme y condiciones de estado fijas, el transporte de



**Figura 2.3:** Los Sistemas de Afloramiento del Borde Oriental representados en una imagen de clorofila promedio 2002-2007 de satélites MODIS. Los rectángulos de líneas punteadas rojas representan las zonas de estudio de esta tesis



**Figura 2.4:** a) Espiral de Ekman, b) Transporte de Ekman, y c) Esquema de un afloramiento en el Hemisferio Sur

Ekman está definido como la tensión del viento dividida por el parámetro de Coriolis (que es función de la rotación de la tierra y de la latitud). La profundidad a la cual una cantidad apreciable de este transporte ocurre es llamada la capa superficial de Ekman, y generalmente tiene 50-100 m de profundidad. Históricamente este índice ha sido calculado con datos de vientos de estaciones costeras, pero gracias al advenimiento

de la teledetección satelital es posible calcularlos con datos de vientos satelitales, como los que provienen del satélite ERS y QuikSCAT.

Demarcq y Faure (2000) proponen un índice basado en la TSM satelital para estudiar la afloramiento de Mauritania en el Sistema de Canarias. Este índice de afloramiento  $\text{coster0}$  está definido por la diferencia entre la TSM máxima y la TSM mínima dividido por la diferencia entre la TSM máxima y la TSM de afloramiento. La TSM máxima es determinada a partir de datos de climatología, la TSM mínima es la temperatura mínima en una imagen determinada, la que generalmente se encuentra en la plataforma continental, y la TSM de afloramiento es un valor fijo determinado a partir de los datos históricos en la zona analizada. La ventaja de usar este índice radica en el hecho que hay zonas en que las mediciones de viento *in situ* no son constantes y que permite analizar series de tiempo más largas si se considera que las primeras imágenes satelitales de TSM datan de mediados de los 80 y las de viento de la década de los 90. Para esta tesis, el período de estudio está cubierto por los datos satelitales de viento por lo que se ha optado por utilizar el índice de afloramiento propuesto por Bakun (1973).

Si bien el afloramiento es un fenómeno que podemos estudiar a gran escala, esencialmente un evento de afloramiento es un fenómeno local y esporádico, con una duración típica de una semana, que ocurre en respuesta a la intensidad y persistencia de los vientos locales de corta duración. Un evento de afloramiento presenta una fase de inicio, fase de madurez y fase de declinación o de relajación. Silva y Valdenegro (2003) estudian un evento de afloramiento en la costa central de Chile, cerca de los  $33^\circ$  S, y señalan que la fase de inicio estuvo caracterizada por aumento del viento S y SW, un ascenso en la costa de la termoclina estacional y una pluma de aguas frías ( $14^\circ\text{C}$ ), luego durante la fase de madurez el viento fue aún más fuerte, sobre  $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , así como altos valores del transporte de Ekman (mayores a  $1\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ), aumento de la salinidad y nutrientes, y disminución de la temperatura y del oxígeno. Para la fase de declinación, los autores observaron una disminución del área cubierta por aguas frías.

El afloramiento da lugar a frentes de afloramiento y otras estructuras de mesoescala asociada como las plumas, filamentos y remolinos. Estas estructuras se describirán con más detalle en las secciones siguientes.

### 2.3. Frentes

Los frentes oceánicos son una de las características más comunes tanto en las zonas costeras como oceánicas. Los tipos de frentes más comunes son los frentes del quiebre de la plataforma continental, frentes termohalinos, frentes de plumas de ríos, frentes de

mezcla de marea, y frentes de afloramiento. Estos últimos se encuentran principalmente en los márgenes orientales de los océanos, en las cuatro mayores regiones de afloramiento del mundo, y es este tipo de frentes el interés de esta investigación.

El frente de afloramiento se forma cuando la termoclina rompe en superficie como resultado de la ascensión de aguas en el borde costero, es el encuentro entre el agua fría cercana a la costa con el agua oceánica relativamente más cálida. El frente de afloramiento es parte del movimiento general de la capa de Ekman y su localización sobre la plataforma depende de la intensidad de la circulación de afloramiento, que a su vez depende de la intensidad y dirección del viento (Tomczak y Andrew, 1996). Estos frentes sufren inestabilidades, creando otras estructuras de mesoescala como meandros y filamentos, y son visibles claramente en imágenes satelitales (Barbieri *et al.*, 1995; Kimura *et al.*, 1997; Hormazabal *et al.*, 2004; Durski y Allen, 2005).

Una importante característica de los sistemas de afloramiento, y el sistema frontal asociado, tiene relación al *jet costero*. Este flujo o corriente es consecuencia de la advección de agua hacia el ecuador producida principalmente por el viento que sopla en esa misma dirección, y que es el mismo viento que produce los eventos afloramiento. La dinámica de Ekman, asociado a los afloramientos, levanta las isopícnas, y éstas al levantarse y moverse mar afuera se acumulan y forman el frente. La dinámica geostrofica del frente genera un flujo a lo largo de la costa, por lo que el *jet costero* es una combinación entre la advección que produce el viento y el flujo que produce la presencia del frente. Sin embargo, aún no está claro si se trata realmente de una combinación de ambos procesos o si realmente es un sólo proceso originado gracias al afloramiento y no se ha dilucidado si uno funciona sin el otro.

El trabajo de Roughan *et al.* (2006) parece apoyar la teoría de que el *jet costero* y el flujo asociado al afloramiento son procesos distintos, ya que han observado para el sistema de California que durante el período de relajación del afloramiento el *jet costero* se ubica sobre la pendiente hacia la costa del flujo polar que se extiende a la superficie. Estos autores señalan que el *jet* que va mar afuera interactúa con la contracorriente, observándose intensificaciones de la contracorriente durante los años de débiles vientos de afloramiento y debilitamiento o quizás movimientos mar afuera de la contracorriente durante los años de fuerte afloramiento. Además demostraron para la zona de California, que los procesos de retención y exportación durante el afloramiento tienen complicadas estructuras tri-dimensionales relacionadas al desarrollo de un frente de afloramiento a lo largo de la costa, la topografía local y la presencia de diferentes masas de agua mar afuera y subsuperficiales. Letelier *et al.* (in press) han estudiado el *jet costero* en la zona centro-sur del Sistema Chileno de Humboldt, y señalan que la presencia del afloramiento fuerza e intensifica el *jet costero* al generar la corriente asociado a los frentes. Estos autores señalan también que el *jet costero* es un flujo intrínsecamente inestable debido

principalmente al gradiente de velocidad desde el centro del jet hacia los lados y hacia abajo. No obstante, el jet costero es aún un problema que no está claramente definido y su análisis se ha basado esencialmente en aproximaciones a través de modelo (Strub *et al.*, 2000).

Los filamentos son una de las principales estructuras generadas a partir de los frentes de afloramientos. Estos filamentos son estructuras alargadas que contienen aguas de afloramiento, más frías, menos salinas y ricas en nutrientes, las que son llevadas desde las zonas de afloramiento hacia mar adentro. Si bien su origen está asociado normalmente a la formación de meandros a partir del frente de afloramientos, también es posible que su origen esté asociado a la existencia de remolinos (Bcogne *et al.*, 2008).

### 2.3.1. Procesos físicos y biológicos asociados con los frentes y filamentos

Los frentes oceánicos y las regiones estratificadas adyacentes se han identificado como zonas que juegan un rol clave en los ecosistemas marinos y su importancia en la modulación de los procesos biológicos es ampliamente reconocida. Los frentes actúan sobre los mecanismos de enriquecimiento, retención y transporte, y su formación está asociada a procesos tales como el afloramiento, plumas de ríos o la interacción entre diferentes masas de agua. Estas estructuras frontales influyen en los ecosistemas marinos en todos sus niveles, directamente o a través de efectos cascada en la cadena trófica. Los frentes térmicos son importantes características oceanográficas que han sido utilizados como indicadores de pesca. Varios estudios muestran como estas estructuras están relacionadas a la distribución y abundancia de pequeños pelágicos (Nieto *et al.*, 2001), grandes pelágicos (Podesta *et al.* 1993; Nieto, 1999), mamíferos y tortugas marinas (Polovina *et al.*, 2000).

La composición de especies de zooplancton puede cambiar drásticamente en respuesta a los frentes, con comunidades de zooplancton propias de zonas costeras y otras propias de zonas oceánicas. Mackas *et al.* (1991) demuestra que en la corriente de California fue enriquecida por zooplancton cientos de kilómetros mar adentro desde la costa, y que la zona de enriquecimiento estaba separada de las aguas cálidas oceánicas por meandros del jet de corriente.

Como señala Bakun (2006) acerca de los frentes, "su importancia en los procesos del ecosistema está en el hecho que cualquier frente que persiste en un tiempo significativo de tiempo puede ser asociado a una zona de convergencia" y por lo tanto a la formación de agua de densidad intermedia que concentra partículas y forma áreas privilegiadas de

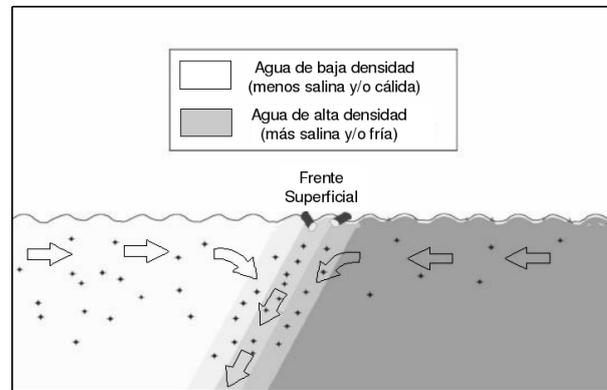
alta productividad biológica. Las fuerzas dinámicas involucradas cuando dos masas de agua de diferentes densidades se aproximan aseguran que ocurra la convergencia y su zona de intersección. Los procesos de mezcla cercanos a la interface produce aguas de densidad media que tienden a fluir bajo las aguas superficiales que son menos densas. Ambos tipos de aguas superficiales están alimentando la formación de esta masa de agua intermedia que es aprovechada por los organismos planctónicos con el consecuente crecimiento de los primeros niveles de la cadena trófica (Bakun, 2006) (Fig.2.5).

Yebra *et al.* (2004) estudia el efecto del filamento de afloramiento ubicado en la costa noroccidental frente a las islas canarias, en el Cabo Jubi (alrededor de los  $27^{\circ}30'S$ ), sobre dos especies claves de copépodos y encuentra que la hidrografía tiene una importante influencia en la población de las dos especies estudiadas, aumentando su desarrollo por la advección de aguas frías ricas en clorofila hacia el océano. El índice de alimentación (*grazing*) fue dos veces más alto dentro del filamento que en las aguas que lo rodeaban, y una de las dos especies de copépodos se ha encontrado sólo en las aguas de afloramiento y en los filamentos, que los advectan hacia la zona oceánica. Kostianoy y Zatsépin (1996) demuestran la importancia de los filamentos en el intercambio de agua entre la costa y el océano en la región noroeste y sudoeste africana, y como estos filamentos quiebran el frente de afloramiento, ubicado a una distancia promedio de 50 km desde la costa, y llevan el agua de afloramiento hasta 150-250 km hacia el océano.

Los filamentos juegan un rol fundamental en el transporte de las aguas de afloramiento hacia el océano. También juegan papel importante en el transporte de larvas, con la consecutiva influencia en el éxito de los procesos de reclutamiento. Bécogné *et al.* (2008) muestran como los filamentos originados en la costa africana frente a las islas canarias son los principales responsables de la presencia de larvas hacia la zona del archipiélago Canario lo que tiene un impacto positivo en las pesquerías algunos meses después. García-Muñoz *et al.* (2005) estudian el filamento permanente de Cabo Ghir ( $31^{\circ}N$ ) en el noroeste africano y observan el transporte de materia orgánica y de aguas frías y salinas hacia mar adentro se produce incluso en ausencia de condiciones favorables de afloramiento y concluyen que el transporte neto de este filamento puede contribuir al enriquecimiento de las aguas oligotróficas, encontradas mar adentro, durante todo el año.

Alvarez *et al.* (2001) señalan que los filamentos de afloramiento en el sistema ibérico son los principales responsables del exporte horizontal de materia orgánica hacia el océano. Estos autores señalan que para este sistema, el “ojo” de los centros de afloramiento están caracterizadas por altas concentraciones de nutrientes, baja temperatura y baja concentración de clorofila, debido a que el pequeño número de organismos que son llevados a superficie en un primer momento deben adaptarse a las condiciones de altas concentraciones de nutrientes y luz. Este desfase entre el momento que se produce el

afloramiento y el aumento de la clorofila-a ya ha sido observado por otros autores en distintos sistemas de afloramiento (Escribano e Hidalgo, 2001; Santander *et al.*, 2001)



**Figura 2.5:** Esquema de un frente. Adaptado de Bakun (2006)

### 2.3.2. Datos disponibles para observar frentes

Los frentes oceánicos han sido estudiados extensivamente con una variedad de sensores a bordo de satélites, observaciones directas y en datos de modelos (Cáceres, 1992; Barbieri *et al.*, 1995; Vazquez *et al.*, 1998; Flament, 2002; Miller, 2008).

Generalmente los frentes se han observado con datos de satelitales de órbita polar. No obstante, hay trabajos realizados utilizando datos de satélites geoestacionarios (Legeckis *et al.*, 2002). La ventaja de los satelitales geoestacionarios radica en el hecho de que el satélite puede captar continuamente imágenes de una misma zona, lo que permite mejorar las observaciones temporales. Así como con un satélite de órbita polar podemos obtener una imagen diaria, con un satélite geoestacionario la misma imagen diaria puede calcularse a partir de muchas imágenes captadas en 24 horas, lo que aumenta la probabilidad de obtener una imagen con mayor cobertura de datos. De esa forma se elimina en gran parte el problema de la nubosidad que se encuentra en los datos satelitales del espectro visible. Si bien este tipo de satélites cubren áreas relativamente grandes, estos no captan información en áreas cercanas a los polos. Actualmente los datos libres para uso científico son disponibles a una resolución temporal de 6 km. La ventaja de los datos satelitales de satélite de órbita polar, como los satélites NOAA, están disponibles a una resolución de 1 km, que es una escala apta para estudios de mesoescala en los sistemas de afloramiento.

Los datos satelitales resuelven el estudio de los frentes desde una perspectiva bidimensional, y es necesario incluir datos de observaciones *in situ* si se quiere evaluar

estas estructuras considerando la profundidad. El problema de la nubosidad también puede ser particularmente restrictivo en algunas áreas.

Los datos de modelos proveen información tridimensional para el estudio de los frentes, y al igual que los datos satelitales permite un seguimiento de las estructuras en el tiempo y espacio. La desventaja de los modelos numéricos radica en el hecho que siendo sólo una aproximación de la realidad pueden estar obviándose una serie de procesos. Dependiendo de lo realístico del modelo será su error y la cantidad de información necesaria para su validación. Las validaciones de los modelos son generalmente realizadas en eventos puntuales, en una determinada área y período determinado, y luego esos datos son extrapolados para llegar a conclusiones generales lo que puede ser estadísticamente no representativo. Miller y Holt (2008) han validado la detección de estructuras frontales en datos de modelos con lo observado en satelitales.

A partir de imágenes satelitales IR (Infra-Red) de satélites NOAA, Kostianoy y Zatsepin (1996) determinan diferentes características morfológicas de los filamentos del sistema de Canarias, determinando características como la extensión máxima hacia el océano, estimada en 150-250 km, el ancho promedio de un filamento en  $30. \pm 10$  km y su vida activa en  $5 \pm 2$  días. Cáceres (1992) determina, a través de imágenes satelitales de TSM, para el Sistema Chileno de Canarias, específicamente a la altura de  $37^{\circ}S$  filamentos de hasta 275 km de largo.

### 2.3.3. Técnicas para la detección de estructuras frontales

Varios métodos han sido desarrollados para la detección automática de frentes. La mayor parte se ha basado en la detección de gradientes horizontales, calculados a partir de métodos clásicos de convolución, tales como Roberts y Sobel. Entre estos métodos basado en gradiente destaca el algoritmo de Canny(1986) , el que será descrito en detalle el capítulo 3. Si bien es un algoritmo de detección de bordes utilizado en muchas disciplinas, también ha sido aplicado para detectar frentes oceánicos (Royer *et al.*, 2004, Castelao *et al.*, 2005 ). Oram *et al.* (2008) desarrolla un método basado en gradiente que es menos sensible al ruido que los métodos clásicos (Belkin and O'Reilly, 2008).

Otros enfoques también han sido utilizados para las detección de frentes oceánicos, tales como el enfoque entrópico (Pozo-Vásquez *et al.*, 1999; Atae-Allah, 2002; Shimada *et al.* 2005). Otero *et al.* (2007) aplica un método de detección a salidas de modelo con el objetivo de delimitar el frente de una pluma de río en el noroeste de la península ibérica. La técnica se basa en la estructura de la densidad vertical, y los autores obtienen mejores resultados que al observar los frentes en imágenes satelitales.

Dentro de los métodos que utilizan la inteligencia artificial destacan los trabajos realizados por el Grupo de Investigación de Tratamiento de Imágenes del Departamento de Lenguajes y Computación de la Universidad de Almería en España (Torres *et al.*, 2001; Tejera *et al.*, 2002; Torres *et al.*, 2003; Guindos *et al.*, 2004).

Otro enfoque metodológico es aquel basado en el análisis del histograma de una determinada variable (principalmente la temperatura) en una región dada, para la detección de los límites entre dos masas de agua (Cayula y Cornillon, 1992; Cayula y Cornillon 1995; Krishnamurthy *et al.*, 1994). El algoritmo propuesto por Cayula y Cornillon ha sido utilizado ampliamente y exitosamente en oceanografía en varias regiones (Kahru *et al.*, 1995; Ullman y Cornillon, 2000; 2001; Belkin *et al.*, 2003; Miller, 2004; Marcello *et al.*, 2005; Stegmann y Ullman, 2004; Wall *et al.*, 2008; Miller, 2008), e incluso con algunos mejoramientos al algoritmo (Diehl *et al.*, 2002). Cayula y Cornillon. Estos autores adaptaron y mejoraron los enfoques clásicos de detección de bordes; (operadores de gradientes como Sobel y Roberts, el método de Canny) y llevaron la problemática al campo de la oceanografía satelital, caracterizada por la dinámica de las estructuras oceanográficas en el espacio y en el tiempo, así como por la presencia de nubes también de naturaleza variable.

Ullman y Cornillon (2000) evalúan el algoritmo Cayula-Cornillon de detección de frentes en imágenes satelitales, y también el operador de gradientes Sobel, comparando los resultados con observaciones in situ. Estos autores concluyen que el método de Cayula-Cornillon realiza buenas detecciones de frentes dadas condiciones claras de visión, y que éste método realiza mejores estimaciones que el método del gradiente Sobel, siendo la tasa de detección de falsos frentes un 50% más baja. Para frentes asociados a escalas mayores a 10 km, ambos métodos presentan valores similares en cuanto a omitir frentes que se registran en los datos in situ. De esta forma, los autores estiman que las probabilidades de frentes deben ser exactas en aproximadamente el 15% para los frentes asociados a las características de TSM con las escalas mayor de 10 kilómetros. Por lo tanto, climatologías frontales usando estos métodos de detección automática deberían producir representaciones razonablemente exactas de la distribución de frente a esas escalas.

Diehl *et al.* (2002) presentan una mejoría del algoritmo de Cayula y Cornillon (1992), proponiendo un tamaño de ventana geográfica, que varía de tamaño según los valores (variables regionales) de la imagen. Analizan la ventaja de este tipo de ventana no constante con relación a una ventana fija. Sus resultados muestran que la ventana geográfica mejora la detección de bordes más en las regiones cercanas a la costa y en un grado inferior en las regiones costa afuera. Concluyen que mejores resultados se deberían obtener aplicando este enfoque de ventana geográfica al algoritmo de Cayula y Cornillon (1995), es decir, aplicándolo en el algoritmo multi-imagen, que es una versión mejorada

del algoritmo del año 1992, que asume que los frentes no sólo están relacionados en el espacio sino también en el tiempo.

A pesar que los algoritmos de Cayula y Cornillon han sido uno de los mayores aportes en este campo, éstos entregan resultados a nivel de detección de bordes (edge detection), es decir, no puede discriminar si el frente corresponde a un filamento, a una pluma surgente o a un remolino.

## 2.4. Remolinos

Los remolinos de mesoescala son estructuras rotacionales en escalas espaciales que van de algunos decenas de km a algunos cientos de kms. La masa de agua en el centro de los remolinos puede conservar su propiedades en el tiempo. El rango vertical de los remolinos puede variar dependiendo de su origen y posición geográfica

La generación de remolinos ha estado a menudo relacionada con los cambios de vorticidad asociados con las grandes irregularidades de la línea de costa y la topografía del fondo marino, en combinación con los fuertes vientos (Strub, 1998).

Los remolinos son importantes porque tienen mucha energía cinética y porque pueden transportar *momentum* y propiedades del agua. La profundidad de la raíz del remolino alcanza a menudo 5 km o ms, llevando energía y *momentum* al fondo del océano. Son los responsables de la mezcla entre aguas de diferentes propiedades. Los remolinos de mesoescala son caracterizados como corrientes tanto energéticas como concentradas, que son las que le dan nacimiento.

Los remolinos pueden tener otras fuentes de generación a parte de los meandros generados de fuertes corrientes, como la generación directa por el viento en superficie, flujo sobre fondo marino montañoso, presencia de islas o promontorios, por mezcla, o por onda de pequeña escala. Estos casos son ampliamente observados en las grandes corrientes oceánicas de márgenes este, como la corriente de Las Malvinas en el océano Atlántico Suroriental, la corriente del golfo (*Gulf Stream*) en el Atlántico Nororiental.

A pesar de la diversidad del origen de distintos tipos de remolinos existe una característica que unifica todos los remolinos en alguna etapa de su existencia, la cual es el movimiento vertical inducido en parte por el movimiento rotacional de mesoescala. Esto a su vez puede hacer aflorar aguas profundas hacia la superficie.

### 2.4.1. Procesos físicos y biológicos asociados con los remolinos

Los remolinos de mesoescala se definen como estructuras rotacionales en escalas espaciales que van desde algunas decenas hasta cientos de kilómetros. La masa de agua en el centro del remolino puede conservar sus propiedades hidrológicas en el tiempo. El rango vertical de los remolinos

En la costa norte de Chile, a la altura de Mejillones ( $23^{\circ}S$ ), la interacción entre el flujo costero que va hacia el polo y las plumas frías de afloramiento pueden dar lugar a remolinos que actúan como un eficiente mecanismo de retención y previene el movimiento mar afuera del zooplancton y las larvas de peces (Escribano *et al.*, 2003)

Nuñez *et al.* (2006) analizan la distribución de las larvas de jurel en la zona oceánica central de Chile, área donde esta especie realiza la puesta de huevos, encontrando una distribución superficial de éstas, sobre los 50 m de profundidad, en un área caracterizada por la presencia de remolinos de mesoescala y una tensión del viento relativamente débil. Las bajas densidades en la distribución de las larvas está asociada al centro de los remolinos ciclónicos y las altas densidades a los bordes de los remolinos anticiclónicos.

Logerwell y Smith (2001) examinan la distribución de las larvas de sardina y su relación con los remolinos de mesoescala en el Sistema de Surgencias de California, y observan que los remolinos se encuentran sólo en las regiones oceánicas y que si bien las larvas de sardina sólo fueron más abundantes en un cuarto de los cruceros analizados, cuando esto ha ocurrido estaba asociado con los remolinos.

La topografía, en conjunto con ciertas características como la pendiente del talud, parece ser un factor clave que influye en la generación y disipación de los remolinos y ondas (van Haren *et al.*, 2001).

McGillicuddy *et al.*, (1998) estudian la influencia que tiene los remolinos sobre la producción nueva, y sugieren que el flujo vertical de nutrientes inducido por la dinámica de los remolinos de mesoescala es suficiente para el balance de nutrientes en el océano abierto.

Bibby *et al.* (2008) estudian la respuesta de la comunidad fotosintética a los remolinos ciclónicos de mesoescala, a partir de datos de crucero en los océanos Pacífico y Atlántico, concluyendo que estos remolinos pueden aumentar la producción primaria en las primeras etapas de su desarrollo y que en el Atlántico Norte subtropical pueden sostener *blooms* de grandes diatomeas por períodos de tiempo de hasta más de tres meses.

Los remolinos pueden causar el bombeo de nutrientes y la advección horizontal de las aguas ricas en nutrientes originadas cerca de las zonas costeras (Aristegui *et al.*, 1997)

En los sistemas de afloramiento existen menos trabajos enfocados a estudiar el rol de estas estructuras en los procesos biológicos (Correa *et al.*, 1997), comparado con los sistemas oceánicos abiertos donde a través de datos de modelos y satelitales se ha podido observar como los remolinos pueden aportar los nutrientes necesarios para la producción en las aguas oligotróficas de las zonas oceánicas (Falkowski *et al.*, 1991; McGillicuddy *et al.*, 1998)

### 2.4.2. Datos disponibles para observar remolinos

Los remolinos han sido detectados a través de observaciones *in situ*, mediante el uso de la teledetección y en menor medida a través de datos de modelos.

Los primeros trabajos para estudiar los remolinos utilizando imágenes satelitales fueron llevados a cabo a través del uso de imágenes de TSM, por ejemplo el trabajo de Cornillon *et al.* (1991). Cáceres (1992) determina, a través de imágenes satelitales de TSM, para la parte sur del Sistema Chileno de Humboldt, 37°S aproximadamente, remolinos de hasta 140 km de diametro. En estos primeros trabajos, las características de los remolinos son observadas visualmente y para un período y área determinados.

Las imágenes de color del océano también han sido utilizadas para estudiar los remolinos. Hoge y Lyon (2005) proponen el uso de las propiedades ópticas de los datos de color del océano para estudiar características de los remolinos, concluyendo que el uso del coeficiente de absorción de materia orgánica cromofórica detecta mejor los remolinos que las imágenes de TSM. Por otro lado, las imágenes de radar también han sido utilizadas para estudiar los remolinos, pero al ser estas imágenes menos accesibles que las imágenes de TSM o de color del océano, los ejemplos en la literatura son más escasos. No obstante, Ivanov y Ginzburg (2002) muestran la utilidad de estas imágenes SAR (*synthetic aperture radar*) en el estudio de los remolinos oceánicos, especialmente en combinación con datos satelitales del espectro del infrarrojo y del visible.

Pero sin duda los han sido las imágenes satelitales de altimetría las que han sido más utilizadas en la observación de remolinos en el océano (Isern-Fontanet *et al.*, 2006, Chaigneau y Pizarro, 2004; Chaigneau *et al.*, 2008). La altimetría satelital ha demostrado ser una herramienta muy poderosa para el estudio de las estructuras de mesoescala en el océano. A esa escala el océano está caracterizado por la presencia de vórtices, los que pueden parecerse a la turbulencia bi-dimensional (Isern-Fontanet

*et al.*, 2006). Esta semejanza ha sido explotada para analizar los datos de altimetría usando teorías y técnicas desarrolladas en el dominio de la turbulencia con resultados satisfactorios (Stammer, 1997; Gille y Llewellyn Smith, 2000). Una de las teorías es la visión de los vórtices como bloques básicos de construcción del flujo. En efecto, los vórtices en el océano son conocidos por jugar un rol en la dinámica oceánica debido a su efectividad en el movimiento de energía y materia a través del océano y su impacto sobre la mezcla.

### 2.4.3. Técnicas para la detección de remolinos

Para estudiar la dinámica de la actividad de remolinos en el océano es necesario un algoritmo robusto en la detección de éstos vórtices. Una posible elección es un criterio basado en el parámetro de Okubo-Weiss (Okubo, 1970; Weiss, 1991), el cual mide la contribución relativa de la deformación y la vorticidad. Luego, un vórtice puede ser definido como un región conectada por valores negativos del parámetro de Okubo-Weiss. A pesar que esta definición sólo captura centros de vórtice, se ha mostrado que este método es adecuado para detectar remolinos oceánicos en mapas de altimetría y cuando la geometría de los contornos de las corrientes en los mapas de SLA son confusos pareciera que da resultados más coherentes (Isern-Fontanet *et al.* 2002, Isern-Fontanet *et al.* 2004, Testor y Garcard, 2005). Cuando un vórtice, o su centro, ha sido identificado es posible estimar las propiedades individuales del vórtice, como su tamaño, el promedio de energía cinética y la amplitud y luego analizar su distribución estadística.

Una forma indirecta de observar los remolinos es a partir de datos satelitales es a través del cálculo de la energía cinética de turbulencia (EKE, *Eddy Kinetic Energy*) La EKE se refiere a la escala e intensidad de un remolinos expresada como una cantidad física.

Chaigneau *et al.* (2008) compara dos métodos para la detección de remolinos en el sistema de Perú, basados en datos de altimetría, uno basado en criterios geométricos y otro basado en criterios físicos. Los autores concluyen que el método geométrico, basado en la función de curvatura del flujo, es más eficiente que el algoritmo basado en el parámetro de Okubo-Weiss. A través de estos algoritmos, y utilizando un algoritmo de seguimiento de estas estructuras para 15 años de información satelital, los autores determinan los patrones espaciales temporales de la actividad de remolinos para el Sistema Peruano de Humboldt.

Otra herramienta que puede ser utilizada para la detección y visualización de estructuras en mapas de altimetría son los exponentes de Lyapunov, FSLE (*Finite Size Lyapunov Exponents*) (d'Ovidio *et al.*, 2004; García *et al.*, 2007; Rossi *et al.*, 2008). FSLE es una

herramienta complementaria que permite visualizar estructuras lagrangianas que no se observan con el parametro de OKubo-Weiss (García *et al.*, 2007).

En la línea de la inteligencia artificial, el trabajo de Segond (2004) basado en los métodos llamados “algoritmos de hormigas” (ants algorithms) permite una detección eficaz de estructuras rotacionales en las aguas costeras. La ventaja de este algoritmo sobre los métodos clásicos de análisis de vectores esta en el hecho que estos últimos no logran resultados satisfactorios en aguas costeras debido a que las corrientes marinas estan sometidas a muchas perturbaciones en estas zonas.

Para estudiar los remolinos tridimensionalmente, Doglioli *et al.* (2007) proponen un algoritmo basado en la detección de remolinos a partir de datos de modelos regionales. Estos autores utilizan el análisis *wavelet* para el procesamiento de mapas de vorticidad relativa, obtenidos de las salidas del modelo, a una resolución de  $(1/10)^\circ$ , e identifican estas estructuras gracias al cálculo de la trayectoria del remolino y la evolución temporal de sus propiedades.

## 2.5. Índices de estructuras de mesoescala

Los índices de gran escala del océano estan basados, generalmente, en las características atmosféricas u oceánicas de gran escala, como ENSO en el Pacífico y NAO en el Atlántico. Tales índices, tienen un potencial limitado para indicar como los cambios climáticos inducen cambios en los procesos de distribución, biomasa o reclutamiento debido a que la escala de los procesos que describen es más grande que la escala a la cual el comportamiento de los peces es estudiado (WIKMS, 2006) Los procesos para comprender la respuesta de los peces al medio ambiente parece más obvia a mesoescala, donde estructuras como frentes, filamentos y remolinos tienen lugar. Por lo tanto, para conocer la respuesta de los peces y las comunidades planctónicas a los cambios ambientales a una escala compatible con los procesos que la explican, es necesario que las estructuras de mesoescalas sean detectadas automáticamente y que se realice un seguimiento de estas en un gran período de tiempo.

Se pueden utilizar diferentes enfoques para la generación de índices de mesoescala, tanto para los índices asociados a las estructuras frontales y como aquellos asociados a los remolinos. Por un lado, están los índices basados en una secuencia de imágenes de estructuras, determinando para cada paso de tiempo (semanas, mes, año) y en los cuales para cada píxel es calculado algun valor estadístico (como el total de píxeles frente o remolino, la media, la desviación estándar). Es importante estudiar como la presencia, posición, persistencia e intensidad de frentes y remolinos podría explicar procesos como

el enriquecimiento y retención en un área determinada. Se podría por ejemplo determinar la frecuencia de frentes o de remolinos en un celda de 10x10 km, o una escala compatible con la resolución espacial de mapas de distribución y abundancia de peces o de plancton.

Otro tipo de índices son aquellos que describen algún atributo de la estructura de mesoescala, que considera un frente o un remolino como una entidad que puede ser analizada individualmente. Este último tipo de enfoque permite obtener información sobre la dimensión, la longitud en el caso de un frente y el diametro, perimetro, área en caso de los remolinos. También se puede determinar características como la dirección y posición del frente con respecto a las costa, distancia del frente a la costa, determinar si el frente es paralelo o perpendicular a la costa, realizar un seguimiento de la trayectoria de los remolinos de terminando velocidad de desplazamiento y dirección, ciclo de vida de estas estructuras, entre otros. Chaigneau *et al.* (2008), propone diversos índices para caracterizar las principales propiedades de los remolinos en el Sistema de Perú, estos son el radio del remolino, la frecuencia, su ciclo de vida, y su energía.

Por otro lado, existen los índices derivados de datos de modelos en tres dimensiones, que permiten obtener información sobre la profundidad que puede alcanzar un frente o un remolino, la profundidad de la capa de mezcla. se puede caracterizar las masas de aguas dentro y en los alrededores de un remolino, así como a un lado y otro del frente, además de las velocidades horizontal y vertical de las estructuras.

## 2.6. Conclusión

De la lectura de este capítulo se puede concluir sobre la importancia de los principales procesos físicos y biológicos asociados a las estructuras de mesoescala, así como sobre los datos y técnicas que existen en la actualidad para su detección. El metodo de Cayula-Cornillon es el más documentado en la detección de frentes y ha sido validado en diferentes zonas oceánicas, y es el algoritmo que se ha elegido para implementar en esta tesis. A pesar de su robustez, debido a las particularidades de los sistemas de afloramiento, por ejemplo en la zona norte del Sistema Chileno de Humboldt los frentes se encuentran muy cercanos unos a otros, en muchos casos muchos frentes que son significativos pueden ser perdidos, es por eso que en esta tesis se ha propuesto una adaptación en la implementación de ese algoritmo con el objetivo de mejorar las detecciones de frente, la que se explicará en detalle en el próximo capítulo.

Además es posible constatar que en la actualidad son escasas las publicaciones donde se compara la actividad de mesoescala en un contexto holístico, donde estas estructuras sean analizadas para un gran zona y varios años de estudio, como es lo que se propone en

---

esta tesis. Otra constatación es el hecho que la mayor parte de los estudios se centra en un tipo de estructuras, ya sea los frentes o los remolinos. Esto se debe principalmente a estas estructuras son detectadas con diferentes tipos de datos y sobre diferente enfoque metodológicos. Las estructuras frontales son propias de los primeros kilómetros desde la costa, en cambio, los remolinos son característicos de la zona de transición costera. Esta tesis se ha centrado en la detección de estructuras frontales. No obstante se utilizará la energía cinética de turbulencia como un indicador de la actividad de remolinos.

Finalmente se describen los diferentes enfoques para la generación de índices de mesoescala, tanto para los índices asociados a las estructuras frontales y como aquellos asociados a los remolinos, lo que ha permitido definir el enfoque que ha sido utilizado en esta tesis con relación a los índices de mesoescala.



# Capítulo 3

## Datos y Métodos

Como se ha descrito en el capítulo anterior, la teledetección es un fuente de información muy útil para los estudios de mesoescala en el océano. En esta tesis se ha aplicado un enfoque metodológico basado en la utilización de imágenes satelitales de diferentes sensores, los que serán explicados en detalle en la siguiente sección. El trabajo de detección de estructuras de mesoescala se ha centrado en la detección automática de frentes y filamentos. No obstante, se ha realizado un aproximación indirecta a la detección de remolinos, con el objetivo de incluir esta información para explicar la variabilidad de la clorofila en las zonas de estudio.

La zona de estudio para el Sistema Chileno de Humboldt (SCH) esta limitada entre las latitudes  $18^{\circ}S$  y  $40^{\circ}S$ , y entre las longitudes  $70^{\circ}W$  y  $80^{\circ}W$ . El período de estudio comprende desde septiembre de 1997 a diciembre de 2004. Para el Sistema de Canarias Central (SCC), la zona de estudio esta limitada entre las latitudes  $20^{\circ}N$  y  $38^{\circ}N$ , y entre las longitudes  $5^{\circ}30'W$  y  $23^{\circ}W$ . El período de estudio comprende desde julio de 2002 a diciembre de 2007.

### 3.1. Datos satelitales

En esta sección se describen los datos utilizados en ambos sistemas. En la tabla 3.1 se presenta un resumen de los datos con los nombres respectivos de la variable, sensor y satélite, la resolución espacial y el número de imágenes diarias en cada caso para el SCH, y en la tabla 3.2 para el SCC.

Tabla 3.1: Datos satelitales utilizados en el Sistema Chileno de Humboldt (1997-2004)

VARIABLES	SENSOR/SATÉLITE	RES.ESPACIAL	RES.TEMPORAL	Nº DE IMÁGENES
Temperatura	AVHRR/NOAA	1 km	diaria	1473
Clorofila	SeaWiFS/SeaStar	1 km	diaria	1760
Vientos	ERS y Quikscat/SeaWinds	0,25°	diaria	2675
Altura del Mar	Topex/Poseidon	0,25°	semanal	400
C. Geostróficas	Topex/Poseidon	0,25°	semanal	400

Tabla 3.2: Datos satelitales utilizados en el Sistema de Canarias Central (2002-2007)

VARIABLES	SENSOR/SATÉLITE	RES.ESPACIAL	RES.TEMPORAL	Nº DE IMÁGENES
Temperatura	MODIS/Aqua	1 km	diaria	1988
Clorofila	MODIS/Aqua	1 km	diaria	1988
Vientos	Quikscat/SeaWinds	0,25°	diaria	2005
Altura del Mar	Topex/Poseidon	0,25°	semanal	300
C. Geostróficas	Topex/Poseidon	0,25°	semanal	300

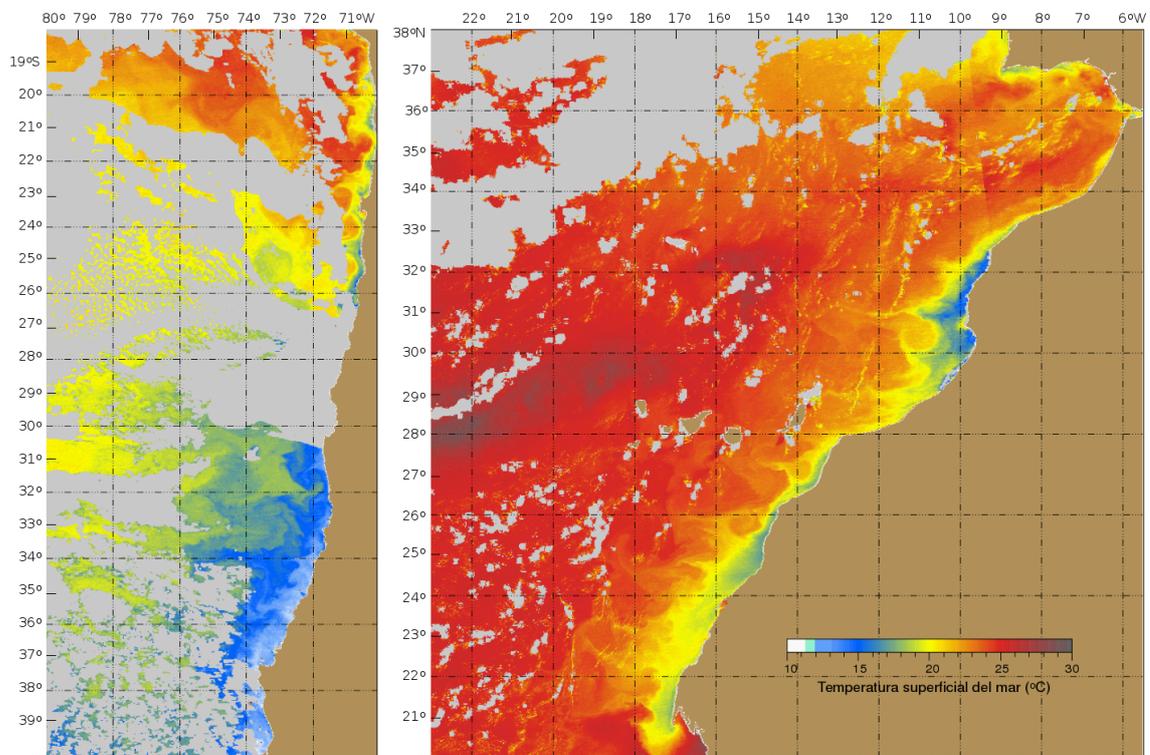
### 3.1.1. Temperatura Superficial del Mar

La temperatura superficial del mar (TSM) para el Sistema Chileno, es calculada a partir de datos satelitales provenientes del sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), y para el Sistema de Canarias es calculada a partir de los datos *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). En ambos casos, para que un imagen de TSM sea conservada para los análisis posteriores, por lo menos debe contar con el 25% de información válida en la primeros 200 km (desde la costa), que es el área donde se producen la mayor parte estructuras frontales de mesoescala.

La elección de diferentes fuentes de datos satelitales de TSM en cada sistema, se debe a que en una primera instancia el análisis se comenzó con el Sistema Chileno, para el cual se disponían de las imágenes de clorofila a partir de 1997, y debido a que las imágenes MODIS sólo comienzan a partir de 2002, se ha optado por procesar las imágenes brutas AVHRR-NOAA que si cubrían todo el período. El período de estudio se estableció entre Septiembre de 1997 y Diciembre de 2004, este período ha permitido cubrir los eventos El Niño 1997-98 y El Niño 2003, así como años La Niña (1999) y años de transición. En cuanto al Sistema de Canarias, se ha optado por utilizar las imágenes MODIS-Aqua. La ventaja es que con MODIS también se pueden obtener las imágenes de clorofila, lo que

ha permitido tener imágenes simultáneas de estas variables, desde Julio de 2002 (inicios de la misión MODIS) hasta Diciembre de 2007.

En general, si se comparan imágenes AVHRR-NOAA y MODIS, para una misma zona y día se puede observar que la imagen MODIS proporciona más información, pero que ambas presentan valores similares. La TSM MODIS es superior a la TSM AVHRR debido a la alta sensibilidad y baja señal ruido características del espectroradiómetro MODIS (Armstrong, 2002). MODIS incluye, además de las bandas convencionales en ventanas atmosférica de  $10\text{-}12\ \mu\text{m}$  (como en AVHRR), tres bandas infrarrojas en el intervalo de  $3.5\ \text{a}\ 4.2\ \mu\text{m}$  diseñadas para realizar mediciones exactas de la TSM (Minnett *et al.*, 2002).



**Figura 3.1:** Imágenes de TSM para los Sistemas de Humboldt y Canarias en los veranos austral (18/02/2003) y boreal (29/08/2003) respectivamente

### AVHRR-NOAA

El sensor AVHRR es un radiómetro de alta resolución, que escanea la superficie de la tierra con cinco bandas espectrales y que tiene una resolución de  $1.1\ \text{km}$ , y se encuentra a bordo de la serie de satélites de órbita polar de la *National Oceanographic Atmospheric Administration* (NOAA). Las bandas espectrales se encuentran en diferentes porciones del visible, infrarrojo cercano e infrarrojo termal del espectro electromagnético.

Las imágenes brutas (*raw data*) son descargadas del servidor de *Comprehensive Large Array-data Stewardship System* (CLASS), librería electrónica de la NOAA: <http://www.class.ngdc.noaa.gov/saa/products/welcome>

Los datos obtenidos son del tipo *Local Area Coverage* (LAC), *Level 1* (L1), y provienen principalmente de los satélites NOAA-14 y NOAA-16. Para procesar automáticamente éstas imágenes brutas, se ha implementado un procedimiento que procesa una lista de imágenes L1 NOAA-AVHRR LAC, usando las rutinas del software de procesamiento de imágenes ENVI y el lenguaje de programación IDL (*Interactive Data Language*), en un ambiente Linux.

Los datos brutos corresponden a *AVHRR CD file type*, con 5 bandas, 1100 metros de resolución de píxel. El procedimiento aplicado a cada imágenes consta de cuatro pasos: i) cálculo de la TSM, ii) cálculo de la geometría, iii) georreferenciación, iv) conversión a datos binarios.

Para el cálculo de la TSM se utiliza una rutina de ENVI basada en el algoritmo *Multi-Channel Sea Surface Temperature*, MCSST, desarrollado por McClain *et al.* (1985). El algoritmo MCSST utiliza un conjunto de coeficientes lineales para determinar la TSM a partir de las brightness radiances

$$MCSST = aT_4 + b(T_4 - T_5) + c(T_4 - T_5)(\sec \theta - 1) + d \quad (3.1)$$

Donde  $T_4$  y  $T_5$  son las temperaturas de los canales 4 y 5 (en grados Celcius),  $\theta$  es el ángulo del zenit del satélite y a,b,c,d son constantes.

Los resultados obtenidos en este proceso no se encuentran aún georreferenciados, es decir, con una proyección cartográfica. Se utiliza una función ENVI para el cálculo de la geometría (latitud y longitud), zenit solar (ángulo entre el zenit local y la línea de visión al Sol), y el zenit del sensor para cada píxel. La información obtenida de este proceso se utiliza para corregir el tamaño del píxel, el cual varía en función de la latitud. Con la información provenientes de la imagen bruta, la imagen de TSM, la proyección y el tamaño del píxel se procede a la georreferenciación de la imagen a una proyección latitud-longitud.

Finalmente se han codificado los datos e un formato binario (256 valores), principalmente para una optimización del tamaño del archivo resultante. Al utilizar un formato binario se disminuye en un factor de cuatro el tamaño del archivo en relación con un formato real. Se utiliza la siguiente relación para la conversión de la  $TSM_{real}$  a  $TSM_{byte}$ :

$$TSM_{byte} = 10 \times TSM_{real} - 60 \quad (3.2)$$

Los valores validos de TSM estan entre 0 y 250. Se ha usado el valor 255 para *No data*, 254 para la tierra y 253 para la línea de costa. Esta codificación para pasar de real a binario se ha utilizado también para los datos de TSM MODIS.

### ***MODIS-Aqua***

MODIS es un instrumento clave abordo de los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM). En esta tesis se utilizan los datos MODIS-Aqua que orbita de sur a norte y pasa sobre el ecuador en la tarde, a diferencia de MODIS-Terra que orbita de norte a sur y pasa por el ecuador en la mañana. Tanto MODIS-Aqua como MODIS-Terra obtienen datos en 36 bandas espectrales. Se utilizaron específicamente datos *Level 2* (L2), con una resolución espacial de 1 km. El producto L2 es un producto diario y consiste en la cobertura global, día y noche, cada 24 horas.

En el caso de MODIS se utilizan datos que tienen un nivel más de procesamiento que los datos AVHRR descritos en la sección anterior (L2 para MODIS, L1 para AVHRR), el procesamiento para obtener la TSM es relativamente más simple. Se ha utilizado el programa SeaDAS (*SeaWiFS Data Analysis System*) en un ambiente Linux. Este programa originalmente se desarrolló para procesar, visualizar, analizar datos de color del océano provenientes de SeaWiFS. Sin embargo, se ha ido desarrollando paulatinamente y en la actualidad admite datos provenientes de los sensores MODIS (tanto para TSM como para Clorofila), SeaWiFS, OCTS y CZCS.

