

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE FLORECIMIENTOS FITOPLANCTÓNICOS EN EL TALUD Y PLATAFORMA CONTINENTAL DE LA PATAGONIA ARGENTINA USANDO SENSORES REMOTOS

por *Verónica Carolina Andreo*

Presentado ante la Facultad de Matemática, Astronomía y Física
y el Instituto de Altos Estudios Espaciales Mario Gulich
como parte de los requerimientos para la obtención del grado de

MAGÍSTER EN APLICACIONES ESPACIALES DE ALERTA
Y RESPUESTA TEMPRANA A EMERGENCIAS

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA

Febrero, 2015

©IG - CONAE/UNC 2015

©FaMAF - UNC 2015

Directora: Dra. Ana Inés Dogliotti

Co-Directora: Dra. Carolina Tauro



Variabilidad espacio-temporal de florecimientos fitoplanctónicos en el Talud y Plataforma Continental de la Patagonia Argentina usando sensores remotos por Verónica Carolina Andreo se distribuye bajo una [Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial-CompartirIgual 2.5 Argentina](#).

En este trabajo se estudiaron distintos aspectos de la variabilidad espacial y temporal de la concentración de clorofila-a en la Plataforma y Talud Continental de la región Patagónica Argentina a partir de datos MODIS/Aqua L3 de 4 km resolución espacial y 8 días de resolución temporal. Se caracterizó y analizó, en primera instancia, la variabilidad en la disponibilidad global, anual y mensual de la proporción de datos válidos. Luego, se caracterizó variabilidad espacio-temporal del producto satelital de concentración de Cl-a propiamente dicho y se construyeron mapas de estadísticos básicos como la media y la desviación estándar, para toda la serie de tiempo (2003-2013) y para los distintos años que la componen. También se construyeron climatologías estacionales y mensuales y se analizaron las anomalías respecto a la media. Por último, se analizaron diferentes metodologías de rellenado y/o modelado de la serie de tiempo de Cl-a como DINEOF y HANTS, y se describió y analizó la variabilidad espacial de índices fenológicos como las fechas de inicio del florecimiento (estimada por los métodos de máxima pendiente y umbral) y máxima concentración de Cl-a, e índices estadísticos como la frecuencia de ocurrencia de florecimientos. Los resultados reflejaron que, espacialmente, la concentración de Cl-a presentó variaciones temporales durante el año y entre años, tanto en los valores alcanzados como en la distribución espacial y extensión de las áreas de altas concentraciones. Sin embargo, se observó cierta constancia en los sitios y momentos en que ocurren los florecimientos (y las mayores concentraciones). La variación espacial observada en un momento dado o para la agregación de un período de tiempo dado se asocia a las diferencias ambientales entre las diferentes áreas, relacionadas principalmente con su ubicación geográfica y las dinámicas particulares que esta ubicación determina. La variación temporal en un punto o una determinada área, se asocia a ciclos estacionales regulares en las condiciones de iluminación, flujo de nutrientes y estratificación de la columna de agua, entre otros factores. Por otro lado, las variaciones interanuales observadas tanto en la serie de Cl-a como en los indicadores fenológicos analizados, podrían estar relacionadas con variaciones de forzantes externos asociados a cambios climáticos. Este estudio pretendió ser una línea de base sobre los patrones de variación espacial y temporal de la Cl-a en la Plataforma Continental y Talud de la región Patagónica Argentina, aunque es claro que la dinámica de los océanos es demasiado compleja como para ser descripta a partir de un único índice. Sin embargo, constituyó una primera aproximación al problema y sentó las bases para continuar investigando los métodos más efectivos para estudiar los florecimientos algales (y su variabilidad) en el Mar Argentino, en pos de incluir este tipo de productos en modelos que permitan predecir la ocurrencia de floraciones algales nocivas (HABs), la dinámica de ecosistemas marinos (sujetos a actividades extractivas) y los efectos de los cambios globales en los ciclos biogeoquímicos y climáticos. Asimismo, este estudio intentó contribuir con datos de ciencia al desarrollo y planificación de la misión SABIA-Mar de la CONAE, que proveerá información de color del mar con una alta resolución espacial (200 m) en la zonas costeras y plataforma continental Argentina.

In this work we studied different aspects of spatio-temporal variability of chlorophyll-a concentration in the Continental Shelf and shelf break of the Argentinian patagonic region by means of a 11-years MODIS/Aqua L3 time series of 4 km spatial resolution and 8 days temporal resolution. We first analyzed the availability of valid data over the study region and characterized its monthly and annual variability. Then, we studied the spatio-temporal variability of satellite chlorophyll-a concentration and mapped descriptive statistics such as mean and standard deviation for the whole time series (2003-2013) and interannually. We also obtained seasonal and monthly climatologies for those statistics and analyzed anomalies from the mean. We then compared different methods of gap-filling and reconstructing the time series (i.e.: DINEOF and HANTS). Next, we described and analyzed the spatial variability of phenological indexes, such as bloom starting date (estimated by maximum rate of change and threshold methods) and date of maximum concentration. Finally, we estimated and described statistical indexes such as bloom occurrence frequency. The results showed that, spatially, chlorophyll-a concentration changes during the cycle of a year and among years, both in attained values and distribution and extension of high concentration areas. However, a certain constancy was observed in location and timing of bloom (and high concentration) occurrence. The spatial variability in each moment, or for the aggregation of a certain period, is likely to be dependent on environmental differences among diverse areas and the particular dynamics associated to geographic position. The temporal variability, on the one hand, can be related to seasonal regular cycles in lighting conditions, nutrient flux, vertical stratification, among others. On the other hand, the inter-annual variability observed in chlorophyll-a concentration and phenological indexes considered might be related to external or extrinsic forces associated with climate changes. This study intended to be a baseline on the spatio-temporal patterns of variation of chlorophyll-a concentration in the continental shelf and shelf break of the Argentinian patagonic region, though it is acknowledged that ocean dynamics is too complex to be addressed with a unique index. Nevertheless, it is a first approach to the problem and set the basis to continue researching more effective methods to study algal blooms (and their variability) in the Argentinian sea, with the final goal of including these kind of products in models that allow to predict the occurrence of harmful algal blooms, the dynamics of marine system (under extractive pressure) and the effects of global changes over climatic and biogeochemical cycles. Finally, this work also intended to contribute with science data to the development and planning of CONAE's SABIA-Mar mission, which will provide high resolution ocean color data over Argentinian coastal zones and continental shelf.

Agradecimientos

A **Ana**, por su guía y dirección en este mundo del fitoplancton y el mar, y por corregir tan puntillosa y dedicadamente cada versión del manuscrito. Aprendí un montón! Gracias, Ana!

A **Caro** por haberme enseñado el primer “for” y haberme introducido en este fascinante mundo de la programación. Por toda su ayuda, sus aportes y sobre todo, sus consejos y su contención. Gracias, Caruchi!

A **Marcelo** por confiar tanto en mí y “venderme” tan generosamente cuando me vio perdida. . . de no ser por vos, Marce, nunca hubiera cambiado de rubro tan abismalmente, ni hubiera aprendido tanto!!! Gracias por tu visión, tus consejos, por ver y valorar siempre primero a las personas, por tu ayuda y por estar siempre-siempre-siempre!!!

A **Sandra y Mónica**, por su confianza en mí, por esta oportunidad, por su buena voluntad y predisposición, y por el sostén en los viajes a Buenos Aires.

A los jurados de este trabajo de tesis: **Sandra, Marcelo y Diego**, por sus comentarios, correcciones y contribuciones.

To all **developers and users of Free and Open Source Software** (FOSS). Without your generosity and commitment this thesis would have never seen light. . . Thanks to all of you everywhere!!! Thanks for the high quality software and the tools themselves, thanks for fixing errors and bugs, and above all, thanks for the huge amount of emails you answer everyday, for wiki pages, manuals and tutorials for the most diverse tasks. . . THANKS A MILLION! Among this amazing community of FOSS developers, I’m deeply grateful to 4 people in the **GRASS GIS** development team that have helped me so much:

- **Sören Gebbert**, the main developer of temporal modules for GRASS, for his enormous help with them. . . I love t.grass! Great job, Sören! :)
- **Markus Metz**, for explaining with so much patience and detail every question I asked, especially regarding HANTS, and for adding my requested outputs to the module.