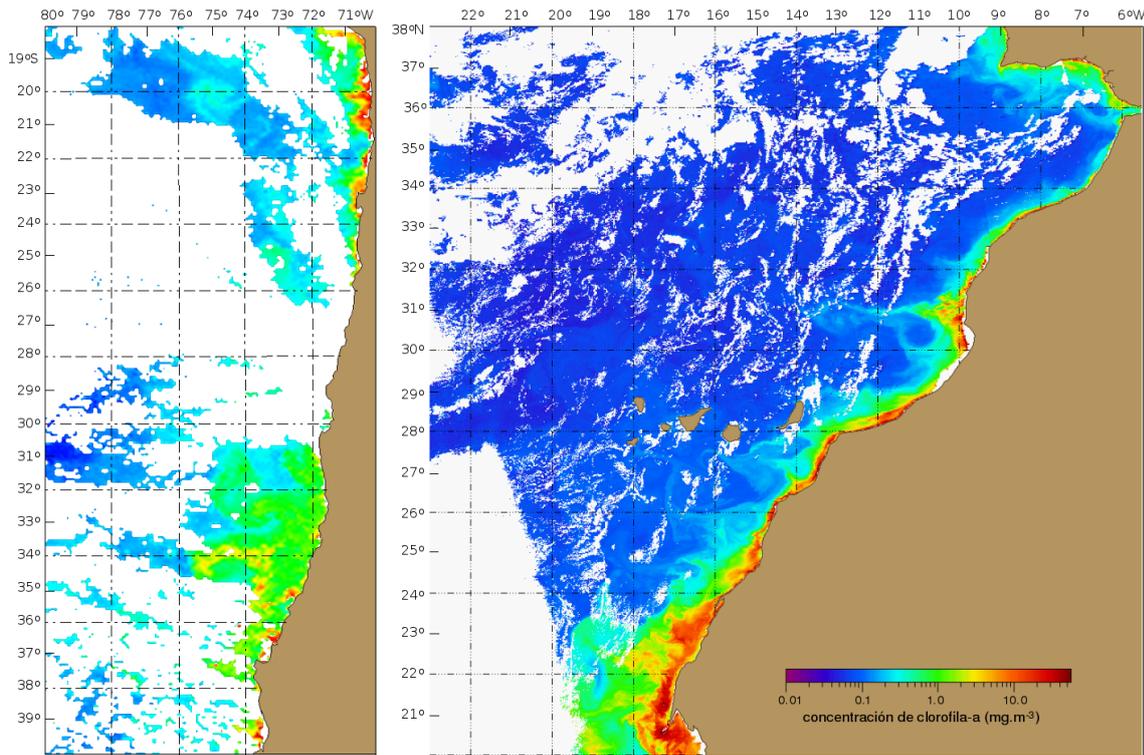
### **3.1.2. Clorofila-a**

Las concentraciones de clorofila-a ( $C_a$ ) fueron obtenidas del sensor *Sea-Viewing Wide-Field* (SeaWiFS), a bordo del satélite SeaStar, para el Sistema Chileno, durante el período entre 09/1997 y 12/2004. Para el Sistema de Canarias se han utilizado los datos provenientes de MODIS-Aqua, correspondiente al período entre 07/2002 y 12/2007. El límite inferior del período de estudio en ambas series de datos esta fijado por la fecha de lanzamiento del satélite SeaStar (sensor SeaWiFS) y Aqua (sensor MODIS), respectivamente.

### ***SeaWiFS***

Se han utilizado datos SeaWiFS Global Area Coverage (GAC) nivel 2 (L2), disponibles gracias al sitio web de la NASA GSFC DAAC (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Es un

producto nominal de 4 km de resolución procesado con el algoritmo OC4 utilizando el programa *SeaWiFS Data Analysis System* (SeaDAS) en un ambiente Linux. SeaDAS es un completo paquete de análisis de imágenes para el procesamiento, visualización, análisis y control de calidad de los datos del color del océano.



**Figura 3.2:** Imágenes de Clo-*a* para los Sistemas de Humboldt y Canarias en los veranos austral (18/02/2003) y boreal (29/08/2003) respectivamente

Para el cálculo de la clorofila-*a* a partir de los datos SeaWiFS se ha utilizado el algoritmo OC4v4. Este algoritmo bio-óptico relaciona la radiación para la clorofila-*a* con una ecuación polinomial de orden 4, de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$C_a = 10^{0,366 - 3,067R + 1,930R^2 + 0,649R^3 - 1,532R^4} \quad (3.3)$$

donde,

$$R = \log_{10}\left(\frac{R_{rs443} > R_{rs490} > R_{rs510}}{R_{rs555}}\right) \quad (3.4)$$

### *MODIS-Aqua*

Para estudiar el Sistema de Canarias se utilizaron datos MODIS (julio 2002 - diciembre 2007). Estos datos tienen una resolución de 1 km y fueron procesados utilizando el software SeaDas, específicamente el algoritmo OCC4 adaptado para datos MODIS (Citar). Los datos de clorofila corresponden a imágenes de 1980 columnas por 2750 filas. Para el cálculo de la clorofila-*a* a partir de los datos MODIS se ha utilizado el algoritmo OC3M (ec. 3.5)

$$C_a = 10^{0,283-2,753R+1,457R^2+0,659R^3-1,403R^4} \quad (3.5)$$

donde,

$$R = \log_{10}\left(\frac{R_{rs443} > R_{rs488} >}{R_{rs551}}\right) \quad (3.6)$$

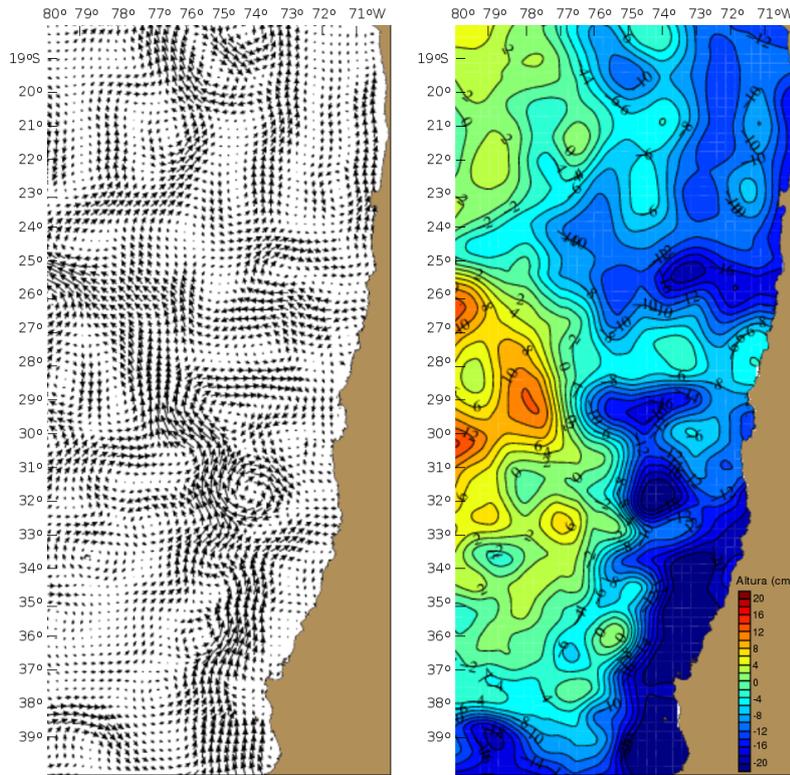
### **3.1.3. Anomalías del nivel del mar y de las velocidades geostróficas**

Los datos satelitales de la anomalía del nivel del mar, SLA (por las siglas en inglés de *Sea Level Anomalies*), entre 09/1997 y 12/2004 para el Sistema Chileno de Humboldt y entre 01/2002 y 12/2007 para el Sistema de Canarias, fueron obtenidos de datos de altimetría, generados a partir de un producto combinado de los satélites TOPEX/Poseidon, Jason-1, ERS-1 y Envisat, distribuidos por el centro francés *Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic* (AVISO).

La SLA es calculada a partir de los datos de altura del nivel del mar, SSH (*Sea Surface Height*). La SSH es el rango desde la superficie del mar hasta el elipsoide de referencia.

Si bien es posible realizar el cálculo de las anomalías de la velocidad geostrófica a partir de la SLA (ec. 3.7 y ec.3.8), se ha usado el producto ya calculado disponible en AVISO. Estos mapas de anomalías de las velocidades geostróficas ( $SLA_{UV}$ ) son calculados a partir de los mapas de SLA que combinan todos los satélites. Se utilizan una proyección geográfica cartesiana ( $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ ), calculada a partir de la proyección Mercator original, básicamente es un remuestreo de la proyección Mercator original ( $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ ).

Tanto los productos SLA como  $SLA_{UV}$  están disponibles a nivel global en el sitio ftp: <ftp://ftp.cls.fr/pub/oceano/AVISO/SSH/duacs/global/dt/>



**Figura 3.3:** Imágenes de velocidades geostróficas y de altura del nivel de mar para el Sistemas de Humboldt en el veranos austral (19-25 febrero de 2003)

$$U_g = \frac{-g \delta \eta}{f \delta y} \quad (3.7)$$

$$V_g = \frac{g \delta \eta}{f \delta x} \quad (3.8)$$

Donde  $U_g$  y  $V_g$  son las componentes zonal y meridional de la anomalías de la velocidad geostrófica,  $g$  es la gravedad,  $f$  es el parámetro de Coriolis y  $\eta$  es la anomalía del nivel del mar.

### 3.1.4. Vientos superficiales

Se han utilizado los datos de vientos superficiales provenientes de los satélites ERS-2 y QuikSCAT, disponibles a través del sitio web del *Centre ERS d'Archivage et de Traitement* (CERSAT) perteneciente al *Instituto de investigación francés de explotación del mar* (IFREMER): <http://www.ifremer.fr/cersat/en/index.htm>

Específicamente se ha utilizado el producto MWF (*Mean Wind Fields*). Se han utilizado datos provenientes de ERS-2 y QuikSCAT por un asunto de cobertura temporal. Debido que el período de estudio para el Sistema Chileno comienza en 1997, y la serie de datos QuikSCAT comienza en julio de 1999, es necesario para esta zona utilizar los datos ERS-2 que cubren el período entre marzo de 1996 y enero de 2001 (Tabla 3.3)

Tabla 3.3: Cobertura espaciales y temporales de los satélites de vientos superficiales

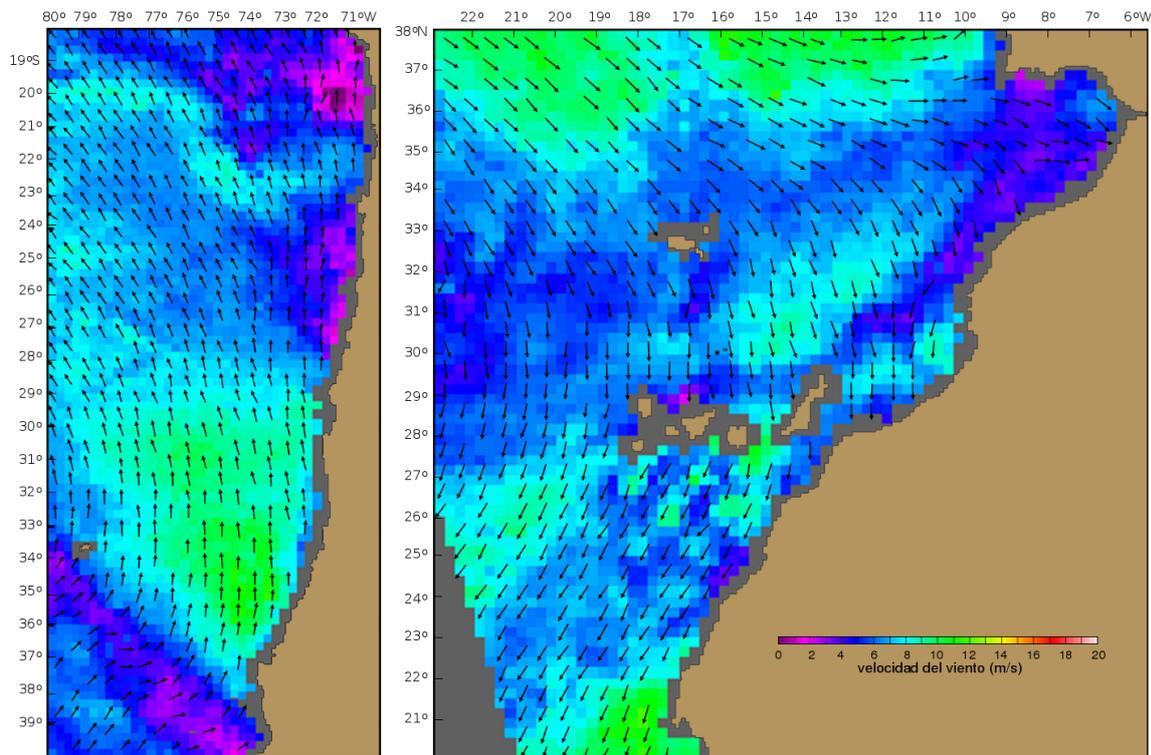
Satélite	Resolución temporal máx.	Resolución espacial	Cobertura temporal
ERS-1	semanal	1°	05/08/1991 a 02/06/1996
ERS-2	semanal	0.5°	25/03/1996 a 15/01/2001
QuikSCAT	diaria	0.5°	20/07/1999 a hoy

Los datos del satélite QuikSCAT provienen del sensor SeaWinds y provistos originalmente por el JPL/PO.DAAC (*Jet Propulsion Laboratory / Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*). Son datos *Level 2B* (L2B), analizados sobre la base de una retícula global de  $1/2^\circ \times 1/2^\circ$ . El sensor SeaWinds, a bordo del satélite Quikscat, es un escaterómetro es un radar de alta frecuencia de la microonda diseñado específicamente para medir la velocidad y la dirección del viento cercanas a la superficie del océano. Quikscat es un satélite de órbita polar (800 km de altitud) operado por la NASA, y fue lanzado el 19 de Junio de 1999.

Los datos que se han extraído desde CERSAT son la velocidad del viento ( $W$ ), más sus componentes meridional ( $W_u$ ) y zonal ( $W_v$ ), y la tensión del viento ( $\tau$ ), más sus componentes meridional y zonal,  $\tau_u$  y  $\tau_v$  respectivamente. En la Figura 3.4 se muestra un ejemplo de imágenes de viento para los Sistemas Chileno de Humboldt y de Canarias Central.

### 3.1.5. Topografía del fondo marino

La batimetría, tanto para el Sistema Chileno de Humboldt como para el Sistema de Canarias, Central, proviene de los datos ETOPO pertenecientes a la NOAA *National Geophysical Data Center* (NGDC), se trata de un mapa de batimetría de 2 minutos de resolución (Fig. 3.5). Los mapas de batimetría recolectados han sido usados para calcular la plataforma continental, considerada como aquella área menos profunda que 200 m. Se ha medido, para cada latitud, la distancia en km desde la línea de costa hasta la isobata 200 m.

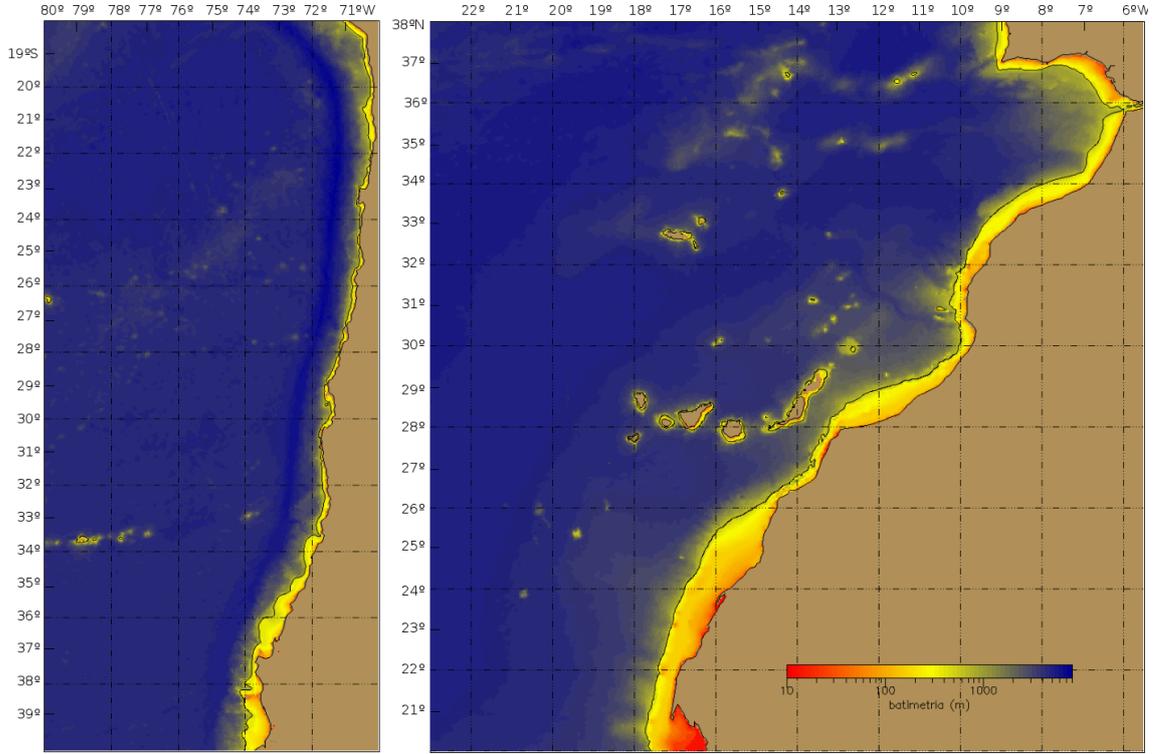


**Figura 3.4:** Ejemplos de imágenes diarias de vientos superficiales para los SCH y de SCC, en los veranos austral (18/02/2003) y boreal (23/08/2003) respectivamente

## 3.2. Algoritmos existentes utilizados para la detección de estructuras frontales

### 3.2.1. Detector de bordes Canny

El algoritmo de Canny (1986) es utilizado de manera general en el tratamiento de imágenes para la detección de contornos. Ha sido aplicado en algunas ocasiones para la detección de frentes oceánicos, pero principalmente en imágenes de baja resolución temporal y espacial (Royer *et al.*, 2004; Castelao *et al.*, 2006). Puede ser especialmente útil en la detección de frentes de gran escala, por ejemplo frentes latitudinales, o frentes en mar abierto, para lo cual se puede utilizar imágenes mensuales de resoluciones superiores a 4 km. Posee la ventaja de ser relativamente fácil de implementar y en las últimas versiones de lenguajes de programación, como IDL, ha sido implementado como una función. Sin embargo, cuando el objetivo es estudiar las estructuras de mesoescala en imágenes diarias de resolución 1 km, el algoritmo ya no es tan robusto, sobre todo por el problema de ruido provocado por las nubes, y por las características de los frentes oceánicos en las zonas costeras de surgencias, los que son muy cercanos unos a otros.



**Figura 3.5:** Imágenes de batimetría para los Sistemas Chileno de Humboldt y de Canarias Central, La línea negra mar afuera indica la isobata 1000 m

El operador Canny es un algoritmo que se compone de varias partes. Primero la imagen debe ser suavizada a través de un filtro aplicado por convolución de un kernel gaussiano(ec.3.9 y ec.3.10)

$$G(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{x^2+y^2}{2\sigma^2}} \quad (3.9)$$

Se ha utilizado un kernel de  $5 \times 5$  con un  $\sigma = 1$

$$kernel = \frac{1}{200} \begin{bmatrix} 1 & 3 & 4 & 3 & 1 \\ 3 & 12 & 20 & 12 & 3 \\ 4 & 20 & 32 & 20 & 4 \\ 3 & 12 & 20 & 12 & 3 \\ 1 & 3 & 4 & 3 & 1 \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

Luego se aplica el operador de primera derivada Sobel, para obtener la magnitud del gradiente (ec.3.11) y su orientación (ec. 3.14)

$$G = \sqrt{(G_x)^2 + (G_y)^2} \quad (3.11)$$

$$G_x = F_{j+1,k+1} + 2F_{j+1,k} + F_{j+1,k-1} - (F_{j-1,k+1} + 2F_{j-1,k} + F_{j-1,k-1}) \quad (3.12)$$

$$G_y = F_{j-1,k-1} + 2F_{j,k-1} + F_{j+1,k-1} - (F_{j-1,k+1} + 2F_{j,k+1} + F_{j+1,k+1}) \quad (3.13)$$

donde  $(j, k)$  son las coordenadas de cada píxel  $F_{jk}$  en la imagen de TSM. Las ecuaciones anteriores son equivalentes a utilizar el par de mascarar de convolución; una para estimar la imagen de gradiente en la dirección “x” ( $G_x$ )

$$\begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

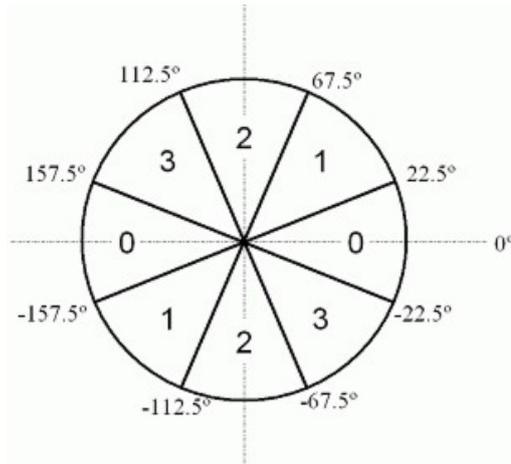
y otra para determinar la imagen de gradiente en dirección “y” ( $G_y$ )

$$\begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix}$$

Las orientaciones de los bordes son determinadas utilizando el arcotangente de  $G_x$  sobre  $G_y$

$$\Theta = \arctan\left(\frac{G_x}{G_y}\right) \quad (3.14)$$

Una vez calculada la imagen correspondiente a las direcciones de los bordes ( $\Theta$ ), ésta es clasificada en cuatro sectores de acuerdo a la Figura 3.6



**Figura 3.6:** Relación entre la dirección del borde y la dirección en la imagen

Una valor alto de la magnitud del gradiente indica que ese gradiente tiene una alta probabilidad de ser un píxel-borde (píxel-frente). Sin embargo, el valor de la magnitud del gradiente no es suficiente para decidir si el píxel en cuestión corresponde a un píxel borde. Sólo los píxeles cuya magnitud del gradiente es localmente máxima en la dirección

del gradiente, son considerados como posibles píxeles bordes. Para ello, el algoritmo entonces rastrea los valores más altos de gradiente, y asigna valor cero a todos los píxeles que no están solamente en la cima del borde, entregando como resultado una línea fina de borde, este proceso es conocido como *non maximal suppression*.

El proceso de rastreo manifiesta histéresis, controlada por dos umbrales  $T_1$  y  $T_2$ , donde  $T_1 > T_2$ . El rastreo sólo puede comenzar en el punto en que el frente es más alto que  $T_1$ . El rastreo continúa entonces en ambas direcciones fuera de ese punto hasta que el frente decae a un valor más bajo que  $T_2$ . Esta ayuda de histéresis asegura que los bordes ruidosos no estén quebrados en múltiples fragmentos de borde.

En resumen, el efecto del operador de Canny está determinado por tres parámetros: i) el ancho de la máscara gaussiana, ii) el umbral superior, iii) el umbral inferior. El incremento del ancho de la máscara gaussiana (ec.3.10) reduce la sensibilidad del detector al ruido, a expensas de aumentar el error de localización del borde dentro de la imagen. Para obtener buenos resultados, el umbral superior puede ser bastante alto y el umbral inferior bastante bajo. Si el umbral inferior es muy alto causará bordes ruidosos y entrecortados. Si el umbral superior es muy bajo puede causar la detección de frentes falsos y no deseados.

### 3.2.2. Detección de frentes: Algoritmo de Cayula-Cornillon

El algoritmo original (Cayula y Cornillon, 1992) está constituido por un algoritmo de detección de nubes y el algoritmo de detección de bordes. Sin embargo, tal como se explicará más adelante en la sección detección de nubes (sección 3.3.1), se ha utilizado un algoritmo de elaboración propia debido a las particularidades de los sistemas de surgencia. En esta sección se presenta en detalle los diferentes pasos para la implementación del algoritmo original de Cayula-Cornillon. Consta de dos etapas de procesamiento, una a nivel de ventana, una subimagen de 32x32 km, y otra etapa posterior a nivel de toda la imagen. El algoritmo se ha implementado utilizando el lenguaje de programación IDL en un ambiente Linux.

#### 3.2.2.1. Procesamiento a nivel de ventana

El primer paso de esta etapa, “window-level processing”, consiste en filtrar la imagen de TSM con un filtro de la mediana. De esta forma la imagen es suavizada, es decir, cada píxel de la imagen es reemplazado con la mediana calculada a partir de los píxeles vecinos, en este caso se ha usado un kernel de 3x3. El filtro de la mediana es efectivo

para remover el llamado ruido *salt and pepper* producido por valores aislados, ya sea altos o bajos.

Luego la imagen es segmentada en ventanas de  $32 \times 32$  km., valor óptimo al que llegan los autores después de analizar diferentes tamaños. Los autores llegan a este tamaño de ventana como resultado de un compromiso entre distintos requerimientos. Por una parte la ventana debe ser suficientemente grande para que las estadísticas calculadas sean confiables. Al igual que los autores, en esta tesis se ha probado diferentes tamaños de ventana;  $24 \times 24$ ,  $28 \times 28$ ,  $32 \times 32$ ,  $36 \times 36$ ,  $40 \times 40$ , llegando a la conclusión que la la ventana de  $32 \times 32$  se adapta las regiones de surgencia. De todas formas, se obtiene resultados similares al utilizar diferentes tamaños de ventana lo que indica que el algoritmo es robusto a estos cambios.

### • *Análisis del histograma*

Un frente esta definido como el límite de dos poblaciones, cada una con temperatura aproximadamente constante. Llamaremos población uno ( $\omega_1$ ) a aquella masa de agua fría y población dos ( $\omega_2$ ) a la masa de agua cálida (en este caso los términos frío y cálido son relativos a las temperaturas presentes en la ventana analizada).

Se utiliza el histograma de temperatura para determinar la presencia de un frente. Si hay un frente en la ventana, el histograma será bimodal, y será unimodal en el caso no detectar frente (Fig. 3.7). Antes de calcular el histograma, los datos reales, en grados celcius, de temperatura ( $t_{real}$ ) fueron convertidos a valores entre 0 y 255 ( $t_{byte}$ ), según la siguiente relación:

$$t_{byte} = \frac{t_{real} - 55}{-0,5} + 0,5 \quad (3.15)$$

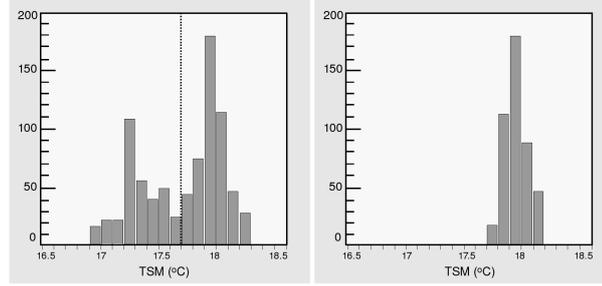
Si el resultado de  $t_{byte}$  es un número decimal el valor final es aproximado al entero menor o igual que el argumento. Desde ahora en adelante se llamara  $t$  a  $t_{byte}$

El histograma representa la función de densidad de la matriz de  $32 \times 32$  (ec. 3.16).

$$H_t = \sum_{i=0}^{n-1} P(F_i, t), \quad t = 0, 1, 2, \dots, \left[ \frac{max - min}{bin_{size}} \right] \quad (3.16)$$

Donde  $F_i$  es el valor del elemento analizado ( $n$  elementos),  $t$  es la categoría de la temperatura,  $max$  y  $min$  son los valores máximo y mínimos considerados para el cálculo del histograma,  $bin_{size}$  es el tamaño de la categoría. En nuestro caso analizaremos la frecuencia para cada temperatura, entonces  $bin_{size}$  es igual a 1.

Una vez calculado el histograma, se debe decidir si existen dos poblaciones en la ventana y si es el caso, debe definirse un umbral que separe ambas poblaciones. Se parte de la



**Figura 3.7:** Ejemplo de histograma bimodal (izquierda) y unimodal (derecha)

hipótesis que dos poblaciones están presentes en la ventana, y se calculan los parámetros de decisión para cada población.

Aunque el umbral  $\tau$  que separe ambas poblaciones sea desconocido, este umbral es un valor que se encuentra en un rango finito de valores, con un máximo igual a los niveles de clasificación de la temperatura, en este caso la temperatura puede tomar como máximo un valor de 255. Si en la ventana analizada están presentes  $n$  valores de temperatura, entonces existen  $(n-1)$  posibles combinaciones de  $\omega_1$  y  $\omega_2$ . Luego los parámetros estimados se utilizan para minimizar o maximizar, dependiendo el criterio, las funciones que llevarán a obtener los posibles valores del umbral de temperatura que separe ambas poblaciones ( $\tau_{best}$ ).

Entonces se calcula para la población 1 y 2, de todas las posibles combinaciones, la media, ecs. 3.17 y 3.19 respectivamente, así como sus varianzas, ecs. 3.18 y 3.20

$$\mu_1(\tau) = \frac{\sum_{i < \tau} th(t)}{\sum_{i < \tau} h(t)} \quad (3.17)$$

$$\sigma_1^2(\tau) = \frac{\sum_{i < \tau} (t - \mu_1)^2 h(t)}{\sum_{i < \tau} h(t)} \quad (3.18)$$

$$\mu_2(\tau) = \frac{\sum_{i \geq \tau} th(t)}{\sum_{i \geq \tau} h(t)} \quad (3.19)$$

$$\sigma_2^2(\tau) = \frac{\sum_{i \geq \tau} (t - \mu_2)^2 h(t)}{\sum_{i \geq \tau} h(t)} \quad (3.20)$$

donde  $h(t)$  es el valor del histograma en la temperatura  $t$

Para calcular los criterios que decidiran si existen dos poblaciones en la ventana se plantea que la varianza total  $S_{tot}$  se puede expresar como la suma de dos términos  $J_e(\tau)$  y  $J_b(\tau)$ .

$J_e(\tau)$  representa la suma de las varianzas en cada una de las dos poblaciones, que resulta de la segmentación de la región con relación al umbral  $\tau$ .

$$J_e(t) = \frac{N_1}{N_1 + N_2} S_1(\tau) + \frac{N_2}{N_1 + N_2} S_2(\tau) \quad (3.21)$$

donde,

$$S_1(t) = \frac{\sum_{i < \tau} [t - \mu_1(\tau)]^2 h(t)}{N_1} \quad S_2(t) = \frac{\sum_{i \geq \tau} [t - \mu_2(\tau)]^2 h(t)}{N_2} \quad (3.22)$$

con

$$N_1 = \sum_{i < \tau} h(t) \quad N_2 = \sum_{i \geq \tau} h(t) \quad (3.23)$$

$J_b(\tau)$  representa la contribución de la varianza total que resulta de la separación de la dos poblaciones:

$$J_b(t) = \frac{N_1 N_2}{(N_1 + N_2)^2} [\mu_1(\tau) - \mu_2(\tau)]^2 \quad (3.24)$$

Asumiendo que el histograma muestra dos *peaks* bien definidos y si  $\tau$  es elegido optimamente, la mayor parte de la varianza en la ventana se deberá a la diferencia de temperatura entre las dos poblaciones. Por lo tanto,  $J_b(\tau)$  será probablemente más grande comparada con  $J_e(\tau)$ . Por otro lado, si los píxeles de una población son erroneamente incluidos en otra población, algunos de los términos que contribuyen a la varianza entre poblaciones serán cambiados a terminos que contribuyen a la varianza dentro de la población ( $J_e(\tau)$ ). Este razonamiento hace que el umbral óptimo

$\tau_{opt}$  se define como el valor que maximiza la varianza entre las poblaciones,  $J_b(\tau)$ . Además  $J_b(\tau)/S_{tot}$  mide la proporción de la varianza total debida a la separación entre poblaciones y da una indicación de la bondad de la segmentación (ec.3.25).

$$\theta(\tau) = \frac{J_b(\tau)}{S_{tot}} \quad (3.25)$$

De esta forma cuando  $\theta(\tau)$  es evaluada en  $\tau_{opt}$  indica cuan buena es la segmentación. De acuerdo a lo anterior,  $\theta(\tau_{opt})$  es el criterio utilizado para decidir si en una ventana están presentes dos poblaciones.

Cayula y Cornillon (1992) estudian el comportamiento de la función  $\theta(\tau)$  con el objetivo de definir que criterio de umbral es relevante para decidir si el histograma es unimodal o bimodal. Los autores examinan el valor esperado de  $\theta(\tau_{opt})$  para diferentes distribuciones unimodales. Para una población normal el valor máximo esperado es aproximadamente 0.63 (ec. 3.26) y para una distribución triangular 0.66 (ec. 3.27).

$$E[\theta(\tau_{opt})] = 2/\pi \approx 0,63 \quad (3.26)$$

$$E[\theta(\tau_{opt})] = 2/3 \approx 0,66 \quad (3.27)$$

En ambos casos el valor esperado de  $\theta(\tau_{opt})$  es independiente de los parámetros de la distribución y del tamaño de la muestra y tuvo un valor más bajo que 0.7. De hecho, para una ventana de  $32 \times 32$  con valores distribuidos normalmente, un valor menor que 0.7 representa en la mayor parte de los casos una distribución unimodal. Inversamente, un valor mayor a 0.7 representa una distribución bimodal en la mayor parte de los casos. Por lo tanto, es este valor que los autores consideran para decidir si en una ventana existen dos modas, y por consiguiente la presencia de un frente.

Sin embargo este valor de  $\theta(\tau_{opt})$  está influenciado por la razón *señal/ruido* (ec. 3.28)

$$SNR = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\sqrt{J_e}} \quad (3.28)$$

Con valores menores a 4, los autores registraron que los resultados del algoritmo se deterioraban. Otro criterio a considerar corresponde a la representatividad de cada población en la ventana, el número de píxeles de cada población debe representar al menos el 25 % del total de píxeles de la ventana. En nuestro caso, se ha sido menos severo con este criterio principalmente por la cantidad de nubes presentes en las regiones de

surgencia, por que una representatividad del 15 % como mínimo para cada población se considera razonable.

- **Algoritmo de cohesión**

Cuando el histograma indica la presencia de dos poblaciones, se debe analizar la distribución espacial de los datos con el objetivo de determinar si la distribución bimodal se debe bien a la presenecia de dos poblaciones o simplemente es el resultado de un patrón errático de la temperatura.

En general, si un frente existe realmente en la ventana la segmentación obtenida por el umbral obtenido en  $\tau_{opt}$  correspondera a dos poblaciones bien definidas, unos pocos conjutnos de datos de cada poblacioón dentro de la ventana. Para medir la homegeneidad espacial de cada población, el algoritmo de cohesión es implementado. Este algoritmo se aplica sólo si dos poblaciones,  $\omega'_1$  y  $\omega'_2$ , han sido detectadas en el análisis del histograma. Estas poblaciones estan definidas de manera tal que para un píxel  $x$  con temperatura  $t(x)$  se cumpla que:

$$t(x) \leq \tau_{opt} \Rightarrow x \in \omega_1 \quad y \quad t(x) > \tau_{opt} \Rightarrow x \in \omega_2 \quad (3.29)$$

$$C_1 = \frac{R_1}{T_1} \quad (3.30)$$

$$C_2 = \frac{R_2}{T_2} \quad (3.31)$$

$$C = \frac{R_1 + R_2}{T_1 + T_2} \quad (3.32)$$

- **Localización de píxeles bordes**

**Caso de píxeles aislados.** Originalmente se considera como un pixel aislado aquel pixel de la población 1 que estaba rodeado por pixeles de la población dos Se propone un mejoramiento para remover la mayor cantidad de pixeles que “sobran” al analizar la imagen final de frentes, es decir, aquellos pixeles que tiene alta probabilidad de ser pixeles casi aislados o que una protuberancia de un verdadero frente. El proceso consta de dos pasos:

- 1) Primero se observan los pixeles vecinos superior,inferior,izquierdo y derecho, y si no existe ningun pixel igual a la población uno, entonces se pasa a la siguiente etapa:
- 2) Se observan los pixeles vecinos diagonales, si sólo hay un pixel igual a la población uno, entonces el pixel en cuestión no se considera como pixel borde

### 3.2.2.2. Procesamiento a nivel de la imagen

La imagen obtenida como resultado del procesamiento a nivel de ventana no contiene realmente frentes sino que píxeles de frente calculados de forma independiente para cada ventana. Por lo tanto es necesario vincular esos pedazos de frente con el objetivo de obtener frentes continuos. Para ellos los autores han propuesto una fase final que consiste en la aplicación de un algoritmo de seguimiento.

- *Algoritmo de seguimiento*

El algoritmo de seguimiento es una parte complementaria del algoritmo de Cayula-Cornillon, y fue diseñado para aumentar en longitud, y en la medida de lo posible para unir, los numeros fragmentos de frentes producidos por la parte principal del algoritmo. Aunque la ganancia en longitud y/o número de píxeles no fue cuantificado por los autores en sus trabajos, esta parte produce importantes mejorías al respecto. En este trabajo se ha evaluado el aporte del algoritmo de seguimiento y los resultados son mostrados en la siguiente sección(4.1.2).

El algoritmo de seguimiento necesita que previamente se haya calculado el gradiente local a partir de la imagen de TSM. Se utiliza la imagen de gradiente que se ha calculado para el algoritmo de Canny (3.2.1), la que se calculado utilizando el detector Sobel.

En una primera fase, el algoritmo une los segmentos individuales que están separados por unos pocos píxeles, con una restricción con relación a la dirección, debe ser menos que 90 grados entre los últimos cinco píxeles del segmentos y la dirección del píxel de unión.

Luego para cada píxel extremo de segmento se examina sus vecinos y se calcula la razón entre el gradiente de TSM en el píxel en cuestión y el gradiente promedio calculado en una ventana de  $3 \times 3$  (centrado en el píxel analizado). Si esta razón es más grande que 0.7, el píxel en cuestión es agregado al segmento. En el caso que varios píxeles compitan por ser elegidos para ser agregado al segmento, se elige el que tiene el mayor valor de la razón.

### 3.3. Propuesta de nuevos métodos y mejoramiento de los algoritmos existentes

#### 3.3.1. Detección de nubes en las imágenes de TSM

La detección de la nubes en imágenes satelitales ha sido un cuestión fundamental que ha interesado a los investigadores desde el advenimiento de los datos satelitales. Existen diversas metodologías para detectar las nubes en una imagen, ya sea basadas en los datos brutos (cinco canales de AVHRR) o en imágenes ya procesadas, como las imágenes de TSM. Un problema difícil de resolver se presenta particularmente en los sistemas de afloramiento, y radica en el hecho que muchas veces los bajos valores de TSM presentes en las zonas costeras se deben realmente a TSM válidas asociadas a los afloramientos, y otra veces en las mismas posiciones e iguales valores bajos de TSM corresponden a datos contaminados por nubes, por lo cual es difícil discernir con un algoritmo automático si se esta en presencia de uno u otro caso.

La fase de detección de nubes es de crucial importancia en esta tesis, debido a dos razones. Por un lado, una eliminación incompleta de píxeles contaminados por nubes provocará como resultado la detección de frentes térmicos falsos. Por otro lado, en las zonas de afloramiento los procedimientos por defecto de detección de nubes, es decir, la máscara estándar proporcionado por pathfinder v5 (Kilpatrick *et al.*, 2001), la más utilizada en la comunidad científica en oceanografía, elimina mucha información válida, especialmente en los centros de afloramiento, debido a un procedimiento inadecuado de esa máscara estándar.

La única forma de tener una máscara de nubes que elimine 100% de los píxeles contaminados es un sistema experto, realizado para cada imagen. Este enfoque es útil si el objetivo es analizar un evento específico, por ejemplo un seguimiento de un evento de surgencia de una duración de unos cuantos días en un área en particular. En este caso es posible eliminar las nubes manualmente. Sin embargo, cuando se desea analizar una serie de imágenes diarias para varios años, y una zona que comprende varios grados de latitud y longitud, un trabajo manual resulta subjetivo y demandante de muchas horas-hombre. En esta tesis se ha propuesto una metodología basada en la imagen bruta de la TSM, a través de la aplicación de dos criterios que se explicarán en las secciones siguientes, para obtener una imagen libre nubes

En cuanto a la validación del método propuesto para eliminar las nubes, se han revisado todas las imágenes diarias para analizar visualmente si el método de detección de nubes es satisfactorio. Para evaluar el desempeño de la máscara estadísticamente, se ha tomado un

conjunto de imágenes ya enmascaradas con el algoritmo propuesto en esta tesis, y todos aquellos píxeles contaminados que aún quedaban dentro de la imagen fueron eliminados manualmente. De esta forma, se ha podido contar con una imagen 100 % libres de nubes, la que se ha utilizado para evaluar el desempeño de la máscara propuesta en esta tesis, así como para evaluar la máscara estándar proporcionado por pathfinder v5.

### 3.3.1.1. Criterio climatológico

Este criterio está basado en la comparación entre la imagen de TSM y la imagen de climatología del mes correspondiente, bajo un análisis píxel por píxel. Aquellos valores de TSM que exceden un determinado rango de tolerancia ( $TT$ ) son detectados como píxeles nubosos. La originalidad del método aplicado en esta tesis, en comparación con los procedimientos estándares, es que el  $TT$  es variable en el espacio y el tiempo, y se ha determinado como una función de la variabilidad observada de la TSM en el mes de la climatología. En otras palabras, el  $TT$  es bajo en ubicaciones (píxeles) y meses donde la TSM es estable y es alto donde la TSM es altamente variable, principalmente en las zonas de afloramiento costeras. Las imágenes mensuales de  $TT_{mes}$  se han generado a partir de la desviación estándar de la TSM para cada mes ( $StDev_{mes}$ ), las que se han calculado a partir de los promedios semanales del período 1987-2007. Basado en un conjunto de datos que cubre diferentes regiones de afloramientos y estaciones, y sobre una experiencia individual de los resultados, se ha elegido una relación lineal entre  $StDev_{mes}$  y  $TT_{mes}$  con un intercepto en cero y una pendiente de 1.5 (ec. 3.33).

$$TT_{mes} = \pm 1,5 \times StDev_{mes} \quad (3.33)$$

El rango de variabilidad observado del  $TT$  en una imagen de climatología mensual se encuentra generalmente entre  $2^{\circ}C$  para áreas oceánicas y máximos alrededor de  $4^{\circ}C$ , en las zonas altamente variables cercanas a los focos de surgencia. Logicamente, un valor nulo de desviación estándar está asociado a un valor nulo en la variabilidad de la TSM, un caso teórico de una zona invariable.

### 3.3.1.2. Criterio de la desviación estándar

Para eliminar píxeles nubosos que muestran gradientes de temperatura anormales con los valores de píxeles vecinos, dos niveles de variabilidad son considerados: i) la desviación estándar basada en las cuatro principales direcciones utilizando un kernel de  $11 \times 11$  píxeles, ii) la variación en segundo orden de la TSM, considerada como la diferencia de la desviación estándar espacial en un kernel de  $3 \times 3$  píxeles. Ambas variables han sido evaluadas en uno de las imágenes con mayor variabilidad de la SST en todas la serie de

tiempo de las regiones costeras de surgencia, para establecer el valor más alto posible, valor sobre el cual un píxel puede ser considerado como nuboso. El umbral utilizado para la desviación estándar es de  $1,6\sigma_C$  y la diferencia de la desviación estándar de  $0,19\sigma_{km-2}$ .

Comparado con el criterio climatológico, este criterio es altamente complementario y permite eliminar la mayor parte de los píxeles nubosos que aún permanecían en la imagen. Píxeles residuales en los bordes de las nubes son eliminadas aplicado una dilatación de la nubes usando un kernel  $3 \times 3$  píxeles.

Luego que ambos criterio son aplicados, la pequeña fracción de píxeles nubosos es muy reducida. En la siguiente sección se evaluará el método y se comparara con el método estándar para detectar nubes en imágenes AVHRR..

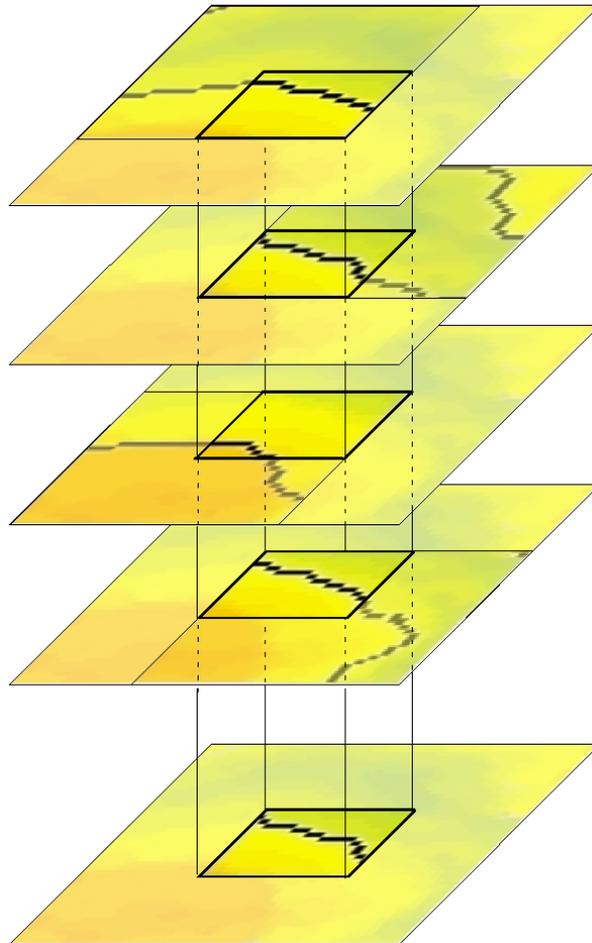
### 3.3.2. Mejoramiento en la implementación del algoritmo Cayula-Cornillon

#### 3.3.2.1. Ventanas múltiples móviles y combinación óptima

Con el objetivo de detectar la mayor cantidad de frentes válidos y mejorar su continuidad especial, se ha propuesto una innovación al método Cayula-Cornillon. En vez de utilizar una sola ventana, se han usado múltiples ventanas para la detección de frentes, conservando el mismo tamaño de ventana de  $32 \times 32$  pero asociado a un sistema de cuatro grillas de ventanas. Para ello, la grilla original se desplaza en una distancia igual a la mitad del tamaño de la ventana, es decir, 16 píxeles, tanto vertical como horizontalmente, y en ambos sentidos. Por lo tanto hay una primera grilla, la “original”, una segunda grilla que es el resultado del desplazamiento horizontal, una tercera grilla cuando es desplazada verticalmente y una cuarta grilla cuando es desplazada tanto horizontal como verticalmente (Fig.3.8). Este método ha estado inspirado en el hecho que el algoritmo es muy sensible a la posición de la ventana en la imagen, un parámetro que modifica significativamente la forma del histograma y por lo tanto la decisión sobre la presencia de frente.

De la figura 3.9a a 3.9d se muestra el resultado de las detecciones para las cuatro posiciones de grilla y se puede observar la alta sensibilidad de este parámetro. Generalmente, cada ventana contiene diferentes detecciones de un mismo segmento de frente y algunas veces dos segmentos, cuando una de las poblaciones esta separada en dos áreas distintas. Un segmento de frente aislado situado en el borde de una ventana, el que generalmente no es detectado con un sola grilla debido a que esta situado fuera del

criterio descrito en la sección 3.2.2, tiene ahora una alta probabilidad de ser detectado en al menos una de las cuatro grillas, debido a que existe un mejor equilibrio de las dos poblaciones que estadísticamente permiten un nivel de detección más alto.



**Figura 3.8:** Ejemplo de las cuatro detecciones básicas asociadas a las ventanas múltiples móviles, en un área común de  $16 \times 16$  (cuadrado central)

Entonces, el próximo paso ha sido la combinación de las cuatro detecciones, cada una provee información parcial sobre un segmento de frente, algunas veces detectado sólo en una de las cuatro grillas. Debido a que la detección es calculada con los mismos parámetros estadísticos y tamaño de la ventana, su combinación óptima se facilita, situación que no sucede cuando las detecciones son originadas de diferentes tamaños de ventana, por lo que se recupera información frontal en escalas diferentes, por lo tanto, haciendo su combinación muy problemática (Diehl *et al.*, 2002). A pesar de la similitud de las detecciones, un frente dado no este detectado rigurosamente en la misma posición y la suma espacial de las cuatro imágenes podría producir resultados no realistas.

Por consiguiente, se propone una combinación óptima basada en un cuarto de la ventana de  $32 \times 32$ , es decir, una porción de  $16 \times 16$  píxeles, la cual constituye la unidad de espacio más grande en la cual las detecciones que vienen de las cuatro grillas pueden ser comparadas precisamente. Cada una de las áreas de  $16 \times 16$  ha sido sucesivamente explorada dentro de las ventanas de  $32 \times 32$ , como se presenta en la figura 3.8. Los resultados que se obtienen a una escala mayor que el tamaño de la la ventana se muestran de la figura 3.9a a la 3.9d.

El método de combinación consiste determinar el número de píxeles de frente en cada una de las cuatro áreas de  $16 \times 16$ , y elegir como frente representativo aquel que posea la mayor longitud (mayor cantidad de píxeles), el que sera guardado en una nueva imagen. Este método produce resultados muy realistas y permite una mejor definición en la continuidad de los frentes (figure 3.8e)

La ventaja de esta forma de combinar las imagenes resultantes de la utilización de las cuatro grillas, es que existe claramente una probabilidad mucho más alta que un frente sea detectado sin necesidad de reducir el tamaño de la ventana, un paliativo que puede ir en detrimento de la robutrez estadística del método por el hecho de incrementar el número de falsas detecciones.

### 3.3.2.2. Unión y recuperación de segmentos

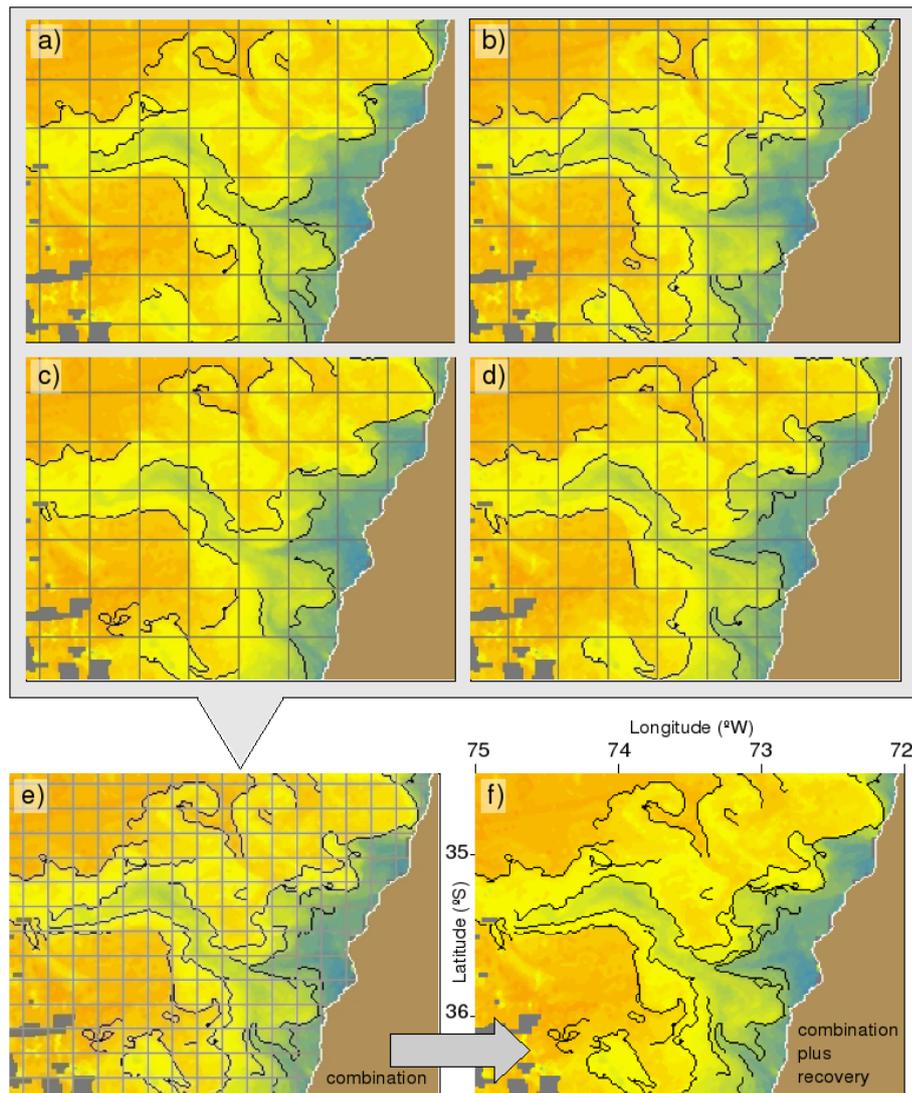
Una vez que los frentes han sido detectados y ha sido optimizada la continuidad de los segmentos, se eliminan aquellos segmentos formados por menos de 10 píxeles. Se han identificado también todos los extremos de los segmentos, y aquellos extremos (que provienen de diferentes segmentos) que esten separados por menos de dos píxeles han sido unidos.

En algunos casos, las cuatro áreas de  $16 \times 16$  píxeles contienen segmentos que pertenecen a frentes que son geográficamente distintos. Debido al método de combinación óptima, que considera la máxima longitud como criterio de selección, algunas veces segmentos más cortos pero que pertenecen a un frente secundario (distinto geográficamente que el frente principal) se pierden en la combinación, como se puede observar el la figura 3.9e (recuadros blancos).

Para recuperar esos segmentos perdidos, se ha realizado un nuevo análisis a partir de los extremos de los segmentos ya detectados. Para un extremo dado se ha analizado en las cuatro imagenes de detección de frentes si hay un segmento que coincide con ese extremo y si tiene una continuidad hasta alcanzar otro extremo (de otro segmento). En el caso

que exista más de un candidato para recuperar, se elige al más largo. El resultado de esta recuperación se muestra en la figura 3.9f.

El último paso consiste en la aplicación de un algoritmo de seguimiento tal como lo ha definido Cayula y Cornillon (1992), para mejorar la continuidad de los frentes y recuperar píxeles frente que no han sido detectados en los pasos anteriores.



**Figura 3.9:** Ejemplo regional de la detección de bordes para cuatro ventanas  $32 \times 32$  (a-d), combinación óptima en  $16 \times 16$  píxeles (e), recuperación de segmentos aislados (f)

### 3.3.2.3. Cuantificación del mejoramiento

La cuantificación es llevada a cabo contabilizando el número de píxeles frente y de segmentos para cada paso en la implementación de ambos algoritmos: Cayula-

Cornillon original y Cayula-Cornillon mejorado, que de aquí en adelante se denominara *textitCayula-Cornillon* ventanas múltiples. En una primera instancia, se ha cuantificado la contribución del algoritmo de seguimiento a los resultados obtenidos en la etapa “procesamiento a nivel de ventana” para el algoritmo original. Cayula y Cornillon (1992) no cuantificaron esta contribución, y se ha utilizado este análisis para comparar la sensibilidad de la nueva implementación del algoritmo (sección 3.3.2) al algoritmo de seguimiento.

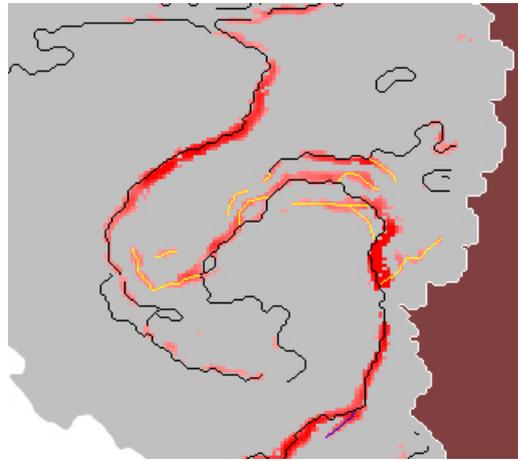
#### 3.3.2.4. Comparación de los algoritmo Cayula-Cornillon y Canny para la detección de frentes

Para validar los resultados de la detección de frentes con el algoritmo de Cayula-Cornillon mejorado, al que se denominará de aquí en adelante *Cayula-Cornillon de ventanas múltiples*, se comparan con los resultados del detector de frentes Canny. Para ello se han usado un set de imágenes de diferentes períodos de tiempo y zonas, con el objetivo de incluir la variabilidad espacial y temporal en el análisis. Para comparar ambos algoritmos es necesario convertir los bordes detectados con Canny en un borde fino, del mismo estilo del obtenido con *Cayula-Cornillon de ventanas múltiples*. Esto último se realiza a través de la superposición de los frentes detectados por *Cayula-Cornillon de ventanas múltiples* sobre la imagen Canny. Gracias a esto, es posible de digitalizar manualmente los segmentos que no son detectadps por *Cayula-Cornillon de ventanas múltiples* y que son bien detectados por Canny (Fig. 3.10).

Se considera como número total de píxeles-frente posibles a detectar en una imagen dada (es decir, el 100%) a la suma de los píxeles-frente detectados por *Cayula-Cornillon de ventanas múltiples* mas los píxeles-frente detectados por Canny (y no por *Cayula-Cornillon de ventanas múltiples*). Es decir, el total es la suma de los frentes en líneas amarillas y negras de la FIgura.

#### 3.3.3. Identificación de filamentos

Una de las mayores ventajas del algoritmo de Cayula-Cornillon con relación a un algoritmo clásico de gradientes, es que el algoritmo de Cayula-Cornillon permite que cada segmento de frente, puede considerarse como una entidad única que puede caracterizarse, según el enfoque de analisis “orientado a objetos”, con los tres atributos que debe poseer un objeto: i) estado, ii) comportamiento, e iii) identidad.



**Figura 3.10:** Frente detectado por Cayula-Cornillon de ventanas múltiples (líneas negras), por Canny (líneas rojas), y segmentos digitalizados manualmente donde el frente es bien detectado por Canny y no así por Cayula-Cornillon de ventanas múltiples (líneas amarillas)

En esta sección se ha preferido utilizar el término segmento para referirse al frente, debido a que un frente puede estar compuesto por uno o más segmentos detectados por la metodología de Cayula-Cornillón, y que por razones metodológicas o presencia de nubes no ha logrado seguir la continuidad que tiene en la realidad como unidad física y biológica.

La identidad es la propiedad del segmento que lo diferencia del resto, es su identificador. El comportamiento hace referencia a las operaciones que se pueden realizar con ese segmento. Por ejemplo, analizar si un segmento dado puede considerarse como un filamento. Para ello se ha desarrollado un algoritmo, el cual mediante una serie de operaciones puede determinar si un determinado segmento se comporta como un filamento. Este algoritmo será descrito en detalle en esta sección. El estado del segmento está compuesto por sus atributos, que tendrán valores concretos, por ejemplo el número de píxeles del segmentos, la distancia media con respecto a la costa, su orientación, entre otros atributos.

En una primera etapa, a partir de las imágenes diarias de frentes, se asigna un valor de identificador a cada segmento presente en la imagen dada. En la imagen, que en efecto representa una matriz de 1770 columnas por 2225 filas en el caso del Sistema de Humboldt y de 1980 columnas por 2750 filas en el caso de Canarias, se localiza el primer píxel (x,y) que corresponde a un segmento. A partir de esa posición (x,y) se realiza una búsqueda para encontrar todos los píxeles que pertenecen al objeto (“segmento”). Se utiliza la función SEARCH2D de IDL, la cual a partir de una posición dada encuentra los píxeles dentro de la matriz que están dentro del rango específico (valor del segmento) y que tiene un grado de conectividad con el píxel de partida. Es decir, a partir de un píxel

segmento de partida, busca en sus vecinos horizontales, verticales y diagonales, hasta que ya no encuentra más píxeles segmentos y se detiene, entonces a todo ese conjunto de píxeles se le asigna un valor determinado, comenzando por un identificador 1 hasta finalizar en identificador “n”. Luego, los píxeles que son detectados como pertenecientes a dicho identificador no se vuelven a analizar y se pasa al siguiente píxel de segmento que será el nuevo punto de partida para la siguiente búsqueda, asignándole el valor consecutivo correspondiente a su identificador. Se continúa así sucesivamente hasta haber identificado los “n” segmentos de la imagen dada.

Una vez que cada segmento tiene su propio identificador, se realiza un análisis para cada segmento. En primer lugar, para el segmento dado se identifican sus extremos y a partir del extremo que se localiza más al norte en la imagen se comienza a asignar un número consecutivo, comenzando por el número 1, a cada píxel del segmento. Luego se analiza en porciones de 10 píxeles de segmento, y se calcula la distancia de cada uno de esos píxeles a la costa. De esta forma tenemos dos vectores; “x” que representa los 10 píxeles consecutivos y el vector “y” que representa la distancia de la posición  $x_i$  ( $i=1,10$ ) hasta la costa, siguiendo la perpendicular a la línea de costa.

$$x = [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10]$$

$$y = [d_1, d_2, d_3, d_4, d_5, d_6, d_7, d_8, d_9, d_{10}]$$

A partir de estos vectores  $x$  e  $y$  se calcula una regresión lineal para obtener la pendiente de la curva, que será el indicador para determinar si una determinada porción corresponde a un filamento. Una porción de segmento cuyas distancias con relación a la línea de costa permanezcan constantes, es decir, las distancias del vector “y” tienen poca variación, nos dará como resultado una pendiente de la recta con tendencia a 0, y se trata de una porción de segmento que se encuentra paralela a la costa, por lo tanto con baja probabilidad que se trate de un filamento. Al contrario una porción de segmento, que presente distancias que aumentan (o disminuyen) a lo largo de los diez píxeles, presentará una pendiente con tendencia a 1 (o -1), e indicará que es un segmento que se encuentra perpendicular a la costa, y por lo tanto con alta probabilidad que se trate de un filamento. Se ha elegido analizar porciones de 10 píxeles, ya que con porciones de segmentos más largas se corre el riesgo de encontrar más de un comportamiento en el vector de distancias, por ejemplo, que la mitad del segmento presente sea perpendicular a la costa con pendiente positiva (+1) y la segunda mitad también sea perpendicular a la costa pero con pendiente negativa (-1), si se considera todo el segmento como una unidad la pendiente sería cero, lo que induciría a errores en el resultado final.

### 3.4. Definición de índices de mesoescala y método de análisis

Los índices de mesoescala fueron calculados a una escala temporal mensual, y a una escala espacial de  $0,5^\circ$ . Estas unidades se han utilizado para construir las bases de datos usadas en el análisis estadístico de las relaciones entre los índices de actividad biológica y los índices de actividad física (sección 3.4.6). La escala mensual y cada  $0,5^\circ$  de latitud también fue fijada para la representación de los datos en diagramas hovmoller.

Un diagrama hovmoller se utiliza para trazar datos espacio-temporales, donde los ejes del diagrama son una de las coordenadas geográficas, ya sea longitud o latitud, y el tiempo. Los valores se representan en escala de colores o en escala de grises. En esta tesis, se han utilizado diagramas de hovmoller con el tiempo en el eje  $x$  y la latitud en el eje  $y$ . Para obtener el valor por cada latitud para la unidad de tiempo dada (mes), se ha calculado el promedio del valor desde la costa hasta 200 km mar afuera para los índices de la actividad física; el índice frontal, distancia frontal y energía cinética. También se han realizado los diagramas hovmoller para los proxy de la actividad biológica, es decir, para el índice de clorofila, la extensión de la concentración  $1 \text{ mg/m}^3$ , la clorofila máxima y la extensión a la clorofila máxima. También se consideraron para este análisis las variables que no varían en el tiempo, como el ancho de la plataforma continental y la orientación de la costa, mediante gráficos que en el eje  $x$  representan el valor de la variable y en el eje  $y$  la latitud. También se han realizado diagramas variables de las climatologías mensuales de todas las variables.

#### 3.4.1. Índice de Clorofila

El índice de clorofila ( $Cloa_{ind}$ ) se determinó siguiendo la metodología propuesta por Demarcq *et al.* (2007). El  $Cloa_{ind}$  corresponde al producto entre la clorofila- $a$  promedio, hasta una concentración de clorofila- $a$  determinada, y la extensión de la clorofila- $a$  hasta esa concentración.

Antes de calcular el  $Cloa_{ind}$ , se ha determinado el valor de clorofila- $a$  que será usado como valor umbral. Para ello se tienen en cuenta dos criterios. Primero, el índice resultante debe caracterizar de la mejor forma posible el área bajo influencia de los procesos de afloramiento costero. Segundo, el umbral elegido debe poder identificarse en cualquier ubicación desde la costa hacia mar afuera. Demarcq *et al.* (2007) han determinado que para el sistema de afloramientos de Benguela una concentración de  $1 \text{ mg m}^{-3}$  es el mejor nivel para un límite mar afuera. Este límite fue incluso distinguible para los valores

difusos que se observan en invierno. Nixon y Thomas (2001) han propuesto el mismo umbral de  $1 \text{ mg m}^{-3}$  para definir los límites de los habitats productivos para las regiones costeras del sistema peruano de Humboldt. Sin embargo, Marín y Delgado (2004) señalan que para la parte chilena del sistema de Humboldt con un umbral de  $1 \text{ mg m}^{-3}$  la mayor parte de las estructuras se pierden, por lo que eligen umbrales variables para los dos años que han considerado en su estudio,  $0,7 \text{ mg m}^{-3}$  para 1999 y  $0,5 \text{ mg m}^{-3}$  para 2002.

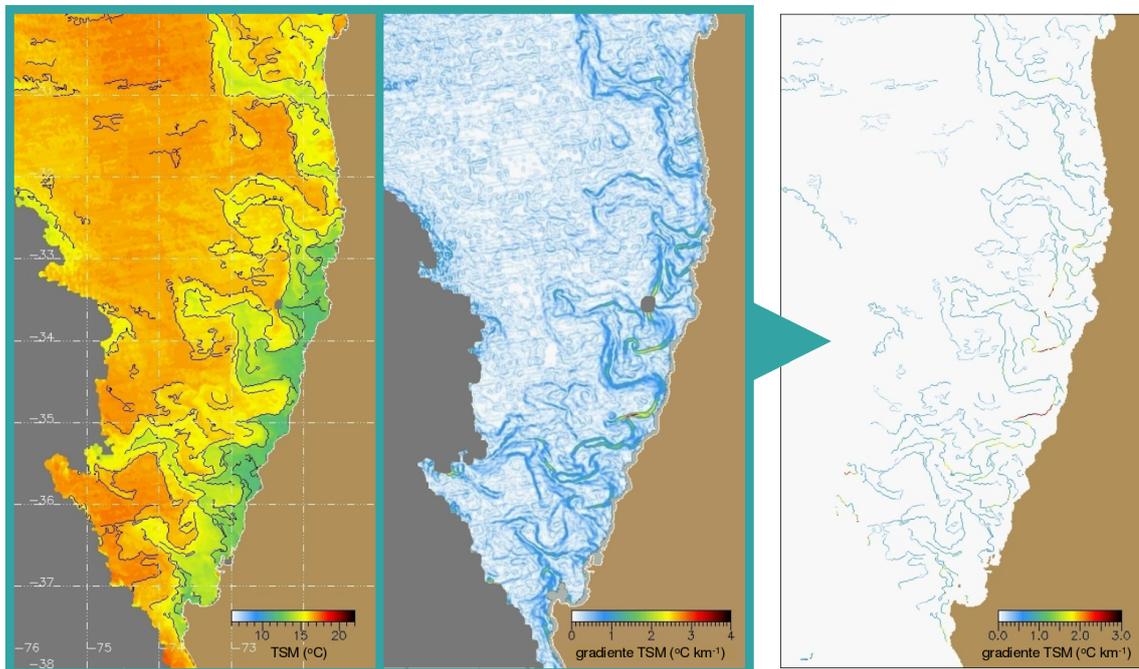
En este estudio se ha fijado como umbral para ambos sistemas de afloramiento un valor de  $1 \text{ mg m}^{-3}$ , para obtener resultados comparables para ambos sistemas. El resultado de este cálculo es un valor de  $Cloa_{ind}$  para cada latitud y cada unidad de tiempo (semana y mes). Además se ha calculado, la extensión de la clofila hasta la concentración  $1 \text{ mg m}^{-3}$  ( $Cloa_{ext}$ ), el valor de clorofila máxima ( $Cloa_{max}$ ) y la distancia a ese máximo, con el objetivo de analizar la pertinencia de estos como indicadores de la distribución e intensidad de la clorofila-*a*.

### 3.4.2. Índice de Actividad Frontal

#### 3.4.2.1. Imagen compuesta frente y gradiente

La imagen compuesta de frente y gradiente se ha calculado a partir de las imágenes diarias de detección de frentes y de gradiente Sobel. El cálculo del gradiente se ha explicado en la subsección 3.2.1 de este mismo capítulo. A cada píxel-frente detectado según el algoritmo *Cayula ventanas múltiples* (3.3.2), se le ha asignado el valor de gradiente térmico, con el objetivo de otorgar una intensidad al frente (Figura 3.11). A partir las imágenes diarias de frente-gradiente, se han calculado imágenes promedios mensuales, las cuales han sido utilizadas para calcular el índice frontal, que corresponde al promedio entre la costa y la distancia de máxima influencia de los frentes (el cálculo de esta distancia será explicada en la próxima sección). De esta forma se obtiene un valor para cada latitud a una escala temporal mensual.

Además de las imágenes promedios mensuales de frente-gradiente, se han calculado las imágenes mensuales de ocurrencia frontal. Esta se ha calculada a partir de las imágenes diarias de frentes, y corresponde a la razón entre el número de frentes y el número de observaciones (píxeles válidos de TSM).



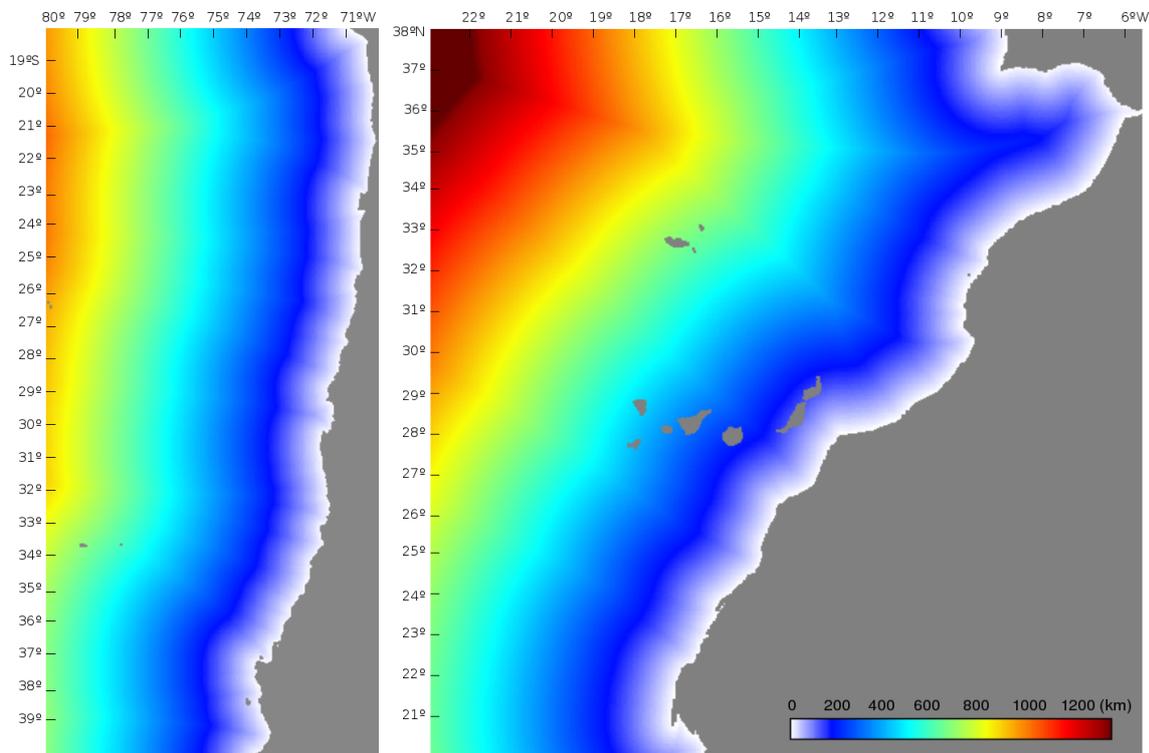
*Figura 3.11: Ejemplo de imagen de frentes (izquierda), de gradiente (centro) e imagen compuesta frente-gradiente para la zona sur del SCH*

#### 3.4.2.2. Distancia Frontal

La distancia frontal se ha calculado a partir de las imágenes promedio mensuales de índice frontal (sección 3.4.2.1) y de las imágenes de distancia euclidianas (Fig. 3.12). La distancia euclidiana se ha calculado a partir de la costa y tiene la ventaja de considerar la forma de la costa. Para cada imagen mensual de índice frontal, el cálculo de la distancia frontal se ha realizado en un análisis línea por línea, donde cada línea corresponde a una latitud determinada.

El primer paso ha sido calcular, para cada línea, el promedio de los valores de índice frontal desde la costa hasta la distancia de máxima actividad frontal. Esta última varía entre 200 y 300 km y se ha determinado a partir de la imagen promedio de actividad frontal de todo el período de estudio. Este límite longitudinal de las distancias ha evitado tomar en cuenta frentes oceánicos asociados a gradientes latitudinales, o como en el caso del norte de Chile, frentes generados por la intrusión de aguas ecuatoriales y que claramente no se deben a los frentes asociados al afloramiento, que son los frentes de interés en este estudio.

El segundo paso ha sido calcular la posición de los valores de índice frontal mayores al promedio calculado en el paso anterior. Esta es una forma de considerar sólo los frentes intensos y persistentes en el cálculo de la distancia frontal. Una vez determinada la



**Figura 3.12:** Imágenes de distancias euclidianas (km) para el Sistema Chileno de Humboldt y el Sistema de Canarias Central

posición, se ha determinado la distancia, desde la costa, de cada uno de esas posiciones a partir de la imagen de distancia euclideana (Fig. 3.12) . Finalmente, se calculó el promedio de esas distancias, valor que ha representado la distancia frontal para la línea (latitud) analizada.

### 3.4.3. Índice de Afloramiento

Se ha utilizado el índice de afloramiento que está basado en en la teoría de transporte de masa de Ekman debido a la tensión del viento:

$$U_i = (\rho_a \times C_D \times W_a \times d_c)/(f \times \rho) \quad (3.34)$$

Donde,

$U_i$  es el índice de surgencia

$\rho_a$  es la densidad del aire, igual  $1.225 \text{ kg/m}^3$

$C_D$  es el coeficiente de arrastre (drag coefficient)

$W_a$  es la velocidad del viento a lo largo de la costa

$d_c$  es la distancia desde la costa hacia mar afuera del transporte de Ekman

$f$  es el parametro de Coriolis, igual a  $2 \omega \sin(\text{latitude})$ , donde  $\omega$  es la velocidad angular

de la tierra, igual a  $2\pi/86400 \text{ rad/s}$

$\rho$  es la densidad del agua, igual a  $1025 \text{ kg/m}^3$

Se utilizan los datos satelitales de velocidad del viento ( $W$ ), ms sus componentes meridional ( $W_u$ ) y zonal ( $W_v$ ) y la tensión del viento ( $\tau$ ), más sus componentes meridional y zonal,  $\tau_u$  y  $\tau_v$  respectivamente (sección 3.1.4)

El coeficiente de arrastre esta definido como:

$$C_D = \tau / (\rho_a \times W^2) \quad (3.35)$$

Donde  $\tau$  es la tensión del viento (wind stress) en la superficie,  $\rho_a$  es la densidad del aire en superficie igual a  $1.225 \text{ kg/m}^3$  y  $W$  es la velocidad de viento media en una altura de referencia particular (Smith,1988).

Existen muchos estimados de  $C_D$ . CERSAT utiliza el  $C_D$  publicado y recomendado por Smith(1988), el cual también es utilizado por la comunidad WOCE. Usando los datos de Smith(1998), se ha calculado el  $C_D$  en función del la velocidad del viento, según la siguiente ecuación:

$$C_D = 0,000048 \times W_a + 0,000837 \quad (3.36)$$

Donde,  $W_a$  es la velocidad del viento a lo largo de la costa.

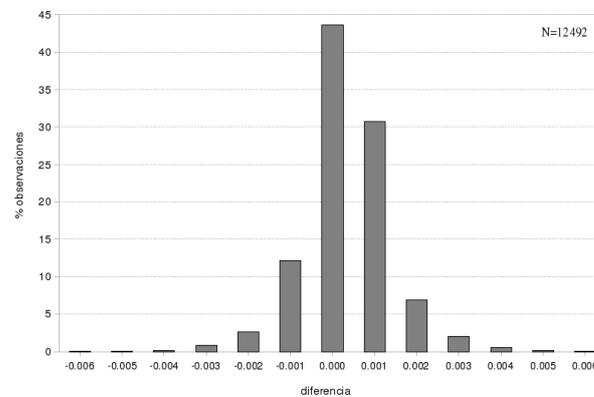
Para el sistema chileno, se ha asumido una línea de costa Norte-Sur. Entonces, para calcular el transporte de Ekman se ha usado directamente la componente meridional de la velocidad del viento ( $W_a = W_u$ ). Para el sistema de Canarias, la línea de costa es Noreste-Suroeste por lo que es necesario calcular  $W_a$ . Para esto es necesario conocer el ángulo de rotación de la costa y rotar una de las dos componente de  $W$ . Considerando la componente zonal  $W_a$  para ser rotada, se ha calculado el ángulo ( $\alpha$ ) entre la costa y la horizontal.

Se ha usado una ecuación de rotación de vectores para rotar la velocidad de viento:

$$W_a = W_u \times \cos(\alpha) + W_v \times \sin(\alpha) \quad (3.37)$$

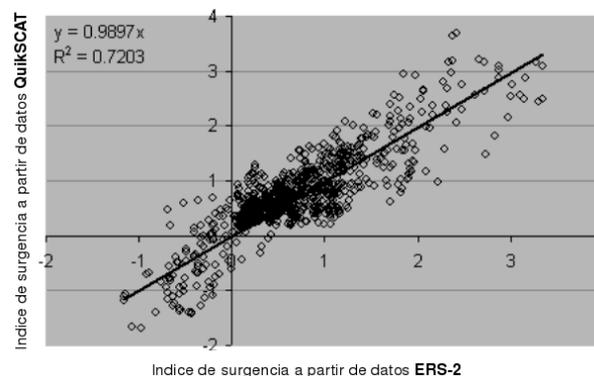
El índice de surgencia se calcula a partir de los datos semanales de campos de viento. Si bien lo óptimo hubiera sido calcular éste índice a partir de los datos diarios y luego realizar el promedio semanal, se ha utilizado el paso de tiempo semanal debido a que los datos disponibles para el período sep1997- jun1999, provenientes del satélite ERS2 (ver sección) no se encuentran a un paso de tiempo diario. En cambio, para el período jul1992-dic2004, los datos provenientes de QuikSCAT estan disponibles a una resolución

diaria y semanal. Por esta razón, se han utilizado los datos de QuikSCAT para analizar la diferencia entre el índice de surgencia semanal calculado del promedio del IU diario y el IU calculado a partir de datos de vientos semanales. Del análisis del histograma de frecuencias se observa que en casi el 90 % de los casos las diferencias entre ambas formas de calcular el IU son iguales; en el 44 % la diferencia es cero, en el 31 % de los casos el IU semanal calculado a partir de los datos diarios es ligeramente más alto y en el 12 % de los casos es ligeramente más bajo (Fig. 3.13). A la luz de estos resultados se ha podido utilizar el IU a partir de los datos de vientos semanales con confianza en que son datos representativos de la actividad diaria de surgencia para una determinada semana.



**Figura 3.13:** Frecuencia de las diferencias entre el IU semanal calculado directamente a partir de datos semanales de WS y el IU calculado a partir de datos diarios de WS (y luego promediados semanalmente)

Se ha demostrado también que ambas fuentes de información, ERS-2 y QuikSCAT, son comparables. Para ello se consideró el período entre julio 1999 y diciembre de 2000, que corresponde al período donde se dispone de información de ambos satélites (Fig. 3.14).



**Figura 3.14:** Relación entre el índice de surgencia calculado con datos de viento ERS (eje x) y QuikSCAT (eje y)

### 3.4.4. Energía cinética de turbulencia

Debido a que esta tesis se ha focalizado en la detección de estructuras frontales, la actividad de remolinos ha sido determinada indirectamente a través de la energía cinética de la turbulencia (EKE, por sus siglas en inglés: *Eddy Kinetic Energy*). La EKE' es la energía asociada con la parte turbulenta del flujo de un fluido. La EKE se ha calculado a partir de las anomalías de las velocidades geostroficas ( $U_g$  y  $V_g$ ) (sección 3.1.3). La EKE es la energía cinética asociada a la componente turbulenta del movimiento y esta definida por las varianzas de esas velocidades, representativas de la actividad de mesoescala (ec. 3.38). La unidad de EKE es  $cm^2 seg^{-2}$

$$EKE = \frac{1}{2}(U_g^2 + V_g^2) \quad (3.38)$$

Para integrar esta información como índice de remolinos en la explicación de la variabilidad de la clorofila, se ha calculado el promedio de la EKE entre la costa y la distancia de máxima influencia de la actividad frontal.

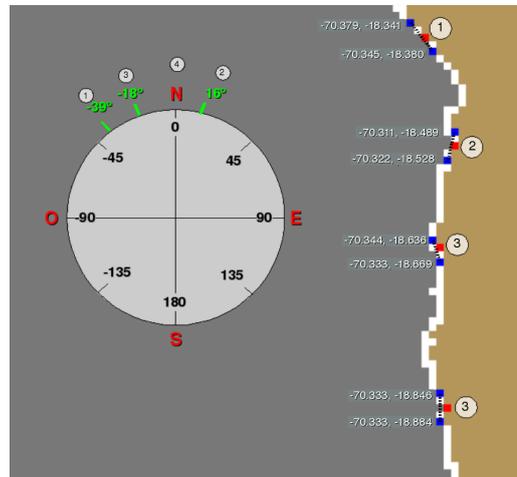
### 3.4.5. Plataforma Continental y Orientación de la costa

El ancho de la plataforma continental se ha determinado a partir de las imágenes de batimetría (subsección 3.1.5). Se ha utilizado la isobata 200 m como límite de la plataforma continental, por lo tanto, para cada latitud se calcula la distancia en km desde la costa hasta esa isobata.

La orientación de la costa se calcula como el ángulo formado por la media de los acimut entre posiciones costeras adyacentes. El azimuth es la dirección entre pares de puntos, medidos en el sentido del reloj desde el norte verdadero. La orientación de cada píxel de la línea de costa (resolución 1 km) se ha calculado utilizando los píxeles vecinos inmediatos. La primera posición se ha asignado al sur del píxel analizado, y la segunda posición al norte (Figura 3.15)

### 3.4.6. Análisis de Regresión Múltiple

Se ha aplicado un análisis de regresión múltiple para dilucidar las relaciones estadísticas entre los patrones de la distribución de la clorofila (índice de clorofila, clorofila promedio, extensión de la clorofila y clorofila máxima) y las variables independientes: índice frontal,



**Figura 3.15:** Ejemplo de cálculo de la orientación de la costa. El píxel rojo en la línea de costa corresponde al píxel analizado y los azules a los involucrados en el cálculo del ángulo

distancia frontal, índice de afloramiento, energía cinética de turbulencia y ancho de la plataforma continental. Además se ha incluido el efecto de la zona geográfica dentro de cada sistema. La zona es incluida como una variable cualitativa, y las diferentes zonas se han definido a partir de los patrones observados en las imágenes promedio de cada variables así como en su climatología y las características morfológicas propias de cada sistema. También se ha incluido el efecto de la estacionalidad, como variable cualitativa a través de la definición de las cuatro estaciones (primavera, verano, otoño e invierno), austral y boreal para el SCH y SCC respectivamente. En la tabla 3.4 se señalan los meses que se han utilizado para cada categoría en los dos sistemas de afloramiento.

Tabla 3.4: Clasificación de las estaciones del año en los hemisferios sur (austral) y norte (boreal), para el SCH y SCC respectivamente

	Humboldt	Canarias
estación	austral	boreal
Primavera	septiembre, octubre, noviembre	marzo, abril, mayo
Verano	diciembre, enero, febrero	junio, julio, agosto
Otoño	marzo, abril, mayo	septiembre, octubre, noviembre
Invierno	junio, julio, agosto	diciembre, enero, febrero

El efecto de la variabilidad interanual se ha incluido a través de la clasificación de los años del período de estudio en tres categorías; fase negativa, neutra y positiva, dependiendo de los valores anuales de los índices climáticos ENSO (Figura 1.6) y NAO (Figura 1.9), para

el SCH y SCC respectivamente. En la tabla 3.5 se muestra los años correspondientes a cada categoría para ENSO y NAO.

Tabla 3.5: Clasificación de los años del período de estudio en función de los índices climáticos ENSO y NAO, para el SCH y SCC respectivamente

	Humboldt	Canarias
Fase	ENSO	NAO
Negativa	1997, 1998, 2003	2006
Neutra	2002, 2004	2003, 2004, 2005
Positiva	1999, 2000	2002, 2007

Además se considerará la variables espacial “zonas”. Tanto el Sistema Chileno de Humboldt como el Sistema de Canarias Central se dividirá de acuerdo a los resultados del análisis descriptivo realizados sobre las imágenes promedio, y diagramas hovmoller de las “climatologías” mensuales de cada variables. Es importante aclarar que el término climatología en esta tesis se ha utiliza en el sentido de promedio de ls variables durante el período de estudio, que debido a lo relativamente corta no sería el término más adecuado en el sentido estricto del término climatilogía-

Por lo tanto en este análisis de regresión múltiple se combinarán tanto datos cuantitativos como cualitativos.. Se ha aplicado un Modelo Lineal General (GLM) para explorar las relaciones entre la distribución del índice de clorofila y las variables explicativas cuantitativas: índice de surgencia, índice de actividad frontal, distancia frontal, índice de actividad de remolinos, distancia a la isobata 200 m (plataforma continental), orientación de la costa, y las variables cualitativas: zona, estación (del año), y tipo de año (en un contexto climático ENSO y NAO, para el SCH y SCC respectivamente)

Se ha utilizado el lenguaje y ambiente para estadística computacional y gráficos *R*. La ventaja de este lenguaje es que posee una amplia variedad de modelos estadísticos y técnicas gráficas. Además es un lenguaje *Open Source* lo que provee una participación activa de la comunidad científica en el desarrollo de nuevas rutinas, es de libre distribución y puede ser implementado en una variedad de plataformas (<http://www.r-project.org/>). En este trabajo se ha usado *R* para paltaforma Linux.

El propósito general del análisis de regresión múltiple es conocer la relación entre varias variables independientes o predictoras y una variable dependiente. Permite responder a la pregunta sobre cual es el mejor predictor de la variables que se quiere explicar. Se ha

adoptado la estimación de los mínimos cuadrados como enfoque de la regresión múltiple. Las variables independientes tienen que ser continuas o discretas (variables *dummy*), y la variable dependiente debe ser continua.

Hay algunos supuestos y limitaciones básicos para el uso de la regresión lineal múltiple, tales como:

- ◇ Las observaciones son establecidas como independientes de la población, y la variable dependiente tiene distribución normal. Como las variables derivadas de la clorofila, variable dependiente que se analizarán una a una para cada sistema, presentan todas una distribución tipo Gamma, el primer paso a sido normalizar esas variables a través de la aplicación de la función logaritmo.
- ◇ Supuesto de Linealidad. Como se desprende del nombre Regresión Lineal Múltiple, se parte del supuesto que las relaciones entre las variables es lineal. En la práctica este supuesto podría no ser confirmado, pero afortunadamente los procedimientos de regresión múltiple no están afectados enormemente por las diferencias menores con este supuesto. Sin embargo, como regla de análisis es prudente observar siempre los scatterplot de las variables de interés. Si la curvatura en la relación entre las variables es evidente, es posible transformar las variables.
- ◇ Supuesto de Normalidad. Se asume que los residuos están distribuidos normalmente. Aun cuando la mayor parte de las pruebas, especialmente el *F-test*, es bastante robusto en relación con el incumplimiento de este supuesto, es siempre aconsejable, antes de concluir sobre los resultados del modelo, revisar las distribuciones de las principales variables de interés. Se pueden graficar los histogramas para los residuos así como el ajuste de la distribución de probabilidad normal.
- ◇ Limitaciones. La mayor limitación conceptual de todas las técnicas de regresión es que uno sólo puede establecer relaciones, pero no estar seguro sobre el mecanismo causal que está detrás de esa relación. Por eso se debe tener especial cuidado a la hora de interpretar los resultados, porque a menudo las explicaciones causales alternativas no son tomadas en cuenta.
- ◇ Elección del número de variables. La regresión múltiple seduce a muchos investigadores por ser una técnica *plug-in* donde pueden incluirse muchas variables predictoras y por lo general, al menos una de ellas resultará significativa. El problema surge cuando el número de observaciones es relativamente bajo. Muchos autores recomiendan que el número de observaciones debe ser por lo menos 10 a 20 veces mayor que el número de variables independientes. Si esto no se cumple, la regresión lineal es inestable e improbable a reproducir si uno volviera a hacer el

estudio. En esta tesis este requisito se cumple ampliamente, ya que para el Sistema Chileno de Humboldt se dispone de 3695 observaciones y para el Sistema de Canarias Central de 2113 observaciones.

- ◇ Multicolinealidad. Este es un problema común en muchos análisis de correlación. Cuando hay muchas variables involucradas, a menudo no es tan evidente darse cuenta que este problema existe, y se manifiesta sólo después de haber realizado el análisis. Cuando este problema ocurre significa que al menos una de las variables explicativas es completamente redundante con otras variables explicativas. Hay varios tipos de indicadores de esta redundancia.
- ◇ La importancia del análisis de los residuos. Aunque la mayor parte de los supuestos de la regresión múltiple no pueden ser comprobados explícitamente, grandes incumplimiento de los supuestos pueden ser detectados y deberían ser tratados de manera apropiada. Especialmente los *outliers*, que pueden cambiar drásticamente la forma de la curva en una dirección particular con la consecuente influencia en los coeficientes de regresión.

En una regresión múltiple se asume una relación lineal entre la variables dependiente y las variables independientes. El intercepto representa el valor de Y cuando los valores de las variables independientes son cero y el coeficiente indica la unidad de cambio de Y con el incremento de una unidad en la variable independiente correspondiente. En esta tesis más que el valor predictivo del modelo lo que se persigue es el valor explicativo, en cuanto a la contribución de cada variable en la explicación de la variabilidad de cada uno de las variables derivadas de las imágenes de clorofila.

Para los test de regresión, se han utilizado las tablas de F, para la regresión total, y T, para una sola variable o el intercepto, para analizar la significancia.

El método de los mínimos cuadrados parte del conocimiento inicial de una muestra de valores, denominadas observaciones, y pretende encontrar una función que minimize los cuadrados de las distancias entre los valores observados y los valores ajustados por la función que se esta probando y cuyos parametros hay que calcular.

Existen conceptos y supuestos que es conveniente de aclarar o recordar antes de llevar a cabo un análisis de regresión múltiple.

El t-value es una medida de la significancia estadística de una variable independiente como explicativa de una variabe independiente. Se determina dividiendo el estimado del coeficiente de la regresión por el erros estándar. El estadístico t mide cuanto errores estándardares el coeficiente esta lejos de cero. Generalmente, cualquier t-value más

grande que +2 o menor que -2 es aceptado. Mientras mayor el t-value, mayor será la confianza del coeficiente como predictor. Bajos t-value son indicadores de la baja fiabilidad del poder predictivo de ese coeficiente.

La ecuación de regresión. En el caso del análisis multivariado cuando hay más de una variable independiente, la regresión no puede ser graficada en un espacio bidimensional, pero puede ser calculada fácilmente como el caso de una regresión lineal simple.

Predicción única y correlación parcial. En la ecuación de regresión los coeficientes de regresión o coeficientes  $\beta$  representan las contribuciones independientes de cada variable independiente a la predicción de la variable dependiente.

Valores ajustados y residuos. La regresión lineal expresa la mejor predicción de la variable dependiente dadas ciertas variables independientes. Sin embargo, en la naturaleza es raramente predecible, y generalmente hay una variación importante entre los puntos observados en torno a la regresión lineal. La desviación de un punto particular de la regresión lineal, es decir, la diferencia con el valor ajustado, es llamado valor residual (residuos), y se espera que el error residual tenga un media centrada en cero.

Varianza residual y  $R^2$ . Mientras menor sea la variabilidad de los residuos en relación con la variabilidad total, mejor es la predicción. Por ejemplo, si no hay relación entre las variables independiente y la dependiente, el ratio entre la variabilidad residual de la variable dependiente y la varianza original es igual a 1, y será igual a 0 si están perfectamente relacionadas. El  $R^2$  o coeficiente de determinación es igual a 1.0 menos el ratio antes mencionado. Por ejemplo un  $R^2$  igual a 0.4 puede interpretarse como que se explica el 40 % de la variabilidad original, y el 60 % es dejado a la variabilidad residual. Idealmente, el objetivo es explicar la mayor parte o toda la variabilidad original. El valor de  $R^2$  es un indicador de que tan bien ajustado está el modelo a los datos.

Interpretación del Coeficiente de Correlación R. Habitualmente, el grado al cual dos o más variables independientes o predictoras están relacionadas con la variable dependiente está expresado por el coeficiente de correlación R, el cual es la raíz de  $R^2$ . En la regresión múltiple R puede asumir valores entre 0 y 1. Para interpretar la dirección de la relación entre variables, se debe mirar el signo (menos o más) de los coeficientes de regresión  $\beta$ . Si  $\beta$  es positivo, entonces la relación entre esa variable independiente y la variable dependiente es positiva, y la relación será negativa para un  $\beta$  negativo.

# Capítulo 4

## Resultados y Discusión

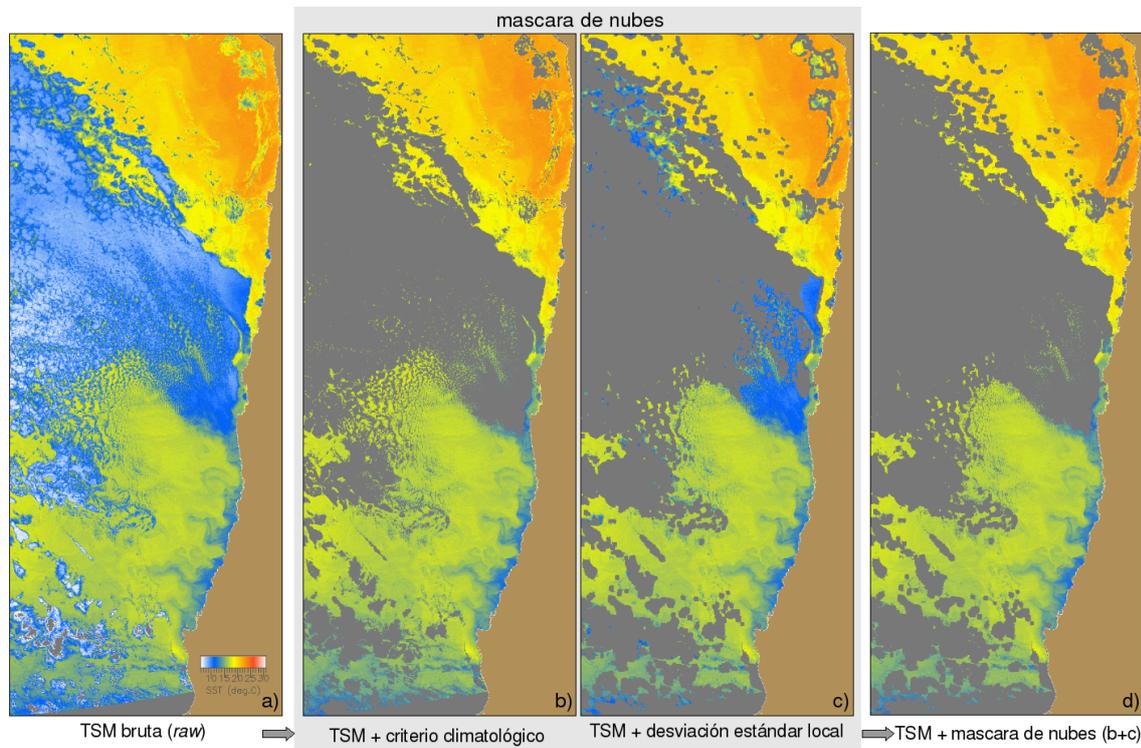
### 4.1. Detección de estructuras frontales de mesoescala en imágenes satelitales

#### 4.1.1. Validación de la máscara de nubes

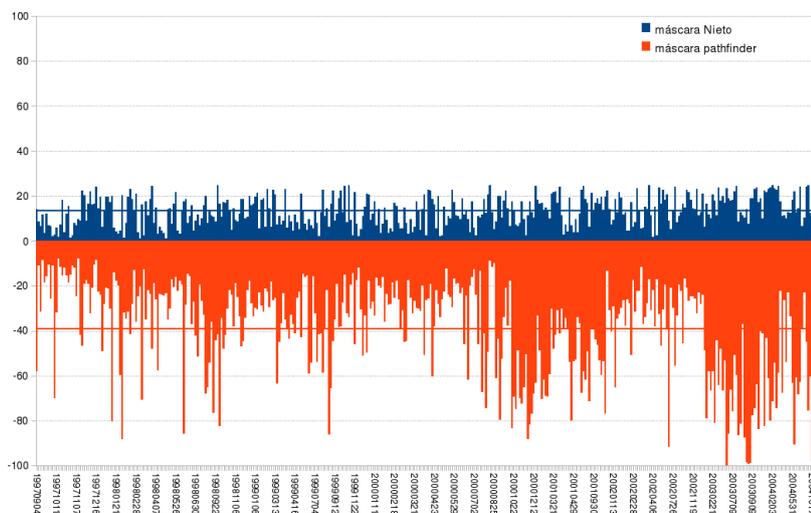
El análisis visual ha permitido observar que en general el algoritmo propuesto logra enmascarar la mayor parte de los píxeles contaminados, y lo que es más importante, no elimina datos asociados a los afloramientos costeros. No obstante, hay ciertos píxeles cercanos a las nubes o en zonas costeras que no logran ser eliminados. En la figura 4.1 se muestra una aplicación de los dos criterios involucrados en la detección de las nubes y el resultado de la combinación de ambos criterios.