- **Luca Delucchi**, for developing on-demand my desired *tplot* module... Grande, Luca! You made my life so much simpler!
- and, last but not least, I want to say thanks to **Markus Neteler**, who without knowing me, accepted to be my supervisor during the internship in Italy, but rather quickly became my teacher, my mentor, my adviser, my friend... Thanks a million, **Markus!** Thanks for spreading the love for GRASS and the desire for sharing and teaching what I've learnt... again, thanks for being so generous with your time and your knowledge. And above all, thanks for your continuous support, for always being there trying to help and cheer me up and thanks for trusting me so much! :)

To all **PGIS & Co.**, Markus N., Roberto, Duccio, Luca, Markus M., Sajid, Matteo, Francesca, Roberta, Cri, Gertrud, Heidi and Annapaola, for such great moments we shared, for making that internship one of the best experiences in my life. Thanks for sharing ideas, knowledge, experiences, stories, beers, pizzas, coffees, dinners, lunches... life.

Thanks to **Sajid** and **Matteo** for so many great talks and beers, and for their especial company and affection! Miss you, guys!

Grazie mille a **Luca** e la **Cri** per avermi fatto sentire a casa, per avermi dato una famiglia quando eravo appena arrivata alla Italia... Grazie, ragazzi!

A los **chicos de Samba** (San Bartolomeo), por la buena onda, por sus "Verónica siempre fa colazione", por las tortas della mamma, por las salidas juntos, las cenas, los encuentros, por su compañía y cariño.

A mis cumpas de **MAREARTE 2012**: Gustavo, Sory, Pichu, Andrea, Mily, Noe, Pepe, Rene, Charo, Clau, Pablito y la Colo... Nunca creí que iba a encontrar personas tan hermosas y que se iban a forjar vínculos tan fuertes entre nosotros! Ni hablar de todo lo que nos divertimos dentro y fuera de la CONAE! Los quiero tanto, leones! GRACIAS!!!!

A **las otras promos AEARTE**, por compartir su experiencia y por tantos ratos juntos. Gracias a **Alba**, por su energía inmensa, su alegría y cariño, y por compartir el amor por GRASS! Y un gracias grandote y especial a **Lara**, que en tan poquito tiempo se volvió alguien tan cercano... Gracias por tu cariño, tus detalles y por esas charlas que tanto nos gustan!

A todos **los profes y el resto de los cumpas del Instituto Gulich**, por su guía y apoyo en distintos momentos. Al **Cami** y la **Xime**, mis cumpas de oficina el último tiempo, por tantos gratos ratos compartidos y por alimentarme con su alegría y criollitos calentitos...

A **Jaime** y **Ceci**, que siguen estando cerca... Gracias por eso!

A **Karina Hodara y los Cueto** que me bancan en cada viaje a Buenos Aires... Gracias por ser mi familia porteña! Los quiero!

A **Anita** que me aguantó ese primer semestre en La Docta, ayudando a que el cambio no fuera tan fuerte... Gracias, concu!

A **mis amis de siempre**... qué decirles que no sepan ya (y que no hayan leído en los agradecimientos de las otras tesis)... Los quiero con el alma! Ustedes saben! A **Susy**, amiga de mi alma, qué te voy a decir... vos sabes todo y estás siempre conmigo... Gracias por hacerle tanto bien a mi vida! Te adoro, amiga! A **Caro**, por tu dulzura, por tu comprensión, por alentarme siempre a seguir, siempre a más... por creer en mí cuando ni yo lo hago... Por tantos “lo mejor está por venir”. Gracias, amiga hermosa! Y a **María**, mi amiga y compañera de misión, por tu cariño y alegría inmensos, pero sobre todo, por tu ejemplo, tu entrega, compromiso y fortaleza... Sos un solcito para los que te queremos y para todos!

A todos **mis abuelos postizos** por su cariño, sus sonrisas, sus oraciones y su sabiduría... A **Moni, Sergio, Carmen, Vivi y Delia**, por su ejemplo de amor y entrega por los ancianos y enfermos... Gracias por llevarme siempre a lo esencial, a lo importante de la vida!

A **Fátima**, mi segunda familia, por estar siempre acompañando mis pasos y por la alegría de cada re-encuentro.

A mi **Nonita**, a su memoria, porque sé que también tuvo que ver en este camino y porque siempre-siempre camina conmigo del brazo... y a mi **Nonito**, por tantas flores en primavera... Cómo los extraño!

A mi **familia grande**, con tíos y primos, por su cariño y apoyo incondicional... y a mi **familia más chiquita**, Má, Pá, Bro, Lucre y mi corazón de melón, **Selene**... Gracias por estar siempre! Qué más decirles! Los amo!

A la **Agencia Espacial Italiana** (ASI) por la posibilidad de realizar una pasantía en Italia y a la **Fundación Edmund Mach** (FEM) por proveer el marco institucional y las instalaciones para materializar esa experiencia.

A la **CONAE** y a **todos los argentinos** que han sostenido mis estudios y formación todos estos años, este esfuerzo es de todos... espero ahora empezar a trabajar por devolver esa inversión...

Y a **Jesús y María de Fátima**, que nunca-nunca me abandonan y ponen personas tan bellas en mi camino! Estos últimos 3 años han sido una hermosísima muestra de la generosidad, la bondad y la alegría que existen en este mundo! Gracias!

Contenidos

Resumen	i
<i>Abstract</i>	ii
Agradecimientos	iii
Contenidos	vi
Lista de Figuras	x
Lista de Tablas	xxi
Acrónimos	xxii
Símbolos	xxiii
1 Introducción	1
1.1 Presentación del problema y motivación	1
1.2 Hipótesis	8
1.3 Objetivos	8
1.3.1 Objetivo General	8
1.3.2 Objetivos Específicos	8
1.4 Descripción de la presentación de tesis	8
2 Marco teórico	10
2.1 Fitoplancton marino	10
2.2 Fundamentos físicos de teledetección	14
2.2.1 Que es la teledetección o sensoramiento remoto?	14
2.2.2 Sensores que miden <i>color del mar</i>	15
2.2.3 Factores que afectan la señal proveniente del océano	16
2.2.4 Algoritmos para estimar concentración de sustancias ópticamente activas	19
2.2.5 Ventajas y desventajas del sensoramiento remoto del mar	21
2.2.6 Misiones orientadas a color de mar	22
2.2.6.1 La misión SABIA-Mar	25
3 Área de estudio	26
3.1 Descripción general del área de estudio	26
3.2 Oceanografía física del área de estudio	27

3.2.1	Masas de agua	27
3.2.2	Circulación	29
3.2.3	Zonas Frontales	29
3.3	Biología del área de estudio	31
3.4	Estudios satelitales en la Plataforma Argentina	33
4	Características de los datos MODIS-Aqua	34
4.1	Introducción	34
4.1.1	Niveles procesamiento de los productos de color de mar de MODIS	35
4.1.2	Producto R_{rs} MODIS	38
4.1.3	Producto CI-a MODIS	38
4.2	Materiales y Métodos	40
4.2.1	Datos utilizados en este trabajo	40
4.2.2	Metodología	42
4.2.2.1	Obtención y procesamiento productos MODIS-Aqua L3	42
4.2.2.2	Registro de mapas en series de tiempo: Trabajo con módulos temporales en GRASS GIS	43
4.2.2.3	Análisis de disponibilidad de datos válidos	45
4.3	Resultados	45
4.4	Discusión	49
5	Variabilidad espacio-temporal de la Clorofila satelital	52
5.1	Introducción	52
5.2	Metodología	55
5.2.1	Análisis del rango de variación de la CI-a	55
5.2.2	Variación espacial media de la CI-a	56
5.2.3	Variación temporal media de la CI-a	57
5.2.3.1	Enmascarado de los valores cercanos a la costa	57
5.2.3.2	Series de tiempo de CI-a media espacial	58
5.3	Resultados	58
5.3.1	Análisis del rango de valores válidos de CI-a	58
5.3.2	Variación espacial media de la concentración de CI-a	62
5.3.2.1	Período completo	62
5.3.2.2	Climatología anual	64
5.3.2.3	Climatología estacional	65
5.3.2.4	Climatología mensual	67
5.3.3	Anomalías	68
5.3.3.1	Anomalías anuales	69
5.3.3.2	Anomalías mensuales	70
5.3.4	Variación temporal media de la CI-a	74
5.3.4.1	Enmascarado de zonas costeras	74
5.3.4.2	Series de tiempo de CI-a media espacial	77
5.4	Discusión	80
6	Variabilidad espacio-temporal en los florecimientos algales	91
6.1	Introducción	91
6.2	Metodología	96

6.2.1	Reconstrucción/modelado de la serie de tiempo	96
6.2.1.1	HANTS	96
6.2.1.2	DINEOF	99
6.2.1.3	Combinacion DINEOF y HANTS	100
6.2.2	Índices fenológicos	101
6.2.2.1	Número de ciclos por año	101
6.2.2.2	Fecha de la máxima concentración de Cl-a	101
6.2.2.3	Fecha de inicio del florecimiento	102
6.2.3	Índices Estadísticos	103
6.2.3.1	Ocurrencia de florecimientos	103
6.2.3.2	Frecuencia y porcentaje de ocurrencia de florecimientos	103
6.3	Resultados	104
6.3.1	Reconstrucción/modelado de la serie de tiempo	104
6.3.2	Índices Fenológicos	105
6.3.3	Índices estadísticos	119
6.4	Discusión	126
7	Discusión y conclusión final	137
7.1	Líneas a futuro	144
A	Apéndice del Capítulo 4	145
A.1	Obtención y procesamiento productos MODIS/Aqua L3	145
A.1.1	Descomprimir	145
A.1.2	Importar mapas en GRASS GIS	145
A.2	Registro de mapas en series de tiempo	146
A.2.1	Obtención del listado de mapas con fecha de inicio y final	146
A.2.2	Registro de mapas en bases de datos espacio-temporales	146
A.3	Análisis de disponibilidad de datos válidos	147
B	Apéndice del Capítulo 5	149
B.1	Metodología	149
B.1.1	Análisis del rango de variación de la Cl-a	149
B.1.2	Variación espacial de la Cl-a	150
B.1.2.1	Período completo	150
B.1.2.2	Climatología anual	150
B.1.2.3	Climatología estacional	150
B.1.2.4	Climatología mensual	151
B.1.2.5	Anomalías	151
B.1.3	Variación temporal de la Cl-a	151
B.1.3.1	Enmascarado de los valores cercanos a la costa	151
B.2	Resultados	152
B.2.1	Variación espacial de la Cl-a	152
B.2.1.1	Período completo	152
B.2.1.2	Climatología anual	156
B.2.1.3	Climatología estacional	163
B.2.1.4	Climatología mensual	170

B.2.2	Anomalías	177
B.2.2.1	Anomalías anuales	177
B.2.2.2	Anomalías mensuales	179
B.2.3	Variación temporal de la CI-a	208
B.2.3.1	Series de tiempo de CI-a	208
C	Apéndice del Capítulo 6	212
C.1	HANTS	212
C.2	DINEOF	213
C.3	Índices Fenológicos	215
C.3.1	Número de ciclos por año	215
C.3.1.1	Fecha del máximo	215
C.3.2	Determinación Fecha de inicio del florecimiento	215
C.3.2.1	Por máxima pendiente	215
C.3.2.2	Por umbral	216
C.4	Índices Estadísticos	218
C.4.1	Frecuencia y porcentaje de ocurrencia de florecimientos	218

Índice de Figuras

1.1	Ejemplos de probables florecimientos fitoplanctónicos en el Mar Argentino. Imágenes satelitales de color casi-verdadero del sensor MODIS/Aqua (Fuente: http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/).	3
1.2	Mapa de concentración media de clorofila correspondiente a octubre de 2012 (MODIS/Aqua) superpuesto al mapa de luces nocturnas <i>black marble</i> (http://earthobservatory.nasa.gov/Features/NightLights/) que muestra barcos poteros pescando calamares en el Mar Argentino (Fuente: http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Malvinas/).	5
1.3	Imagen satelital MERIS color verdadero (casi-real) de una de las más severas floraciones algales nocivas en el Lago Erie, Estados Unidos, en el año 2011 (Fuente: http://coastalscience.noaa.gov/news/habs/).	6
2.1	Imágenes de microscopía de diferentes células fitoplanctónicas. Tomado de Falkowski (2012).	11
2.2	La bomba biológica de dióxido de carbono. El fitoplancton impulsa una bomba biológica que utiliza la energía del Sol para mover carbono atmosférico al interior del océano, disminuyendo así los niveles de dióxido de carbono de la atmósfera. Tomado de Falkowski (2012).	13
2.3	Componentes de un sistema de teledetección (Chuvienco, 2010).	15
2.4	Espectro electromagnético.	16
2.5	Caminos que recorre la luz que llega al sensor. Ver referencias en el texto. Tomado de Dogliotti (2007).	17
2.6	Procesos que influyen en la radiación que emerge del agua (adaptado de Sathyendranath 2000). a) Dispersión hacia arriba debido al material particulado en suspensión; b) dispersión hacia arriba debido a las moléculas de agua; c) absorción debido a la materia orgánica disuelta (sustancia amarilla); d) reflexión del fondo y e) dispersión hacia arriba debido al fitoplancton.	19
3.1	Esquema de la circulación sobre el Océano Atlántico Sudoccidental (ASO) donde se muestra la Corriente Circumpolar Antártica (CCA), la de Malvinas (CM), la de Brasil (CB), así como la Zona de Confluencia de las corrientes de Malvinas y de Brasil (ZC). La batimetría se muestra en tonos de gris y las líneas negras corresponden a las isobatas de 100, 200 y 1000 metros. El recuadro en línea punteada roja muestra el área de estudio del presente trabajo. En la plataforma se muestran los frentes térmicos medios de enero obtenidos a partir de imágenes satelitales de temperatura (gradiente superficial $>0.05\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$); los frentes de marea aparecen en negro y el sistema frontal del talud como una zona rayada blanca y negra (adaptado de Rivas et al. 2006; Dogliotti 2007).	27

4.1	Distribución de datos <i>in situ</i> de la base de datos NOMAD (Fuente: http://seabass.gsfc.nasa.gov/wiki_files/NOMAD/files/).	39
4.2	Representación gráfica de la serie de tiempo (a) y el cubo espacio-tiempo (b) para el área de estudio.	44
4.3	Porcentaje total de datos válidos en el período 2003-2013. Las líneas indican las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	46
4.4	Análisis de la variación mensual del porcentaje de datos válidos.	47
4.5	Variación media mensual en el porcentaje de datos válidos en el período 2003-2013. Las líneas indican las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	49
5.1	Número de píxeles con valores de Cl-a mayores a 35 (a) y 65 (b) mg/m^3 en el período 2003-2013. Las líneas negras corresponden a las isobatas de 200 y 1000 metros.	59
5.2	5.2(a). Frecuencia del número de píxeles con valores de Cl-a mayores a 35 mg/m^3 y 5.2(b) mapa de la distribución de dichos píxeles en el mes que presentó el mayor número (Septiembre 2010). Las líneas negras corresponden a las isobatas de 200 y 1000 metros.	60
5.3	5.3(a). Frecuencia del número de píxeles con valores de Cl-a mayores a 65 mg/m^3 y 5.3(b) mapa de la distribución de dichos píxeles en el mes que presentó el mayor número (Noviembre 2007). Las líneas negras corresponden a las isobatas de 200 y 1000 metros.	61
5.4	Media de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	63
5.5	Desvío estándar de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	63
5.6	Pendiente de una regresión lineal para la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en cada píxel en el período 2003-2013. En cada píxel se representa el valor de la pendiente de la recta de regresión lineal. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	64
5.7	Media anual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	65
5.8	Media estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	66