Las máscaras de nubes se evaluaron a partir de la aplicación de la máscara de nubes pathfinder v5, la máscara propuesta en esta tesis, y la máscara manual (ver sección 3.3.1 del capítulo 3), considerando a esta última como la máscara “perfecta”, a 397 imágenes de TSM del SCH. Los resultados han mostrado que la máscara pathfinder v5 registra en promedio 40% menos de píxeles válidos de TSM (Fig. 4.2), esta situación se debe principalmente a la eliminación de píxeles costeros de aguas de afloramiento, tal como se muestra en un ejemplo para la SCC en la Figura 4.3b. Oram *et al.* (2007) han señalado que para el Sistema de Afloramientos de California, la máscara pathfinder eliminaba de manera excesiva los frentes válidos de TSM en las áreas costeras de fuertes gradientes. Por el contrario, la máscara de nubes propuesta en esta tesis no ha eliminado datos válidos de TSM y más bien ha registrado como promedio un 20% más de píxeles de TSM, lo que estaría indicando que los píxeles contaminados por nubes no han sido

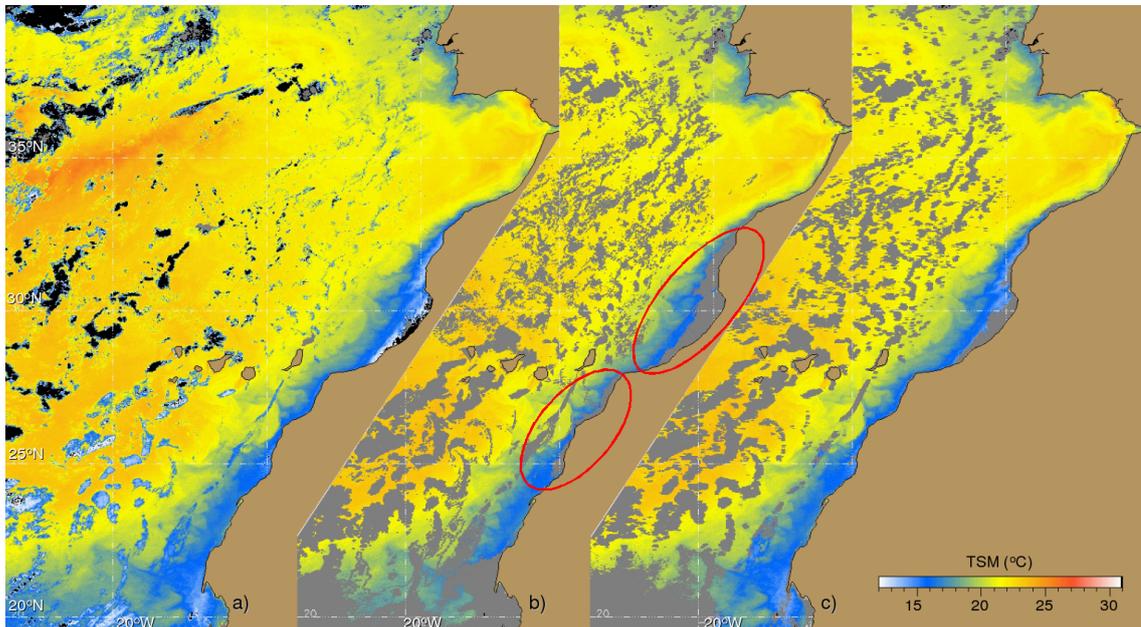
completamente eliminados. No obstante, ésta máscara posee la gran ventaja de conservar los datos de TSM válidos asociado a los afloramientos, tal como se muestra en las Figura 4.3c.



**Figura 4.1:** Ejemplo de aplicación de la máscara de nubes en el SCH: a) imagen bruta, b) aplicación del criterio climatológico, c) aplicación del criterio de la desviación estándar local, d) resultado final después de la aplicación de los dos criterios (b y c)



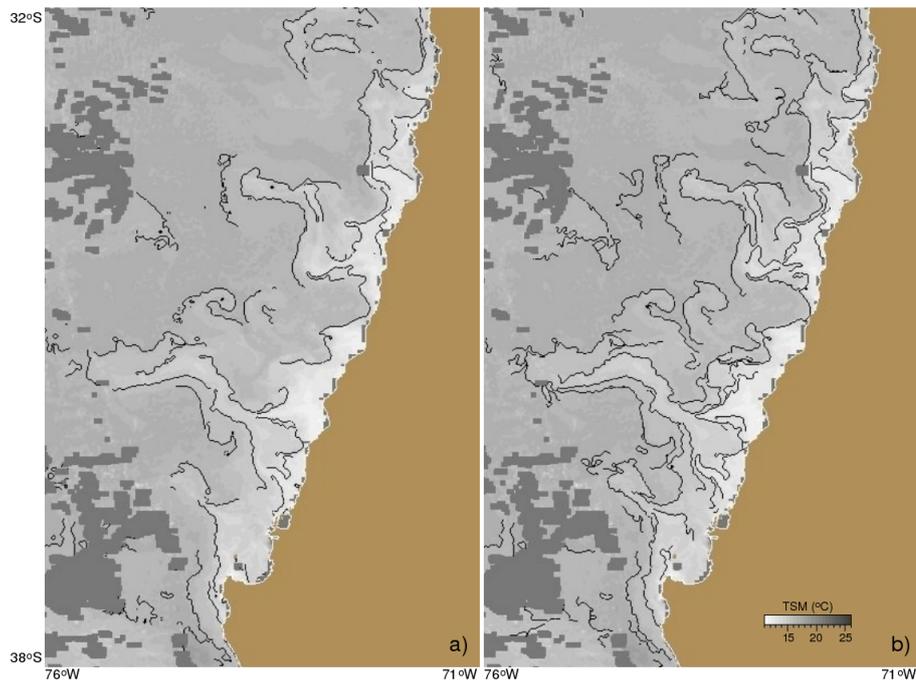
**Figura 4.2:** Validación de las máscaras de nubes pathfinder v5 y máscara de nubes propuesta en esta tesis: porcentajes de píxeles de TSM con relación a la máscara manual



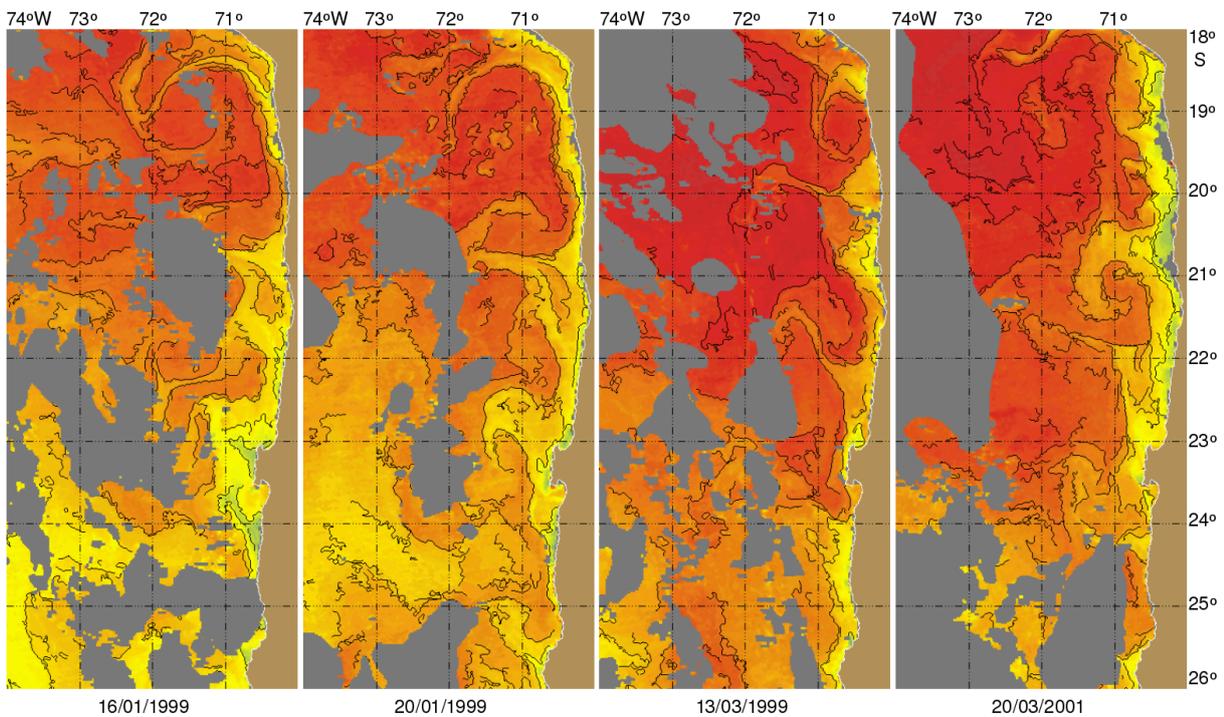
**Figura 4.3:** Ejemplo de aplicación de la máscara de nubes pathfinder v5 (b) y de la máscara propuesta en esta tesis (c) sobre una imagen de TSM (a) del SCC. Las elipses en rojo (b) muestran las zonas críticas de datos válidos eliminados

#### 4.1.2. Cuantificación del mejoramiento

En esta sección se describen los resultados de la evaluación del algoritmo Cayula-Cornillon implementado en esta tesis (mejoramiento descrito en la sección 3.3.2) con relación al algoritmo Cayula-Cornillon original. Para el sistema chileno de Humboldt, el promedio de incremento en el número de píxeles frente es de 14% y el número de segmentos disminuye un 15% después de la aplicación del algoritmo de seguimiento a los resultados del algoritmo Cayula-Cornillon original. En el caso del mejoramiento del algoritmo propuesto en esta tesis, *Cayula-Cornillon ventanas múltiples*, el incremento del número de píxeles detectados después del algoritmo de seguimiento es de 9% y el número de segmentos disminuye en 6%. En ambos casos no se han registrado diferencias significativas entre años. A partir de estos resultados se ha podido cuantificar un aumento de 144% y 133% en el número de píxeles detectados antes y después del algoritmo de seguimiento respectivamente, al comparar el algoritmo original con la nueva implementación propuesta en esta tesis (Tabla 4.2) En la Figura 4.4 se muestra un ejemplo de la aplicación del algoritmo original y de la nueva implementación propuesta en esta tesis, en una imagen de TSM del Sistema de Humboldt. En las Figuras 4.5, 4.6 y 4.7, se muestran ejemplos de la aplicación de *Cayula-Cornillon ventanas múltiples* para distintas zonas del SCH.



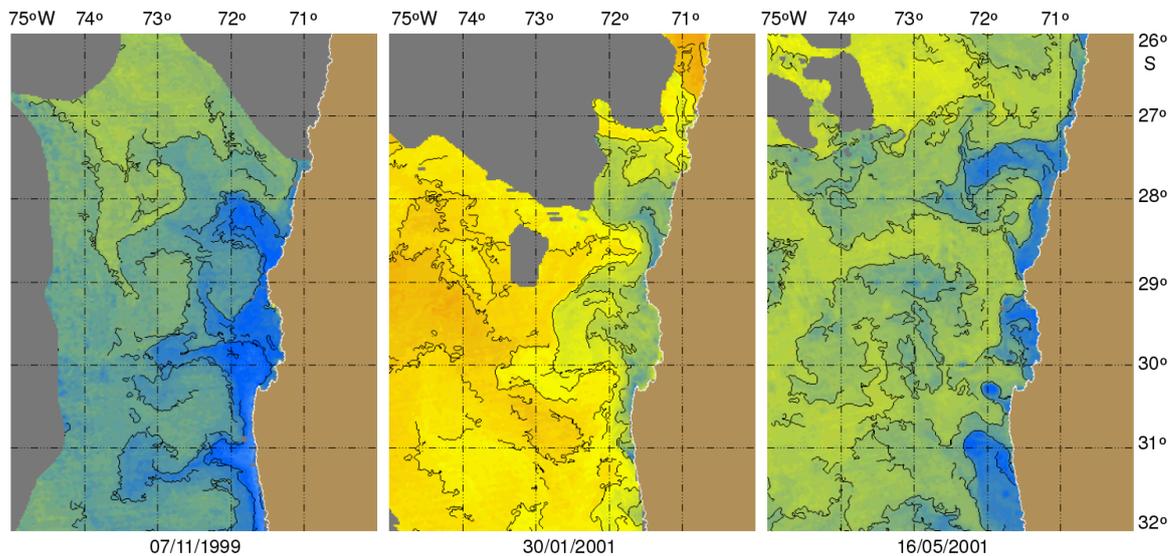
**Figura 4.4:** Ejemplo de la aplicación del algoritmo Cayula-Cornillon original (a) y de Cayula-Cornillon ventanas múltiples (b), en la zona sur del SCH



**Figura 4.5:** Ejemplo de aplicación de algoritmo de Cayula-Cornillon ventanas múltiples en la parte norte del SCH ( $18^{\circ}\text{S}$ - $26^{\circ}\text{S}$ )

Tabla 4.1: Número de píxeles-frente y segmentos promedio para el algoritmo original de Cayula-Cornillon y la mejoración propuesta en esta tesis (*Cayula-Cornillon ventanas múltiples*): Resultados antes y después de la aplicación del algoritmo de seguimiento

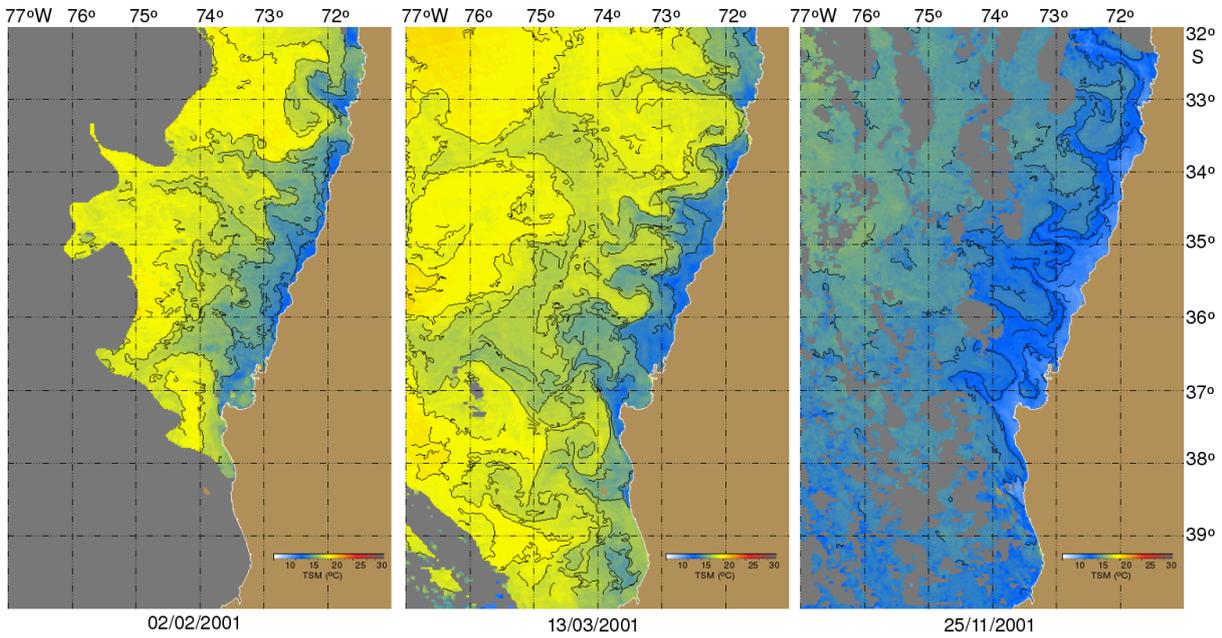
	Sistema Chileno de Humboldt (período 1997-2004)					
	Número de píxeles			Número de segmentos		
	Nivel ventana	+algoritmo seguimiento	% después seguimiento	Nivel ventana	+algoritmo seguimiento	% después seguimiento
Cayula-Cornillon						
Original	7474	8540	+14 %	249	212	-15 %
Ventanas múltiples	18236	19938	+9 %	482	454	-6 %
% mejoramiento	+144 %	+133 %		+94 %	+114 %	



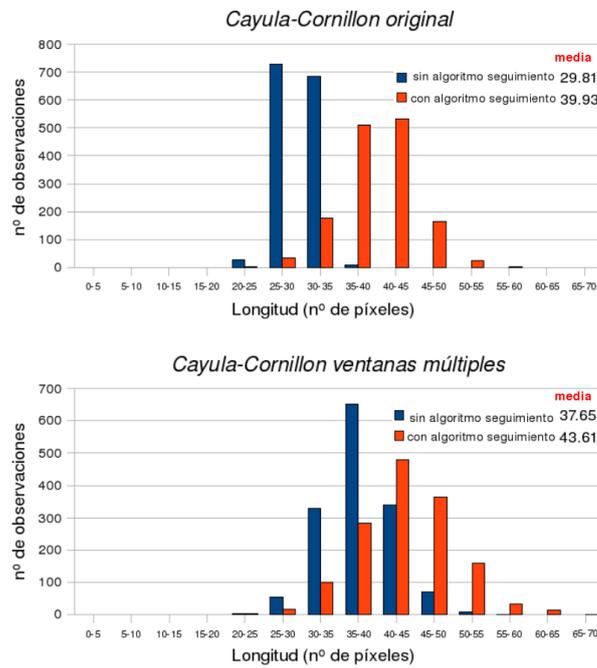
**Figura 4.6:** Ejemplo de aplicación de algoritmo de Cayula-Cornillon ventanas múltiples en la parte centro del SCH ( $26^{\circ}S$ - $32^{\circ}S$ )

En la Figura 4.8 se muestra las longitudes promedio de los segmentos antes y después de la aplicación del algoritmo de seguimiento, para el caso del SCH. Se puede observar que el algoritmo de seguimiento tiene una influencia mucho mayor cuando se aplica al algoritmo Cayula-Cornillon original que cuando se aplica al algoritmo *Cayula-Cornillon ventanas múltiples*.

Para el sistema de Canarias, el promedio de incremento en el número de píxeles frente es de 9% y el número de segmentos disminuye un 14% después de la aplicación del algoritmo de seguimiento a los resultados del algoritmo Cayula-Cornillon original. En el caso del mejoramiento del algoritmo propuesto en esta tesis, *Cayula-Cornillon ventanas múltiples*, el incremento del número de píxeles detectados después del algoritmo



**Figura 4.7:** Ejemplo de aplicación de algoritmo de Cayula-Cornillon ventanas múltiples en la parte sur del SCH (32°S-40°S)



**Figura 4.8:** Longitud de segmentos promedio antes y después de la aplicación del algoritmo de seguimiento: Cayula-Cornillon original (arriba) y Cayula-Cornillon ventanas múltiples (abajo)

de seguimiento es de 7% y el número de segmentos disminuye en 4%. En ambos casos no se han registrado diferencias significativas entre años. A partir de estos resultados se ha podido cuantificar un aumento de 146% y 141%, antes y después

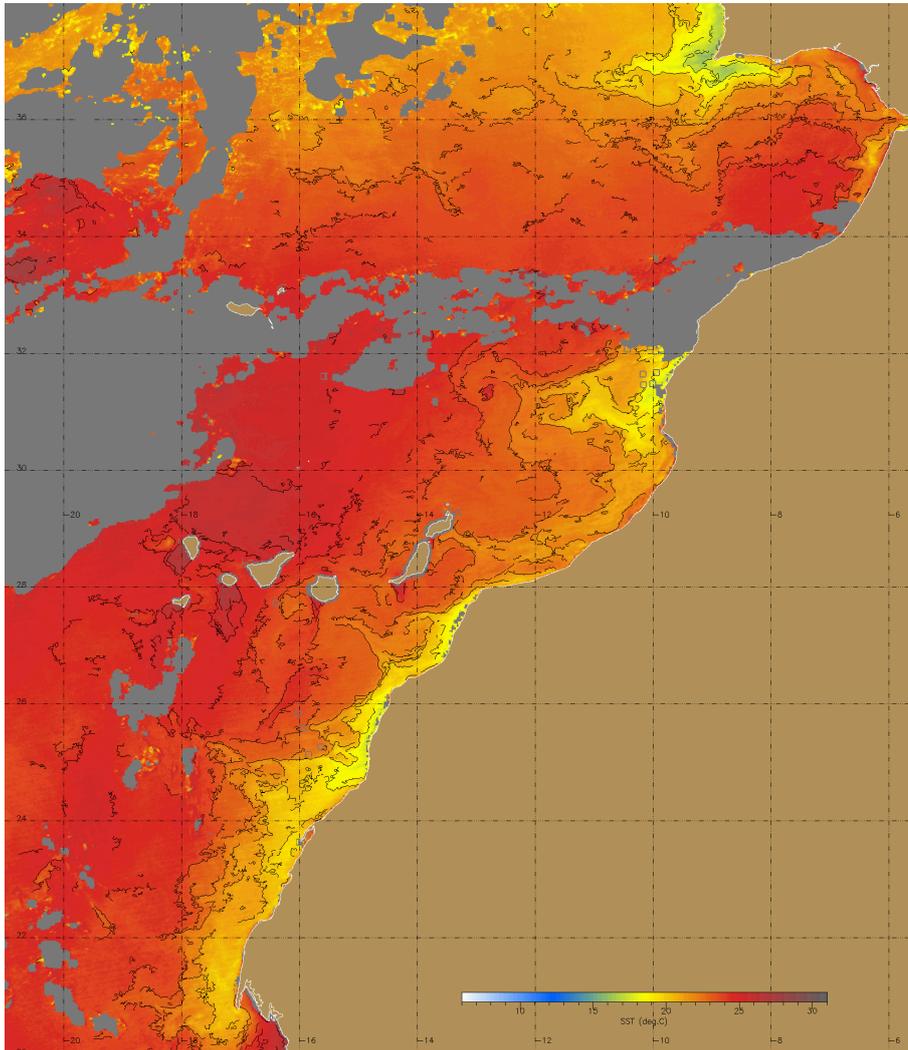
del algoritmo de seguimiento respectivamente, al comparar el algoritmo original con la nueva implementación propuesta en esta tesis (Tabla 4.2) En las Figura 4.9 se muestra un ejemplo de la aplicación de *Cayula-Cornillon ventanas múltiples* para el SCC.

Tabla 4.2: Número de píxeles-frente y segmentos promedio para el algoritmo original de Cayula-Cornillon y la mejoración propuesta en esta tesis (*Cayula-Cornillon ventanas múltiples*): Resultados antes y después de la aplicación del algoritmo de seguimiento

Sistema de Canarias Central (período 2002-2007)						
Cayula-Cornillon	Número de píxeles			Número de segmentos		
	Nivel ventana	+algoritmo seguimiento	% después seguimiento	Nivel ventana	+algoritmo seguimiento	% después seguimiento
Original	18177	19832	+9 %	609	520	-14 %
Ventanas múltiples	44745	47706	+7 %	1134	1088	-4 %
% mejoramiento	+146 %	+141 %		+86 %	+109 %	

### 4.1.3. Validación: *Cayula-Cornillon ventanas múltiples* versus Detector de Bordes Canny

Los resultados obtenidos de la comparación de los frentes detectados por ambos métodos han mostrado que el algoritmo *Cayula-Cornillon ventanas múltiples* detecta entre 91 % y 100 %, con un promedio de 97 %, del total de píxeles-frente. Por su parte, al usar detector de frentes Canny se ha detectado entre 24 % y 66 %, con un promedio de 42 %, del total de píxeles-frente. No se ha observado una relación en las variaciones de esos porcentajes asociadas a diferentes áreas (costera versus oceánica, o norte versus sur) y período del año.



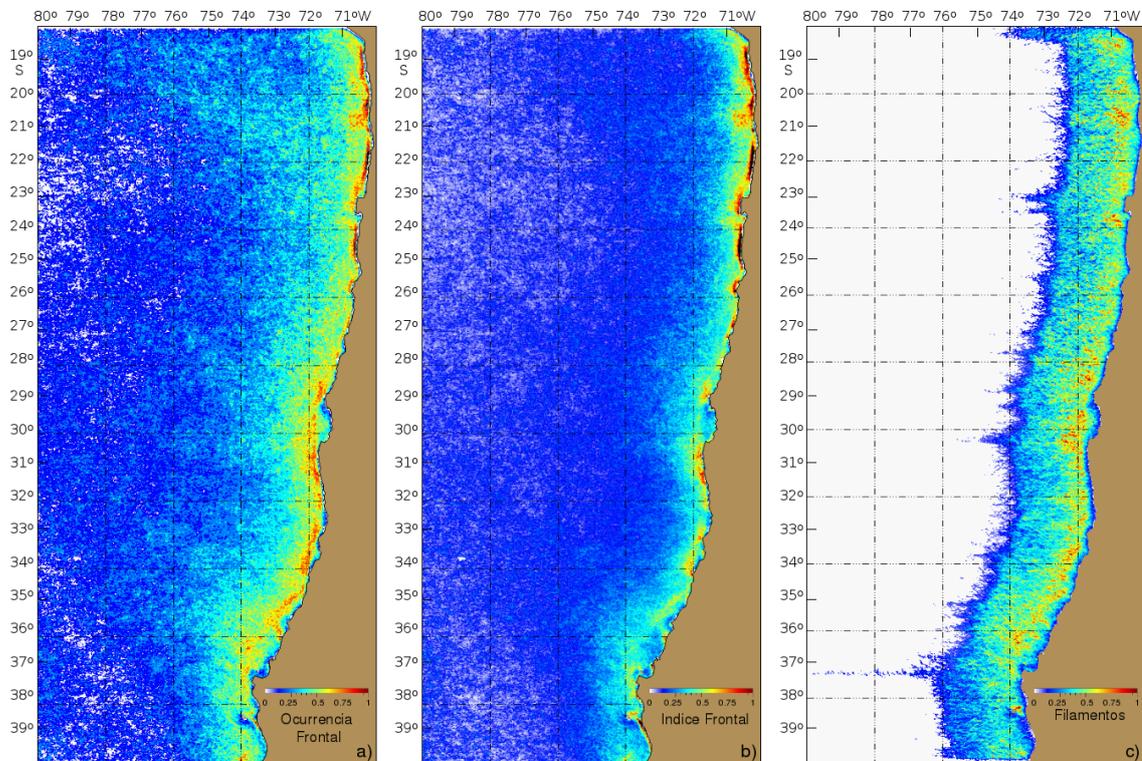
**Figura 4.9:** Ejemplo de aplicación de algoritmo de Cayula-Cornillon ventanas múltiples para el SCC (28 de abril de 2004)

## 4.2. Sistema Chileno de Humboldt

### 4.2.1. Imágenes y series promedio de todo el período

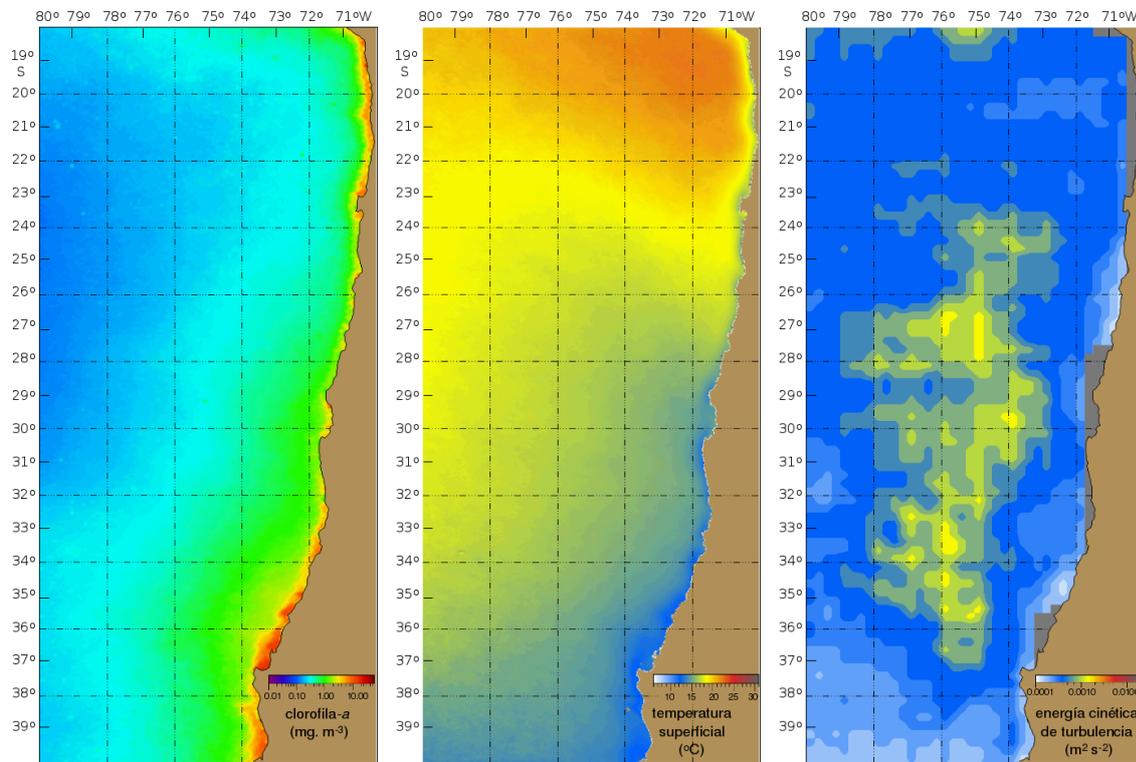
En esta sección se describen los patrones espaciales observados en las imágenes promedios de todo el período, de índice frontal, ocurrencia frontal, índice de filamentos (Fig. 4.10), clorofila-*a*, temperatura y energía cinética de turbulencia (Fig. 4.11), así como las series promedio, por latitud, del índice de clorofila, clorofila promedio, extensión de la clorofila, clorofila máxima y distancia a la clorofila máxima, el índice de afloramiento, el índice frontal, la distancia frontal, la energía cinética de turbulencia, ancho de la plataforma continental y ángulo de orientación de la costa (Fig. 4.12)

Tal como se explico en la metodología (sección 3.4.2.1), por un lado se presenta la ocurrencia de frentes independiente de la intensidad, y por otro lado se presentan los mismos frentes pero con el valor del gradiente térmico, con el objetivo de atribuirle un valor de intensidad. En la figura 4.10 se muestran las imágenes promedio de la ocurrencia frontal, el índice frontal y el índice de filamentos para el período 1997-2004. Las escalas en las imágenes promedio son relativas y deben interpretarse en comparación a todos los valores de la imagen más que como el valor absoluto del gradiente (en el caso del índice frontal), que es el promedio de casi 1500 imágenes diarias. Por esta razón las escalas de estas variables se han estandarizadas entre 0 y 1, donde el valor 1 (0) indica el máximo (mínimo) valor observado.



**Figura 4.10:** Imágenes promedio período 1997-2004: a) Ocurrencia Frontal, b) Índice frontal y, c) Filamentos

En general se ha observado la presencia de frentes en toda el área de estudio (Fig. 4.10a), siendo más frecuentes y de mayor intensidad en la parte norte del sistema que en la parte sur (Fig. 4.10a-b). Se ha podido observar que en la zona norte, entre 18°S y 26°S, el índice frontal y la ocurrencia frontal siguen patrones similares, lo que indica que los frentes en esa zona son frentes intensos, con altos valores de gradientes térmicos. Por el contrario, en la zona sur, principalmente al sur de 32°S se puede observar que si bien existe una ocurrencia frontal relativamente alta, el índice frontal es considerablemente más bajo que en la zona norte (Fig. 4.10).



**Figura 4.11:** Imágenes promedio período 1997-2004: a) Clorofila-a, b) Temperatura superficial de mar y, c) Energía cinética de turbulencia

Los altos valores de índice frontal dan una señal de la intensidad de los frentes térmicos asociados al afloramiento. Según Longhurst (2001) la intensidad de los frentes de afloramiento puede relacionarse al hecho que una fuerte estratificación es desarrollada dentro de las masas de agua sobre la plataforma, ya que el frente representa la superficialización de la piconclina subsuperficial. Debido a que el índice frontal integra el valor del gradiente térmico, la intensidad de este índice es un indicador de si el frente ha sido generado por el afloramiento de aguas subsuperficiales de características diferentes a las aguas superficiales.

El índice frontal, disminuye progresivamente de norte a sur, pero más allá de esta tendencia general, ha presentado máximos locales en diferentes áreas. La disminución progresiva del índice frontal podría explicarse por las diferencias de temperatura costa-oceano, que son considerablemente mayores en la zona norte que en la zona sur, por la presencia de aguas cálidas; la intrusión de la masa de agua subtropical que se mueve hacia el sur desde el ecuador y que tiene una influencia latitudinalmente hasta los  $24^{\circ}S - 25^{\circ}S$  (Figs. 1.2 y 1.3). Esto es claramente visible en la imagen promedio de temperatura superficial del mar (Fig. 4.11).

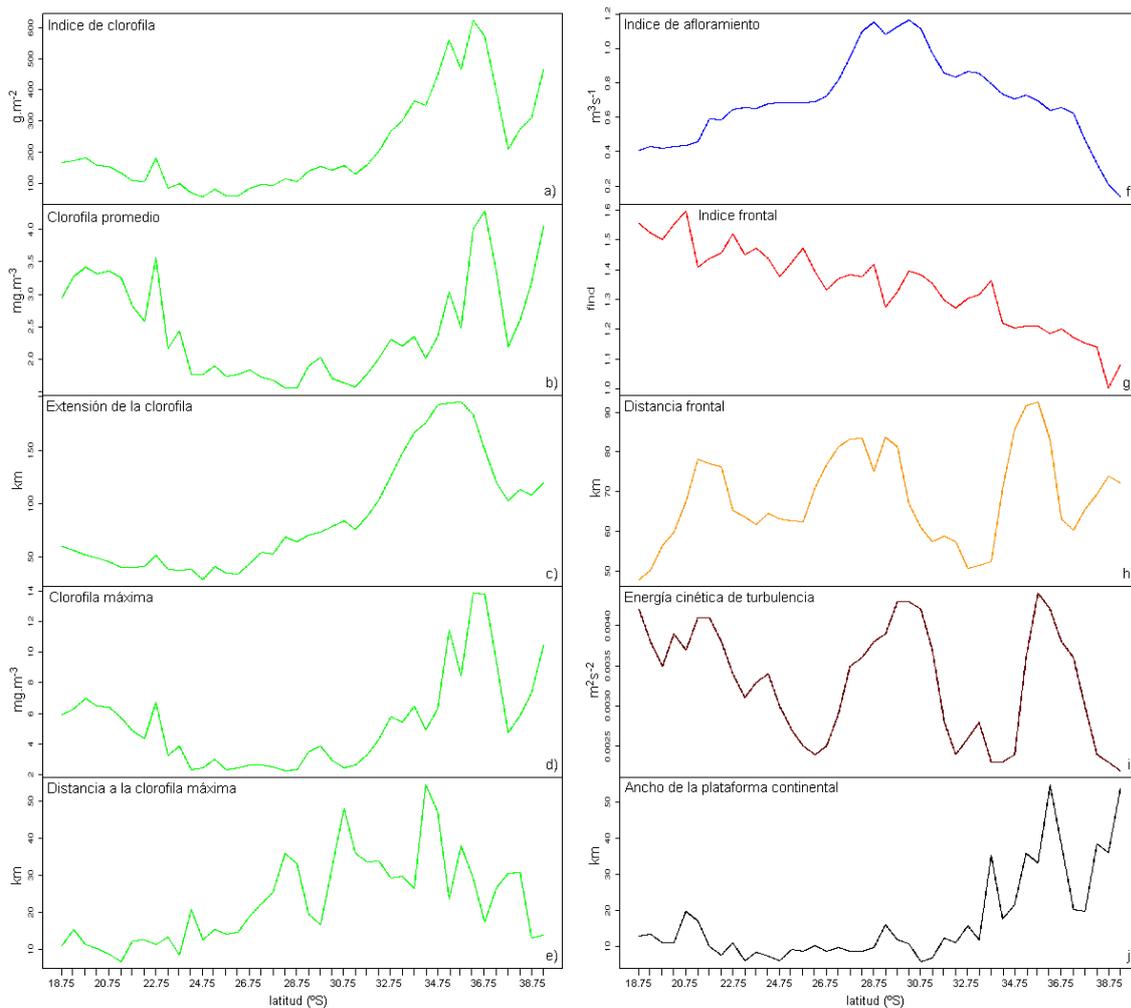
En cuanto a la identificación de filamentos, es decir, aquellos frentes perpendiculares a la costa (sección 3.3.3), en la Figura 4.10c se presenta la proporción de filamentos con respecto al total de frentes. Esta imagen de índice de filamentos muestra que existe una gran variabilidad espacial, pero que a pesar de esto es posible observar zonas donde los frentes tipo filamentos están más concentrados. El área donde se ha registrado mayor concentración de filamentos es entre  $22^{\circ}S$  y  $23^{\circ}30'S$ . Otra área importante es alrededor de  $21^{\circ}30'S$ . En la zona sur, la presencia de filamentos se encuentra en una franja que va principalmente entre  $33^{\circ}S$  y  $37^{\circ}S$ .

Los mayores valores de clorofila, así como sus extensiones máximas hacia mar afuera se han localizado en la parte sur del sistema, principalmente entre  $35^{\circ}S$  y  $37^{\circ}S$  (Fig. 4.11a y 4.12a-d). No obstante, altos valores de clorofila promedio también han sido observados en la parte norte del SCH, desde  $18^{\circ}S$  hasta  $24^{\circ}S$ , pero con extensiones de la clorofila relativamente costeras (Fig. 4.12b-c). Estas distancias cercanas a la costa de las extensiones de la clorofila tienen una influencia en los bajos valores de índice de clorofila, debido a la naturaleza del cálculo de este índice (sección 3.4.1). Por lo anterior, es posible que sea más apropiado utilizar la clorofila promedio o la clorofila máxima para explicar el comportamiento de la clorofila en esta área.

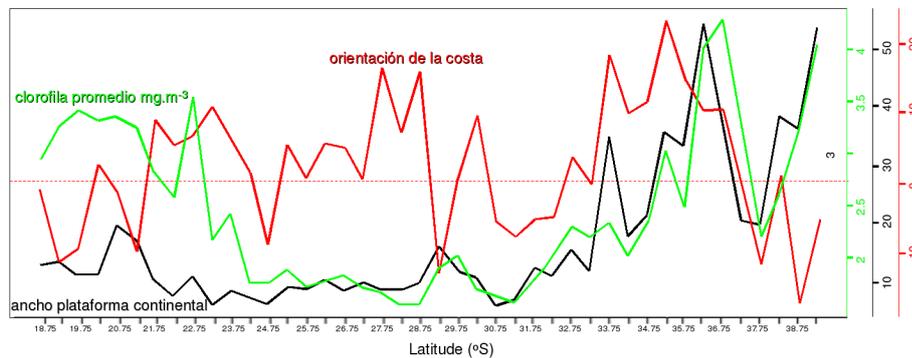
Las variaciones latitudinales de las altas concentraciones y extensiones de clorofila no parecen estar relacionadas directamente con las variaciones latitudinales del índice de afloramiento (Fig. 4.12), al menos no en una forma directa. El hecho que el índice de afloramiento registre valores positivos en toda el área, puede dar un indicio que la intensidad del afloramiento podría ser más que suficiente para sostener la biomasa fitoplanctónica en el SCH, y que serían otros los factores los que estarían modelando la distribución espacial de la clorofila. Thomas *et al.*, (2004) parecen encontrar una relación más directa, al obtener correlaciones positivas entre la clorofila y los afloramientos cuando compara los cuatro sistemas de afloramiento. Esta diferencia puede deberse a la forma de calcular la clorofila promedio utilizada en el estudio de esos autores, calculada como el promedio entre la costa y 100 km mar afuera. En cambio, en esta tesis el promedio se calcula entre la costa y la concentración  $1\text{ mg m}^{-3}$ , la que ha registrado una gran variabilidad espacial en su extensión desde la costa (Fig. 4.12c).

La clorofila promedio muestra valores comparables en ambos extremos del SCH, es decir, la parte norte entre  $18^{\circ}S$  y  $24^{\circ}S$  y la parte sur entre  $32^{\circ}S$  y  $38^{\circ}S$ . Existe una área entre ambas zonas ( $24^{\circ}S - 32^{\circ}S$ ) donde la clorofila promedio alcanza valores mínimos, coincidiendo con la presencia de los mayores valores del índice de afloramiento, lo que nos indicaría que valores tan elevados de afloramiento serían negativos para el fitoplancton. No obstante, en esta zona de baja clorofila, existe máximos relativos, principalmente el observado en la Bahía de Coquimbo (alrededor de  $30^{\circ}S$ )

Por otro lado, el análisis de las imágenes promedio ha permitido observar la influencia de la línea de costa y del ancho de la plataforma en la distribución espacial de la clorofila. En la Figura 4.13 se muestran las series de clorofila promedio, y las series de orientación de la costa y ancho de la plataforma. Longhurst (2001) señala que a pesar que los sistemas de afloramiento están forzados por regímenes de viento similares, las diferencias regionales están forzadas además por la orientación de la costa y características topográficas de pequeña escala de cada línea de costa. Existe una clara asociación entre el ancho de la plataforma continental y la clorofila promedio a lo largo del SCH (Fig.4.13). No obstante, al norte de  $24^{\circ}N$  pareciera que otros factores estarían además realzando la presencia de altos valores de clorofila promedio. Es posible que la configuración de la línea de costa, prácticamente meridional, facilite el transporte a lo largo de la costa desde los centros de afloramiento, siguiendo la corriente costera chilena. Además la energía luminosa del sol es más alta en el norte durante todo el año, lo que influye en la cantidad de radiación disponible para la fotosíntesis, y por lo tanto en las concentraciones de clorofila..



**Figura 4.12:** Series promedios por latitud para el SCH



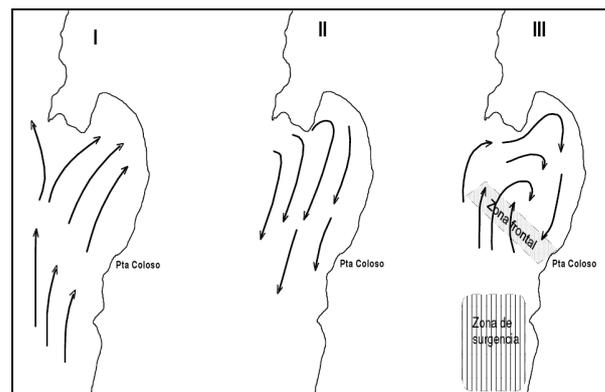
**Figura 4.13:** Series promedios de la clorofila promedio, orientación de la costa y ancho de la plataforma continental, por latitud para el SCH

En la zona norte se ha observado una relación entre las franjas de altos valores de índice frontal y una zona de filamentos generada en el límite norte de éstas franjas, es decir, en la dirección del flujo de las corrientes (hacia el ecuador). Este caso se ha presentado claramente al norte de la franja de altos índice frontal localizada entre  $21^{\circ}30'S$  y  $22^{\circ}30'S$  (Fig. 4.10b) y la zona de filamentos ubicada al norte de esta zona entre Punta Gruesa ( $20^{\circ}30'S$ ) y Punta Lobos  $21^{\circ}S$  (Fig. 4.10b). La generación de esta zona de filamentos coincide además con un cambio en la orientación de la línea de costa, en la zona inmediatamente al norte de la franja paralela de altos valores de índice frontal, pasando de una orientación positiva a una orientación negativa, coincidiendo además con un ensanchamiento de la plataforma continental, configuración que sería propicia para el movimiento de las aguas hacia afuera. Strub *et al.* (1991) señalan que la relajación de los vientos alrededor de los cabos (o puntas) causan convergencias cercanas a la costa propicias para la generación de filamentos. Esta zona de filamentos se ha visto bien reflejada en la distancia frontal, coincidiendo además con un máximo de la EKE (Fig. 4.12h e i). Esta zona de filamentos también coincide con el aumento de la extensión de la clorofila, lo que se ha observado tanto en la imagen promedio de clorofila (Fig. 4.11a) como en la serie promedio por la latitud de la extensión de la clorofila (Fig. 4.12c).

Otra zona de filamentos visible, aunque con un mayor ruido en la imagen de filamentos, ha sido alrededor de la península de Mejillones ( $23^{\circ}S$ ), asociado a altos valores de índice frontal, así como a máximos relativos de la clorofila promedio y clorofila máxima. Este filamento presenta la particularidad de encontrarse en el límite del agua subtropical (que avanza desde el ecuador), masa de agua que se encuentra cercana a la costa y genera altos gradientes térmicos que se han visto claramente reflejados en el índice frontal. El filamento asociado a la península de Mejillones ( $23^{\circ}S$ ), que ha sido documentado y estudiado por varios autores (Barbieri *et al.*, 1995; Sobarzo y Figueroa, 2001; Marín *et al.*, 2003), no se observa tan claramente en la imagen de filamentos. Marín *et al.* (2003) describen dos filamentos asociados a la bahía de Mejillones, uno que va hacia el noroeste generado por la perturbación del flujo generada por península de Mejillones, y

otro filamento que se extiende hacia el norte siguiendo el frente. Este último es difícil detectarlo debido a la configuración variable de la costa en esta bahía, por lo que es complicado calcular la dirección de un determinado frente en relación a la costa, la base del algoritmo de identificación de filamentos.

Al sur de la península de Mejillones, específicamente al sur de la Bahía de Antofagasta ( $23^{\circ}30'S$ ) se ha observado una franja costera de altos valores de índice frontal entre  $24^{\circ}S$  y  $25^{\circ}S$ , (Fig. 4.10b), que al igual que en los casos anteriores, deriva en la formación de filamentos en su extremo norte, cuando el flujo que avanza hacia el norte, por la advección asociada a la corriente costera chilena que cambia de dirección debido a la presencia de la península de Mejillones, dando lugar un frente perpendicular a la costa justo al sur de la bahía de Antofagasta. Esta zona frontal ha sido sugerida por Escribano e Hidalgo (2001) en su estudio de la circulación en la Bahía de Antofagasta ( $23^{\circ}S$ ), en el cual señalan que la presencia de un foco de afloramiento al sur de la bahía ejerce una fuerte influencia en la circulación a través de la advección paralela a la costa y hacia el ecuador y que por la configuración topográfica y de la costa originaría una zona frontal que regularía el vaciado y llenado de la bahía. Esta zona frontal perpendicular a la costa ha sido claramente observada en la imagen de índice frontal alrededor de  $23^{\circ}45'S$  y en la imagen de clorofila promedio es posible observar los altos valores de clorofila asociada a esta bahía (Fig. 4.11). La persistencia de las agregaciones planctónicas al interior de la bahía de Antofagasta, sugiere mecanismos físicos que ayudan a la retención de estos organismos, en la Figura 4.14 se muestra el modelo conceptual propuesto por Escribano e Hidalgo (2001) para explicar la retención en esta bahía.