5.9	Media mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	68
5.10	Anomalías anuales en la media de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	70
5.11	Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2003. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	72
5.12	Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2011. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	73
5.13	Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2005. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	74
5.14	Sumatoria de las veces que los píxeles sobrepasan el umbral de 0.0012 sr^{-1} en el producto $R_{rs}(667)$ de MODIS/Aqua (2003-2013). Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$	75
5.15	a). Distribución de los conteos de píxeles con valores de $R_{rs}(667)$ mayor a 0.0012 sr^{-1} . b). Zoom de la figura a. La línea vertical en rojo representa el umbral de 75 píxeles elegido para enmascarar.	76
5.16	Máscara costera. Se enmascaran los píxeles que sobrepasan el umbral de 0.0012 sr^{-1} en el producto $R_{rs}(667)$ de MODIS/Aqua más de 75 veces (2003-2013). Se muestran también las isobatas de 200 y 1000 metros.	77
5.17	Serie de tiempo de la concentración media de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (resolución temporal de 8 días) para toda el área de estudio.	78
5.18	Serie de tiempo de la concentración media mensual de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 para toda el área de estudio.	79
5.19	Serie de tiempo de la concentración media estacional de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 para toda el área de estudio.	79
5.20	Variación en la concentración media mensual de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013. Las líneas inferior y superior de cada caja representan el 1° y 3° cuartil, respectivamente; mientras que el largo de la caja es el rango inter-cuartil. La línea central representa la mediana. El bigote superior denota el valor máximo o el 3° cuartil más 1.5 veces el rango inter-cuartil, según cual sea menor. El bigote inferior es el valor mínimo o el 1° cuartil menos 1.5 veces el rango inter-cuartil, según cual sea menor.	80
5.21	Distribución de frecuencias de los valores mínimos (a) y máximos (b) de Cl-a estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (mg/m^3).	81

6.1	Distribución de los puntos de control utilizados. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 m de profundidad. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1) EPEA : Estación EPEA/INIDEP, PMN : Plataforma Media Norte, PMV : Plataforma Media - Valdés, V : Valdés, PMC : Plataforma Media Centro, BG : Bahía Grande.	99
6.4	Serie original (azul) y serie reconstruida por HANTS (verde) para el punto PMN (Figura 6.1) variando el grado de sobre-determinación (DOD).	107
6.5	Serie original (azul) y serie reconstruida por HANTS (verde) para el punto PMN (Figura 6.1) variando la tolerancia de error en el ajuste (FET).	108
6.6	Serie original (ORIG, en azul) y serie rellenada por DINEOF (DIN, en verde) en los puntos de prueba elegidos. EPEA : Estación EPEA/INIDEP, PMN : Plataforma Media Norte, PMV : Plataforma Media - Valdés.	109
6.7	Serie original (ORIG, en azul) y serie rellenada por DINEOF (DIN, en verde) en los puntos de prueba elegidos. V : Valdés, PMC : Plataforma Media Centro, BG : Bahía Grande.	110
6.8	Serie original (ORIG, en azul) y series rellenadas por DINEOF y reconstruidas luego por HANTS (DIN-HAN-5 en verde y DIN-HAN-6 en rojo), en los puntos de prueba elegidos. EPEA : Estación EPEA/INIDEP, PMN : Plataforma Media Norte, PMV : Plataforma Media - Valdés.	111
6.9	Serie original (ORIG, en azul) y series rellenadas por DINEOF y reconstruidas luego por HANTS (DIN-HAN-5 en verde y DIN-HAN-6 en rojo), en los puntos de prueba elegidos. V : Valdés, PMC : Plataforma Media Centro, BG : Bahía Grande.	112
6.10	Número de ciclos por año de acuerdo a las frecuencias dominantes del método HANTS. Serie DIN-HAN-5 a la izquierda, Serie DIN-HAN-6 a la derecha. EPEA : Estación EPEA/INIDEP, PMN : Plataforma Media Norte, PMV : Plataforma Media - Valdés, V : Valdés, PMC : Plataforma Media Centro, BG : Bahía Grande.	113
6.11	Mes de ocurrencia del máximo valor anual de concentración de clorofila. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	114
6.12	Mes de inicio de florecimiento según criterio de máxima tasa de cambio en la concentración de clorofila. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	115
6.13	Mes de inicio de florecimiento según el criterio del umbral de 5% por encima de la mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	116
6.14	Diferencias en la fecha de inicio de florecimiento (en DOY) entre método de máxima pendiente y umbral 5% por encima de la mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	117
6.15	Ejemplo de la aplicación del método basado en umbral para un píxel de la serie DIN-HAN-5, y el mismo píxel en la serie DIN. Círculos rojos: valor máximo de Cl-a; círculos verdes: momento estimado de comienzo de florecimiento. La línea azul representa el umbral $1.05 * \text{mediana}$ de la serie.	118

6.16	Diferencias en la estimación del inicio del florecimiento (en DOY) usando las series DIN y DIN-HANs según el método de máxima pendiente (a) y umbral (b). Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	119
6.17	Porcentaje de tiempo en que cada píxel fue clasificado como florecimiento entre 2003 y 2013 (tomando como umbral el valor correspondiente al 5% por encima de la mediana). Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	120
6.18	Variación anual en el porcentaje de ocurrencia de florecimiento en la serie DIN según el umbral del 5% por encima de la mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	122
6.19	Anomalías anuales en el porcentaje de ocurrencia de florecimiento de la serie DIN según el umbral del 5% por encima de la mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	123
6.20	Área máxima con concentraciones de Cl-a mayores a $1.05 \times$ mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	124
6.21	Área mínima con concentraciones de Cl-a mayores a $1.05 \times$ mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	124
6.22	Variación anual en el área máxima de florecimiento según el umbral del 5% por encima de la mediana en la serie DIN. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	127
6.23	Variación anual en el área mínima de florecimiento según el umbral del 5% por encima de la mediana en la serie DIN. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).	128
6.24	Ejemplo de ocurrencia de pico de Cl-a en otoño-invierno. Serie DIN. Círculos rojos: valor máximo de Cl-a; círculos verdes: momento estimado de comienzo de florecimiento. La línea azul representa el umbral $1.05 \times$ mediana de la serie.	129
6.25	Serie de tiempo de Cl-a para la estación EPEA/INIDEP. Detalle del año 2004 en que se observa un pico invernal. cla : serie original de Cl-a satelital, cla_hants25 : serie DIN-HAN-5, cla_hants26 : serie DIN-HAN-6.	130
6.26	Ejemplo de ocurrencia de máximo de Cl-a y comienzo de florecimiento en el mismo momento. Serie DIN. Círculos rojos: valor máximo de Cl-a; Círculos verdes: momento estimado de comienzo de florecimiento.	130
B.1	Mediana de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	152
B.2	Máxima de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	153

B.3	Mínima de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	153
B.4	Moda de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	154
B.5	Rango de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	154
B.6	Coefficiente de variación (%) de la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	155
B.7	Mediana anual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	156
B.8	Desvío estándar anual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	157
B.9	Variación interanual en el máximo de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	158
B.10	Variación interanual en el mínimo de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	159
B.11	Variación interanual en la moda de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	160
B.12	Variación interanual en el rango de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	161
B.13	Variación interanual en el coeficiente de variación (%) de la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	162
B.14	Mediana estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	163

B.15	Desvío estándar estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	164
B.16	Máximo estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	165
B.17	Mínimo estacional de de concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	166
B.18	Moda estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	167
B.19	Rango estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	168
B.20	Coefficiente de variación (%) estacional de la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	169
B.21	Mediana mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	170
B.22	Desvío estándar mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	171
B.23	Máximo mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	172
B.24	Mínimo mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	173
B.25	Moda mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	174

B.26 Rango mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	175
B.27 Coeficiente de variación (%) mensual de la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	176
B.28 Anomalías anuales en la máxima de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	177
B.29 Anomalías anuales en la mínima de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	178
B.30 Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2004. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	179
B.31 Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2006. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	180
B.32 Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2007. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	181
B.33 Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2008. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	182
B.34 Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2009. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	183
B.35 Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2010. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	184
B.36 Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2012. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	185

B.37	Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	186
B.38	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2003. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	187
B.39	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2004. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	188
B.40	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2005. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	189
B.41	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2006. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	190
B.42	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2007. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	191
B.43	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2008. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	192
B.44	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2009. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	193
B.45	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2010. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	194
B.46	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2011. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	195
B.47	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2012. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	196
B.48	Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	197

B.49 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2003. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	198
B.50 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2004. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	199
B.51 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2005. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	200
B.52 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2006. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	201
B.53 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2007. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	202
B.54 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2008. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	203
B.55 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2009. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	204
B.56 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2010. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	205
B.57 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2011. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	206
B.58 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2012. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	207
B.59 Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).	208
B.60 Series de tiempo de la concentración máxima y mínima de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (promediado para toda el área de estudio en cada paso de tiempo de 8 días).	209

B.61 Series de tiempo de la concentración máxima y mínima mensual de clorofila (mg/m ³) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (promediado para toda el área de estudio).	210
B.62 Series de tiempo de la concentración máxima y mínima estacional de clorofila (mg/m ³) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (promediado para toda el área de estudio).	211

Índice de Tablas

2.1	Sensores que miden color de mar que se encuentran actualmente en órbita (http://www.ioccg.org/sensors/current.html).	24
4.1	Bandas del sensor MODIS asociadas a color de mar (Fuente: http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/modis_hires/).	35
4.2	Indicadores de calidad (<i>flags</i>) obtenidos en productos nivel 2 de Ocean Color (Fuente: http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/VALIDATION/flags.html). Los indicadores en rojo son luego utilizados como máscara en el nivel 3.	37
4.3	Variación interanual de los porcentajes del área de estudio con datos válidos.	48
4.4	Climatología mensual de los porcentajes del área de estudio con dato.	48
5.1	Comparación de umbrales máximos en el rango de variación de la Cl-a (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3.	62
6.1	Combinaciones de parámetros testeadas en HANTS. NOF : Número de frecuencias; DOD : Grado de sobre-determinación; FET : Tolerancia de error en el ajuste.	98
6.2	Coordenadas de los puntos de control utilizados.	98
6.3	Área máxima (AMax) y mínima (AMin) de florecimiento y su fecha de ocurrencia (Fecha Max, Fecha Min) para las series ORIG y DIN en todo el período de estudio (2003-2013).	125
6.4	Variaciones en el área máxima (AMax) de florecimiento y su fecha de ocurrencia (Fecha AMax) para el umbral del 5% por encima de la mediana aplicado a las series ORIG y DIN.	125
6.5	Variaciones en el área mínima (AMin) de florecimiento y su fecha de ocurrencia (Fecha AMin) para el umbral del 5% por encima de la mediana aplicado a las series ORIG y DIN.	126

Acrónimos

AEARTE	A plicaciones E spaciales de A lerta y R espuesta T emprana a E mergencias
AVHRR	A dvanced V ery H igh R esolution R adiometer
CB	C orriente de B rasil
CM	C orriente de M alvinas
CONAE	C omisión N acional de A ctividades E spaciales
CZCS	C oastal Z one C olor S canner
DOY	D ay O f Y ear
FaMAF	F acultad de A stronomía, M atemática y F ísica
GRASS	G eographic R esources A nalysis S upport S ystem
HABs	H armful A lgal B looms
IG	I nstituto de A ltos E studios E spaciales M ario G ulich
INPE	I nstituto N acional de D esarrollos E spaciales de B rasil
IOCCG	I nternational O cean C olour C oordinating G roup
IOP	I nherent O ptical P roperties
L2	D atos N ivel 2 (L evel 2)
L3	D atos N ivel 3 (L evel 3)
MERIS	M EDium R esolution I maging S pectrometer
MODIS	M oderate R esolution I maging S pectroradiometer
NASA	N ational A eronautics and S pace A dministration
NetCDF	N etwork C ommon D ata F orm
NIR	N ear I nfra R ed
NOMAD	N ASA b io- O ptical M arine A lgorithm D ataset
PCP	P lataforma C ontinental P atagónica
REM	R adiación E lectro M agnética
SABIA-Mar	S atélite A rgentino B rasileño para la I nformación del M ar
SeaWiFS	S ea V iewing W ide F ield-of- V iew S ensor
TOA	T op O f A tmosphere
UNC	U niversidad N acional de C órdoba
ups	u nidades p ráticas de s alinidad
VIS	V ISible
ZC	Z ona de C onfluencia

Símbolos

Símbolos

- Cl-a** Clorofila a en mg/m^3
- R_{rs}** Reflectancia teledetectada en sr^{-1}
- L(λ)** Radiancia espectral en $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$
- L_w(λ)** Radiancia emergente del agua en $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$

*A mi sobrina Selene,
corazón de melón, por esas dosis
del más puro e inocente amor*

*A mi nonita,
que sigue siendo mi fuente inagotable
de inspiración, alegría y amor*

Capítulo 1

Introducción

1.1 Presentación del problema y motivación

El sistema Tierra se encuentra en un delicado balance establecido por una serie de fuerzas que operan en y entre la tierra, los océanos, la atmósfera y la criósfera. Aunque es bien sabido que los océanos tienen un rol crítico en el clima de la Tierra, sigue siendo el ambiente menos estudiado. Comprender la ecología, biogeoquímica y amenazas que sufren los océanos bajo escenarios de constante cambio es fundamental para que la Tierra siga siendo un planeta habitable. Los ecosistemas marinos difieren de los terrestres en que las plantas verdes en el océano son principalmente microscópicas y constituyen una comunidad de algas unicelulares que colectivamente se conoce como *fitoplancton* (Platt et al., 2008).

Se denomina fitoplancton al conjunto de organismos autótrofos unicelulares, microscópicos y flotantes que se encuentran en las capas superficiales iluminadas de los océanos. Las células algales o fitoplanctónicas presentan un tamaño que va desde aproximadamente $1\ \mu\text{m}$ hasta $100\ \mu\text{m}$ y constituyen la base de la cadena trófica acuática. Mediante el proceso de fotosíntesis estos organismos convierten carbono inorgánico (a partir de dióxido de carbono) en carbono orgánico, cumpliendo un rol fundamental en los ciclos biogeoquímicos (Falkowski, 2012). Según algunas estimaciones, la fijación global del carbono por parte del fitoplancton oceánico coincide aproximadamente con la fijación del carbono terrestre en una escala anual

(Longhurst et al., 1995). Se conoce la existencia de cientos de especies de fitoplancton en el ambiente acuático con tamaños, formas y propiedades fisiológicas características. La composición específica y la abundancia de las diferentes especies suele variar en tiempo y espacio.

Los florecimientos algales o fitoplanctónicos (en inglés *algal blooms* o *phytoplankton blooms*) son el resultado de un rápido aumento de la población de algas en un sistema acuático (Borrione and Schlitzer, 2013). Los florecimientos pueden ocurrir tanto en sistemas de agua dulce, como en ambientes marinos. Por lo general, sólo una o unas pocas especies de fitoplancton están involucradas y algunas floraciones pueden ser reconocidas por la coloración particular del agua como resultado de la alta densidad de determinados pigmentos. Aunque no existe ningún nivel umbral reconocido oficialmente, una población de algas debe tener una concentración de cientos a miles de células por mililitro para ser considerada una floración (Kutser, 2009).

Variaciones en la biomasa fitoplanctónica de la capa superficial del mar tienen un impacto significativo en los procesos biológicos, físicos y geoquímicos que allí ocurren. En términos económicos, el fitoplancton es considerado la base de toda la producción animal en el mar abierto, el sostén principal de las redes alimenticias sobre la cual las pesquerías mundiales se sustentan (Platt et al., 2008). Resulta importante entonces, poder monitorear las poblaciones fitoplanctónicas ya que modificaciones en su abundancia y/o en el momento de su floración pueden afectar la distribución y abundancia de las poblaciones de peces y, en consecuencia, la actividad pesquera (Platt et al., 2008). Existe además un gran interés en comprender mejor el rol de los océanos en procesos biogeoquímicos a nivel global y, en particular, su relación con el cambio climático global. La productividad biológica de los océanos está muy relacionada con estos procesos ya que el fitoplancton *per se* puede influir sobre el balance químico global y el cambio climático a través de varios mecanismos (Jeffrey et al., 1997). Entre ellos puede mencionarse la fijación de CO_2 y el calentamiento estacional de la capa superficial del mar a través de los procesos de absorción y dispersión de la luz (Sathyendranath et al., 1991). La importancia biológica y climática del fitoplancton motiva el interés en determinar las variaciones de su abundancia y cuantificar su distribución global y regional (Gregg and Rousseaux, 2014).