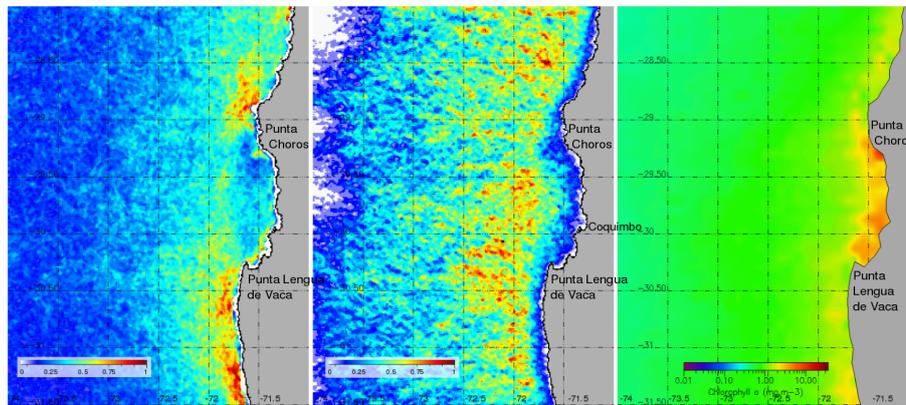
**Figura 4.14:** Circulación forzada por el viento y afloramiento en la bahía de antofagasta, i) fase inicial de llenado, ii) fase de relajación de los vientos, iii) desarrollo de zona frontal, que induce a la generación de una zona de retención. Fuente: Escribano e Hidalgo (2001)

Al sur de los  $26^{\circ}S$  el SCH pareciera comportarse de una manera distinta que al norte de esa latitud. Existen dos características que marcan especialmente la diferencia, el aumento del índice de afloramiento y de la EKE, que aumentan progresivamente para alcanzar ambos los valores máximos observados en todo SCH, alrededor de  $29^{\circ}S$ . No

obstante los máximos de índice de afloramientos observados en esta zona, la clorofila se ha presentado relativamente baja, tanto en el promedio como la extensión y la clorofila máxima. Esto ha llevado a plantear que estos altos valores de afloramiento y EKE no serían óptimos para desarrollo de fitoplancton en la zona, quizás por condiciones de turbulencia demasiado elevadas, lo que a su vez ha llevado a sugerir que la abundancia de la clorofila estaría regida por una *ventana ambiental óptima* asociada a las características físicas. Este concepto de *ventana ambiental óptima* (Cury y Roy, 1989) para el afloramiento y la turbulencia ha sido descrito para niveles más altos de la cadena trófica, como la distribución de pequeños peces pelágicos (Yañez *et al.*, 2001; Skogen, 2004, *Wilhelm et al.*, 2005), pero ha sido pocas veces discutida para las distribuciones del fitoplancton.

Siguiendo con este análisis de norte a sur, un caso que requiere particular atención es la zona de la Bahía de Coquimbo,  $29^{\circ}15'S - 30^{\circ}45'S$  (Fig. 4.15). Por un lado se encuentra en un área donde los vientos favorables al afloramiento son máximos, lo que se ha visto reflejado en el índice de afloramiento (Fig. 4.17). A pesar que muestra un aumento de la clorofila promedio con respecto a las latitudes adyacentes, este máximo relativo no es comparable en magnitud a los máximos presentes en el resto del área. EL máximo de clorofila es muy costero, 15 km aprox. (Figura 4.12e). La configuración de bahía protegida, y los valores de clorofila cercanos a la costa parecen asegurar la disponibilidad de alimento, y ser un área propicia para la retención de huevos y larvas de diferentes especies. Por otro lado, es un área donde los frentes alcanzan grandes extensiones, sobre 80 km (Figura 4.12h), y la EKE alcanza uno de los más altos valores del todo el SCH. Esto podría indicarnos la presencia de remolinos y filamentos, esto último corroborado al observar la imagen de filamentos 4.10. Marín y Delgado (2004) observan un filamento que se genera al norte de la Bahía el cual tiene la configuración tipo *champiñon* que da paso a la generación de un remolino anticiclónico. Se puede concluir que en esta área existe un compromiso entre los proceso de enriquecimiento, retención y transporte, debido a la configuración de la costa, y a las características del viento que modula el afloramiento, y por las inestabilidades baroclinas las corrientes geostróficas generan remolinos y filamentos en la zona oceánica. Se puede observar la presencia de un área costera de retención y un área oceánica de transporte.

En la parte sur del SCH, al sur de  $32^{\circ}S$  se ha observado un clara relación entre la distribución de la clorofila promedio y el ancho de la plataforma (Fig. 4.13). Es un área que se caracteriza por una orientación de la costa positiva, con presencia de perturbaciones de las costa que serían propicias para el realce de los valores de clorofila (Fig. 4.13). Si bien ha registrado la presencia de frentes (Fig. 4.10a), estos no tienen una intensidad comparable con aquellos observados en la parte norte. De acuerdo a la imagen de filamentos, la mayor parte de los frentes serían filamentos (Fig. 4.10b), lo que



**Figura 4.15:** Imágenes promedio de índice frontal, índices de filamentos y clorofila (período 1997-2004) para la Bahía de Coquimbo ( $29^{\circ}15'S - 30^{\circ}45'S$ )

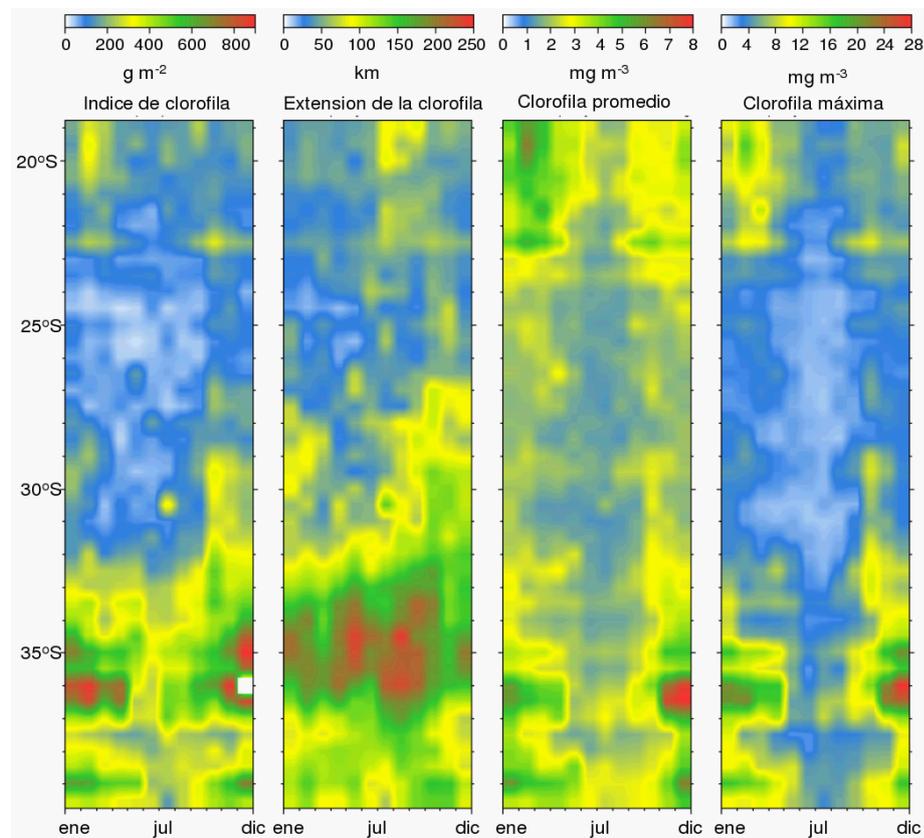
favorecería el exporte mar afuera, situación que se ha corroborado al observar las series por latitud de la extensión de la clorofila, distancia frontal (Fig. 4.12c y h)

#### 4.2.2. Variabilidad estacional

EL análisis que se ha presentado en la sección anterior ha permitido establecer áreas que presentan características distintivas, con patrones espaciales que permiten acercarse en la búsqueda de los factores que estarían modulando la distribución de la clorofila en el SCH. Hay que ver si estas relaciones presentan una variabilidad estacional, y el grado de influencia que tendría con relación a lo observado en los promedios generales. El análisis de la variabilidad estacional ha permitido principalmente observar si los cambios en la distribución y abundancia de la clorofila a través del año siguen patrones comparables a las variables físicas.

Sobre la base del análisis de los diagramas hovmoller de las climatologías, tanto para los proxy biológicos (Fig. 4.16) como para los proxy físicos (Fig. 4.17), así como en los resultados de la sección anterior (4.2.1), se han establecido cuatro subzonas que *a priori* muestran comportamientos diferentes. Estas cuatro subzonas fueron consideradas para definir las categorías de la variable cualitativa “zona” que ha sido incluida como variable dependiente en el análisis de regresión múltiple que se presenta más adelante (sección 4.2.4).

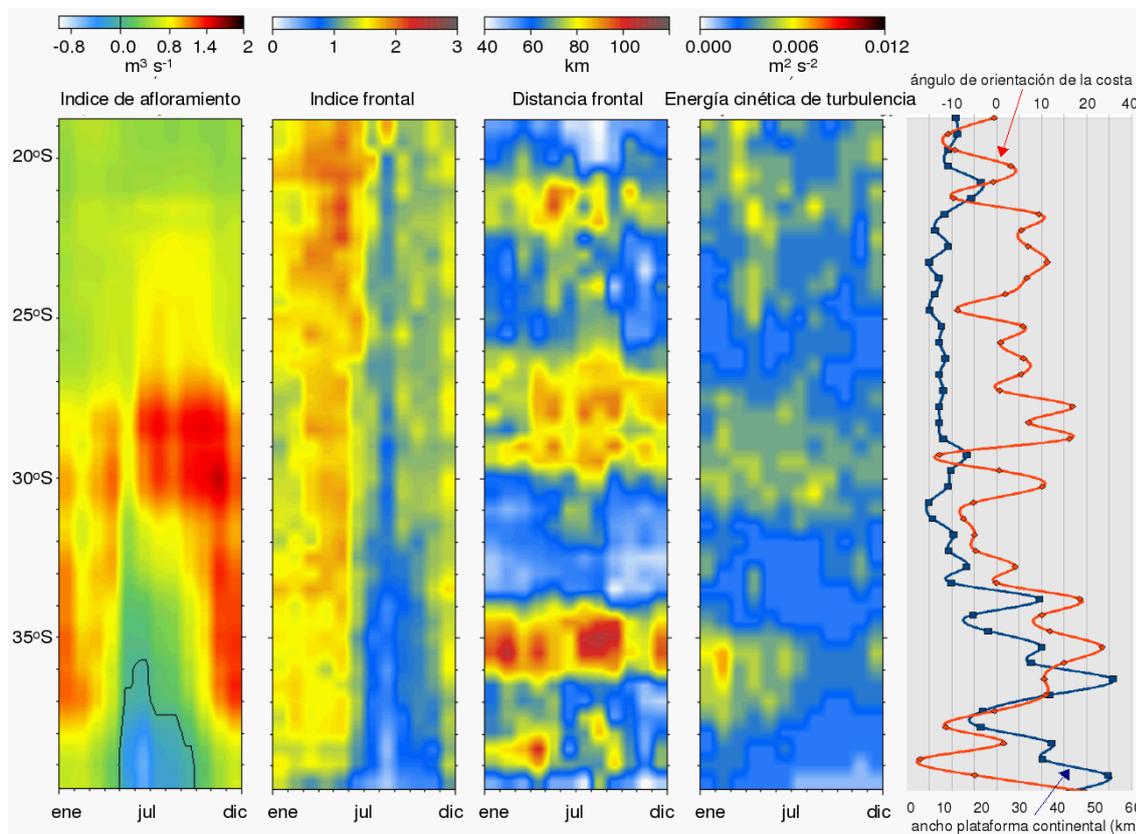
- ◊ La primera subzona zona comprende el área norte, entre  $18^{\circ}S$  y  $26^{\circ}S$ . Se han registrado altos valores de índice frontal, los mayores de todo el sistema, frentes intensos y persistentes (Fig. 4.10). Esta intensa actividad frontal está fuertemente relacionada a los meses de verano y otoño austral (Fig. 4.17b), y se encuentra



**Figura 4.16:** Diagramas hovmoller, para el SCH, de la climatología de los proxy biológicos (en este orden): índice de clorofila, extensión de la concentración de clorofila  $1 \text{ mg m}^{-3}$ , clorofila promedio y clorofila máxima

como promedio en zonas cercanas a la costa, menores a 60 km, a excepción del área alrededor de  $21^{\circ}30' S$  donde alcanza valores más allá de 100 km (Fig. 4.17c). Los afloramientos en esta área han registrado valores relativamente estables y positivos durante todo el año, aunque los máximos observados en esta área no son ni la mitad de los valores observados al sur de  $26^{\circ} S$  (Fig. 4.17a). La energía cinética de turbulencia es mediana, y se registraron valores relativamente superiores en los meses de otoño austral en concordancia con los máximos observados en la distancia frontal. El ancho de la plataforma continental es estrecho, casi en toda el área menos de 10 km de ancho, a excepción del área cercana a  $21^{\circ} S$  donde supera levemente los 20 km de ancho (Fig. 4.17e). La orientación de la costa es más bien positiva, con la presencia de cabos que ejercen un límite natural de las franjas de afloramientos.

El índice de clorofila-*a* en esta área es menor al observada en la parte sur del sistema, debido principalmente a que la extensión de la clorofila en esta área es mucho más costera, como promedio 50 km desde la costa en los meses de verano y otoño que es donde alcanza los mayores valores de clorofila promedio clorofila



**Figura 4.17:** Diagramas hovmoller, para el SCH, de la climatología de los proxy físicos (en este orden): índice de surgencia, índice frontal, distancia frontal y energía cinética de turbulencia

máxima (4.16). Es interesante observar como la extensión de la clorofila alcanza las mayores extensiones a fines del otoño y comienzo del verano austral, cuando las clorofilas promedio comienzan a aumentar pero que aún no han alcanzado los valores máximos observados a fines del verano austral. Existe un desfase temporal entre los máximos de la energía cinética de turbulencia (meses de verano y otoño austral) y la extensión de la clorofila (meses de invierno austral). Esto podría deberse a que cuando hay energía potencial que se convierte en energía cinética de turbulencia existiría un desfase de tiempo para que la formación de remolinos arraste las altas concentraciones de clorofila formadas en los meses de verano a extensiones mar afuera. Esta última hipótesis también podría explicar la presencia de máximos oceánicos en los meses de invierno, tal como lo ha señalado Yuras et al. (2001).

Dentro de esta área se ha registrado que los valores máximos de clorofila se encuentra preferentemente entre el límite norte del área hasta  $23^{\circ}S$ , con un máximo de la clorofila promedio y la clorofila máxima alrededor de  $19^{\circ}30'S$  a fines del verano austral (febrero). Esta zona corresponde al área de máxima influencia de la masa de agua subtropical (Fig. 1.3), lo que puede ser apreciado en la imagen de temperatura

promedio (Fig. 4.11b), la masa de agua con temperaturas superiores a  $19^{\circ}\text{C}$ . Existe una clara asociación temporal entre los máximos de clorofila observados en los meses de verano y otoño austral con los máximos de actividad frontal. Se trata de clorofila costera, que no extienden más allá de 100 km mar afuera. Los máximos valores de clorofila se registran en los meses de verano y cercanos a la costa.

- ◇ La segunda subzona comprende el área entre las latitudes  $26^{\circ}\text{S}$  y  $32^{\circ}\text{S}$ , la que de aquí en adelante se denominará como área centro-norte. Es esta área se han registrado los mayores valores de índice de afloramiento de todo el SCH, los que son permanentes durante todo el año, con un leve descenso a fines del otoño austral (mayo), y valores máximos a fines de la primavera y comienzos del verano austral (noviembre-diciembre). La distancia frontal es relativamente elevada durante todo el año (sobre 80 km) al igual que la energía cinética. El índice frontal es relativamente más bajo que en la zona norte y los valores más altos están restringidos al verano y otoño austral. El ancho de la plataforma continúa siendo estrecho, con un promedio de 10 km. Un leve aumento del ancho de la plataforma continental ha sido observado en la bahía de Coquimbo ( $29^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{S}$ ), coincidiendo con el máximo del índice de afloramiento y distancia frontal.

En cuanto al índice de clorofila, se ha registrado un rango de valores similares a lo observado zona norte, pero en esta zona los valores máximos se han registrado a fines de primavera y comienzo del verano austral, es decir, algunos meses antes de lo observado en la zona norte. Estos valores máximos del índice de clorofila están asociados a una extensión máxima de la clorofila durante esos meses. La clorofila promedio ha mostrado los valores más bajos de todo el SCH, al igual que la clorofila máxima. Esta última con una excepción a fines de la primavera austral a la altura de la bahía de Coquimbo ( $29^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{S}$ ), a pesar que siguen siendo valores más bajos que los observados en las otras subzonas.

- ◇ La tercera subzona corresponde al área entre  $32^{\circ}\text{S}$  y  $37^{\circ}\text{S}$ , la zona “cento-sur”. Esta subzona muestra las mayores particularidades y diferencias con relación a las otras subzonas. El índice de afloramiento es altamente estacional, mostrando valores negativos al sur de  $35^{\circ}\text{S}$  en los meses de invierno austral, y se han registrados los máximos valores entre noviembre y febrero (fines de primavera y los meses de verano austral). El índice frontal disminuye con relación a las zonas norte y centro-norte, y se han registrados valores máximos entre marzo y mayo (otoño austral), lo que indicaría un desfase de prácticamente una estación con los máximos del índice de afloramiento. En esta área la distancia frontal ha mostrado, en general, las mayores extensiones mar afuera (sobre 100 km), específicamente entre las latitudes  $34^{\circ}\text{S}$  y  $36^{\circ}\text{S}$ , coincidiendo con los máximos de energía cinética de turbulencia, principalmente en los meses de verano y otoño austral. Es esta área también ha coincidido con el máximo angular positivo de la orientación de costa de todo

el SCH, que además es positivo en toda esta subzona. Otra característica es el ensanchamiento progresivo de la plataforma continental, que alcanza un promedio de casi 30 km, y el máximo valor del SCH a la altura de  $36^{\circ}30' S$  (60 km)

El índice de clorofila en esta subzona, así como la extensión, promedio y clorofila máxima han registrado los más altos valores del todo el SCH. Estas variables presentan una marcada estacionalidad, a excepción de la extensión de la clorofila que ha registrado altos valores durante todo el año y con un patrón estacional inverso, es decir, con las máximas extensiones mar afuera durante los meses de invierno. La extensión de la clorofila es máxima alrededor de  $35^{\circ} S$ , coincidiendo con los máximos de distancia frontal y energía cinética. Tanto la clorofila promedio como la clorofila máxima han presentado un patrón estacional similar y valores máximos entre  $36^{\circ} S$  y  $36^{\circ}30' S$ , y desde fines de primavera hasta comienzos de otoño (noviembre-abril)

- ◊ La cuarta subzona se localiza entre  $37^{\circ} S$  y  $40^{\circ} S$ , es decir, la parte más al sur del Sistema de Humboldt. En esta zona se ha observado la estacionalidad más marcada del índice de afloramiento con relación a las otras subzonas, con valores negativos desde fines de primavera hasta comienzo del fines de otoño a comienzo de principios de primavera (mayo-septiembre). El índice de afloramiento ha mostrado una clara asociación con el índice frontal, aunque con un desfase. La distancia frontal alcanza un máximo comparable con los altos valores de la zona centro-sur, pero concentrada en otoño, específicamente en abril. La energía cinética de turbulencia es mínima, y la orientación cambia de una configuración positiva en el centro-sur a una línea de costa con una orientación negativa. La clorofila promedio y máxima han mostrado una estacionalidad similar a lo que se ha observado en la zona centro-sur, pero las extensiones de la clorofila disminuyen, aunque sigue siendo más elevadas que en la zona norte y centro-norte.

Una clara estacionalidad se observa en prácticamente todas las variables (Figs. 4.16 y 4.17), la que es menos marcada en las variables asociadas a las distancias mar afuera, tanto de la clorofila como de los frentes. La estacionalidad más marcada se ha observado en la clorofila promedio y clorofila máxima y el índice frontal, las que muestran un desfase en los máximos estacionales, verano y otoño austral respectivamente. Al sur de  $30^{\circ} S$  el índice de afloramiento también muestra una alta estacionalidad, con valores máximos en el verano austral, en concordancia con las mayores concentraciones de clorofila. En la próxima sección se presentan los resultados para cada año del período de estudio, para analizar como la variabilidad espacial y estacional que se ha observado hasta aquí podría verse afectada interanualmente.

### 4.2.3. Variabilidad interanual

A través del análisis de los diagramas hovmoller (Figura 4.18) y de las series de tiempo calculadas para toda el área, se ha analizado la variabilidad temporal de las variables a través del período de estudio. Thomas *et al.* (2001), señalan que las diferencias de la clorofila interanuales son evidentes en los cuatro sistemas de afloramiento pero que la diferencia más notable se ha asociado al fenómeno El Niño 1997. Esto se ha observado claramente en los menores valores de clorofila observados durante los años El Niño, especialmente en las concentraciones de clorofila y el índice frontal (Figs. 4.18 y 4.19)

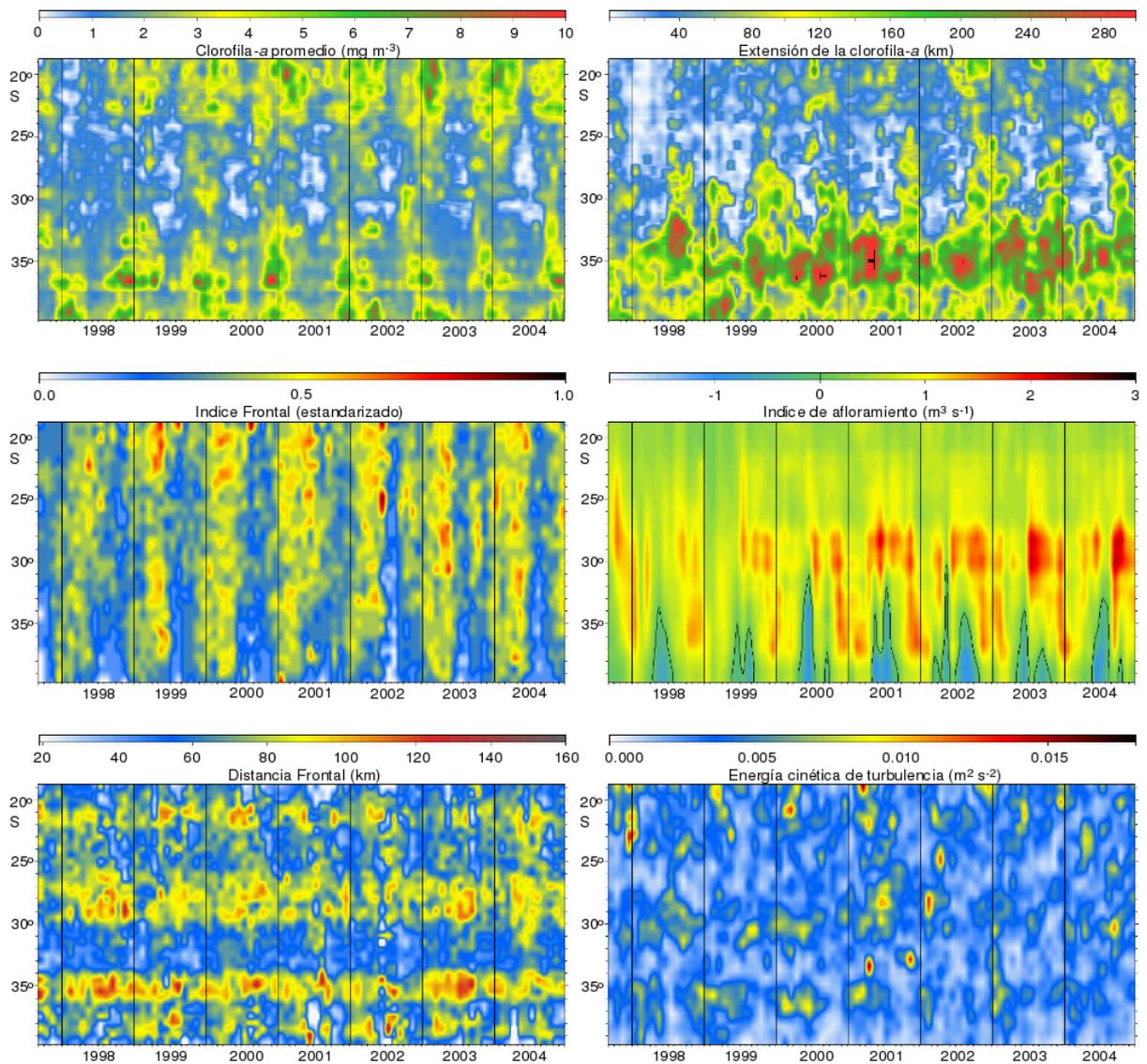
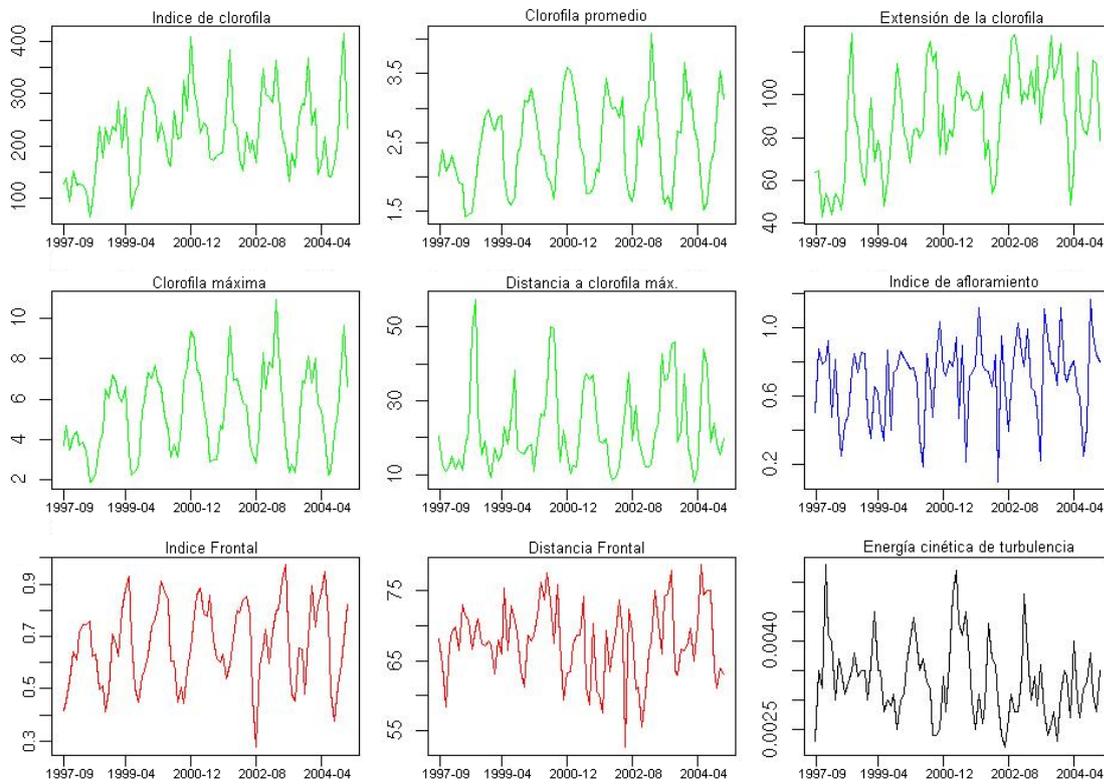


Figura 4.18: Diagramas hovmoller para el SCH a nivel mensual (sep 1997 - dic 2004)

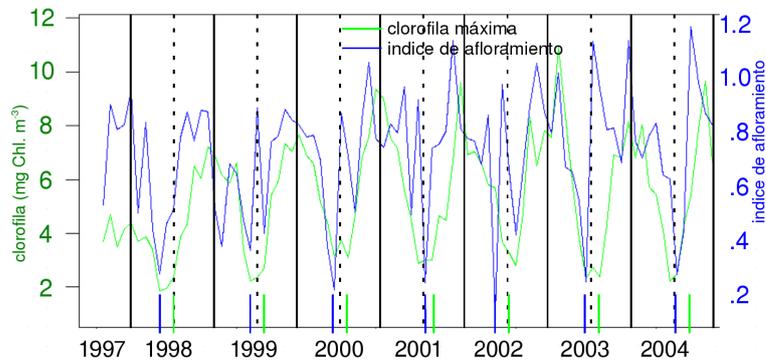


**Figura 4.19:** Series de tiempo (sep 1997 - dic 2004)

Las observaciones más remarcables del análisis de las series de tiempo es la constatación de un desfase de la estacionalidad de ciertas variables. Esto ha sido evidente al comparar el afloramiento y la producción primaria. Se ha observado un desfase de uno a dos meses entre el inicio de la estación de afloramiento (Fig 4.20, línea azul), entre inicio de mayo y fines de junio, y el inicio del período productivo (Fig 4.20, en verde), entre inicio de julio y agosto, es decir, al inicio de la primavera austral. Este desfase es el mismo, sea cual fuere el parámetro de biomasa fitoplanctónica utilizado: clorofila promedio o clorofila máxima. La razón puede deberse a dos causas: i) una inercia debido al desfase entre la física y la biología, aunque este desfase es más bien del orden de una semana, ii) y aún más importante puede ser el hecho que al inicio de la primavera, la intensidad luminosa del sol es un elemento limitante de la producción primaria, y por ende, la biomasa fitoplanctónica media observada por satélites.

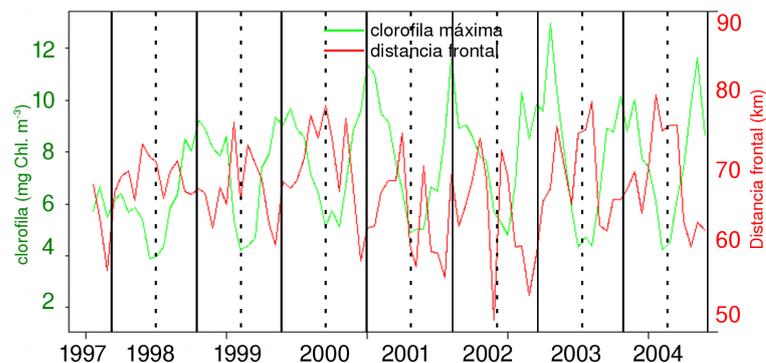
La segunda explicación parece ser la más probable, aunque esta desfase es menos marcada al sur del SCH (entre  $37^{\circ}S$  y  $40^{\circ}S$ , donde la estacionalidad es mayor pero el afloramiento es moderado (Fig 4.18), y por la tanto el acoplamiento podría ser mayor. En cambio, este desfase es máximo entre  $26^{\circ}S$  y  $32^{\circ}S$ , donde el afloramiento es máximo, prueba de acoplamiento menos bueno entre afloramiento y producción primaria, sin duda relacionada a la turbulencia elevada inducida por el viento y la limitación luminosa por

la turbulencia, conocidas por ser limitantes de la producción planctónica (Estrada, 1980; SooHoo, 1985)



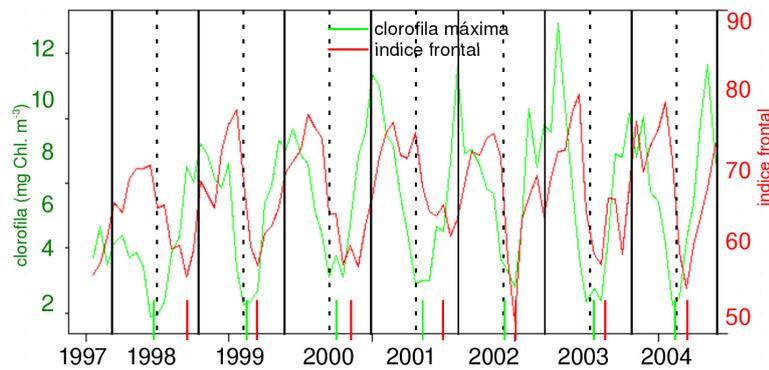
**Figura 4.20:** Intensidad del afloramiento y clorofila máxima para el SCH (valores mensuales) de septiembre 1997 a diciembre 2004. La barras de colores delimitan los mínimos estacionales de cada variable

Otra de las relaciones que surgen de este análisis, es entre la clorofila máxima y la distancia frontal (posición media de los frentes en relación a la costa) (Fig. 4.21). Esta comparación ha mostrado una oposición estacional, dejando ver la relación entre la distancia frontal y los afloramientos. La distancia frontal ha sido débil (valores cercanos a la costa) cuando los afloramientos han sido fuertes, y en ese caso se puede decir que la actividad frontal ha estado muy relacionada al afloramiento y por lo tanto cercana a la costa.



**Figura 4.21:** Clorofila máxima para el SCH (valores mensuales) y distancia frontal media mensual de septiembre 1997 a diciembre 2004

La comparación entre la estacionalidad del índice frontal y de la clorofila (Fig. 4.22), muestra un desfase estacional más bien inesperado. Se podría pensar y lógicamente suponer una sincronidad fuerte entre ambas variables, es decir, que la actividad frontal (relacionada exclusivamente a las zonas costeras de afloramiento) fuera máxima al mismo tiempo que el índice de afloramiento es máximo. Pero se ha constatado un desfase medio de un a tres meses entre las dos variables, es decir, el índice frontal es máximo al final del período productivo, o dicho de otra forma, un poco antes del inicio del período productivo siguiente.



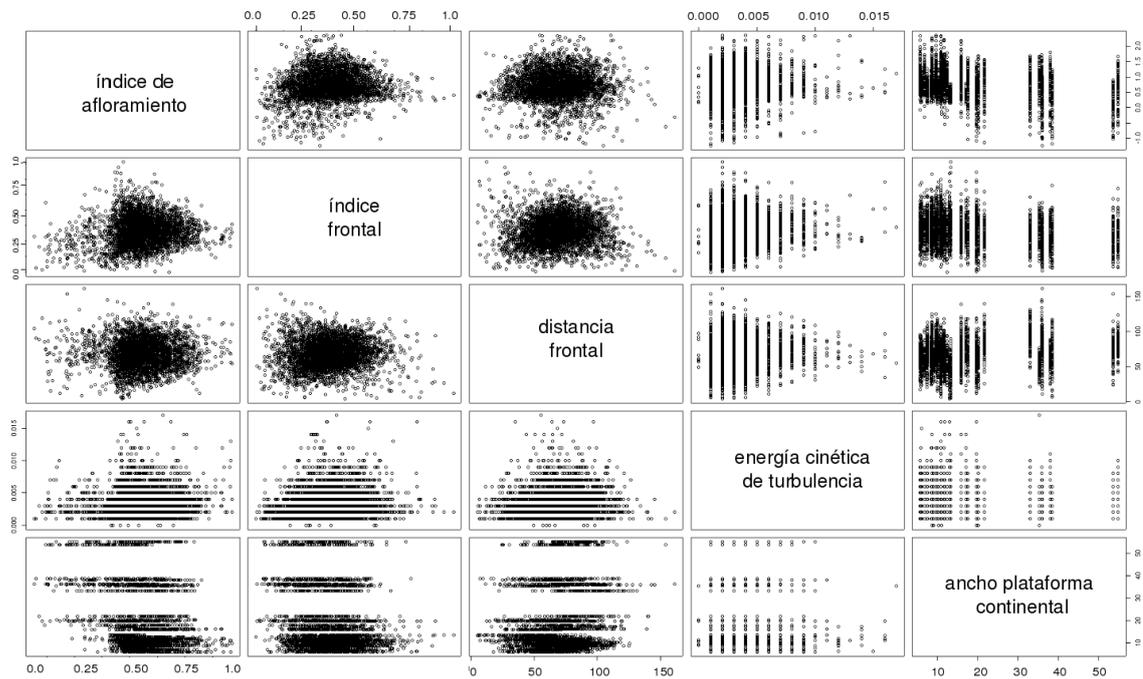
**Figura 4.22:** Clorofila máxima para el SCH (valores mensuales) y distancia frontal media mensual de septiembre 1997 a diciembre 2004

#### 4.2.4. Enfoque modelizador

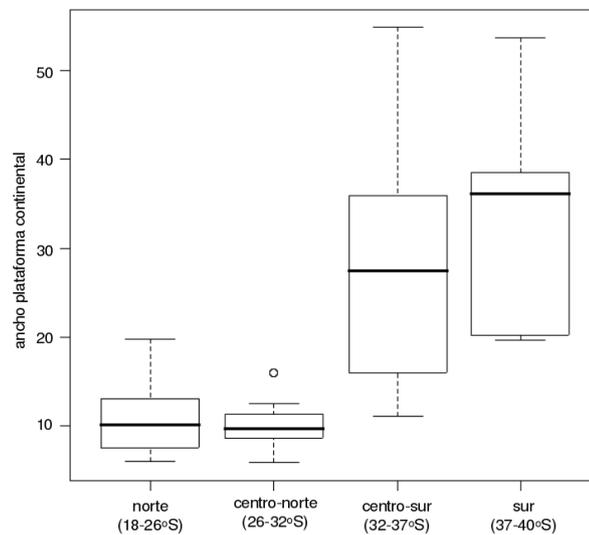
Un análisis preliminar de los datos ha permitido determinar que no existe colinealidad entre las variables cuantitativas independientes (Figura 4.23). El análisis de las medias de las variables cuantitativas para cada categoría de las variables cualitativas (orientación de la costa, zona, estación, y tipo de año) ha mostrado que no existen diferencias significativas entre las medias para cada categoría, a excepción de la variable zona y ancho de la plataforma continental, en la que se ha observado que las plataformas estrechas están asociadas a la zona norte y centro norte, con medias de 12 y 10 km respectivamente, y las plataformas más anchas están asociadas a las zonas centro sur y sur, con medias de 28 y 35 km respectivamente (Figura 4.24). Dado lo anterior, se ha excluido la variable “zona” del análisis para evitar la redundancia con la variable ancho de la plataforma continental.

De las variables que representan la clorofila, la clorofila máxima y el índice de la clorofila son la que obtienen los mayores valores de correlación, ambas con  $R^2$  de 0.4. En el caso de la clorofila máxima ( $Cloa_{max}$ ), las variables que explican su variabilidad (en este orden) son el ancho de la plataforma continental, el índice de afloramiento, la estacionalidad, el año El Niño, la distancia frontal, la energía cinética de turbulencia y el índice frontal (Tabla 4.27). De éstas variables, el ancho de la plataforma es la que tiene la mayor incidencia en los valores de clorofila máxima, efecto que es positivo, al igual que el índice de afloramiento. El ancho de la plataforma es una de las características más distintivas del SCH.

En la tabla 4.25 se muestran los resultados del análisis de regresión múltiple para la variable dependiente Índice de Clorofila ( $Cloa_{ind}$ ). Se han ordenado de mayor a menor las variables independientes más significativas del modelo. Se puede observar que entre ellas el ancho de la plataforma (variable iso200, debido a que es la distancia desde la



**Figura 4.23:** Plot de las variables independientes (cuantitativas) para el SCH



**Figura 4.24:** Promedio y desviación estándar del ancho de la plataforma continental en las subzonas del SCH

costa hasta la isobata 200m) es la explica en mayor proporción el  $Cloa_{ind}$ , seguido de años El Niño, las estaciones de primavera y verano austral, el índice de afloramiento, los años nortmales y el índice frontal y finalmente la energía cinética de turbulencia. A excepción de los años El Niño, todas las variables tienen un efecto positivo en el  $Cloa_{ind}$ .

Tabla 4.3: Valores de  $R^2$  Múltiple, estadístico F y error residual estándar para las variables independientes evaluadas (*proxys* biológicos), SCH

	$R^2$ Múltiple	estadístico F	error residual
Índice de clorofila	0.3835	225.1	0.4116
Clorofila promedio	0.2352	111.3	1.351
Extensión de la clorofila	0.2882	146.5	62.29
Clorofila máxima ( $Clo_{max}$ )	0.3656	208.6	4.248
Distancia a $Clo_{max}$	0.07649	29.8	29.91

```

formula = chl_ind ~ upw + find + fdist + eke + iso200 + year + month

Residuals:
    Min       1Q   Median       3Q      Max
-1.92722 -0.25580  0.03396  0.29236  1.12379

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)  1.4524658  0.0445947  32.570 < 2e-16 ***
iso200       0.0238988  0.0005791  41.267 < 2e-16 ***
yearnino    -0.2476035  0.0195337 -12.676 < 2e-16 ***
monthspr_aus 0.2414129  0.0223261  10.813 < 2e-16 ***
monthsum_aus 0.1512746  0.0202815   7.459 1.09e-13 ***
upw         0.1184431  0.0159578   7.422 1.43e-13 ***
yearnorm    0.0552036  0.0151544   3.643 0.000274 ***
find        0.0500495  0.0176889   2.829 0.004689 **
eke         8.9364801  3.4690850   2.576 0.010033 *
fdist      -0.0005900  0.0003482  -1.695 0.090254 .
monthwin_aus 0.0045923  0.0223151   0.206 0.836963

---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 0.4116 on 3619 degrees of freedom
(64 observations deleted due to missingness)
Multiple R-squared:  0.3835,    Adjusted R-squared:  0.3818
F-statistic: 225.1 on 10 and 3619 DF,  p-value: < 2.2e-16

```

**Figura 4.25:** Resultados del análisis de regresión múltiple para la variable índice de clorofila, SCH

En el caso de la variable dependiente extensión de la clorofila ( $Clo_{ext}$ ) se ha registrado que nuevamente es variable ancho de la plataforma continental la que explica en mayor proporción al variabilidad de la  $Clo_{ext}$ , seguido por el índice de afloramiento Fig. 4.26).

Los tres modelos presentados como los mejor explicados, han mostrado que la variable ancho de la plataforma continental es la que más significativa. Si bien, esta es una constatación En plataformas estrechas cuando los vientos son favorables al afloramiento, un aumento de éstos no tendrá una incidencia en el cambio de la posición del frente, ya que éste se encuentra limitado en su extensión para afuera por la barrera natural asociada a plataformas estrechas y la pendiente del talud escarpada presente en estos

```

formula = chl_ext ~ upw + find + fdist + eke + iso200 + year + month

Residuals:
    Min       1Q   Median       3Q      Max
-154.74  -41.15  -16.62   30.31  252.06

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)  15.36745    6.74872   2.277 0.022839 *
iso200        2.92295    0.08764  33.351 < 2e-16 ***
upw          22.79429    2.41497   9.439 < 2e-16 ***
yearnino     -25.11516    2.95612  -8.496 < 2e-16 ***
monthwin_aus  11.26099    3.37705   3.335 0.000863 ***
monthspr_aus  14.54180    3.37870   4.304 1.72e-05 ***
fdist         0.16211    0.05269   3.077 0.002110 **
find         -7.46834    2.67694  -2.790 0.005300 **
yearnorm      5.24347    2.29338   2.286 0.022291 *
monthsum_aus  -1.00202    3.06929  -0.326 0.744090
eke          165.00857   524.99207  0.314 0.753306
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 62.29 on 3619 degrees of freedom
(64 observations deleted due to missingness)
Multiple R-squared:  0.2882,    Adjusted R-squared:  0.2862
F-statistic: 146.5 on 10 and 3619 DF,  p-value: < 2.2e-16

```

**Figura 4.26:** Resultados del análisis de regresión múltiple para la variable extensión de la clorofila, SCH

```

formula = chl_max ~ upw + find + fdist + eke + iso200 + year + month

Residuals:
    Min       1Q   Median       3Q      Max
-11.4831  -2.4922  -0.6796   1.3910  27.6318

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept) -0.910298    0.460250  -1.978   0.048 *
iso200        0.226511    0.005977  37.897 < 2e-16 ***
upw          1.993095    0.164696  12.102 < 2e-16 ***
monthsum_aus  1.956066    0.209320   9.345 < 2e-16 ***
monthwin_aus -1.766613    0.230308  -7.671 2.19e-14 ***
yearnino     -1.504025    0.201602  -7.460 1.07e-13 ***
eke          180.087957   35.803469   5.030 5.15e-07 ***
find         0.869679    0.182562   4.764 1.97e-06 ***
monthspr_aus  1.024106    0.230421   4.444 9.07e-06 ***
fdist        -0.014038    0.003593  -3.906 9.54e-05 ***
yearnorm      0.200465    0.156404   1.282   0.200
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 4.248 on 3619 degrees of freedom
(64 observations deleted due to missingness)
Multiple R-squared:  0.3656,    Adjusted R-squared:  0.3639
F-statistic: 208.6 on 10 and 3619 DF,  p-value: < 2.2e-16

```

**Figura 4.27:** Resultados del análisis de regresión múltiple para la variable clorofila máxima, SCH

casos (Garvine,1993). Esta situación es clara en la parte norte del SCH, hecho que se ha visto bien reflejado en la Figura 4.10a.

Es interesante observar que en los tres casos descritos en las Figuras 4.25, 4.27 y 4.26, el índice frontal tiene una incidencia en la explicación de la variabilidad de la clorofila, aunque por debajo de las grandes señales interanuales y estacionales, y el ancho de la plataforma continental. El efecto estacional e interanual es conocido en los Sistemas de Afloramiento, debido a la estacionalidad del viento (la principal forzante del afloramiento), por lo que no es una sorpresa que estas variables hayan surgido como las más explicativas, sin embargo, lo que es interesante ver es como la actividad de mesoescala contribuye a explicar parte de la variabilidad observada de la clorofila en el SCH. No obstante lo anterior, el coeficiente de correlación es relativamente bajo en todos los casos, lo que indica que aún hay gran parte de la variabilidad que no está siendo explicada, y tal como ha señalado Hormazábal *et al.* (2004) y Correa *et al.* (2007) podría estar relacionada al efecto que tendrían la presencia de las ondas de Kelvin y ondas de Rossby en estas latitudes.

## 4.3. Sistema de Canarias Central

### 4.3.1. Imágenes promedio de todo el período y ejemplos mensuales

Al igual que para el SCH, para el SCC se describen los patrones espaciales observados en las imágenes promedios de todo el período (Figs. 4.28 y 4.29). Los análisis se han realizado en la zona definida como Sistema de Canarias Central, que abarca principalmente la costa atlántica marroquí, entre el estrecho de Gibraltar ( $36^{\circ}N$ ) y Cabo Blanco ( $20^{\circ}N$ ).

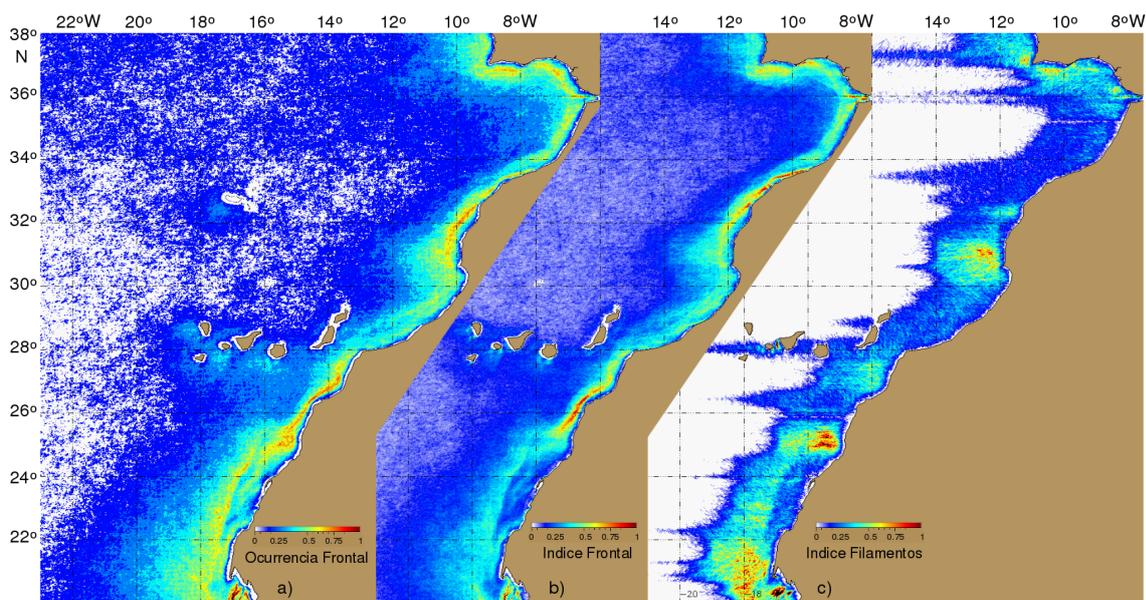
En general se ha observado que la ocurrencia frontal se ha visto interrumpida en dos grandes áreas, entre  $34^{\circ}N$  y  $36^{\circ}N$ , y entre el Cabo Jubi ( $28^{\circ}N$ ) y Cabo Ghir ( $31^{\circ}N$ ), esta última caracterizada por tener la línea de costa más zonal de todos el SCC (Fig. 4.28a). Al sur de  $28^{\circ}N$ , no obstante la alta ocurrencia frontal, el índice frontal es bajo lo que nos llevaría a pensar que se trata de frentes débiles, pero por otro lado es un área caracterizada por una fuerte actividad de filamentos (Fig. 4.28), que también se ha visto reflejada en la distancia frontal (Fig. 4.31).