Debido a que las algas poseen pigmentos relacionados a la fotosíntesis, tales como la clorofila-a entre otros, que absorbe y refleja la luz del sol, el fitoplancton es capaz de alterar las características ópticas del agua, es decir, el *color del mar* (Figura 1.1). Este principio físico

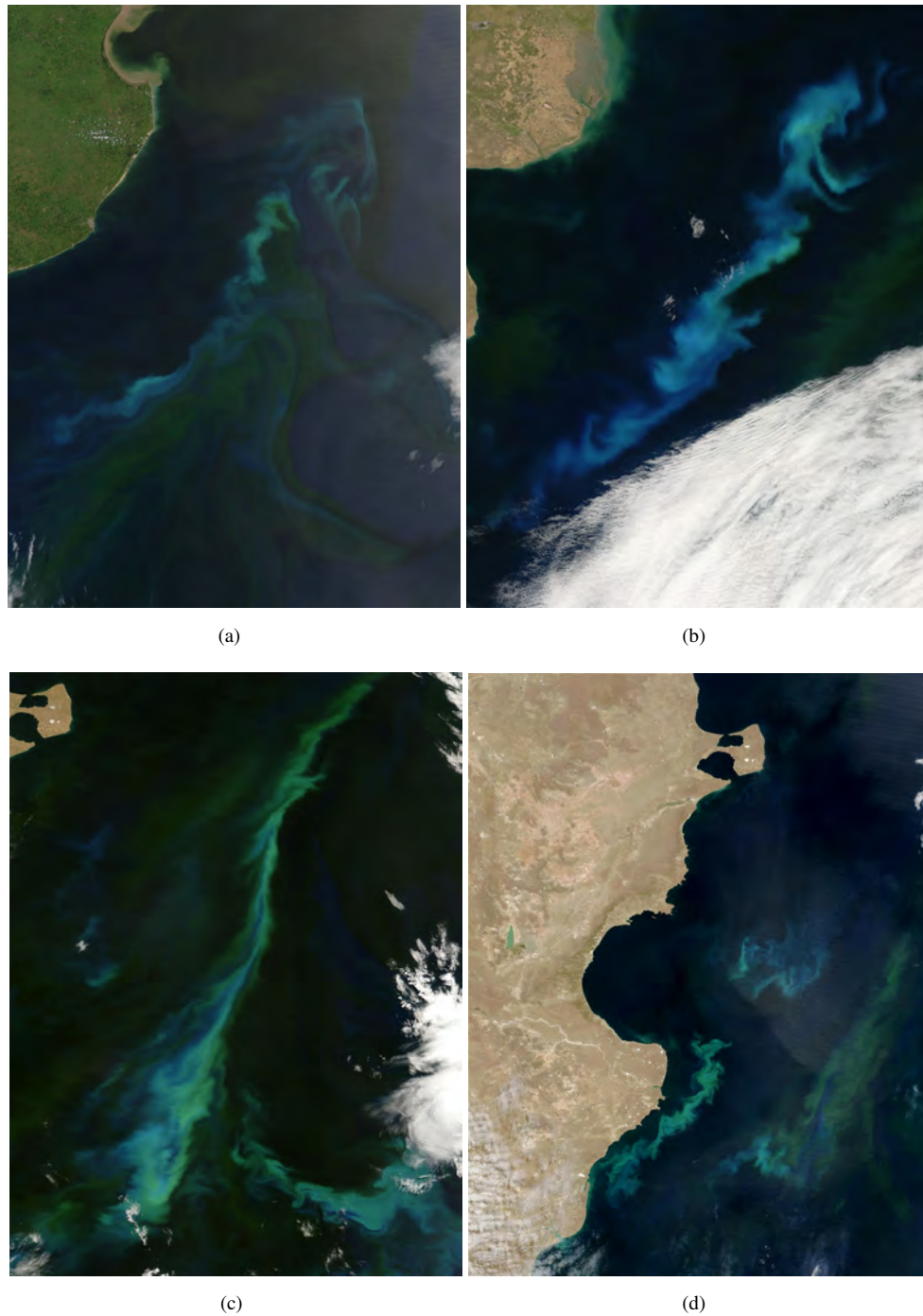


Figura 1.1: Ejemplos de probables florecimientos fitoplanctónicos en el Mar Argentino. Imágenes satelitales de color casi-verdadero del sensor MODIS/Aqua (Fuente: <http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/>).

permite estimar la concentración de la clorofila-a (indicador de la abundancia fitoplanctónica) mediante la medición de la radiación reflejada por la capa superficial del mar haciendo uso de algún instrumento montado sobre una plataforma remota, como las satelitales. Esta técnica se conoce como radiometría del *color de mar* (Ocean Color Radiometry) y ha demostrado ser una

de las técnicas más fructíferas dentro de las tecnologías usadas en sensoramiento remoto (Platt et al., 2008). El color del mar es un buen indicador del contenido de pigmento y partículas en el agua, ya que tanto la clorofila como el agua y las partículas disueltas poseen características espectrales particulares. La absorción del agua aumenta con la longitud de onda; es baja en las regiones del verde y azul, pero se incrementa en longitudes de onda mayores. La clorofila-a (principal pigmento que poseen todas las células del fitoplancton) presenta un pico de absorción principal a 440 nm (azul) y uno secundario a 685 nm (rojo), y refleja en el verde. El resultado neto es un cambio desde agua azul a verde a medida que la concentración de clorofila-a aumenta. De esta manera, el monitoreo mediante el sensoramiento remoto del color del mar resulta una herramienta complementaria a las particularmente escasas mediciones de campo en el Atlántico Sudoccidental, ya que proveen una cobertura sinóptica, alta capacidad de revisita y un costo relativamente bajo (Platt et al., 2008). Las mediciones radiométricas satelitales del color del mar permiten estimar la concentración de clorofila-a (Cl-a) en la superficie para áreas muy extensas y observar sus variaciones espaciales y temporales. Así, la concentración de clorofila es comúnmente utilizada como indicador de la abundancia de fitoplancton (Morel and Berthon, 1989; Henson and Thomas, 2007), y suele ser un buen estimador de la misma (Huot et al., 2007).

Las técnicas de sensoramiento remoto del color del mar proveen una ventana para dar una mirada global a la biósfera marina y dar respuesta a problemas globales como el cambio climático (que produce acidificación de los océanos y aumento de la temperatura de los mares), la contaminación y erosión por la sobrepoblación de zonas costeras, la pérdida de biodiversidad por sobre-explotación de los recursos marinos, etc. Asimismo, la teledetección del color del mar puede proporcionar indicadores ecológicos que ayuden a caracterizar el cambio del ecosistema marino tras perturbaciones generadas por causas naturales o humanas, como así también monitorear variaciones interanuales y estacionales de los ecosistemas marinos (Platt et al., 2008). Además, permite delimitar zonas marinas a ser protegidas y el hábitat de especies en riesgo, como así también identificar potenciales zonas pesqueras, con el objetivo de hacer un mejor uso y aprovechamiento de los recursos pesqueros (Platt et al., 2008). Desde el lanzamiento del primer sensor que midió el color del mar a bordo del satélite Nimbus-7, el Coastal Zone Color Scanner (CZCS), en el año 1978, el uso de este tipo de datos satelitales ha ido creciendo notablemente y sus aplicaciones han sido muy variadas. Este tipo de imágenes permitieron por primera vez observar sinópticamente la distribución espacial y temporal de las floraciones fitoplanctónicas en distintas regiones del mundo, y también han permitido estimar la productividad primaria a escala global (Longhurst et al., 1995). Los mapas de clorofila satelital han

sido utilizados, asimismo, para predecir la influencia de fenómenos oceanográficos en el patrón de distribución de organismos marinos (Polovina et al., 2001) y para comprender el papel que cumple el océano en el ciclo del carbono y su influencia en el clima global (Aiken et al., 1992). Además, se han utilizado para determinar áreas favorables de pesca (Yáñez et al., 1996). En la figura 1.2, por ejemplo, puede observarse que la distribución de los barcos poteros (que pescan calamares) coincide en general con zonas de mayor concentración de Cl-a en la región sur del talud y plataforma continental.

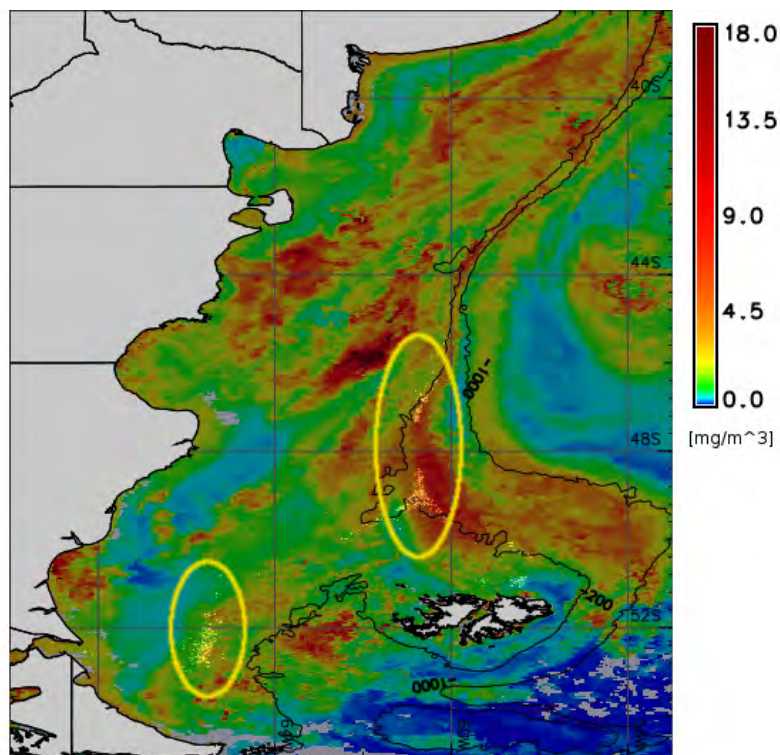


Figura 1.2: Mapa de concentración media de clorofila correspondiente a octubre de 2012 (MODIS/Aqua) superpuesto al mapa de luces nocturnas *black marble* (<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/NightLights/>) que muestra barcos poteros pescando calamares en el Mar Argentino (Fuente: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Malvinas/>).

Algunos florecimientos de algas, por su parte, pueden ser motivo de preocupación ya que ciertas especies son capaces de producir toxinas. Cuando las concentraciones celulares alcanzadas durante algunas floraciones son altas, estas toxinas pueden tener efectos biológicos graves en la vida silvestre y en la población humana (Landsberg, 2002; Sellner et al., 2003). Los florecimientos de algas compuestos por células que naturalmente producen biotoxinas son llamadas tradicionalmente *Mareas Rojas* por su efecto en el color del agua. No obstante, es más apropiado usar el término “Floraciones de Algas Nocivas” o “Harmful Algal Blooms -

HABs” en inglés, ya que no siempre la presencia de algas tóxicas está asociada a un cambio en la coloración del agua (Figura 1.3).



Figura 1.3: Imagen satelital MERIS color verdadero (casi-real) de una de las más severas floraciones algales nocivas en el Lago Erie, Estados Unidos, en el año 2011 (Fuente: <http://coastalscience.noaa.gov/news/habs/>).

Hay una serie de antecedentes que reportan HABs en el Mar Argentino (Carreto et al., 1986; Akselman, 1994) y posteriores eventos de envenenamiento por ingestión de moluscos bivalvos. El estudio de la variabilidad espacio-temporal de los florecimientos algales en el Mar Argentino intenta contribuir a la generación de estudios de base que permitan después detectar tempranamente y alertar sobre este tipo particular de florecimientos nocivos (Compagnucci, 2011). Asimismo, como el fitoplancton constituye la base de las cadenas tróficas marinas, conocer y caracterizar su dinámica y distribución puede también colaborar en el diseño de planes de manejo de los recursos pesqueros marinos, entre una gran cantidad de otras aplicaciones (Platt et al., 2008).

Por otra parte, Siegel et al. (2013) sostienen que el futuro del sensoramiento remoto en general, y de la radiometría del color del mar en particular, yace en la habilidad de las agencias espaciales para planificar más allá de una única misión y mantener medidas de reflectancia satelital de alta calidad en el largo plazo y con calibraciones entre distintos sensores. Las misiones satelitales futuras deberían permitir obtener una cobertura global de los océanos con bandas espectrales comunes entre los satélites y un acople más ajustado entre misiones. En lo

que respecta a florecimientos algales específicamente, el objetivo de las misiones futuras debería ser proveer un monitoreo preciso de HABs, inicio y magnitud de florecimientos algales en aguas costeras, junto con la asimilación de tamaño y composición del fitoplancton en modelos biogeoquímicos. El resultado de este tipo de esfuerzos sería una serie de tiempo satelital de parámetros relevantes a los estudios de florecimientos algales que permitiría el desarrollo de líneas de base ecológicas de gran utilidad e importancia para la detección temprana de cambios en la dinámica del océano (Siegel et al., 2013; McClain and Meister, 2012). En este sentido, la Comisión Nacional de Actividades Espaciales de Argentina (CONAE) en conjunto con la Agencia Espacial Brasileña (AEB) están desarrollando actualmente la misión **SABIA-Mar**, en el marco del programa de cooperación espacial entre Argentina y Brasil. Esta misión prevé la construcción y puesta en órbita de dos satélites orientados al estudio del color del mar, el SABIA-Mar A y el SABIA-Mar B. Ambos satélites brindarán información global de baja resolución (1000 m) e información de las costas de Sudamérica a resolución media (200 m). El objetivo principal de la misión SABIA-Mar (Satélite Argentino Brasileño para Información del Mar) es proveer información y productos para el estudio de los ecosistemas marinos, el ciclo del carbono, la dinámica costera y los hábitats marinos.

Uno de los principales productos que se prevén obtener del SABIA-Mar es la concentración de clorofila. Es por este motivo que resulta de gran importancia contar con una caracterización espacio-temporal de la concentración de clorofila-a (y su relación con eventos de floraciones algales) en el mar Argentino. Si bien existen algunos trabajos que han utilizado estimaciones satelitales de Cl-a en la plataforma continental argentina (Acha et al., 2004; Lutz et al., 2006; Rivas et al., 2006; Romero et al., 2006; Dogliotti et al., 2009, 2014; García et al., 2005, 2006; Lutz et al., 2010), muchos de ellos han sido limitados espacial o temporalmente por la disponibilidad de imágenes. En esta ocasión se pretende complementar los estudios existentes y aportar al conocimiento de la dinámica espacio-temporal del fitoplancton y los florecimientos fitoplanctónicos en el mar argentino, como contribución para la detección y alerta temprana de posibles HABs, el manejo de recursos pesqueros y el desarrollo posterior de productos satelitales similares en el marco de la misión SABIA-Mar (CONAE, 2013).

1.2 Hipótesis

Dadas las características ópticas de la clorofila-a (Cl-a) en la región visible del espectro electromagnético y su asociación directa con la abundancia de algas en el océano, el análisis de series temporales de productos satelitales de Cl-a permitirá estudiar la variabilidad espacio-temporal de los florecimientos algales en la plataforma continental y talud de la región patagónica.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Describir y caracterizar la variabilidad espacio-temporal de las floraciones algales en la Plataforma Continental y Talud en la región Patagónica mediante el uso del producto concentración de clorofila-a del sensor MODIS/Aqua.

1.3.2 Objetivos Específicos

1. Generar una serie de tiempo para el período 2003-2013 del producto concentración de clorofila-a de MODIS-Aqua nivel 3 (L3) para el área correspondiente a la Plataforma Continental y Talud de la región Patagónica
2. Analizar la variación de la disponibilidad de datos en dicha serie.
3. Mapear la variabilidad espacio-temporal de la concentración de clorofila-a satelital.
4. Mapear índices fenológicos asociados a los florecimientos algales.