La imagen de filamentos ha mostrado claramente tres zonas donde el índice de filamento es máximo: alrededor del Cabo Ghir ( $31^{\circ}N$ ), al sur del Cabo Bojador ( $25^{\circ}N$ ), y alrededor del Cabo Blanco ( $21^{\circ}N$ ). La intensidad observada en el índice de filamento, lleva a pensar que se trata de filamentos que son permanentes. Estos resultados coinciden con lo descrito por Pelegrí *et al.* (2005), aunque estos autores han señalado también la presencia de un cuarto filamento permanente, asociado al Cabo Jubi ( $28^{\circ}N$ ), el que si bien es observado en la imagen de filamentos (Fig. 4.28c), su intensidad es menor comparada con los tres filamentos descritos anteriormente, lo que lleva a pensar que se trata de un filamento de carácter estacional. Una zona de filamentos espacialmente constante pero de menor intensidad de ocurrencia se ha observado entre dos de las áreas de mayor intensidad de filamentos, entre el sur del Cabo Bojador y el Cabo Blanco ( $25^{\circ}N$ - $21^{\circ}N$ ), los que se han localizados a distancias mayores desde la costa en relación con los filamentos descritos precedentemente.

Una característica notable se ha observado en el desfase (en dirección sur) entre las zona de alto índice frontal y la zona de alto índice de filamentos. Se ha observado una correspondencia entre el final de la franja paralela a la costa de frentes intensos (extremo sur de la franja) y el inicio de la zona de filamentos (Fig. 4.28). Esta zona es especialmente clara, en la franja de altos valores de índice frontal entre  $32^{\circ}N$  y  $34^{\circ}N$ , seguido por la zona de filamentos permanentes asociado al Cabo Ghir ( $30^{\circ}N$ - $32^{\circ}N$ ). También en la franja

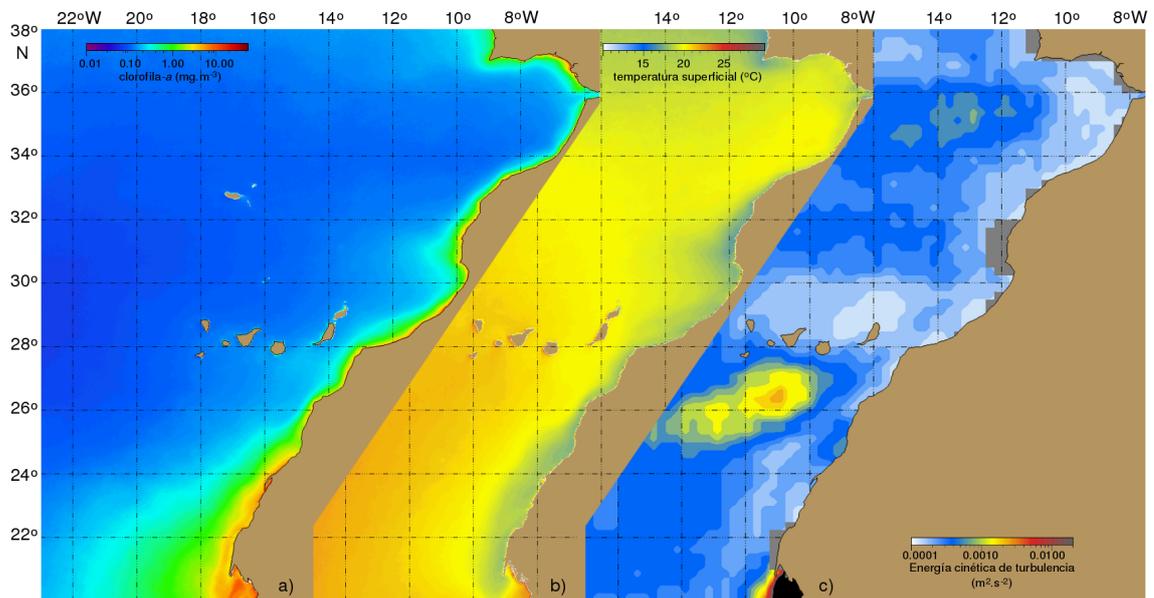
que presenta los más altos valores de índice frontal de todo el SCC ( $25^{\circ}30' S-27^{\circ}30' N$ ), la que es seguida por la zona de filamentos asociada a la parte sur del Cabo Bojador ( $25^{\circ} N-25^{\circ}30' N$ ). La zona de alto índice frontal mencionada precedentemente coincide con el área donde las aguas oceánicas superficiales de mayor temperatura son más cercanas a la costa (Fig. 4.29b), lo que genera fuertes gradientes térmicos con las aguas costeras de afloramiento, además es una zona influenciada por altos valores de energía cinética de turbulencia, asociados a la presencia de las islas Canarias (Fig. 4.29c).

La zona al sur de  $25^{\circ} N$  se ha caracterizado por presentar la mayor superficie activa y concentraciones de clorofila, coincidiendo con el ensanchamiento progresivo de la plataforma continental hasta  $23^{\circ} S$  y de la orientación positiva de la línea de costa, para luego comenzar a estrecharse a medida que la orientación de la costa cambia por la presencia del Cabo Blanco, zona donde la clorofila promedio se mantiene relativamente estable, para luego aumentar nuevamente a medida que la plataforma comienza nuevamente a ensancharse (Figs.4.32 y 4.33).



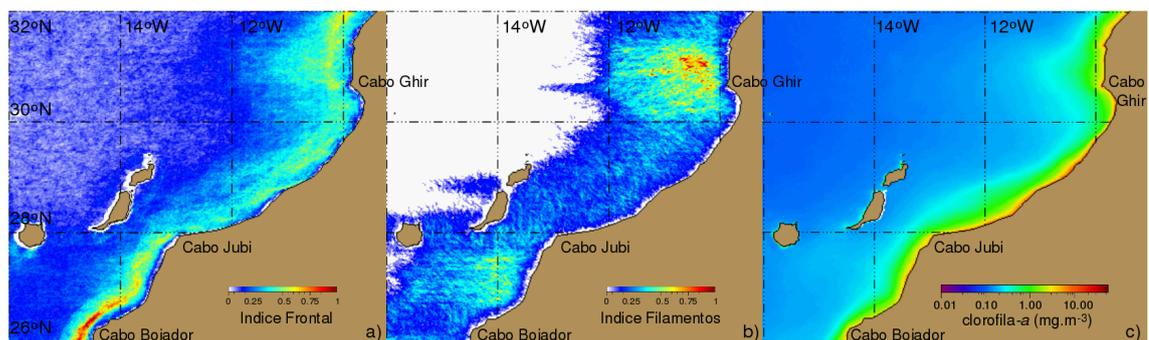
**Figura 4.28:** Imágenes promedio período 1997-2004: a) Índice frontal, b) Ocurrencia Frontal, c) Índice de filamentos

Un situación particular, y en que se ahondará más en detalle, es la observada en la zona entre el Cabo Ghir y el Cabo Jubi ( $31^{\circ}-28^{\circ} N$ ). Las aguas costeras ricas en clorofila observadas al norte del Cabo Chir, las que son bien reflejadas en la clorofila máxima (Fig. 4.31) y que son productos del intenso afloramiento en esta zona (Fig. 4.35), sufren una perturbación del flujo al encontrarse con el Cabo Ghir originando el filamento permanente del Cabo Ghir, esta característica de permanente se puede asociar a el índice de afloramiento estable en esta zona. Al parecer parte de estas aguas ricas en clorofila son llevadas por advección a lo largo de la costa a la zona al sur del Cabo Ghir,



**Figura 4.29:** Imágenes promedio período 1997-2004: a) Clorofila-a, b) Temperatura, y c) Energía cinética de turbulencia

lo que explicaría los altos valores de clorofila promedio observados en esta área (Fig. 4.31) donde el índice de afloramientos es mínimo (Fig. 4.35). Gracias a estos niveles de clorofila y a la configuración protegida de la costa en esta áreas, así como a los bajos valores de energía cinética de turbulencias (Fig. 4.29c), la convierte en un área propicia para ser una zona de retención. Esta situación ha sido confirmada por Brochier *et al.* (2008) que señalan esta área como la mayor zona de retención de huevos de anchoveta del SCC.



**Figura 4.30:** Imágenes promedio de índice frontal, índices de filamentos y clorofila (período 1997-2004) para la zona entre el Cabo Ghir y el Cabo Jubi (31° – 28°N)

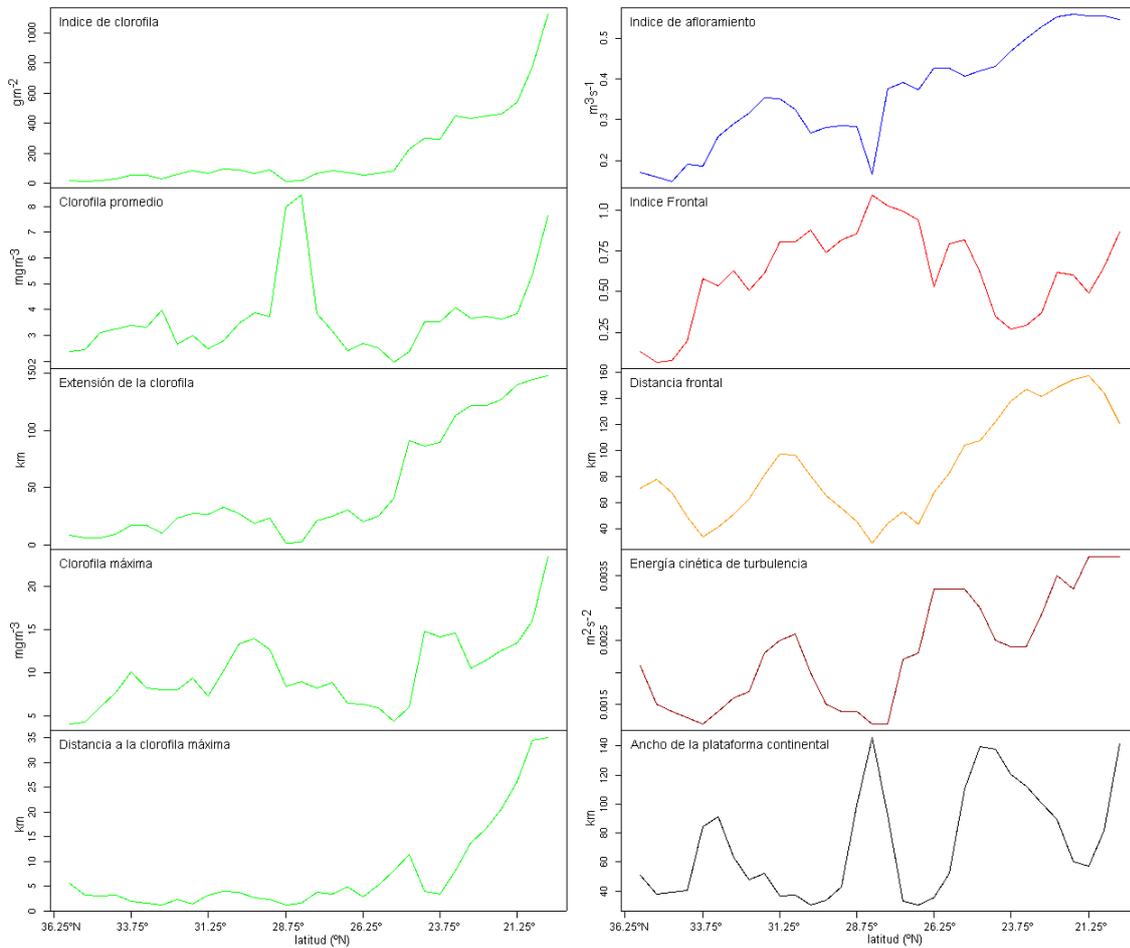


Figura 4.31: Series promedios por latitud para el SCC

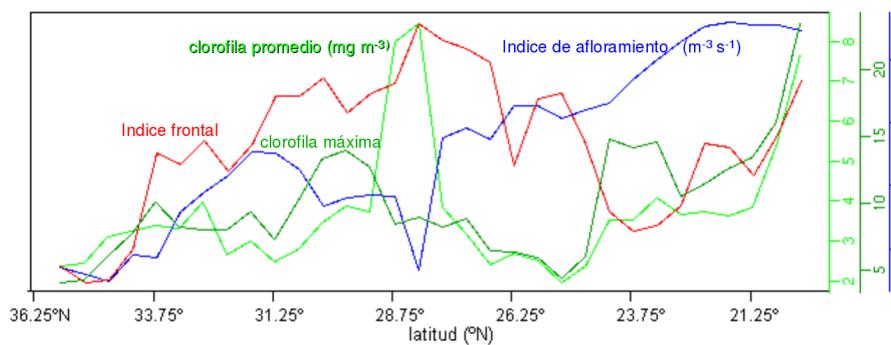
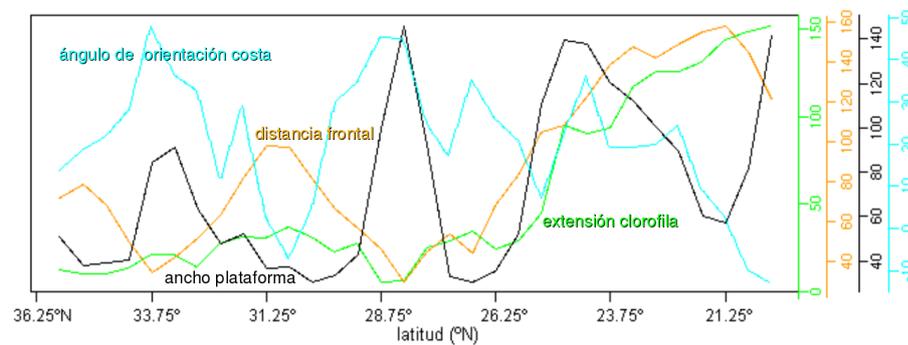


Figura 4.32: Series promedios de la clorofila promedio y máxima, índice de afloramiento e índice frontal por latitud para el SCC

### 4.3.2. Variabilidad estacional

Basándose en el análisis de la imagen de frecuencia de frentes promedio de todo el período de estudio (Fig. 4.28) y los diagramas hovmoller de la climatología de los diferentes



**Figura 4.33:** Series promedios de la extensión de la clorofila, distancia frontal, ancho de la plataforma continental y orientación de la costa, por latitud para el SCC

índices de mesoescala (Fig. 4.34 y 4.35) se han podido detectar cinco zonas donde la actividad de mesoescala es máxima y dos zonas donde la actividad de mesoescala es mínima. De norte a sur las zonas de gran actividad de mesoescala son:

- ◇ Entre  $36^{\circ}N$  y  $38^{\circ}N$ , caracterizada por una plataforma continental estrecha y una extensión de la clorofila muy costera, pero con frentes que sobrepasan en varios kilómetros ambas distancias (Fig. x). El índice frontal es alto en los meses de verano, y se extiende más allá de 150 km desde la costa (Fig. x). En esta zona el índice de surgencia es relativamente bajo, no se presentan máximos de clorofila y el índice de clorofila es mínimo (Fig.x)
- ◇ Entre el Cabo Ghir y el Cabo Bedouzza (entre  $30^{\circ}N$  y  $33^{\circ}N$ ) con una actividad frontal que sobrepasa claramente la plataforma continental y la extensión de la concentración de clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$ , éstos dos últimos fuertemente correlacionados (Fig. x). Esta zona muestra un afloramiento permanente durante todo el año, reflejado en los altos valores de clorofila máxima, que no sobrepasan los 10 km desde la costa (Fig. x). Si bien el índice de clorofila es relativamente bajo, esto se debe principalmente a que la extensión de la concentración de clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$  es muy costera. En contraste a la distancia de los frentes, que sobrepasan los 100 km desde la costa. La energía cinética presenta altos valores en esta zona (Fig. 7)
- ◇ Entre el Cabo Bojador ( $26^{\circ}N$ ) y el Cabo Jubi ( $28^{\circ}N$ ), con altos valores de frecuencia de frentes, siendo los frentes más costero de todo el Sistema de Canarias Central, fuertemente correlacionados con la extensión de la concentración de clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$  y la distancia a las isobata 200 m (Fig x). En esta zona el índice de surgencia es máximo en el verano boreal, así como los valores máximos de clorofila y del índice frontal. En esta zona la distancia a la clorofila máxima es muy costera, menos de 5 km desde la costa. Una excepción se produce a la altura del Cabo Jubi donde se observan frentes más oceánicos que en el resto del área. En esta

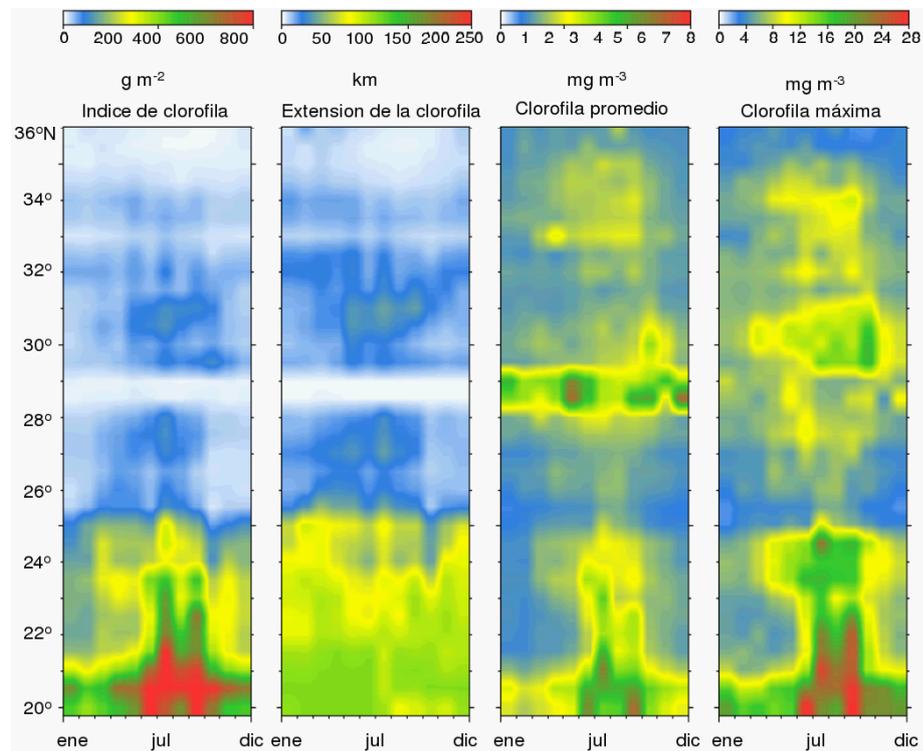
zona la energía cinética es máxima, sobre todo asociada a la presencia de las islas Canarias.

- ◇ Entre Dahkla ( $24^{\circ}N$ ) y el Cabo Bojador ( $26^{\circ}N$ ), con una altos valores de frecuencia de frentes a la altura de  $25^{\circ}N$ , que coincide con la extensión de la concentración de clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$ . Esta es una zona donde la actividad de mesoescala se lleva a cabo completamente sobre la plataforma continental (Fig. x). En esta zona se puede observar como el índice de clorofila y la clorofila máxima comienzan a mostrar altos valores en comparación con las zonas descritas precedentemente, extendiéndose ambas más hacia el océano durante los meses de enero y febrero. El índice frontal es máximo en el verano boreal, coincidiendo con el máximo valores del índice de surgencia, el que permanece constante durante todo el año.
- ◇ Entre Dakhla ( $24^{\circ}N$ ) y ( $20^{\circ}N$ ). con la mayor extensión de los frentes mar afuera, los que son fuertemente correlacionados con la extensión de la concentración de clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$ , principalmente a la altura de Cabo Blanco. Hay una zona de altos valores de frecuencia de frentes en la zona costera, entre  $20^{\circ}N$  y  $21^{\circ}N$  (Fig.6). En esta zona se registran los más altos valores para todos los índices de todo el Sistema de Canarias Central. Si bien el índice de surgencia es alto durante todo el año, es particularmente intenso en la primavera y verano boreal. El máximo de clorofila durante el verano se extiende más allá de los 200 km.

Las dos zonas donde la actividad frontal es mínima son:

- ◇ Entre  $33^{\circ}30'N$  y  $36^{\circ}N$ , caracterizada por una plataforma continental estrecha que coincide con la extensión de la concentración de clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$  (Fig.6). En esta zona se registran los valores mínimos de índice de surgencia de todo el Sistema de Canarias Central. También los valores de índices frontal son los más bajos de este sistema y no se registran valores de clorofila máxima.
- ◇ Entre el Cabo Jubi ( $28^{\circ}N$ ) y el Cabo Ghir ( $30^{\circ}N$ ), donde la extensión de la clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$  es más costera que la extensión de la isobata 200 m (Fig. 6) y con los valores de índice de surgencia mínimos alrededor de  $29^{\circ}N$

Para el SCC hay que ser cauteloso a la hora de interpretar la relación inversa que existe en el índice de clorofila y la energía cinética de turbulencia. Los valores más altos de EKE se encuentran al sur de las islas Canarias, entre  $25^{\circ}N$  y  $29^{\circ}N$ , coincidiendo con la zona donde en las mismas latitudes pero en la costa africana la plataforma continental es la más estrecha de todo este sistema y donde la extensión de la concentración de clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$  es también la más costera de todo el SCC. Esta extensión tanta costera influye

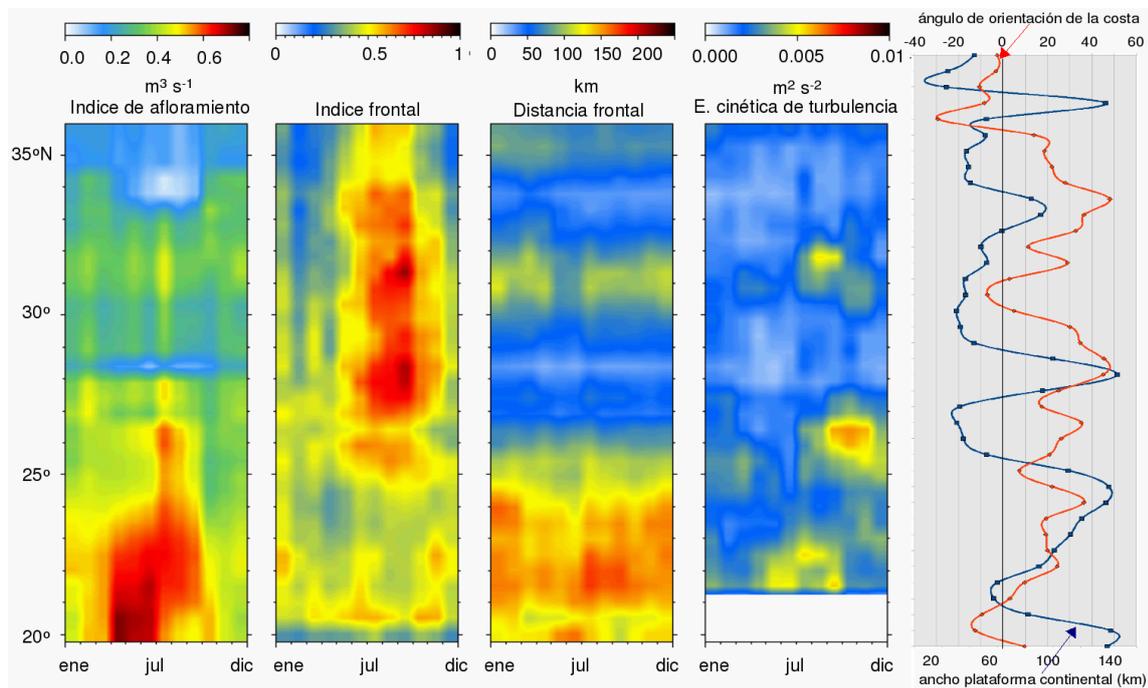


**Figura 4.34:** Diagramas hovmoller, para el SCC, de la climatología de los proxy biológicos (en este orden): índice de clorofila, extensión de la concentración de clorofila  $1 \text{ mg m}^{-3}$ , clorofila promedio y clorofila máxima

en los valores del índice de clorofila, que presenta valores relativamente bajos en esta área. En contraste, el índice frontal es relativamente alto, tratándose de frentes muy cercanos a la costa.

Para estudiar más en detalle la dinámica particular asociada a las islas Canarias, habría que realizar un análisis separado de esta zona. Sin embargo, el objetivo de este estudio ha sido realizar un análisis general de todo el SCC, y para estudios locales existen varios trabajos que se desarrollan en el seno de la Facultad de Ciencias del Mar de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Si se deja a un lado los altos valores de EKE asociado a las islas Canarias (valores superiores a  $120 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ ), es decir, todos los valores de EKE correspondientes a la zona sur de las islas Canarias, se puede observar que existe una relación positiva entre la EKE y el índice de clorofila (Fig.8).

Siguiendo con el enfoque de excluir los valores de EKE al sur de las islas, se ha podido observar que los valores más altos se han encontrado entre el Cabo Ghir ( $30^\circ \text{N}$ ) y el Cabo Bedouzza ( $33^\circ \text{N}$ ), donde la actividad frontal alcanza distancias que van más allá de 100 km y con altos valores de frecuencia de frentes (Fig. 6). Varios autores han señalado la presencia de un filamento permanente en el Cabo Ghir (Hagen *et al.*, 1996; García-Muñoz *et al.*, 2005; Pelegrí *et al.* 2005b). Esto concuerda con lo observado en la Fig. 6, en la



**Figura 4.35:** Diagramas hovmoller, para el SCC, de la climatología de los proxy físicos (en este orden): índice de surgencia, índice frontal, distancia frontal y energía cinética de turbulencia

cual se puede observar una fuerte actividad frontal asociada al filamento de Cabo Ghir, la que se desarrolla a una distancia que va más allá de la extensión de la concentración de clorofila  $1 \text{ mg m}^{-3}$ . Esta es una zona donde la surgencia es permanente durante todo el año y con altos valores de clorofila en los primeros 20 km desde la costa (Fig. 7).

Hagen *et al.* (1996) han notado que el filamento del Cabo Ghir es “respuesta de los patrones de movimiento geostrofico a las irregularidades de la topografía del fondo marino”, y que existe la presencia de dos remolinos, uno ciclónico y otro anticiclónico, que generan y mantienen un intenso *jet* hacia el océano. Los altos valores de EKE en esta zona han confirmado la presencia de esos remolinos (Fig. 7).

Según el trabajo de Brochier *et al.* (2008) para el SCC, la zona entre Dakhla ( $24^\circ N$ ) y el Cabo Bojador ( $26^\circ N$ ) se presenta como una zona de retención de huevos de sardina. Y de acuerdo a los resultados de esta tesis, en esta zona se han registrado una alta frecuencia de frentes, y la principal diferencia de esta zona con el resto de zonas de fuerte actividad frontal en el SCC es que en esta zona la actividad frontal se ha registrado sobre la plataforma continental, y que la extensión de la concentración de clorofila  $1 \text{ mg m}^{-3}$  es muy costera. Además, Brochier *et al.* (2008) han señalado una zona de retención de huevos de anchoveta y sardina entre el Cabo Draa ( $28^\circ 30' N$ ) y el Cabo Jubi ( $28^\circ N$ ), una zona que de acuerdo a los resultado de esta tesis prácticamente no ha registrado

actividad frontal y donde el índice de surgencia ha mostrado valores mínimos para el SCC. Makaoui *et al.* (2005) también han señalado esta área como una zona de retención.

En general se esperaría que la extensión de la concentración de clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$  sea algunos kilómetros más hacia el océano que los frentes térmicos. Esta diferencia entre la posición del frente biológico y el frente físico ha sido observado en otros Sistemas de Surgencia (Demarcq *et al.*, 2000). Sin embargo, este comportamiento no ha sido observado en el SCC, donde la extensión de la concentración de clorofila  $1\text{ mg m}^{-3}$  es inferior a la distancia frontal, prácticamente para todo el sistema, incluso se ha registrado varios áreas donde la extensión esta muy por debajo de la distancia de la isobata 200 m. Una excepción se ha registrado al sur de Dakhla ( $24^{\circ}\text{N}$ ), donde la relación frente biológico y frente físico sigo el patrón de comportamiento observado en los otros Sistemas de Surgencia.

Pelegrí *et al.* (2005) han señalado que existe una interacción entre los filamentos generados en la costa norafricana y la actividad de mesoescala generada al sur de las islas Canarias.

### 4.3.3. Variabilidad interanual

Se ha constatado un estacionalidad débil del índice de afloramiento, sobre el conjunto de la zone, pero como se ha mostrado en la sección anterior y como se puede observar en la Figura 4.36 no es el caso en la parte sur del sistema, al sur de  $26^{\circ}\text{N}$ , donde se ha observado un máximo en los meses de verano.

Se ha observado que existe una oposición débil entre la estacionalidad de la clorofila (máxima o promedio) y la distancia frontal (Fig. 4.37), además de ser muy variable entre los diferentes años del período de estudio: la oposición es parcial en el inicio y fin de la serie, pero no durante los años intermedios. Esta situación probablemente esta relacionada al hecho que la distancia frontal promedio en el sistema de Canarias es aproximadamente 87 km (comparado con 68 km en el SCH), y que la presencia de filamentos es importante durante el período de afloramientos, lo que mantiene la posición promedio de los frentes a menudo hacia mar afuera, y no únicamente en la zona primaria de afloramientos, como es el caso para el SCH.

Sobretudo, no se ha observado el desfase estacional entre la clorofila (mxima o promedio) y el índice frontal, ha diferencia de lo observado en el SCH. Al contrario, la sincronidad se ha mostrado casi perfecta (Fig. 4.38). Esto se ha debido aparentemente a la estacionalidad diferente del afloramiento, que ha presentado un máximo estival para

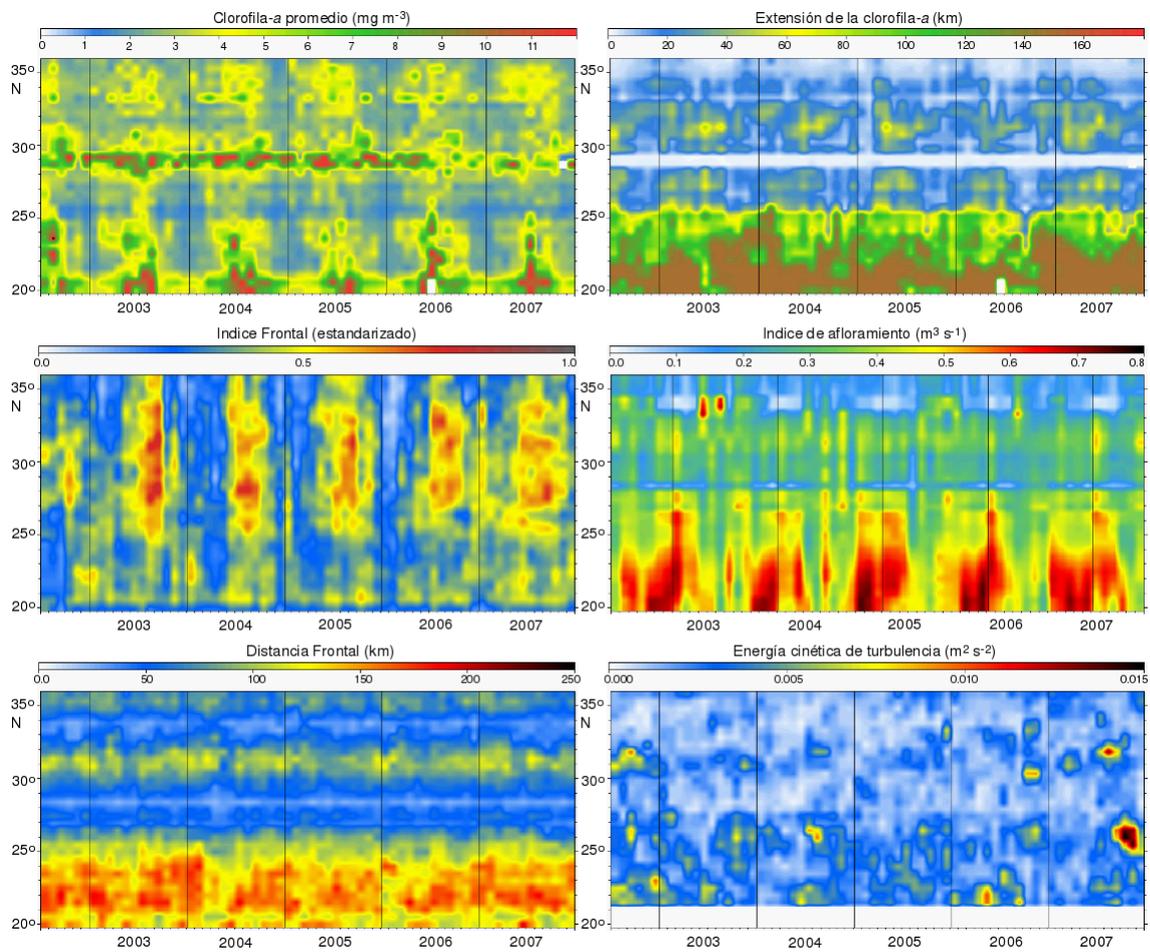


Figura 4.36: Diagramas hovmoller para el SCC a nivel mensual (jul 2002 - dic 2007)

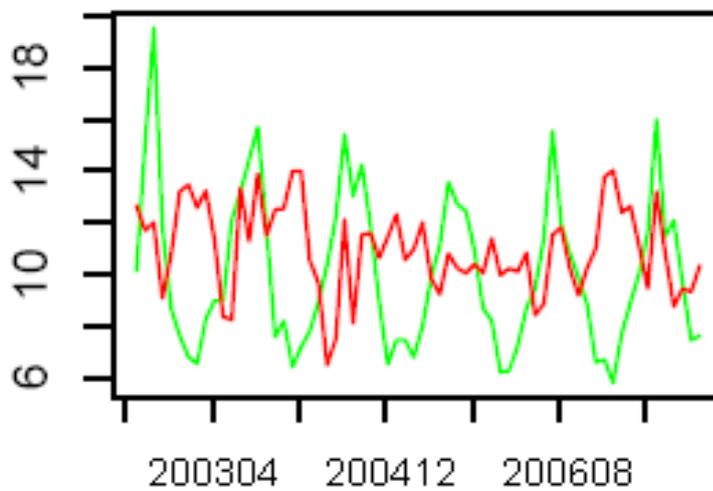
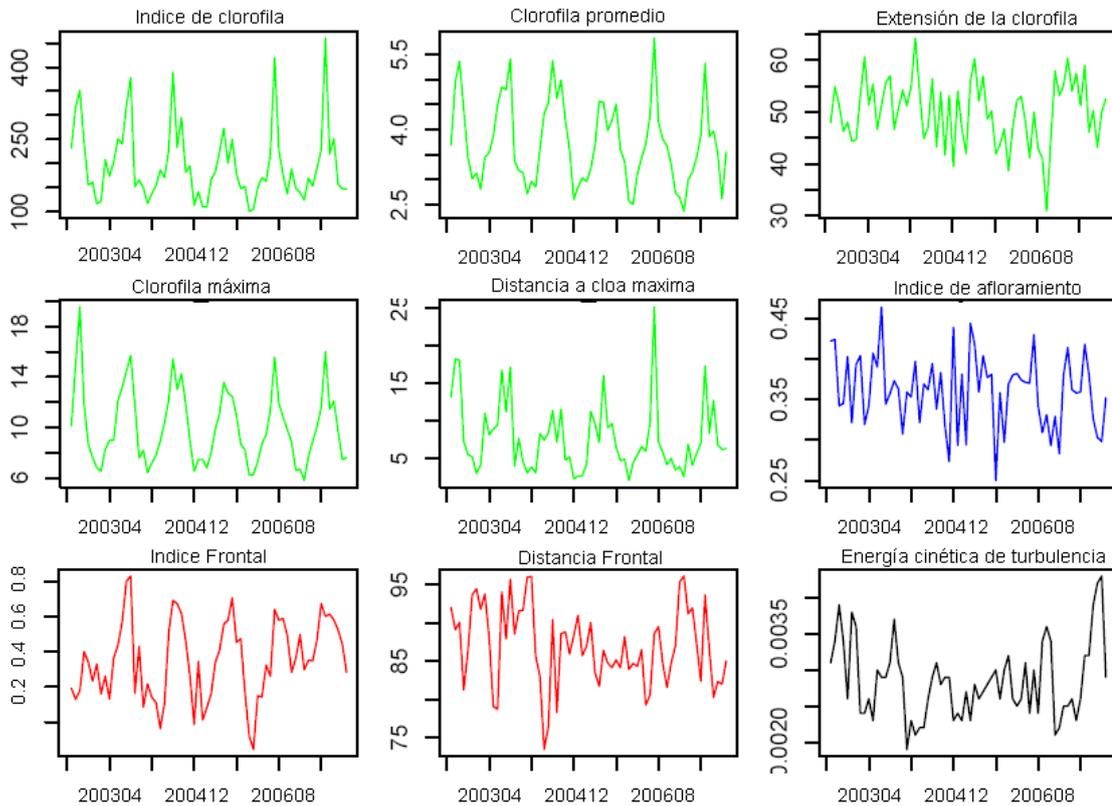


Figura 4.37: Clorofila máxima y distancia frontal para el SCH (valores mensuales) de julio 2002 a diciembre 2007

la mayor parte del SCC (entre julio y septiembre), lo que no induce a una limitación debido a luminosidad. Esto confirmaría la hipótesis que se ha planteado para el Sistema Chileno de Humboldt, donde la luminosidad sería una limitante.

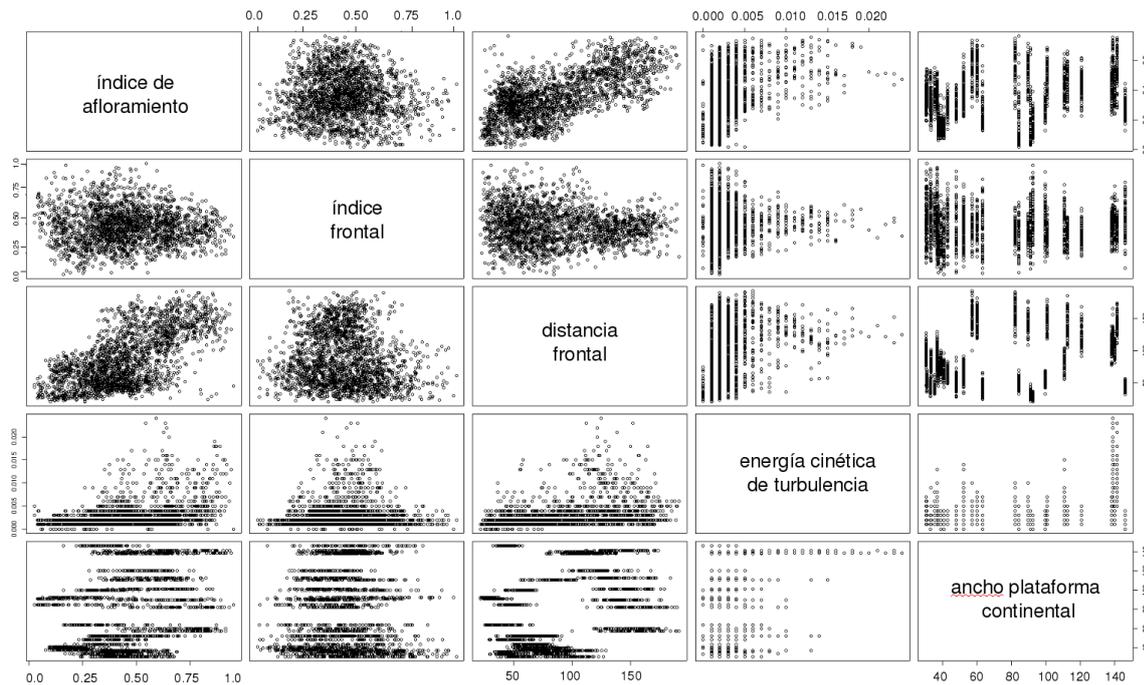


**Figura 4.38:** Series de tiempo (jul 2002 - dic 2007)

Un punto interesante ha sido la observación de tendencias para el Sistema de Canarias, contrariamente a lo que se ha observado para el SCH, donde no se ha observado ninguna tendencia durante el período de estudio. Se ha notado una decrecimiento bastante claro de la productividad en el SCC, lo que ha sido recientemente revelado por Arístegui *et al.* (2009), e igual de claramente visible para el índice de afloramiento. No obstante, se ha constatado que el índice frontal no ha mostrado tendencia durante el período de estudio, lo que puede parecer lógico si se considera que la actividad de mesoescala esta en principio asociada a una modulación local a escalas espacio temporales finas, que no es el caso de la tendencias climáticas regionales observadas, relacionadas en este caso a una disminución relativa de la intensidad de los vientos alisios.

#### 4.3.4. Enfoque modelizador: Asociaciones entre índices de mesoescala

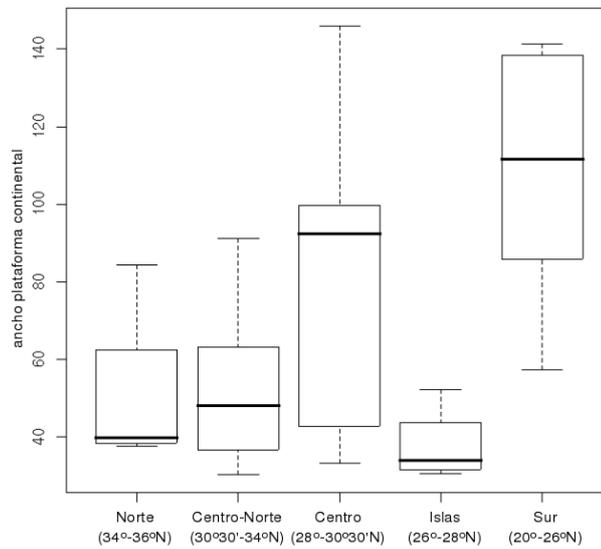
El análisis preliminar de los datos, a través de los gráficos cruzados de todas las variables independientes ha permitido observar que para el SCC existe una colinealidad entre el índice de afloramiento y la distancia frontal (Fig. 4.39). Por lo tanto, para evitar la redundancia se ha conservado sólo la variable índice de afloramiento.



*Figura 4.39: Plot de las variables independientes (cuantitativas) para el SCC*

También se ha realizado un análisis de las variables independientes cualitativas en relación con las cuantitativas para determinar si existe un efecto entre ellas. Al igual que en el SCH, la variable cualitativa “zona” se encuentra asociada a la variable cuantitativa “ancho de la plataforma continental” (Fig. 4.40), por lo que entre ellas se ha conservado la variable cuantitativa.

De los criterios calculados a partir de clorofila-*a*, la extensión de la clorofila y el índice de clorofila son las variables mejor explicadas (Tabla 4.4). El  $R^2$  es casi idéntico entre ambas, debido a que el índice de clorofila, que integra el valor de la clorofila promedio y la extensión de la clorofila, esta siendo por esta última. La relación estrecha entre estas variables ya había sido observado en el análisis espacial (Fig. 4.31).



**Figura 4.40:** Promedio y desviación estándar del ancho de la plataforma continental en las subzonas del SCC

Tabla 4.4: Valores de  $R^2$  Múltiple, estadístico F y error residual estándar para las variables independientes evaluadas (*proxys* biológicos), SCC

	$R^2$ Múltiple	estadístico F	error residual
Índice de clorofila	0.5758	316.8	0.384
Clorofila promedio	0.1557	43.02	2.293
Extensión de la clorofila	0.5824	325.5	32.77
Clorofila máxima ( $Cloa_{max}$ )	0.2349	71.63	6.318
Distancia a $Clo_{max}$	0.3707	137.5	11.25

Los resultados que se han registrado para la variable dependiente  $Cloa_{ind}$  muestran que el índice de afloramiento es la variable más significativamente seguida por la energía cinética de turbulencia y el ancho de la plataforma continental. El índice frontal también ha surgido como una variable explicativa, con un efecto positivo. En menor medida se observan los efectos negativos de el invierno boreal y la fase negativa del NAO.

Los resultados que se han registrado para la variable dependiente  $Cloa_{max}$  muestran que la variable más significativa es el invierno boreal, con un efecto negativo en la  $Cloa_{max}$ , casi igual de significativo se ha registrado el efecto positivo de la energía cinética de turbulencia y el índice de afloramiento. El índice frontal también ha sido en este modelo.

Para la variable dependiente  $Cloa_{ext}$  se han registrado resultados similares a los obtenidos  $Cloa_{ind}$

```

formula = chl_ind ~ upw + find + eke + iso200 + year + month

Residuals:
    Min       1Q   Median       3Q      Max
-1.79812 -0.23719  0.01026  0.25746  1.16020

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)  0.804432   0.043352  18.556 < 2e-16 ***
upw          2.293264   0.060644  37.815 < 2e-16 ***
eke         41.547023   3.330064  12.476 < 2e-16 ***
iso200       0.001170   0.000237   4.938 8.5e-07 ***
find         0.010047   0.003050   3.294 0.00100 **
monthwin_bor -0.076611   0.024939  -3.072 0.00215 **
year03NA0neg -0.062949   0.022713  -2.771 0.00563 **
monthspr_bor  0.036595   0.025170   1.454 0.14611
monthsum_bor  0.032501   0.023444   1.386 0.16580
year02NA0pos -0.023351   0.019763  -1.182 0.23752
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 0.384 on 2100 degrees of freedom
(2 observations deleted due to missingness)
Multiple R-squared: 0.5758, Adjusted R-squared: 0.574
F-statistic: 316.8 on 9 and 2100 DF, p-value: < 2.2e-16

```

**Figura 4.41:** Resultados del análisis de regresión múltiple para la variable índice de clorofila, SCC

```

formula = chl_max ~ upw + find + eke + iso200 + year + month

Residuals:
    Min       1Q   Median       3Q      Max
-16.0277  -3.7716  -0.8038   2.2647  38.7532

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)  7.720136   0.713389  10.822 < 2e-16 ***
monthwin_bor -4.439627   0.410393 -10.818 < 2e-16 ***
eke         531.879400  54.799002   9.706 < 2e-16 ***
upw          7.646178   0.997955   7.662 2.78e-14 ***
monthspr_bor -2.733733   0.414189  -6.600 5.18e-11 ***
monthsum_bor  1.768135   0.385796   4.583 4.85e-06 ***
iso200       0.013897   0.003899   3.564 0.000373 ***
find        -0.162740   0.050194  -3.242 0.001205 **
year03NA0neg -0.793179   0.373762  -2.122 0.033942 *
year02NA0pos -0.192997   0.325212  -0.593 0.552944
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 6.318 on 2100 degrees of freedom
(2 observations deleted due to missingness)
Multiple R-squared: 0.2349, Adjusted R-squared: 0.2316
F-statistic: 71.63 on 9 and 2100 DF, p-value: < 2.2e-16

```

**Figura 4.42:** Resultados del análisis de regresión múltiple para la variable clorofila máxima, SCC

Tanto para la variable asociada a la concentración de clorofila como aquella asociada a la distribución espacial, y también el índice de clorofila, han mostrado estar

```

formula = chl_ext ~ upw + find + eke + iso200 + year + month

Residuals:
    Min       1Q   Median       3Q      Max
-104.503  -20.332   -2.471   15.668  115.136

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)  -43.52798    3.70040  -11.763  <2e-16 ***
upw           181.95119    5.17646   35.150  <2e-16 ***
eke           3896.21893   284.24614   13.707  <2e-16 ***
iso200         0.22645    0.02023    11.196  <2e-16 ***
year03NA0neg  -4.64675    1.93873   -2.397  0.0166 *
monthsum_bor  -4.64964    2.00115   -2.323  0.0202 *
monthspr_bor   3.95674    2.14843    1.842  0.0657 .
monthwin_bor   2.10373    2.12874    0.988  0.3231
year02NA0pos  -0.56626    1.68690   -0.336  0.7371
find           0.05425    0.26036    0.208  0.8350
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 32.77 on 2100 degrees of freedom
(2 observations deleted due to missingness)
Multiple R-squared:  0.5824,    Adjusted R-squared:  0.5807
F-statistic: 325.5 on 9 and 2100 DF,  p-value: < 2.2e-16

```

**Figura 4.43:** Resultados del análisis de regresión múltiple para la variable extensión de la clorofila, SCC

significativamente relacionados con el índice de afloramiento y la energía cinética de turbulencia. Si bien ha sido posible observar el efecto de la estacionalidad, sobre todo en el caso de la clorofila máxima, su influencia es menor comparado con lo observado en el Sistema Chileno de Humboldt.

## 4.4. Comparación entre sistemas: similitudes y especificidades

El Sistema Chileno de Humboldt (SCH) y el Sistema de Canarias Central (SCC) se encuentran a latitudes comparables, aunque en hemisferios diferentes, a una distancia similar del ecuador. Los resultados para ambos sistemas han mostrado que la clorofila ha sido mejor explicada en el SCC que en el SCH (Fig. 4.46). Esto da señales de la complejidad del SCH, que ha sido observado bajo la paradoja de ser con un sistema con una productividad primaria menor que los otros EBUS (Carr, 2000; Carr y Kearnes, 2003), por debajo del Sistema de Canarias, pero que sin embargo sostiene las mayores pesquerías del mundo, sin comparación a lo observado en los otros EBUS. Sólo en la parte chilena de Humboldt se ha capturado como promedio casi 4 toneladas de pequeños pelágicos en los últimos 10 años, comparados con menos de 1 tonelada como promedio para el Sistema de Canarias.

Hasta la fecha no se había llevado a cabo estudios que integraran el efecto de la variabilidad de mesoescala en un contexto espacio-temporal a gran escala, y más aun desde un enfoque comparativo de dos sistemas de afloramiento. Una de las mayores observaciones que se puede hacer a la luz de los resultados obtenidos en esta tesis es el hecho que para el Sistema Chileno de Humboldt el ancho de la plataforma continental es la variable que más explica la variabilidad de la clorofila, tanto su extensión como concentración, seguida por la variabilidad interanual, principalmente el efecto negativo de El Niño, la variabilidad estacional y los afloramientos (Fig. 4.46). Si bien el índice frontal y el índice de afloramiento también son significativas, su influencia parece ser menor. Tal como se ha descrito en la sección 4.2, los afloramientos no parecen ser una limitante en este sistema, los valores registrados parecen ser suficientes para sostener la producción primaria, pero si jugaría un rol más importante en las concentraciones máximas (Fig. 4.46)). En cambio para el Sistema de Canarias, los afloramientos son la mayor fuente de explicación de la variabilidad, principalmente en la clorofila, específicamente en la extensión mar afuera. La energía cinética de turbulencia es la segunda variable de importancia para la explicación de la variabilidad observada.

En cuanto a las similitudes entre sistemas, se ha podido observar para ambos sistemas el índice frontal tiene un efecto similar, y positivo, sobre el índice de clorofila, y un efecto negativo sobre la clorofila máxima. Otra similitud es el efecto positivo del afloramiento en los valores de clorofila máxima. La clorofila máxima es en promedio mayor en todas las zonas del Sistema de Canarias que en el Sistema Chileno, situación inversa a lo observado con el índice de afloramiento que en promedio es prácticamente el doble al observado en el Sistema de Canarias.

Es muy probable que exista un efecto combinado de lo que pasa a diferentes escalas espacio-temporales que estarían influyendo en la variabilidad de la clorofila, pero determinar el grado en que ocurren estas interacciones no parece ser una tarea fácil. Por ejemplo en un artículo reciente publicado por Bakun y Weeks (2008), se ha señalado el efecto *reset* (volver el sistema a cero) que tendría lugar después de un fenómeno El Niño, el cual sería beneficioso para el ecosistema en general. La influencia de la variabilidad interanual en el SCH ha sido claramente demostrada en este trabajo, donde se ha registrado que el fenómeno El Niño tiene un gran efecto negativo sobre la distribución y concentración de la clorofila en el SCH, pero aún más revelador sería el efecto positivo que tendrían los años normales sobre la concentración de la clorofila, lo que vendría a apoyar la teoría del *reset* del sistema después de un fenómeno El Niño (Fig.4.46). Si bien para el SCC, también es posible observar un efecto de la interanualidad, su influencia es menor que en el SCH, y se sólo en terminos del efecto negativo que tendría la fase negativa del índice climático NAO sobre la concentración y distribución de la clorofila.

Además de las variables utilizadas en esta tesis para estudiar la actividad de mesoescala, también existen otras variables que podrían estar jugando un rol importante en la explicación de la variabilidad de la clorofila. Por ejemplo tal como se ha señalado en la secciones anteriores, la variabilidad asociada a la influencia de las ondas planetarias sobre la modulación de la producción primaria. Según (Uz *et al.*, 2001), citado por Correa *et al.* (2007) las ondas de rossby explican aproximadamente el 5-20 % de la varianza de la clorofila satelital oceánica. Cipollini *et al.* (2001) estudian las ondas de Rossby a partir de datos satelitales de color del océano y sugieren dos hipótesis sobre el efecto que tendrían estas ondas sobre los procesos biológicos en el océano. Una primera explicación que sugieren estos autores es simplemente mecánica y tendría relación con la modificación de las isopícnas debido al paso de una onda de Rossby lo que podría dejar más fitoplancton cerca de la superficie, o por el contrario profundizarlo, y esto influiría en la cantidad de clorofila-*a* calculada a partir de datos satelitales. La segunda explicación estaría relacionada con la modificación de la cantidad de nutrientes aportados por los afloramientos, debido al levantamiento o profundización de la termoclina asociada con las ondas de Rossby, con el consiguiente impacto en el crecimiento del fitoplancton. Hormázabal *et al.* (2006) señalan que la variabilidad de las ondas de Rossby y de Kelvin puede modular la fuente de agua de afloramientos, al influir en la profundización o superficialización de las isotermas y la capa de mínimo oxígeno.

En el Sistema de Canarias Central, las mayores extensiones de la clorofila y de la distancia frontal ocurren en las latitudes más cercanas al ecuador, zona entre  $20^{\circ}N$  y  $26^{\circ}N$ , con un promedio de 104.2 km 130.6 km respectivamente, muy superior a la media observada en toda el área (Fig. 4.45), lo que coincide con los mayores valores del radio de deformación de Rossby (Fig. 2.2). Sin embargo, para el Sistema Chileno de Humboldt se ha observado una situación opuesta, es decir, con las mayores extensiones de clorofila en las zonas más

alejadas del ecuador, con un máximo de 163.4 km en la zona entre  $32^{\circ}S$  y  $37^{\circ}S$ . No obstante la distancia frontal no presenta grandes variaciones entre zonas, y en las dos zonas ubicadas al norte de  $32^{\circ}S$  los frentes térmicos se localizarían en promedio más lejanos que las extensiones de la clorofila (Fig. 4.44).

De acuerdo a la teoría de la influencia del radio de deformación en la propagación de las estructuras de mesoescala, se debería esperar que en la zona norte se encontraran las mayores extensiones. Sin embargo, si se considera la topografía oceánica en esta zona, casi con ausencia de plataforma continental y una pendiente muy pronunciada (Fig. 3.5), se podría plantear que esta configuración actuaría como una barrera para la propagación mar afuera. No obstante esta limitante, en la imagen de filamentos de la SCH (Fig. 4.10c), ha sido posible observar distancias comparables a las de la zona sur para la extensión de los filamentos. Tailleux (2006) señala además que las ondas de Rossby estarían influenciadas por las variaciones topográficas a lo largo de la costa. Debido a la importancia de las variables topográficas reveladas en este estudio principalmente para el SCH (Fig. 4.46), un estudio del efecto de estas ondas se revela como un trabajo a explorar. De acuerdo a los resultados presentados en la Figura 4.44, el efecto barrera planteada en este párrafo tendría un efecto más limitante sobre las extensiones de la clorofila que sobre la distancia frontal.

Sistema Chileno de Humboldt ( $18^{\circ}S$ - $40^{\circ}S$ )										
Ecuador ↑	Zona	Clorofila- <i>a</i>			Upw	Find	Fdist	EKE	iso200 <sub>dist</sub>	orient
		Clo <sub>avg</sub>	Clo <sub>ext</sub>	Clo <sub>max</sub>						
N ↓ S	18° - 26°S	2.69	44.02	4.73	0.56	0.92	63.74	0.0035	10.68	0.78
	26° - 32°S	1.73	65.88	2.78	0.98	0.85	73.34	0.0035	9.99	2.71
	32° - 37°S	2.70	163.47	8.08	0.75	0.78	69.79	0.0031	27.58	9.92
	37° - 40°S	3.07	112.60	7.53	0.35	0.69	68.20	0.0027	33.65	-6.42
	Toda el área	2.46	86.87	5.30	0.70	0.84	68.45	0.0033	17.24	2.65

*Figura 4.44: Promedio de las variables, por zona (y área total), para el SCH*

Sistema de Canarias Central ( $20^{\circ}N$ - $36^{\circ}N$ )										
Ecuador ↓	Zona	Clorofila- <i>a</i>			Upw	Find	Fdist	EKE	iso200 <sub>dist</sub>	orient
		Clo <sub>avg</sub>	Clo <sub>ext</sub>	Clo <sub>max</sub>						
N ↓ S	34° - 36°N	2.8	7.70	5.50	0.17	0.66	66.19	0.0016	42.07	20.54
	30°30' - 34°N	3.09	22.21	8.73	0.30	0.84	66.34	0.0019	58.51	21.84
	28° - 30°30'N	5.51	14.82	11.48	0.26	0.92	55.40	0.0015	70.46	31.96
	26° - 28°N	3.03	24.46	7.45	0.39	0.92	52.03	0.0023	47.46	25.90
	20° - 26°N	3.83	104.02	12.30	0.50	0.81	130.63	0.0032	100.40	13.29
	Toda el área	3.70	50.20	9.93	0.36	0.83	86.93	0.0023	72.78	20.56

*Figura 4.45: Promedio de las variables, por zona (y área total), para el SCC*

Dentro de los procesos que favorecen el desprendimiento de las células de afloramiento se encuentran el ancho y la profundidad de la plataforma continental, que como se ha mencionado anteriormente, es más ancha y menos profunda en el Sistema de Canarias que en el Sistema Chileno de Humboldt, lo que en teoría sería más favorable para la

Variable dependiente	Índice de clorofila		Extensión de la Clorofila		Clorofila máxima		
	Humboldt	Canarias	Humboldt	Canarias	Humboldt	Canarias	
Sistema de Afloramiento							
R2	0.3835	0.5758	0.2882	0.5824	0.3656	0.2349	
Variables independientes	Índice de Afloramiento	+	++++	++	++++	++	++
	Índice Frontal	+	+	+		-	-
	Distancia Frontal	-		-		+	
	E. cinética de turbulencia	+	+++	+	+++		+++
	Ancho de la plataforma	++++	+	++++	++	++++	+
	Interanualidad	-- (El Niño) + (Normal)	- (NAO negativo)	- (El Niño)	- (NAO negativo)	-- (El Niño) + (Normal)	- (NAO negativo)
	Estacionalidad	++ (primavera) + (verano)	- (invierno)	++ (verano) + (primavera) - (Invierno)	- (verano) + (primavera)	+ (primavera) + (Invierno)	-- (invierno) -- (primavera) + (verano)

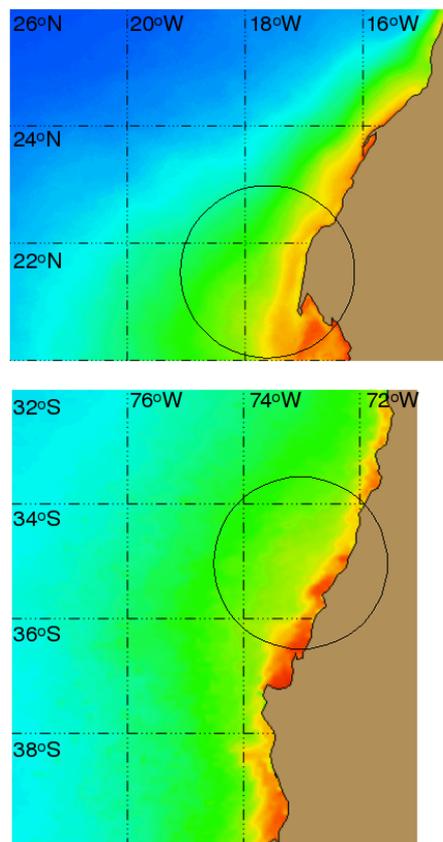
**Figura 4.46:** Comparación de los resultados del análisis de regresión múltiple para ambos sistemas

advección de las células de afloramiento. En la parte norte del SCH la plataforma muchas veces es casi inexistente y a pocos kilómetros de la costa se encuentra la fosa Perú-Chile que alcanza profundidades de más de 8000 km. Otras características morfológicas pueden jugar un rol importante en los mecanismos de desprendimiento de las células de afloramiento como es la presencia de Cabos (o puntas), las que según Estrade (2005) podrían tener un efecto estabilizador sobre las plumas de agua fría. En efecto, los centros de afloramiento y filamentos se encuentran a menudo asociados a estas lenguas de tierra que penetran en el mar. Barbieri *et al.* (1995) señalan que los principales centros de afloramiento en el norte de Chile se encuentran asociados a las puntas Pichalo ( $19^{\circ}35'S$ ), Chuchumata ( $20^{\circ}31'S$ ), Lobos ( $21^{\circ}01'S$ ) y Angamos ( $23^{\circ}02'S$ ). En el Sistema de Canarias, Pelegrí *et al.*, encuentran que las zonas de filamentos se encuentran asociados a los Cabos Ghir ( $31^{\circ}N$ ), Jubi ( $28^{\circ}N$ ), Bojador ( $26^{\circ}N$ ) y Blanco ( $21^{\circ}N$ ). En las imágenes de filamentos para ambos sistemas (Fig. 4.10c y 4.28c), es posible observar como estas estructuras están asociadas a los cabos o puntas para ambos sistemas y en ambos casos su formación está asociada al encuentro de las aguas que se mueve en dirección del flujo (hacia el ecuador) con estos promontorios. No obstante, esta situación se presenta de forma mucho más nítida para el Sistema de Canarias que para el Sistema Chileno de Humboldt, esto se debería a la configuración de la costa, la que presenta cabos mucho más prominentes en el SCC que en el SCH.

Otro factor que puede estar influyendo en la formación de los filamentos, y por ende en la extensión de la clorofila mar afuera, es la orientación de la costa. La costa en el Sistema Chileno de Humboldt tiene una configuración prácticamente Norte-Sur. En la figura 4.44, en última columna de la tabla, se muestran los valores promedios del ángulo de orientación de la costa con respecto al norte, y se observa en que la zona norte ( $18^{\circ}S - 26^{\circ}S$ ), la costa tiene un ángulo cercano a cero, y que a medida que se avanza hacia el sur la costa va haciéndose más positiva, alcanzando su máxima orientación en la zona entre  $32^{\circ}S$  y  $37^{\circ}S$ , con un ángulo cercano a 10. Al sur de esta área la costa

muestra un cambio de orientación, es decir, al sur de la Bahía de Concepción ( $37^{\circ}S$ ). Al comparar las orientaciones de la costa del Sistema Chileno de Humboldt con aquellas del Sistema Central de Canarias (Fig.4.45) se ha podido observar que la costa en este último sistema es en promedio positiva para toda las áreas, y que incluso el mínimo valor registrado (entre  $20^{\circ}N$  y  $26^{\circ}N$ ) es superior al máximo observado para Humboldt

Lo anterior ha llevado a plantear que espacialmente más que las diferencia asociados a las variaciones asociadas a la latitud, las extensiones de la clorofila estan moduladas por fuerzas que no cambian en el tiempo, como son la morfología de la costa y la plataforma continental. En ambos sistemas las mayores extensiones están asociadas a los mayores ángulos de extensión de la costa, la que aumenta positivamente hasta encontrar la presencia de un cabo o punta, la punta Lengua de Vaca en el caso de Sistema CHileno y el Cabo Blanco para el Sistema de Canarias Central (Figura 4.47). Tal como han señalado Reddy y Arrigo (2006), para otro tipo de ecosistema marinos, la consistencia espacial de los patrones de distribución de filamentos y jets sugiere una regulación por fuerzas que no cambian de un año a otro, como la interacción con la batimetría y las corrientes oceánicas que prevalecen



**Figura 4.47:** Orientación de la costa donde la extensión de la clorofila es máxima, para el SCC (arriba) y el SCH (abajo)

Si bien varios autores han demostrado la relación que existiría entre la batimetría y la producción primaria, son menos las investigaciones que se han dedicado a estudiar los procesos que podrían involucrados en esta relación. En un trabajo reciente de Patti *et al.* (2008), se ha mostrado la asociación positiva entre la batimetría y la producción primaria. Sin embargo, no se hace referencia a los procesos físicos que podrían estar influyendo en esta relación. Principalmente debido a la necesidad de contar con datos a diferentes profundidades para poder entender el sistema en su conjunto. Durski y Allen (2005), han señalado que en la zonas donde las inestabilidades se encuentran la fuerte curvatura del frente de upwelling, producida por efectos de la batimetría, el frente comienza a ser sumamente retorcido y la variabilidad horizontal aumenta considerablemente (Durski y Allen, 2005).

La plataforma continental actúa como una barrera para los frentes. Los frentes se asocian a la quiebre de la plataforma, y es después de esta zona donde comienza la actividad frontal. Si el ancho de la plataforma es estrecho entonces la distancia frontal es cercana a la costa, como lo observado en el norte de Chile. Estrade (2005), señala que gracias a la estratificación más débil, la plataforma del sur de Marruecos tendría capacidades más fuertes de retención que las del sur de Senegal.

Una característica interesante ha señalar es el hecho que en plataformas estrechas la localización del frente no varía con la intensificación del viento sobre todo en presencia de fuertes pendientes del talud, el frente permanece en un mismo sitio, ya que no podría sobrepasar la barrera que supondría la configuración plataforma continental estrecha y talud escarpado. Esto ha sido demostrado con trabajos de laboratorio por Garvine (1973), y puede ser apreciado en las imágenes de ocurrencia de frentes del SCH, donde se ha observado que los frentes están muchos más concentrados en el norte y disperso en el sur (Fig. 4.10).

Por otro lado, los resultados mostrados para el Sistema Chileno de Humboldt han revelado como la luz puede ser un factor limitante en este sistema. La profundidad de la zona fótica puede influir en la producción primaria, condicionando la intensidad de luz disponible para que los organismos autotrófos realicen la fotosíntesis. Esta limitante es más crítica a medida que las regiones de afloramiento se alejan del ecuador. Kelble *et al.* (2005) señalan que la atenuación de la luz en los ecosistemas marinos no sólo puede limitar la producción primaria sino que también determina la composición y abundancia de los productores primarios.

Una importante fuente de información para estudiar la energía luminosa es la obtenida con los datos satelitales de color del océano, se trata de la Radiación Fotosintéticamente Disponible (PAR; *Photosynthetically Available Radiation*). PAR es la cantidad de luz disponible para la fotosíntesis. Es la cantidad de luz entre el rango que va de 400 a 700

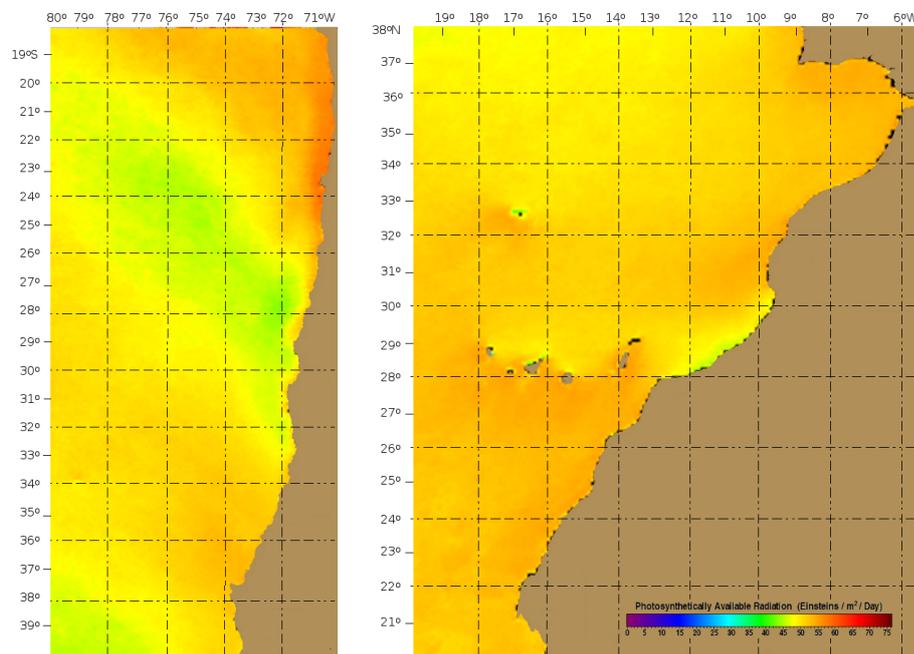
nanómetros de longitud de onda, la cual es usada por las plantas para hacer fotosíntesis. La PAR es necesaria para la fotosíntesis y para el crecimiento de las plantas, y altos valores de PAR promueven el crecimiento de las algas fotosintetizadoras (fitoplancton).

En vista a trabajos futuros, en la Fig. 4.48 se muestran las PAR para los Sistemas Chileno de Humboldt y de Canarias Central, en los veranos austral y boreal respectivamente. Se ha podido evidenciar que hay más radiación disponible para la fotosíntesis en Chile que en Canarias, específicamente en la zona norte de Chile. Esto influiría en las tasas de crecimiento del fitoplancton, es decir, crecería más rápido y estaría disponible en mayor abundancia para el zooplancton. Esta situación podría plantear nuevas hipótesis sobre la eficiencia del Sistema Chileno de Humboldt. Es probable que la clorofila en la zona norte de Chile este siendo consumida más eficientemente, es decir, la clorofila no permanecería mucho tiempo en el sistema. En cambio en la zona sur, podría no estar siendo consumida a las mismas tasas y estaría siendo transportada mar afuera. Además en la zona sur la plataforma continental es más ancha, la pendiente menos acentuada, y existen condiciones favorables para presencia de remolinos de mesoescala que transportarían la clorofila mar afuera (Correa *et al.*, 2007). Para poder determinar las tasas de consumación del zooplancton sobre el fitoplancton es necesario contar con datos *in situ*, lo que sería particularmente útil para determinar la dinámica de la clorofila en ambas zonas. Las mismas observaciones son válidas para el Sistema de Canarias, donde la plataforma continental es bastante más amplia que en Sistema Chileno (Fig. 4.45).

Una variable muy útil y no muy explorada en estudios oceánicos, y que deberían considerarse en estudios futuros, es la Fluorescencia de la Clorofila, (*Chlorophyll Fluorescence Line Height*, FLH) obtenida a partir de datos satelitales, disponible para los datos MODIS-Aqua desde diciembre de 2005 hasta la fecha. La FLH puede proveer de información crucial para evaluar el estado de crecimiento del fitoplancton, describe el estado fisiológico del fitoplancton (Bartlett *et al.*, 2000)

En cuanto al índice de afloramiento utilizado en esta tesis, el de Bakun (1973), Estrade (2005) señala que desde un punto de vista cuantitativo el interés de índice es discutible, porque depende de la calidad de los datos de tensión del viento, y de la elección de la orientación de la línea de costa como base de proyección. Además este autor discutió sobre la posible modificación del índice de afloramiento de Bakun) considerando el efecto de la topografía, para obtener resultados más realistas en términos de posición, extensión e intensidad de la célula de afloramiento, proponiendo estimar el transporte de Ekman atravesado por la proyección ortogonal del viento a lo largo de una isobata crítica representativa de la barrera cinemática.

Debido a que el índice de afloramiento está calculado sobre la base de los vientos paralelos a la costa, y se da el caso, por ejemplo durante el fenómeno El Niño, que si los vientos



**Figura 4.48:** Radiación Disponible para la fotosíntesis

se presentan como favorables al afloramiento, el índice de afloramiento mostrará altos valores, pero debido a la profundización de la termoclina durante los eventos El Niño el agua aflorada correspondería a la misma masa de agua de superficie, es decir, no aportaría nutrientes provenientes de una masa de agua diferente, que en este período se encontraría más profunda. En cambio, como el índice frontal tiene en cuenta el valor del gradiente térmico sería un indicador más preciso de si las aguas afloradas pertenecen a dos masas de agua diferente, y como no es el caso durante El Niño se esperarían valores débiles de este índice, lo que se traduciría en un mejor indicador del aporte de nutrientes en superficie.

Otro de los resultados revelados de la tesis, es la observación de zonas de retención asociados a zonas protegidas y con altos valores de clorofila máxima cercanos a la costa, que se observan en ambos sistemas (Figs. 4.15 y 4.30). La característica común se encuentra en el hecho que ambas zonas se ubican en una zona entre dos cabos, y que se encuentran en zonas extremas de valores del índice de afloramiento, donde es máximo para toda la zona en el Sistema Chileno y donde es mínimo para toda la región en el Sistema de Canarias. Esto último lleva a pensar que ambos extremos que en teoría no serían favorables para la producción primaria, si se considera el concepto de *ventana ambiental óptima* para el fitoplancton, no tendría un efecto comparable con las condiciones morfológicas ideales para hacer de ambas zonas protegidas, zonas de retención. Una característica común entre ambas zonas es el hecho de encontrarse entre dos áreas de alto índice frontal, y que la zona propiamente tal de retención presenta valores relativamente bajos de este índice. Al comparar estos resultados con el trabajo

de Brochier *et al.*, (2008) se ha observado que estos autores señalan a esa región del Sistema de Canarias (entre Cabo Ghir y Cabo Jubi), como la mayor área de retención de huevos de anchoveta de este sistema.

La posibilidad de utilizar esta información de la actividad de mesoescala abre nuevas perspectivas en el estudio de la distribución de huevos y larvas, fase crucial en el reclutamiento y por ende en las pesquerías. Sadrozinski (2008) estudia la distribución de diferentes larvas de peces en el Sistema de Afloramiento de California, y ha observado que muchas de éstas larvas se distribuyen entre la costa y los frentes y que raramente se distribuye más allá de los frentes. Este autor llega a la conclusión que los frentes de afloramiento, y estructuras asociadas a los frentes, pueden afectar la supervivencia de las larvas y el éxito en el reclutamiento de aquellos peces cuyos primeros estadios de vida son planctónicos

# Capítulo 5

## Conclusiones y Perspectivas (*Conclusions et Perspectives*)

En la introducción de esta tesis se ha argumentado sobre la importancia de la actividad mesoescala en la variabilidad distribución y abundancia de la clorofila en los Sistemas de Afloramiento. Una vez finalizado el trabajo de tesis, en este capítulo se establece o un balance general de los resultados observados para los dos sistemas de afloramiento estudiados: el Sistema Chileno de Humboldt y el Sistema de Canarias Central. Comenzado por las conclusiones para cada sistema desde un punto de vista de la variabilidad espacial y temporal, y siguiendo con las principales observaciones reveladas de la comparación de ambos sistemas. Luego, se hace un recuento sobre las técnicas de detección de las estructuras oceánicas de mesoescala a partir de datos satelitales y la forma de sintetizar la información obtenida en índices de mesoescala comparables, tanto físicos como biológicos. Finalmente se presentan las perspectivas que este enfoque abre para estudios futuros.

Esta es la primera vez que un estudio estadístico de las estructuras frontales ha sido realizado a la escala de un subsistema de afloramiento costero, de 1500 a 2000 km de costa, y a la mayor resolución espacial posible (1 km) y sobre un período de tiempo que cubre entre 5 a 7 años, permitiendo conocer la variabilidad espacial y temporal (estacional e interanual) de las principales estructuras de mesoescala observadas en los Sistemas de Afloramiento de Chileno de Humboldt y de Canarias Central.

Los vínculos entre la actividad de mesoescala y la producción primaria han sido examinados en un marco general, con la ayuda de criterios múltiples basados en la biomasa fitoplanctónica y los parámetros generales del medio ambiente. El análisis ha mostrado que si bien la estacionalidad sigue siendo un factor naturalmente clave de la

variabilidad biológica de los sistemas estudiados, se ha constatado la importancia de parámetros puramente espaciales como el ancho de la plataforma. Los parámetros que cuantifican la actividad de mesoescala se han revelado también como significativos, tanto el índice frontal, como la distancia frontal y la energía cinética de turbulencia.

## Sistema Chileno de Humboldt

La ocurrencia frontal ha sido más fuerte al norte de  $26^{\circ}S$  y a partir de esa latitud disminuye progresivamente hacia el sur, no obstante la presencia de máximos locales relativos. La mayor intensidad de los frentes en la parte norte del sistema es probablemente debida a las diferencias entre las aguas oceánicas y las aguas costeras, las que son mayores en la parte norte del sistema debido a la intrusión de la masa de agua subtropical desde el ecuador y con una influencia hasta  $26^{\circ}S$ .

EL SCH muestra un patrón más definido de la actividad de filamentos (definidos como los frentes casi perpendiculares a la costa), también al norte de  $26^{\circ}S$ . Los filamentos se concentran más bien en determinadas áreas, asociadas a la presencia de promontorios en la costa (puntas). En cambio, en la parte al sur de esta latitud y hasta  $37^{\circ}S$ , los filamentos suelen encontrarse dispersos en la mayor parte del área, debido probablemente a una orientación de la costa más positiva que el norte (donde es prácticamente Norte-Sur). Al sur de  $37^{\circ}S$  cuando la línea de costa cambia de dirección, casi no se ha registrada presencia de filamentos. Se ha constatado entonces una fuerte influencia de la orientación de la costa, en la formación de los filamentos.

Las variaciones latitudinales de la clorofila no estarían relacionadas con las variaciones latitudinales de los afloramientos, al menos no en una forma directa. Los mayores valores de clorofila promedio se encuentran en las zonas extremas del SCH en zonas donde el índice de afloramiento es moderado, y los valores mínimos se encuentran en la zona intermedia ( $24^{\circ}S$ - $32^{\circ}S$ , donde el índice de afloramiento es máximo. Esto sugiere la existencia de una *ventana ambiental óptima* que favorecería producción de plancton, debido al compromiso entre el enriquecimiento máximo y un mínimo de turbulencia.

Existe una relación directa entre el ancho de la plataforma continental y los valores de clorofila promedio y extensión de la clorofila, la que es más evidente al sur de  $32^{\circ}S$ . Al norte de esta latitud en una plataforma estrecha, la mayor disponibilidad de energía luminosa podría ser la explicación de la presencia de clorofila promedio comparables con aquellas zonas donde la plataforma favorece la presencia de altos valores de clorofila pero que la energía luminosa es claramente inferior. Lo que lleva nuevamente a pensar

en la combinación de una serie de factores que en mayor o menor medida contribuyen al desarrollo de la biomasa fitoplanctónica

Para todo el período de estudio no se registra, una tendencia temporal marcada de las variables analizadas, aunque si es posible apreciar el efecto del fenómeno El Niño en los inicios de la serie (que comienza en septiembre de 1997). Estacionalmente, es notable ver el desfase de uno a dos meses que presenta la clorofila máxima con relación al índice de afloramiento, cuya explicación más probable es el hecho que el máximo de afloramiento se produce a inicios de primavera cuando la intensidad luminosa es aún un factor limitante para la biomasa fitoplanctónica. Otro desfase se presenta entre la clorofila máxima y el índice frontal, alcanzando este los valores máximos antes del comienzo del ciclo productivo de la clorofila.

Los resultados obtenidos del análisis de regresión múltiple confirman lo observado en el análisis descriptivo espacial y temporal, y a su vez entregan una indicación de la importancia relativa de las variables explicativas. Como se ha observado en el análisis temporal, la clorofila máxima fue la variable que ha mostrado la mejores relaciones, con desfases y oposiciones a otras variables, y en el análisis de regresión múltiple fue junto con el índice de clorofila, las mejores explicadas ( $R^2$  de 0,4 en ambos casos), siendo la variable ancho de la plataforma continental la variable explicativa más significativa.

## Sistema de Canarias Central

La actividad frontal se ha desarrollado a lo largo de toda la costa y se ha extendido en promedio más allá de lo observado para el SCH. Los altos valores de índice frontal se encuentra en dos áreas cercanas a la costa, una entre Cabo Ghir y Cabo Bedouzza ( $30^{\circ}N$ - $33^{\circ}N$ ), y la otra entre el Cabo Bojador y el Cabo Jubi ( $26^{\circ}N$ - $28^{\circ}N$ )

La actividad de filamentos se encuentran bien definida para el SCC, y se han registrado cuatro áreas donde esta actividad es claramente más alta, Todas asociadas a la presencia de cabos que han interrumpido el flujo (hacia el ecuador) de las aguas. El filamento asociado al Cabo Ghir ( $30^{\circ}N$ ) aparece claramente en las imágenes promedio de filamentos de todo el período, así como el asociado al Cabo Bojador ( $26^{\circ}N$ ), este último con los valores más altos y concentrados de actividad de filamentos. Un poco más disperso y cubriendo una mayor área se presenta el filamento asociado al Cabo Blanco ( $20^{\circ}N$ ). Menos visible se ha registrado el filamento asociado al Cabo Jubi ( $28^{\circ}N$ ).

Las variaciones latitudinales del índice de clorofila y su extensión se encuentran asociadas a las variaciones latitudinales del índice de afloramiento. En cambio, los valores máximos de clorofila promedio se encuentran asociados a una combinación de factores.

Desde un punto de vista temporal, la estacionalidad es fuerte (aunque inferior a la observada en el Sistema Chileno de Humboldt), a excepción del norte de  $26^{\circ}N$ , y la estación productiva es menos larga. El estudio de la variabilidad mensual muestra que la física (intensidad del afloramiento) está completamente en fase con la estación estival de máxima abundancia planctónica. Durante el período de estudio, es visible que este sistema este sometido a un forzaje climático fuerte, con un disminución clara de la intensidad de vientos favorables al afloramiento (muy visibles en el índice de afloramiento), que lo diferencia de los otros grandes sistemas de afloramiento, que permanecen estables o aumentan.

El análisis de regresión múltiple ha confirmado lo observado en el análisis descriptivo. El índice de clorofila y la extensión de la clorofila son las variables mejor explicadas ( $R^2$  de 0.6). En ambos casos el índice de afloramiento y la energía cinética de turbulencia son las variables más significativas. Lo que nos sugiere que este sistema esta dominada por las variables puramente dinámicas, aunque modulada por las características topográficas del sistema, como se ha podido constatar en el análisis descriptivo, El ancho de la plataforma continental también se ha registrado como una variable significativa, aunque en una menor medida, así como la estacionalidad y por último el efecto de la fase negativa del índice NAO.

## Comparación entre Sistemas

Si se considera la extensión de la clorofila la variabilidad de la clorofila esta mejor explicada en el Sistema de Canarias que en el Sistema de Humboldt ( $r^2$  de 0.6 y 0.3 respectivamente). Pero si se considera la clorofila máxima, está mejor explicada en Sistema de Humboldt ( $r^2$  de 0.4) que en el Sistema de Canarias Central ( $r^2$  de 0.2).

Las similitudes más notables entre estos dos sistemas es la influencia a la que se ven sometidos por las grandes señales climáticas, representadas por los índices ENSO y NAO para el Sistema Chileno de Humboldt y el Sistema de Canarias Central respectivamente. Además de la influencia de la estacionalidad en ambos casos, pero no con la misma sincronidad, es decir, las estaciones que son favorables para un sistema no lo son para otro. Además ambos sistemas reflejan la influencia de la actividad de mesoescala, similar en ambos casos, con un efecto positivo en el índice de clorofila y negativo en la clorofila máxima. Este último punto significa que la actividad de mesoescala favorece globalmente

---

la productividad, con una tendencia a “dividir” espacialmente las zonas productivas y disminuir los máximos locales. En cuanto a la EKE, aunque tiene un efecto positivo en ambos sistemas, su efecto es mucho más significativo en el Sistema de Canarias Central que en el Sistema Chileno de Humboldt.

La diferencia más reveladora entre los dos sistemas reside en las combinaciones más significativas observadas entre las variables explicativas y explicadas, dentro de las cuales se encuentra sistemáticamente una variable morfométrica (más bien asociada a mecanismos de transporte y retención) y una variable de procesos, asociada al enriquecimiento. Esta relación es inversa en los dos sistemas. En el caso del Sistema Central de Canarias, es la extensión espacial de la biomasa fitoplanctónica la que es explicada por el índice de afloramiento, sugiriendo una relación directa del tipo transporte-enriquecimiento. En el caso del Sistema Chileno de Humboldt, el máximo de clorofila está explicado por la importancia del ancho de la plataforma continental, es decir, una combinación del tipo topografía-enriquecimiento local. Esto lleva a considerar la importancia de las interacciones entre los límites relacionados, ya sea a la morfología o directamente al transporte (estos dos parámetros se traducen por la eficacia del enriquecimiento), de la cual la resultante es la disponibilidad de elementos nutritivos (enriquecimiento) además de la respuesta biológica en ambos sistemas. El secreto de la productividad total del Sistema Chileno de Humboldt podría ser el resultado de una combinación entre su morfología reducida (particularmente si se considera su volumen) y una turbulencia débil que favorecería la eficacia de la transferencia entre la física y el primer nivel de la cadena trófica. En contrapartida, el ancho de la plataforma (por lo tanto, su volumen útil) será el primer elemento limitante. En cambio, el Sistema de Canarias Central estaría limitado principalmente por la intensidad del afloramiento.

Por otro lado, el análisis descriptivos de las imágenes promedios de la actividad de mesoescala asociada a las estructuras frontales, ha permitido observar que la formación de filamentos se asocia a una zona frontal intensa inmediatamente anterior al encuentro de un promontorio (punta o cabo), en la dirección del flujo de las corrientes costeras. Esos filamentos exportarían las aguas que estaban confinadas a la costa a causa de los frentes costeros hacia mar afuera, por lo que la características de las aguas advectadas hacia el océano serían más o menos ricas, dependiendo de las aguas involucradas en el origen de su formación (si tienen altas o bajas concentraciones de clorofila).

## DetECCIÓN AUTOMÁTICA DE ESTRUCTURAS DE MESOESCALA A PARTIR DE DATOS SATELITALES

Una comparación de los algoritmos existentes utilizados en oceanografía para la detección de estructuras frontales ha sido realizada, entre métodos basados exclusivamente en análisis de los gradientes, algoritmo de Canny, y otros basados en otros criterios (morfológicos, matemáticos). La principal preocupación ha sido adaptar un método a las limitantes de los sistemas de afloramiento costero, principalmente la alta variabilidad espacio temporal, y la reducción de las áreas (muy cercanas a la costa) donde se desarrolla la actividad de mesoescala, en comparación a las vastas zonas oceánicas donde generalmente se han aplicado los algoritmos de detección de estructuras de mesoescala.

El algoritmo que se ha elegido, una extensión del método desarrollado por Cayula y Cornillon (1992) ha sido cuidadosamente validado, por un lado por un método diferente (Canny) y por otro lado una evaluación del mejoramiento en la implementación de este algoritmo, el que ha sido especialmente adaptado a los Sistemas de Afloramiento. El mejoramiento ha permitido aumentar en más de un 130 % la detección de píxeles frentes para el Sistema Chileno de Humboldt y en más de un 140 % para el Sistema de Canarias Central. Las detecciones espaciales obtenidas han sido luego combinadas con mediciones de gradiente térmico lo que ha llevado a definir un índice frontal (parámetro combinado), y una distancia frontal promedio. Ambas medidas han podido sintetizarse en series espacio-temporales comparables con otras variables, lo que en definitiva ha permitido incluir la variabilidad de la actividad frontal en la explicación de la variabilidad de la clorofila.

También se ha presentado un algoritmo propio para la determinación de las máscaras de nubes adaptadas para estas regiones costeras de afloramiento, etapa crucial en la correcta determinación de las estructuras frontales. Lo que no hubiera sido posible con la utilización de productos estándar ofrecidos con los productos de temperatura superficial del mar (TSM AVHRR y MODIS) utilizados para la detección de frentes, ya que esta máscara estándar elimina numerosos píxeles en las zonas costeras de afloramiento intenso y zona frontal, esto último ha sido evaluado en un promedio de eliminación de más de un xx % con relación a los píxeles válidos de TSM.

Otro aspecto novedoso de la tesis y que abre las posibilidades a numerosas aplicaciones futuras, es la propuesta de un índice de filamentos, el que ha sido posible gracias al enfoque orientado a objetos que se ha realizado a los frentes, permitiendo ir más allá de los índices "raster" (basados en un análisis de píxeles) al poder identificar a cada segmento como una unidad, individuación que permite dar paso a la elaboración de índices estructurales, donde a cada "objeto" (frente) pueden atribuirse características o

atributos, como longitud y dirección. Este último atributo utilizado en la identificación de filamentos, sobre la hipótesis que aquellos frentes perpendiculares a la costa corresponden a filamentos. Los resultados presentados, han mostrado el complemento de este tipo de enfoque, que en la base proviene del mismo tipo de información, y que ha permitido plantear conclusiones sobre la relación entre zonas frontales y zonas de filamentos.

Esta tesis se ha centrado principalmente en las estructuras frontales. No obstante se ha incluido indirectamente la actividad de remolinos a través de la energía cinética de turbulencia. Ambas informaciones son totalmente complementarias, ya que la actividad frontal es propias de las áreas costeras y las actividades de remolinos son más bien propias de las áreas de transición costera, entre el área costera y el área netamente oceánica. La información utilizada para describir los remolinos proviene de la altimetría satelital, información satelital que no cubre el área costera. En la actualidad, la mayor parte de las investigaciones se centra en un u otro tipo de estructuras, así que un trabajo que integre los resultados de la detección automática de ambas estructuras, con datos satelitales y enfoques metodológicos específicos es un gran desafío que se ha planteado como seguimiento a este trabajo de tesis.

## Perspectivas

Este trabajo de tesis presentan pruebas sobre la importancia de la topografía en las regiones costeras de afloramiento y su rol en la modulación de la distribución y concentración de la clorofila. Se considera en un futuro profundizar en los aspectos topográficos, específicamente incluir la variable “pendiente del talud”. Además se debe considerar variables tridimensionales de distribución de la clorofila, para poder acercarse más en la búsqueda de la comprensión de los procesos involucrados en esta relación, más allá de la constatación realizada utilizando imágenes satelitales.

Además los datos provenientes de modelos hidrodinámicos podrían ayudar a la mejor comprensión de los procesos físicos que dominan el enriquecimiento de las zonas costeras de afloramiento. Una aplicación interesante a realizar en el corto plazo, sería la aplicación del algoritmo de detección de estructuras frontales propuesto en esta tesis sobre imágenes de temperatura de modelos, a diferentes profundidades, para analizar la influencia que tienen los frentes en las columnas de agua y su incidencia en la biología de los sistemas de afloramiento.

Las relaciones obtenidas en esta tesis pueden ser utilizadas como base para el estudio del sistema pelágico en su conjunto. Para ello es necesario contar con datos de distribución y abundancia de huevos y larvas de peces pelágicos, y de eslabones

superiores de la cadena trófica, a través mapas de distribuciones espacio temporales de pequeños y grandes pelágicos. Este trabajo requiere un análisis multidisciplinario entre oceanógrafos y especialistas en pesquerías, y sobre todo contar con información provenientes de distintas fuentes, como datos provenientes de cruceros oceanográficos, evaluaciones hidroacústicas, datos de pesca, datos de modelos físicos y biológicos, imágenes satelitales.

En cuanto al uso de nuevo datos satelitales, siguiendo este enfoque integrativos, dos son los candidatos naturales que han surgido al finalizar esta tesis. Por un lado los datos de Radiación Fotosintéticamente Disponible (PAR; *Photosynthetically Available Radiation*), que da un indicación de este factor limitante para el desarrollo del fitoplancton. Y por otro lado, los datos de la Fluorescencia de la Clorofila, *Chlorophyll Fluorescence Line Height*, FLH), que proveen de un indicador del estado crecimiento del fitoplancton. Este último muy útil para determinar si la clorofila observada en un sistema se trata de clorofila nueva, o vieja, lo que permitirá abordar problemas fascinantes como el comprender si la clorofila en una determinada región esta siendo consumida constantemente o permanece en el sistema por un período más largo, lo que a su vez llevaría a plantear nuevas hipótesis sobre la eficiencia productiva de los primeros eslabones de los ecosistemas pelágicos en los sistemas de afloramiento.

# Conclusions et Perspectives

Dans l'introduction de cette thèse nous examinons l'importance de l'activité océanique dite de méso-échelle dans la distribution et la variabilité de la biomasse chlorophyllienne dans les systèmes d'upwelling. Nous rassemblons ici les résultats de l'étude des deux systèmes d'upwelling: le système chilien du Humboldt et le système central du courant des Canaries. Nous montrons les résultats pour chaque système du point de vue de la variabilité spatio-temporelle des paramètres étudiés, et nous poursuivons par les principales conclusions issues de la comparaison des deux systèmes. Ensuite, un bilan est fait sur les techniques de détection de structures océaniques de méso-échelle à partir de données satellitaires et sur la façon de synthétiser les informations pour obtenir des indices de méso-échelle comparables, de grandeurs à la fois physiques et biologiques. Enfin, les perspectives sont ouvertes sur les études futures.

C'est la première fois qu'une étude statistique des structures frontales a été réalisée à l'échelle d'un sous-système d'upwelling côtier, couvrant 1500 à 2000 km de côtes, à une résolution spatiale fine (1 km) et sur une période de 5 à 7 ans. Cela permet d'appréhender la variabilité spatiale et temporelle (saisonnière et interannuelle) des principales structures observables en surface à méso-échelle pour deux sous-systèmes d'upwelling contrastés: celui du Chili-Humboldt et celui de la partie centrale du systèmes des Canaries.

Les liens entre l'activité de méso-échelle et la production primaire ont été examinés dans un cadre général, à l'aide de plusieurs critères basés sur la biomasse phytoplanctonique et les paramètres généraux de l'environnement. L'analyse a montré que, si la saisonnalité demeure un facteur dominant de la variabilité de ces systèmes, on constate l'importance des paramètres purement spatiaux, comme la largeur du plateau continental.

## Système Chilien du Humboldt (SCH)

L'occurrence frontale (nombre de fronts observés mensuellement) est plus forte au nord de  $26^{\circ}S$  puis diminue progressivement au sud, avec toutefois la présence de maxima locaux. L'intensité des fronts (leur gradient thermique associé) est également plus élevée dans la partie nord du système, probablement dû aux différences entre les eaux océaniques et les eaux côtières. Ces dernières sont plus chaudes dans la partie nord du système dû à l'intrusion saisonnière de masses d'eau subtropicale, de l'équateur jusqu'à  $26^{\circ}S$ . De  $37^{\circ}$  à  $26^{\circ}S$ , l'activité frontale et filamentaire (fronts quasi perpendiculaires à la côte) est plus modérée, probablement en raison de l'orientation différente de la côte. Au sud de  $37^{\circ}S$  où la côte est plus rectiligne et de nouveau nord-Sud (davantage parallèle au vent), les filaments sont très peu nombreux. On constate donc une influence forte de l'orientation de la côte, combinée à un effet de la latitude.

Les variations latitudinales de la chlorophylle ne seraient pas liées à des variations latitudinales de l'intensité de l'upwelling, du moins pas de manière directe. Les valeurs les plus élevées de la concentration en chlorophylle se situent dans les zones extrêmes du SCH, où l'upwelling est modéré, et les valeurs minimales sont dans la zone intermédiaire ( $24^{\circ}$ - $32^{\circ}S$ ), où le taux de remontée est maximum. Ceci suggère l'existence d'une fenêtre environnementale optimale qui favorise la productivité primaire, par un compromis entre enrichissement maximal et turbulence minimale.

Il existe par ailleurs un lien assez direct entre la largeur du plateau continental et la valeur moyenne de la biomasse chlorophyllienne ainsi que de l'extension spatiale de cette biomasse, surtout au sud de  $32^{\circ}S$ . Au nord de cette limite, où le plateau est très étroit, la disponibilité accrue de l'énergie lumineuse pourrait expliquer la présence de biomasses spatialement intégrées comparables à celles des zones où le plateau continental est plus large, mais où l'énergie lumineuse est nettement inférieure. Ce qui conduit de nouveau à considérer que c'est la combinaison de nombreux facteurs qui contribue au développement de la biomasse phytoplanctonique.

Pour toute la période d'étude (Septembre 1997 à Décembre 2004) aucune tendance temporelle significative n'est enregistrée parmi les variables analysées, même si l'on peut estimer les effets d'El Nio en début de la série. L'étude de la saisonnalité montre un écart remarquable d'un à deux mois entre la biomasse chlorophyllienne et l'indice d'upwelling, qui s'explique sans doute par le fait que le maximum d'upwelling se produit au début du printemps, quand l'intensité de la lumière est encore un facteur limitant la croissance phytoplanctonique. Un écart saisonnier significatif est également observé entre les valeurs maximales de chlorophylle et l'indice frontal, qui est effectivement maximal (comme l'upwelling) avant le début du cycle de la période productive.

Les résultats de l'analyse de régression multiple confirment ce qui a été observé dans l'analyse descriptive spatio-temporelle, en fournissant une indication chiffrée de l'importance relative des variables explicatives. Comme indiqué dans l'analyse temporelle, la variable "maximum de chlorophylle" (valeur en général très côtière) montre les meilleures relations avec l'ensemble des variables ( $r^2$  de 0.4), et la variable "largeur du plateau continental" est la plus importante des variables explicatives.

## Système des Canaries Central

L'approche spatiale montre que l'activité frontale pure (occurrence frontale) apparaît comme très élevée dans tout le système des Canaries (nettement plus que dans le Humboldt), particulièrement dans deux zones côtières, l'une entre le Cap Ghir et le Cap Bedouzza ( $30^\circ$ - $33^\circ N$ ), l'autre entre le Cap Bojador et le Cap Jubi ( $26^\circ$ - $28^\circ N$ ). La première raison en est la complexité de la ligne de côte, entaillée de nombreux caps perturbant le courant général. La deuxième raison en est la largeur du plateau continental, la plus grande parmi tous les grands systèmes d'upwelling, particulièrement dans sa partie sud, avec souvent un découplément de la ligne du talus continental qui ne suit pas la ligne de côte, augmentant la complexité bathymétrique. Naturellement, cette activité frontale intense se retrouve dans l'activité filamentaire, encore plus importante, particulièrement sous le courant des principaux caps, comme le Cap Ghir et le Cap Bojador. Le Cap Blanc, déjà connu pour favoriser la formation de filaments géants, s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres montre une zone couverte par les filaments encore plus large. Ce tableau est renforcé par la présence des îles des Canaries, dont la partie sous le vent est également génératrice d'activité de type méso-échelle ainsi que d'un niveau d'énergie cinétique tourbillonnaire supérieure. En conséquence, les zones de rétention côtière sont nombreuses et jouent un rôle important dans l'adaptation du cycle de vie des espèces pélagiques.

D'un point de vue temporel, la saisonnalité est forte (quoique inférieure à celle dans le système du Humboldt), sauf un nord de  $26^\circ N$ , et la saison productive est en moyenne moins longue. L'étude phénologique montre que la physique (intensité de l'upwelling) est complètement en phase avec la saison estivale de maximum d'abondance planctonique. Durant la période d'étude, il est visible que ce système est soumis à un forage climatique fort, avec une nette décroissance de l'intensité des vents d'upwelling (très visible sur l'indice d'upwelling), qui le démarque des autres grands systèmes d'upwelling, soit stables soit en phase de renforcement.

Les relations statistiques entre biomasse chlorophyllienne et les facteurs environnementaux

montrent globalement une forte relation ( $r^2$  de 0.6), surtout avec la valeur moyenne ou spatialement intégrée de la biomasse, plus qu'avec des facteurs spatiaux comme la largeur de la zone biologiquement active de l'upwelling. Si l'activité frontale joue un rôle important (nettement plus que dans le Humboldt), voir très important dans certaines zones au voisinage des caps, le premier facteur explicatif reste l'intensité de l'upwelling, suivi de l'énergie cinétique turbulente. Les effets climatiques régionaux (NAO) ont peu d'influence sur ce système. L'importance de l'intensité de l'upwelling est en accord avec l'examen des tendances temporelles récentes (Demarcq, 2009), qui montrent une nette diminution de la biomasse de la partie centrale du système sous l'effet de la baisse des alizés, conjointement à une augmentation de température, la plus forte parmi les systèmes d'upwelling durant les deux dernières décennies.

## Comparaison des deux systèmes

D'un point de vue spatial l'extension de la chlorophylle (de la côte vers le large) est mieux expliquée dans le système des Canaries (où elle est beaucoup plus prononcée) que dans le système du Humboldt ( $r^2$  de 0,6 et 0,3 respectivement). Mais le maximum local côtier de chlorophylle est mieux expliqué dans le système du Humboldt ( $r^2$  de 0,4) dans le système central des Canaries ( $r^2$  de 0,2).

La plus frappante des similitudes entre ces deux systèmes est l'influence à laquelle ils sont soumis à travers la mesure des grands signaux climatiques, représentés par les indices NAO et ENSO, respectivement pour le système chilien du Humboldt et le Système central des Canaries. Outre l'influence forte de la saisonnalité dans les deux cas, la synchronicité entre le forage physique et le maximum productif est différent, en étant plus favorable au système des Canaries, qui possède logiquement les biomasses les plus élevées. En outre, les deux systèmes montrent que l'activité frontale de méso-échelle est positive dans les deux cas avec un effet maximal à travers l'indice intégré de chlorophylle et plus suprenant un effet négatif sur la chlorophylle maximum. Ce dernier point signifie que l'activité de méso-échelle favorise globalement la productivité mais à une tendance à répartir spatialement les zones productives et à diminuer les maximums locaux. Quant à l'énergie cinétique (EKE), son effet est positif sur les deux systèmes, mais son effet est beaucoup plus importante dans le système central des Canaries que dans le système Chilien du Humboldt.

La différence la plus révélatrice entre les deux systèmes réside dans les combinaisons les plus significatives observées entre variables explicatives et expliquées, parmi lesquelles on trouve systématiquement une variable variable morphométrique (plutôt associée à des mécanismes de transport et de rétention), et une variable de processus, liée à

l'enrichissement. Cette relation est inversée dans les deux systèmes. Dans le cas du système central des Canaries, c'est l'extension spatiale de la biomasse qui est expliquée par l'indice d'upwelling, suggérant une relation directe de type transport ↗ enrichissement. Dans le cas du système chilien de Humboldt, le maximum de chlorophylle est expliqué par l'importance de la largeur du plateau continental, c'est-à-dire une combinaison de type topographie ↗ enrichissement local. Ceci amène à considérer l'importance des interactions entre les contraintes liées soit à la morphologie soit directement au transport (ces deux paramètres se traduisant par l'efficacité de l'enrichissement), dont la résultante est la disponibilité des éléments nutritifs (enrichissement) puis la réponse biologique dans les deux systèmes. Le secret de la productivité totale du système chilien du Humboldt pourrait résulter d'une combinaison entre sa morphologie réduite (particulièrement si l'on considère son volume) et une faible turbulence (un effet de sa faible latitude) qui favorise l'efficacité des transferts entre la physique et le premier niveau de la pyramide trophique. En contrepartie, la largeur du plateau (donc le volume utile) serait le premier élément limitant. Au contraire, le système des Canaries serait surtout limité par l'intensité de l'upwelling, et le brassage vertical favorisé par la méso-échelle y aurait un rôle plus important.

En outre, l'analyse descriptive des structures frontales de méso-échelle a révélé que dans les deux systèmes la formation des filaments est associée à une zone frontale intense juste avant un promontoire (pointe ou cap) dans le sens de la circulation du courant côtier. La présence de ces filaments favorise l'exportation vers le large de l'eau qui a été confinée à la côte par des fronts côtiers, et les caractéristiques de maturation de l'eau advectée par l'upwelling sont à l'origine d'une production planctonique plus forte dans la partie côtière de la zone filamentaire.

## **Considérations sur la détection automatique de structures de méso-échelle à partir des données satellitaires**

Une comparaison des algorithmes utilisés en océanographie pour la détection des structures frontales a été faite entre les méthodes basées uniquement sur l'analyse des gradients, en particulier l'algorithme de Canny, et d'autres, plus mathématiques basées sur d'autres critères morphologiques. La principale préoccupation a été d'adapter une méthode adaptée à la complexité rencontrée dans les systèmes d'upwelling côtier, où coexistent des échelles de structure différentes, de la méso-échelle, à la sub méso-échelle

( $\geq 10$ km), alors que les algorithmes sont définis et testés sur des structures frontales du large, généralement en bordure de grand courants océaniques tels le Gulf Stream.

L'algorithme choisi, une extension de la méthode développée par Cayula et Cornillon (1992) a été soigneusement validée, d'abord par une méthode différente (Canny) puis par une évaluation de sa performance a été réalisée. L'amélioration de performance constatée par rapport à la stricte application de l'algorithme original a été de plus de 130 % de détection de pixels frontaux pour le système chilien de Humboldt et plus de 140 % pour le système Central des Canaries. Les détections spatiales obtenues ont ensuite été combinées avec des mesures de gradient thermique associés aux détections qui a conduit à la définition d'un indice frontal (paramètre combiné) ainsi qu'une distance frontale pondérée. Ces deux mesures ont été synthétisées dans l'espace-temps comparable à la série d'autres variables (1 mois et 25 km), qui a finalement permis de confronter la variabilité de l'activité de méso-échelle à la variabilité de la biomasse chlorophyllienne.

A également été développé un algorithme spécifique de détection des pixels nuageux adapté aux zones côtières des régions d'upwelling, étape cruciale dans l'identification correcte des structures frontales. Ce que n'assure pas les produits standard de température la surface de la mer (SST AVHRR et MODIS) pour la détection des fronts, en éliminant de nombreuses zones côtières considérées à tort comme des nuages en raison de leur ressemblance avec des pixels nuageux. Le masque spécifique a permis de récupérer environ 20 % de pixels valides dans la zone côtière, et un pourcentage bien plus grand de structures frontales.

Un autre nouvel aspect de la thèse et qui ouvre de nombreuses possibilités pour de futures applications comme la définition d'un indice de filaments, a été l'utilisation d'une approche orientée objet qui a été faite dès le début du travail (en partie grâce à la méthode choisie), qui permet d'aller au-delà d'un indice de type grille (ou raster") en identifiant chaque segment comme une unité clairement identifiée dans l'espace et qui permet l'élaboration d'indices structurels, où chaque objet possède des caractéristiques ou des attributs tels que la longueur et la direction. Ce dernier attribut est utilisé dans l'identification des filaments, sur l'hypothèse que ces fronts quasi perpendiculaire à la côte correspondent à des filaments. Les résultats présentés ont montré l'aspect très complémentaire de cette approche, qui a permis d'aborder certaines relations fortes entre les régions frontales en général et des zones à dominance de filaments.

Cette thèse a porté principalement sur les structures frontales. Mais elle a inclus indirectement l'activité tourbillonnaire par la prise en compte de l'énergie cinétique tourbillonnaire. Les deux paramètres sont très complémentaires, à la fois dans leur nature mais aussi dans leur localisation, les fronts étant caractéristiques des zones côtières alors que les tourbillons sont caractéristiques des zones côtières de la transition entre

la zone côtière sensus stricto et la zone océanique du large. De plus, les tourbillons ne sont observables qu'à partir de l'altimétrie satellitale d'anomalie de hauteur de la mer, informations qui ne couvre pas une zone côtière d'environ 50 km. L'heure actuelle, la majorité de la recherche se concentre sur l'une ou l'autre des structures. Un travail qui intègre les résultats de la détection automatique de ces deux types de structures, avec des données satellitaires et des approches méthodologiques conjointes, est un défi qui a été amorcé dans ce travail de thèse.

## Perspectives

Ce travail de thèse montre l'importance de la topographie dans les zones côtières d'upwelling et de son rôle dans la modulation de la distribution et la biomasse chlorophyllienne. Il est prévu de prendre en compte la pente de la bathymétrie, qui agit à la fois sur le lieu de remontée de l'eau d'upwelling en surface, ainsi que sur la génération des structures de type filamentaire. Les variables utilisées doivent tenir compte des trois dimensions spatiales, dont la distribution de la chlorophylle, pour s'approcher davantage de la description des processus et de leur compréhension, au-delà de l'observation faite en utilisant l'imagerie par satellite.

En outre, les données des modèles hydrodynamiques sont très précieuses pour comprendre les processus physiques qui dominent l'enrichissement de l'upwelling côtier, dont les données se prêtent encore plus facilement que l'imagerie satellitale à la détection de structures frontales. Une application intéressante à initier dans le court terme, serait la mise en œuvre de l'algorithme de détection de structures frontales proposé dans cette thèse sur les champs thermiques issus des modèles à différentes profondeurs, afin d'analyser l'évolution frontale en 3 dimensions et de ses impacts sur l'enrichissement et la biologie des systèmes d'upwelling.

Les relations statistiques définies dans cette thèse peuvent être utilisées comme une base pour l'étude des traits de vie des espèces pélagiques, en particulier sur la distribution et l'abondance des oeufs et larves de poissons pélagiques, ainsi que sur les premiers stades de la chaîne alimentaire. Ce travail exige une analyse multidisciplinaire entre les océanographes et les experts de la pêche, notamment avec des informations de diverses sources, y compris les données de campagnes océanographiques, les évaluations hydro-acoustique, les données de pêche, les données sur les modèles physiques et biologiques, et bien sûr l'imagerie par satellite.

En ce qui concerne l'utilisation des nouvelles données recueillies par satellite, en suivant cette approche, deux candidats naturels ont émergé à la fin de cette thèse.

D'un côté le rayonnement photosynthétiquement disponible pour la photosynthèse (PAR, Photosynthétic Available Radiation), qui donne une indication du facteur limitant pour le développement du phytoplancton, particulièrement pour le système du Humboldt. D'autre part, les données de la fluorescence de la chlorophylle (Chlorophylle Fluorescence Line Hauteur, FLH), en fournissant un indicateur de l'état de croissance du phytoplancton, basé non seulement sur sa biomasse mais sur son état physiologique. Ce dernier est très utile pour déterminer l'état de maturité d'un bloom planctonique, et d'aborder des questions fascinantes telles que le cycle de vie des cellules planctoniques dans une région donnée, leur adaptation aux effets phénologiques, voire l'estimation du broutage zooplanctonique, ce qui à son tour permettrait de soulever de nouvelles hypothèses sur l'efficacité productive des premiers maillons de l'écosystème pélagique dans les systèmes d'upwelling.

# Bibliografía

- Ahumada R (1989) Producción y destino de la biomasa fitoplanctónica en un sistema de bahías en Chile central: una hipótesis. *Biología Pesquera* 18:5366
- Alheit N J (2004) Regime shifts in the Humboldt current ecosystem. *Progress in Oceanography* 60:201–222
- Antezana T (2001) Biodiversity of the pelagic environment. In: *Sustainability of the Biodiversity* 896 pp. Universidad de Concepción, Chile. pp. 6184
- Aristegui J, Harrison W (2002) Decoupling of primary production and community respiration in the ocean: implications for regional carbon studies. *Aquatic Microbial Ecology* 29:199–209
- Aristegui J, Montero M (2005) Temporal and spatial changes in plankton respiration and biomass in the Canary Islands region: the effect of mesoscale variability. *Journal of Marine Systems* 54:65–82
- Aristegui J, P T, Hernández-Guerra A, Basterretxea G, Montero M, Wild K, Sangrá P, Hernández-León S, Cantón M, García-Braun J, Pacheco M, Barton E (1997) The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: A study of mesoscale variation around Gran Canaria. *Deep Sea Research* 44:71–76
- Aristegui J, Barton E, Montero M, García-Muñoz M, Escanez J (2003) Organic carbon distribution and water column respiration in the NW Africa-Canaries coastal transition zone. *Aquatic Microbial Ecology* 33(3):289–301
- Aristegui J, Barton E, Tett P, Montero M, García-Muñoz M, Basterretxea G, Cussatlegras A, Ojeda A, de Armas D (2004) Variability in plankton community structure, metabolism, and vertical carbon fluxes along an upwelling filament (Cape Juby, NW Africa). *Progress In Oceanography* 62(2-4):95–113
- Aristegui J, Barton E, Alvarez-Salgado X, Kifani S, Hernández-León S, Mason E, Machu E, Demarcq H (2009) Canary current upwelling: does geography make the difference? *Progress In Oceanography* in press
- Arntz W, Ahrbach E (1996) El Niño, experimento climático de la naturaleza. Tech. rep., Fondo de Cultura Económica, Mexico, DF, 312 pp

- Bakun A (1973) Coastal upwelling indices, west coast of north america, 1946-71. Tech. rep., U.S. Dept. of Commerce, NOAA Tech. Rep., NMFS SSRF-671, 103p.
- Bakun A (1996.) Patterns in the ocean: Ocean processes and marine population dynamics. Tech. rep., University of California Sea Grant, San Diego, California, USA, in cooperation with Centro de Investigaciones Biológicas de Noroeste, La Paz, Baja California Sur, Mexico. 323 pp
- Bakun A (2006) Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage. *Scientia Marina* 70:105–122
- Barbieri M, Bravo M, Farías M, González A, Pizarro O, Yáñez E (1995) Fenómenos asociados a la estructura térmica superficial del mar observados a través de imágenes satelitales en la zona norte de chile. *Investigaciones Marinas* 23:99–122
- Barbieri M, Silva C, Larouche P, Nieto K, nez Y (2004) Detection of mesoscale oceanic features using radarsat-1., avhrr and seawifs images and the possible link with jack mackerel (*trachurus murphyi*) distribution in central chile. *Gayana* 68:29–39
- Barton E, Arístegui J (2004) The canary islands coastal transition zone - upwelling, eddies and filaments. *Progress In Oceanography* 62(2-4):67–69
- Batteen M, Hu C, Bacon J, Nelson C (1995) A numerical study of the effects of wind forcing on the chile current system. *Journal of Oceanography* 51:585–614
- Bécognée P, Moyano M, Almeida C, Rodríguez J, Fraile-Nuez E, Hernández-Guerra A, Hernández-León S (2009) Mesoscale distribution of clupeoid larvae in an upwelling filament trapped by a quasi-permanent cyclonic eddy off northwest africa. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 56(3):330–343
- Belkin I, O'Reilly J (2009) An algorithm for oceanic front detection in chlorophyll and sst satellite imagery. *Journal of Marine Systems* In Press, Corrected Proof, Available online 20 February 2009
- Belkin I, Cornillon P, Ullman D (2003) Ocean fronts around alaska from satellite sst data. *Proceedings of the Amer Met Soc 7th Conf on the Polar Meteorology and Oceanography*, Hyannis
- Bernal P, Robles F, Rojas O (1983) Variabilidad física y biológica en la región meridional del sistema de corrientes Perú-chile. Tech. rep., FAO Fisheries Report 291: 683-711
- Bibby T, Gorbunov M, Wyman K, Falkowski P (2008) Photosynthetic community responses to upwelling mesoscale eddies in the subtropical north atlantic and pacific oceans. *Deep-Sea Research II* 55(10-13):1310–1320
- Borges M, Santos A, Crato N, Mendes H, Mota B (2003) Sardine regime shifts off portugal: a time series analysis of catches and wind conditions. *Scientia Marina* 67(1):235–244

- Brochier T, Ramzi A, Lett C, Machu E, Berraho A, Fréon P, Hernández-León S (2008) Modelling sardine and anchovy ichthyoplankton transport in the canary current system. *Journal of Plankton Research* 30(10):1133–1146
- Cañon J (2004) El Niño-La Niña 1997-2000. Sus Efectos en Chile, CONA, Chile, Valparaíso., chap. 2004. pp. 137–151
- Cáceres M (1992) Vórtices y lamentos observados en imágenes satelitales frente al área de surgencias de talcahuano, chile central. *Investigaciones Pesqueras* 37:55–66
- Canny J (1986) A computational approach to edge-detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 8(8):679–698
- Carr M (2002) Estimation of potential productivity in eastern boundary currents using remote sensing. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(1-3):59–89
- Carr M, Kearns E (2003) Production regimes in four eastern boundary current systems. *Deep-Sea Research II* 50:3199–3221
- Castelao RM, Barth JA, Mavor TP (2005) Flow-topography interactions in the northern california current system observed from geostationary satellite data. *Geophysical Research Letters* 32:L24612
- Castro L, Llanos A, Blanco J, Tarifeo E, Escribano R, Landaeta M (2002) Latitudinal variations in spawning habitat characteristics: Inuence on the early life history traits of the anchoveta *Engraulis ringens*, off northern and central chile. *GLOBEC Newsletter* 16,:4245.
- Cayula J, Cornillon P (1992) Edge detection algorithm for sst images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 9(1):67–80
- Cayula J, Cornillon P (1995) Multi-image edge detection for sst images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 12(4):821–829
- Chaigneau A, Pizarro O (2005) Eddy characteristics in the eastern south pacific. *Journal of Geophysical Research Oceans* 110:C06005
- Chaigneau A, Gizolme A, Grados C (2008) Mesoscale eddies off peru in altimeter records : identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 2008 79(2-4):106–119.
- Chavez F, Ryan J, Lluch-Cota S, Ñiquen M (2003) From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the pacific ocean. *Science* 299:217–221
- Chelton D (2001) Report of the High-Resolution ocean topography science working group meeting. Tech. Rep. 2001-04, College of Oceanic and Atmospheric Sciences. Oregon State University, Corvallis, Oregon

- Chung Y, Kim H, Park K, JG J, Chen J (2003) Atmospheric loadings, concentrations and visibility associated with sandstorms: satellite and meteorological analysis,. *Water, Air, and Soil Pollution: Focus* 3:21–40
- Cipollini P, Cromwell D, Challenor P, Raaglio S (2001) Rossby waves detected in global ocean colour data. *Geophysical Research Letters* 28(2):323–326
- Correa-Ramírez M, Hormazábal S, Yuras G (2007) Mesoscale eddies and high chlorophyll concentrations off central chile (29-39°s). *Geophysical Research Letters* 34:L12604
- Cury P, Shannon L, Shin Y (2001) The functioning of marine ecosystems. In: Reykjavik Conference on Responsible Fisheries in the Marine Ecosystem. , Reykjavik, Iceland
- Daneri G, Dellarossa V, nones RQ, Jacob B, Montero P, Ulloa O (2000) Primary production and community respiration in the humboldt current system off chile and associated oceanic areas. *Marine Ecology Progress Series* 197:41–49
- Demarcq H, Faure V (2000) Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite sst. application to *Octopus vulgaris* recruitment. *Oceanologica acta* 23:391–408
- Demarcq H, Barlow R, Shillington F (2003) Climatology and variability of sea surface temperature and surface chlorophyll in the benguela and agulhas ecosystems as observed by satellite imagery,. *African Journal of Marine Science* 25:363–372
- Demarcq H, Barlow R, Hotchings L (2007) Application of a chlorophyll index derived from satellite data to investigate the variability of phytoplankton in the benguela ecosystem. *African Journal of Marine Science* 29(2):271–282
- Diehl S, Budd J, Ullman D, Cayula J (2002) Geographic window sizes applied to remote sensing sea surface temperature front detection. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19(7):1105–1113
- Doglioli AM, Blanke B, Speich S, Lapeyre G (2007) Tracking coherent structures in a regional ocean model with wavelet analysis: Application to cape basin eddies. *Journal Of Geophysical Research* 112:C05043
- Durski S, Allen J (2005) Finite-amplitude evolution of instabilities associated with the coastal upwelling front. *Journal of Physical Oceanography* 35:1606–1620
- dOvidio F, Fernandez V, Hernandez-Garca E, Lopez C (2004) Mixing structures in the mediterranean sea from finite-size lyapunov exponents. *Geophysical Research Letters* 31:L17203
- Escribano G Rand Daneri, Farias L, Gallardo V, González H, Gutiérrez D, Lange C, Morales C, Pizarro O, Ulloa O, Braun M (2004) Biological and chemical consequences of the 1997-1998 el nino in the chilean coastal upwelling system: a synthesis. *Deep-Sea Research II* 51:2389–2411.

- Escribano R, Hidalgo D and Fernández (2002) Response of zooplankton to the 1997-98 el niño in the coastal upwelling zone off northern Chile: Is the el niño that bad?. *Investigaciones Marinas* 30:109–111.
- Escribano R, Marín V, Irribarren C (2000.) Distribution of *Euphausia mucronata* at the upwelling area of Peninsula Mejillones, northern Chile: the influence of the oxygen minimum layer. *Scientia Marina* 64:69–77
- Escribano R, Fernández M, Aranís A (2003) Physical-chemical processes and patterns of diversity of the Chilean eastern boundary pelagic and benthic marine ecosystems: an overview. *Gayana* 67:190–205
- Falkowski P, Ziemann D, Kolber Z (1991) Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature* 352:55–58.
- Fariás M, Castro C (2008) Variabilidad de la temperatura superficial del mar, identificación de surgencias costeras y su relevancia en un área marina costera protegida del desierto de Atacama, Chile. *Revista de Geografía del Norte Grande* 41:49–61
- Flament P (2002) A state variable for characterizing water masses and their diffusive stability spiciness. *Progress in Oceanography*, 54(1-4):493–501.
- García-Muñoz M, Arístegui J, Pelegrí J, Antoranz A, Ojeda A, Torres M (2005) Exchange of carbon by an upwelling filament off Cape Ghir (NW Africa). *Journal of Marine Systems* 54:83–95
- Gille S, Llewellyn Smith S (2000) Velocity probability density functions from altimetry. *Journal of Physical Oceanography* 30:125–136
- González A, Marín V (1998.) Distribution and life cycle of *Calanus chilensis* and *Centropages brachiatus* (Copepoda) in Chilean coastal waters: a GIS approach. *Marine Ecology Progress Series* 165:109–117.
- Grall J, Corre PL, Treguer P (1982) Short-term variability of primary production in coastal upwelling of Morocco. *Tech. rep., Rapp. Proc. Reun. Cons. Int. Expl. Mer.*, 180, 221–227
- Guindos F, Cantón M, Torres J, Peralta M, Piedra J, Molina A (2004) Automatic recognition of ocean structures from satellite images by means of neural nets and expert systems. In: Conference ESA-EUSC 2004: Theory and Applications of Knowledge driven Image Information Mining, with focus on Earth Observation, EUSC, Madrid, Spain, March 17–18, 2004,
- Guindos-Rojas F, Cantón-Garbín J, Torres-Arriaza M, Peralta-López J, Piedra-Fernández A, Molina-Martínez A (2004) Automatic recognition of ocean structures from satellite images by means of neural nets and expert systems. *Proceedings - ESA Special Publication no 553*
- Hagen E, Zulicke C, Feistel R (1996) Near-surface structures in the Cape Ghir filament off Morocco. *Oceanologica Acta* 19:577–598

- van Haren H, St Laurent L, Marshall D (2004) Small and mesoscale processes and their impact on the large scale: an introduction. *Deep-Sea Research II* 51:2883–2887
- Head E, Harrison W, Irwin B, Horne E, Li W (1996) Plankton dynamics and carbon flux in an area of upwelling off the coast of morocco. *Deep-sea research I* 43(11-12):1713–1738
- Hernández-Guerra A, López-Laatzén F, Machín F, de Armas D, Pelegrí J (2001) Water masses, circulation and transport in the eastern boundary current of the north atlantic subtropical gyre. *Scientia Marina* 65:177–186
- Hoge F, Lyon P (2005) New tools for the study of oceanic eddies: Satellite derived inherent optical properties. *Remote Sensing of Environment* 95:444–452
- Hormazábal S, Shaffer G, Letelier J, Ulloa O (2001) Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off chile. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 106(16):65716,671.
- Hormazábal S, Núñez S, Arcos D, Espindola F, Yuras G (2004a) Mesoscale eddies and pelagic fishery off central chile (33 – 40°s). *Gayana* 68(2):291–296
- Hormazábal S, Shaffer G, Leth O (2004b) Coastal transition zone off chile. *Journal of Geophysical Research* 109(C1):C01021.
- Houssa R, Lakhnigue A, Marhoum A, Chfiri H, Oakka K, Gourich H, Elwazzani H (2008) Fishing effort spatial analysis an its relation to the resources distribution: Case of the seiner fleet fishing in the moroccan atlantic sea, between cap cantin and cap blanc. In: Eastern Boundary upwelling ecosystems, 2-6 June 2008. Las Palmas, Gran Canaria, Spain. Gran Canaria, Spain
- ICES (2006) Report of workshop on the indices of mesoescale structures (wkims). Tech. rep., 22-24 February, Nantes, France.
- Iriarte J, Pizarro G, Troncoso V, Sobarzo M (2000) Primary production and biomass of size fractionated phytoplankton off antofagasta, chile (23 – 24°s) during pre-el niño and el niño 1997. *Journal of Marine Systems* 26:37–51.
- Isern-fontanet J, Font J, Garcia-ladona E, Emelianov M, Millot C, Taupier-letage I (2004) Spatial structure of anticyclonic eddies in the algerian basin (mediterranean sea) analyzed using the okubo-weiss parameter. *Deep Sea Research II* 51(25-26):3009–3028
- Isern-Fontanet J, Garca-Ladona E, Font J (2006) The vortices of the mediterranean sea: an altimetric perspective. *Journal of Physical Oceanography* 36(1):87–103
- Ivanov A, Ginzburg A (2002) Oceanic eddies in synthetic aperture radar images. In: Proceedings of the Indian Academy of Sciences. Earth and planetary sciences. vol. 111
- Kahru M, Hakansson B, Rud O (1995) Distributions of the sea-surface temperature fronts in the baltic sea as derived from satellite imagery. *Continental Shelf Research* 15(6):663–679

- Kelble C, Ortiner P, Mitchcock G, Boyer J (2005) Attenuation of photosynthetically available radiation (par) in florida bay: potential for light limitation of primary producers. *Estuaries* 28:560-571.
- Kilpatrick K, Podestá G, Evans R (2001) Overview of the noaa/nasa advanced very high resolution radiometer pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. *Journal of Geophysical Research* 106(C5):9179–9197
- Kimura S, Nakai M, Sugimoto T (1997) Migration of albacore, *Thunnus alalunga*, in the north pacific ocean in relation to large oceanic phenomena,. *Fisheries Oceanography* 6:515-7
- Knoll M, Hernández-Guerra A, Lenz B, López-laatzén F, Machín F, Muller T, Siedler G (2002) The eastern boundary current system between the canary islands and the african coast. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49(17):3427–3440
- Kostianoy AG, Zatsepin A (1996) The west african upwelling filaments and cross-frontal water exchange conditioned by them. *Journal of Marine System* 7:349–359
- Krishnamurthy S, Iyengar S, Holyer R, Lybanon M (1994) Morphological edge detection for oceanographic images. In: Selander J (ed.) 22nd AIPR Workshop: Interdisciplinary Computer Vision: Applications and Changing Needs. vol. 2103, 2–13
- Legeckis R, Brown C, Chang P (2002) Geostationary satellites reveal motions of ocean surface fronts. *Journal of Marine Systems, Special Issue on Ocean Fronts (Elsevier)*, I Belkin, Editor, 37(1-3):3–15
- Letelier J, Pizarro O, Nuñez S, Arcos D (2004) Spatial and temporal variability of the fronts off central chile (33°s-40°s). *Gayana* 2:358–362
- Leth O, Middleton J (2004) A mechanism for enhanced upwelling off central chile: Eddy advection. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 109:C12020
- Leth O, Shaffer G (2001) A numerical study of the seasonal variability in the circulation off central chile. *Journal of Geophysical Research Oceans* 106:22229–22248
- Lett C, Penven P, Ayon P, Fréon P (2007) Enrichment, concentration and retention processes in relation to anchovy (*Engraulis ringens*) eggs and larvae distributions in the northern humboldt upwelling ecosystem. *Journal of Marine System* 64:189–200
- Lévy M (2003) Mesoscale variability of phytoplankton and of new production: Impact of the large-scale nutrient distribution. *Journal Of Geophysical Research* 108(C11):3358
- Logerwell E, Lavaniegos B, Smith P (2001) Spatially-explicit bioenergetics of pacific sardine in the southern california bight: are mesoscale eddies areas of exceptional prerecruit production? *Progress in Oceanography* 49:391–406.
- Luque Escamilla P, Atae Allah C, Pozo Vázquez D (1999) Entropic approach to edge-detection for sst images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16:970–979

- Machu E, Ferret B, Garçon V (1999) Phytoplankton pigment distribution from seawifs data in the subtropical convergent zone south of africa: a wavelet analysis,. *Geophysical Research Letters* 26(10):1469–1472
- Mackas D, Washburn L, Smith S (1991) Zooplankton community pattern associated with a california current cold filament. *Journal Of Geophysical Research* 96(14):781–797.
- Makaoui A, Orbi A, Hilmi K, Zizah S, Larissi J, Talbi M (2005) L'upwelling de la cte atlantique du maroc entre 1994 et 1998. *Comptes Rendus Geosciences* 337(16):1518–1524
- Marcello J, Marques F, Eugenio F (2005) Automatic tool for the precise detection of upwelling and filaments in remote sensing imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 43:1605–1616
- Marin V, Delgado L (2004) S-chlorophyll squirts in the chilean coast: a seawifs perspective. *Gayana* 68(2):381–384
- Marin V, Delgado L, Escribano R (2003) Upwelling shadows at mejillones bay (northern chilean coast): a remote sensing in situ analysis. *Investigaciones Marinas* 31(2):47–55
- McClain E, Pichel W, Walton C (1985) Comparative performance of avhrr-based multichannel sea surface temperatures. *Journal Of Geophysical Research* 90:11587–11601
- McGillicuddy D, Robinson A, Siegel D, Jannasch H, Johnson R, Dickey T, McNeil J, Michaels A, Knap H (1998.) Influence of mesoscale eddies on new production in the sargasso sea. *Nature* 394:263266
- Medina M, Arancibia H (2002) Dinámica tróca del jurel (*trachurus symmetricus murphyi*) en el norte de chile. *Investigaciones Marinas* 30:45–55.
- Miller P (2004) Multi-spectral front maps for automatic detection of ocean colour features from seawifs. *International Journal of Remote Sensing* 25(7):1437
- Miller P (2008) Composite front maps for improved visibility of dynamic sea-surface features on cloudy seawifs and avhrr data. *Journal of Marine Systems* :in press
- Miller P, Holt J, Storkey D (2008) Validation of multiple ocean shelf models against eo data using automated front detection, in *eurogoos 2008: Coastal to global operational oceanography: Achievements and Challenges*, Exeter
- Minnett P, Evans R, Kearns E, Brown O (2002) Sea-surface temperature measured by the moderate resolution imaging spectroradiometer (modis). In: *IEEE International Geosciences and Remote Sensing Symposium*. Toronto, Canada. June 24-28, 2002.
- Mizobata K, Saitoh Si (2004) Variability of bering sea eddies and primary productivity along the shelf edge during 1998-2000 using satellite multisensor remote sensing. *Journal of Marine Systems* 50:101–111.

- Montecino V, Paredes M, Paolini P, Rutllant J (2006) Revisiting chlorophyll data along the coast in north-central Chile, considering multiscale environmental variability. *Revista chilena de historia natural* 79(2):213–223
- Morales C, Lange C (2003) Oceanographic studies in the Humboldt current system off Chile: an introduction. *Deep Sea Research II* 51:2345–2348
- Nieto K (1999) Determinación de zonas probables de pesca de pez espada en Chile central a través de imágenes satelitales NOAA. Tesis Ingeniería Pesquera. Universidad Católica de Valparaíso
- Nieto K, Yáñez E, Silva C, Barbieri M (2001) Probable fishing grounds for anchovy in northern Chile using an expert system. In: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS01. IEEE 2001 International*
- Nixon S (2001) On the size of the Peru upwelling ecosystem. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research* 48:2521–2528
- Núñez S, Hormázabal S, Gómez F, Letelier J, Sepúlveda A (2006) Some evidences of physical-biological coupling between jack mackerel larvae and mesoscale structure off central Chile. In: *International Conference The Humboldt Current System: Climate, Ocean Dynamics, Ecosystem Processes, and Fisheries*. Lima Per. November 27 -. December 1, 2006. Lima. Perú
- Okubo A (1970) Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularity such as convergence. *Deep Sea Research* 17:445–454
- Olivares Johnston G (2000) Mecanismos de interacción físico-químicas en una zona de surgencia costera: retención de larvas y cierre del ciclo de vida de *Euphausia mucronata*. Master's thesis, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Oram J, McWilliams J, Stolzenbach K (2008) Gradient-based edge detection and feature classification of sea-surface images of the southern California bight. *Remote Sensing of Environment* 112(5):2397–2415
- Otero P, Ruiz-Villarreal M, Peliz A (2007) Variability of river plumes off northwest Iberia in response to wind events. *Journal of Marine Systems* 72(1-4):238–255.
- Pacheco M, García-Weil L, Rodríguez G, Tejera A, Luque A (2001) Upwelling filaments in the northwest African coastal transition zone (NACTZ); satellite images and laboratory simulations. In: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2001. IGARSS '01. IEEE 2001 International*. vol. 7, 3015–3017 vol.7
- Pascual-Alayón P, Santamara M, Balguerías E, Hernández E, Bravo de Laguna L, Sancho A, Duque V (2008) Activity of European pelagic trawlers fishing in Mauritania and landing in the port of Las Palmas de Gran Canaria (Canary Islands, Spain) from 2004 to 2007. relationship between catches and SST. relation entre captures et SST/SSTA. In: *Science et*

- Defi de l'amenagement des pecheries de petits pelagiques sur les stocks partages en afrique nord-occidentale. 11-14 mars 2008. Maroc
- Patti B, Guisande C, Vergara A, Riveiro MI I and, Barreiro A, Bonanno A, Buscaino G, Cuttitta A, Basilone G, Mazzola S (2008) Factors responsible for the differences in satellite-based chlorophyll a concentration between the major global upwelling areas. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 76:775–786
- Pelegrí J, Arístegui J, Cana L, González-Dávila M, Hernández-Guerra A, Hernández-León S, Marrero-Díaz A, Montero M, Sangrá P, Santana-Casiano M (2005a) Coupling between the open ocean and the coastal upwelling region off northwest africa: water recirculation and offshore pumping of organic matter. *Journal of Marine Systems* 54(1-4):3–37
- Pelegrí J, Marrero-Díaz A, Ratsimandresy A, Antoranz A, Cisneros-Aguirre J, Gordo C, Grisolia D, Hernández-Guerra A, Láiz I, Martínez A, Parrilla G, Pérez-Rodríguez P, Rodríguez-Santana A, Sangrá P (2005b) Hydrographic cruises off northwest africa: the canary current and the cape ghir region. *Journal of Marine Systems* 54(1-4):39–63
- 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
- Podesta G, Browder J, Hoey J (1993) Exploring the association between swordfish catch rates and thermal fronts on us longline grounds in the western north atlantic. *Continental Shelf Research* 13:253–277
- Polovina JJ, Kobayashi DR, Parker DM, Seki MP, Balazs GH (2000) Turtles on the edge: movement of loggerhead turtles *Caretta caretta* along oceanic fronts, spanning longline fishing grounds in the central north pacific. *Fisheries Oceanography* 9(1):71–82
- Pozo-Vázquez D, Atae-Allah C, Luque-Escamilla P (1999) Entropic approach to edge detection for sst images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16:970–979
- Reddy TE, Arrigo KR (2006) Constraints on the extent of the ross sea phytoplankton bloom. *Journal of Geophysical Research Oceans* 111:C07005.1–C07005.8
- Rocha F (2001) Distribución de clorofila-a en las aguas del norte de Chile (18°30'S-24°S): Validación de imágenes satelitales de color del mar. Tesis Oceanografía. Universidad Católica de Valparaíso
- Rossi V, Lopez C, Sudre J, Hernández-García E, Garçon V (2008) Comparative study of mixing and biological activity of the benguela and canary upwelling systems. *Geophysical Research Letters* 35:L1160
- Roughan M, Garfield N, Largier J, Dever E, Dorman D Cand Peterson, Dorman J (2006) Transport and retention in an upwelling region: The role of across-shelf structure. *Deep-Sea Research II* 53:2931–2955

- Royer F, Fromentin JM, Gaspar P (2004) Association between bluefin tuna schools and oceanic features in the western mediterranean. *Marine Ecology Progress Series* 269:249–263
- Rutllant J, Rosenbluth B, Hormázabal S (2004) Intraseasonal variability of wind-forced coastal upwelling off central chile (30s). *Continental Shelf Research* 24:789–804
- Santander E, Herrera L, Merino C (2003) Fluctuación diaria del fitoplancton en la capa superficial del océano durante la primavera de 1997 en el norte de Chile (2018s): II. composición específica y abundancia celular. *Revista de Biología Marina y Oceanografía* 38(1):13–25
- Schneider W, Fuenzalida R, Garcés J (2004) Corrientes marinas y masas de agua, *Biología Marina y Oceanografía: Conceptos y Procesos*. C.Werlinger (Ed.). Consejo Nacional del Libro y la Lectura. Universidad de Concepción, Trama Impresores S.A. 179–194
- Segond M, Mahler S, Robilliard D, Fonlupt C, Planque B, Lazure P (2004) Ant Algorithm for Detection of Retentive Structures in Coastal Waters. 166–176
- Serra R (1991) Important life history aspects of the Chilean jack mackerel, *Trachurus symmetricus murphyi*. *Investigaciones Pesqueras* 36:6783
- Sievers C H, Silva N (1975) Masas de agua y circulación en el océano Pacífico sudoriental. latitudes 18°s 33°s. Operación Oceanográfica MARCHILE VIII) *Cienc y Tec Del Mar, Contri CONA* 1:7–67.
- Silva C, Yáñez E, Nieto K, Mimica V, Espíndola, Acevedo J (2000) Exploring the association between small pelagic fisheries and seawater chlorophyll and surface temperature in the north of Chile. In: *Proceedings of the Sixth International Conference: Remote sensing for Marine and Coastal Environments*,
- Silva N, Sievers H (1981) Masas de agua y circulación en la región de la rama costera de la corriente de Humboldt. latitudes 18°s 33°s. Operación Oceanográfica Marchile X-erfen I), *Cienc y Tec Del Mar Freshwater Res CONA* 5 :5–20
- Silva N, Valdenegro A (2003) Evolución de un evento de surgencia frente a Punta Curaumilla, Valparaíso. *Investigaciones Marinas* 31(2):73–89
- Sinclair M (1988) *Marine populations. An essay on population regulation and speciation*. University of Washington Press. 252pp.
- Skogen M (2005) Clupeoid larval growth and plankton production in the Benguela upwelling system. *Fisheries Oceanography* 14(1):64–70
- Smyth T, Miller P, Groom S, Lavender S (2001) Remote sensing of sea surface temperature and chlorophyll during Lagrangian experiments at the Iberian margin. *Progress in Oceanography* 51:269–281.
- Sobarzo M, Figueroa D (2001) The physical structure of a cold filament in a Chilean upwelling zone (Península de Mejillones, Chile, 23°s). *Deep Sea Research* 48:2699–2726.

- Stammer D (1997) Global characteristics of ocean variability estimated from regional topex/poseidon altimeter measurements. *Journal of Physical Oceanography* 27:1743–1769
- Stegmann P, Ullman D (2004) Variability in chlorophyll and sea surface temperature fronts in the long island sound outflow region from satellite observations. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 109:C7
- Strub P, Mesías J, James C (1995) Altimeter observations of the peru-chile countercurrent,. *Geophysical Research Letters*, 22(3):211–214
- Strub P, Mesías J, Montecino V, Rutllant J, Salinas S (1998) Coastal ocean circulation off western South America. In *The Sea*, New York: John Wiley and Sons. 273–314
- Strub PT, Kosro PM, Huyer A, Collaborators C (1991) The nature of the cold filaments in the california current system. *Journal of Geophysical Research* 96(C8):14743–14768
- Tailleux R (2006) Dynamical and thermodynamical signatures of rossby waves in presence of mean flow and topography. In: 15 years of progress in Radar Altimetry Symposium, Venice (Italia)
- Tejera A, García-Weil L, Heywood K, Cantón-Garbín M (2002) Observations of oceanic mesoscale features and variability in the canary islands area from ers-1 altimeter data, satellite infrared imagery and hydrographic measurements. *International Journal of Remote Sensing* 23(22):4897
- Testor P, Gascard J (2005) Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the algerian basin. *Progress In Oceanography* 66(2-4):211–230 .
- Thiel M, Macaya E, Acuna E, Arntz W, Bastias H, Brokordt K, Camus P, Castilla J, Castro M, LRand Cortes, Dumont C, Escribano R, Fernandez M, Gajardo J, Gaymer C, Gomez I, Gonzalez A, Gonzalez H, Haye P, Illanes J, Lancellotti D, Luna-Jorquera G, Luxoroi C, Manriquez P, Marin V, Munoz P, Navarrete S, Perez E, Poulin E, Sellanes J, Sepulveda H, Stotz W, F T, Thomas A, Vargas C, Vasquez J, Vega J (2007) The humboldt current system of northern and central chile. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review* 45:195–344
- Thomas A, Carr M, Strub T (2001) Chlorophyll variability in eastern boundary currents. *Geophysical Research Letters* 28(18):3421–3424.
- Thomas A, Strub P, Carr M, Weatherbee R (2004) Comparisons of chlorophyll variability between the four major global eastern boundary currents. *International Journal of Remote Sensing* 25:1443–1447.
- Tomcza M, JS G (2001) *Regional Oceanography: An Introduction*, ., Delhi, Daya Pub., xii, 390 p., chap. Chapter 17 Aspects of advanced regional oceanography
- Tomczak M, Andrew CJF (1996) Advection and diffusion in coastal upwelling events. *Bull Aust Met Oceanogr Soc* 9:41–48

- Torres J, Guindos F, Peralta M, Cantn M (2003) Competitive neural-net-based system for the automatic detection of oceanic mesoscalar structures on avhrr scenes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41(4):845–852.
- Ullman D, Cornillon P (2000) Evaluation of front detection methods for satellite-derived sst data using in situ observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17(12):1667–1675
- Uz B, Yoder J, Osychny V (2001) Pumping of nutrients to ocean surface waters by the action of propagating planetary waves. *Nature* 409(6820):597–600
- Vazquez J, Perry K, Kilpatrick K (1998.) Noaa/nasa avhrr oceans pathfinder sea surface temperature data set user's reference manual, version 4.0. Tech. rep., JPL Publication D-14070
- Vermote E, Vibert S, Kilcoyne H, Hoyt D, Zhao T (2002) Suspended Matter, Visible/Infrared Imager/Radiometer Suite Algorithm Theoretical Basis Document
- Wall C, Muller-Krager F, Roffer C Mand Hu, Yao W, Luther M (2008) Satellite remote sensing of surface oceanic fronts in coastal waters off west-central florida. *Remote Sensing of Environment* 112:2963–2976
- Weiss J (1991) The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. *Physica D* 48:273–294.
- Wilhelm MR, Painting SJ, Field JG, Kerstan M, Durholtz MD (2005) Impact of environmental factors on survival of larval and juvenile cape anchovy *Engraulis encrasicolus* in the southern benguela upwelling region, determined from hatchdate distributions: implications for recruitment. *Marine and freshwater research* 56(5):561–572
- Yáñez E, Barbieri M, Silva C, Nieto K, Espndola F (2001) Climate variability and pelagic fisheries in northern chile. *Progress in Oceanography* 49:581596
- Yebra L, Hernández-León AC S, Bécognée P, Rodríguez J (2004) The effect of upwelling filaments and island-induced eddies on indices of feeding, respiration and growth in copepods. *Progress In Oceanography* 62(2-4):151–169
- Yuras G, Ulloa O, Hormázabal S (2004) On the annual cycle of coastal and open ocean satellite chlorophyll off chile ( $18^{\circ}40's$ ). *Gayana* 68(2):611–614