1.4 Descripción de la presentación de tesis

El presente trabajo de tesis se ha organizado en función de los objetivos específicos propuestos: en el capítulo 2 se presentan brevemente los conceptos básicos relativos al fitoplancton, el sensoramiento remoto y las características de los sensores que miden el color del mar. Luego, en

el capítulo 3, se describe brevemente el área de estudio, sus características oceanográficas y biológicas, como así también algunos antecedentes de estudios de fitoplancton en el Mar Argentino. En el capítulo 4, se describen en mayor detalle las características del sensor MODIS y los productos de color de mar estándar. Se describen también los datos utilizados en este trabajo y el análisis de la disponibilidad de datos válidos en productos L3 de concentración de clorofila del sensor MODIS-Aqua. En el capítulo 5 se presentan los resultados obtenidos del análisis de variabilidad espacio-temporal de la concentración de clorofila obtenida de satélite y en el capítulo 6, se presentan los resultados correspondientes al rellenado y modelado de la serie de tiempo de Cl-a y la extracción de índices fenológicos para caracterizar los florecimientos algales. Por último, se establecen las consideraciones finales y conclusiones y se señala la importancia del uso de la información satelital para otras aplicaciones en forma conjunta con datos oceanográficos, biológicos y bio-ópticos.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1 Fitoplancton marino

En el océano existe un gran número de organismos microscópicos fotosintéticos que constituyen el fitoplancton. Pero por más pequeños que sean, estos diminutos organismos han demostrado jugar un rol fundamental en el ciclo global del carbono. En general, el fitoplancton comprende dos grupos principales de organismos: las cianobacterias fotosintéticas y las algas unicelulares (Figura 2.1) que se encuentran en las capas superficiales del océano iluminadas por la luz del sol. Estos organismos proveen alimento directa o indirectamente al resto de organismos marinos, constituyendo la base de las cadenas tróficas del ambiente marino. Además, emiten gran parte del oxígeno que se encuentra en la atmósfera y sus restos fósiles, enterrados y comprimidos por las fuerzas geológicas, se transforman en petróleo. Se ha demostrado asimismo que, estos organismos juegan un rol fundamental en el ciclado del dióxido de carbono atmosférico hacia la biósfera y de regreso a la atmósfera, ciclado que ayuda a controlar el clima de la Tierra (Falkowski, 2012). Ellos consumen el dióxido de carbono atmosférico que de otra manera se disolvería en el agua del mar volviéndola más ácida e inadecuada para la vida. Al remover el dióxido de carbono del agua también permiten que mayores proporciones de este gas difundan en el mar y se reduzcan sus niveles en la atmósfera. De este modo, los organismos fitoplanctónicos son cruciales en el ciclo global del carbono desde la atmósfera a la biósfera, a la tierra y de regreso al océano.

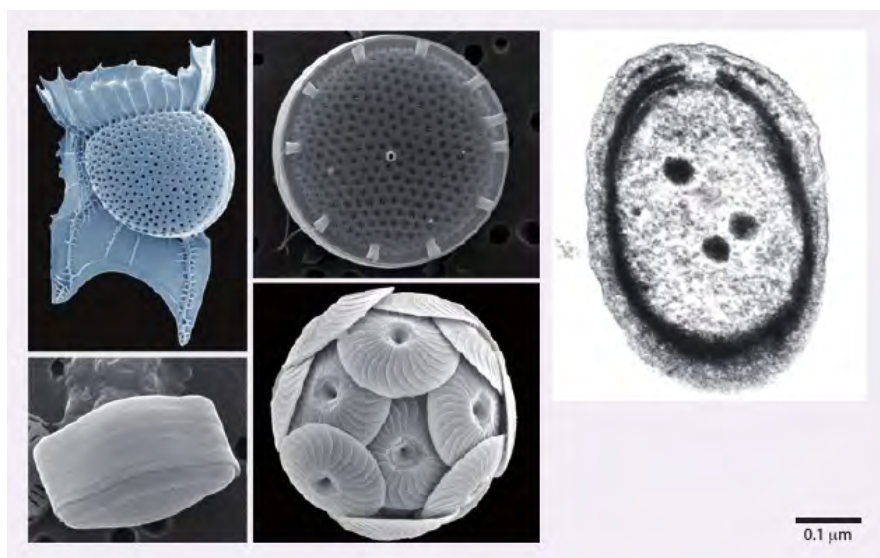


Figura 2.1: Imágenes de microscopía de diferentes células fitoplanctónicas. Tomado de [Falkowski \(2012\)](#).

La producción primaria a cargo del fitoplancton limita el crecimiento de los demás organismos marinos, tal como el crecimiento de las plantas limita el crecimiento del resto de los organismos terrestres. Determinar la productividad del fitoplancton permite entonces, determinar cuánto dióxido de carbono es tomado de la atmósfera. Los primeros estudios dirigidos a tal fin involucraron la toma de una gran cantidad de muestras de agua de los mares y océanos del mundo y la medición de la productividad utilizando la técnica de C^{14} ([Falkowski, 2012](#)). Si bien las estimaciones arrojaban resultados impactantes, estos parecían aún muy bajos para los estudiosos del mar. Además, aunque se tomaban miles de muestras en distintos lugares del mundo, las mismas eran temporalmente esporádicas y aún quedaban vastas regiones de las que no se tenía conocimiento alguno. Algunos métodos matemáticos podían ayudar a cubrir los *gaps* o faltantes de datos, pero tampoco era suficiente. No se podía saber realmente cuánto dióxido de carbono del agua circundante era capaz de tomar el fitoplancton ([Falkowski, 2012](#)).

Eran necesarias nuevas aproximaciones para obtener mediciones confiables y globales de la producción primaria de los océanos. Fue entonces que los científicos del mar se volcaron a los datos satelitales y particularmente a los correspondientes al primer sensor de color de mar (ver más adelante) lanzado por la NASA, el Coastal Zone Color Scanner (CZCS), que era capaz de monitorear las poblaciones fitoplanctónicas de todo el mundo cada semana. Las imágenes del CZCS fueron calibradas con las estimaciones de productividad *in situ* y entonces, las mediciones de color de mar se utilizaron para obtener estimaciones matemáticas de la productividad

del fitoplancton (Platt et al., 2008). Estos primeros resultados demostraron que la influencia global del fitoplancton oceánico había sido enormemente subestimada. Aunque el fitoplancton representa menos del 1% de la biomasa fotosintética de la Tierra, contribuye con casi la mitad de la productividad primaria global, lo que equipara su importancia a la de las plantas terrestres, en la modificación del ciclo del carbono y el dióxido de carbono (Field et al., 1998; Platt et al., 2008). Pero el fitoplancton no tiene raíces, troncos u hojas. Dónde va la materia orgánica que estos organismos generan? Se han propuesto dos escenarios al respecto:

1. En el primero de ellos, todo el fitoplancton de los primeros 100 m de la superficie iluminada del océano sería consumido en esa misma capa por organismos heterótrofos, animales y otros micro-organismos que descomponen la materia orgánica del fitoplancton para obtener energía y nutrientes. Estos procesos dan lugar a dióxido de carbono que instantáneamente queda disponible para ser tomado por otros organismos fitoplanctónicos que lo usan junto con la luz del Sol, para crecer. Así, los niveles de dióxido de carbono en la capa superficial del océano se mantendrían constantes y ninguno de los gases sería forzado a las capas profundas del océano.
2. En un segundo escenario, el fitoplancton muerto, restos de materia fecal y cuerpos de los organismos heterótrofos muertos se hundirían lentamente por debajo de los 500 m. En la oscuridad, organismos excavadores y otros micro-organismos descompondrían esta materia orgánica. Pero como estas aguas frías y profundas raramente se mezclan con las aguas superficiales, el dióxido de carbono y otros nutrientes quedarían almacenados en las profundidades del océano. Un ciclo muy lento de circulación en el océano profundo, devolvería a la superficie estas aguas ricas en dióxido de carbono, siglos después, devolviendo el dióxido de carbono a la atmósfera. En este escenario, la capa superficial del océano actuaría como una bomba biológica que envía el dióxido de carbono a las profundidades del océano por cientos de años (Figura 2.2).

Se comprobó posteriormente que ambos escenarios tienen lugar en el océano y que el fitoplancton todavía cumple su rol fundamental en el ciclo del carbono y el dióxido de carbono que, desde la revolución industrial ha aumentado notablemente. Sin embargo, el calentamiento global ha comenzado a ralentizar esta bomba de carbono que constituye el fitoplancton (Figura 2.2). Se ha cruzado información de concentración de clorofila estimada por satélites con datos de clima global para el período 1997-2005 y se observó que mientras el clima se volvía más cálido,

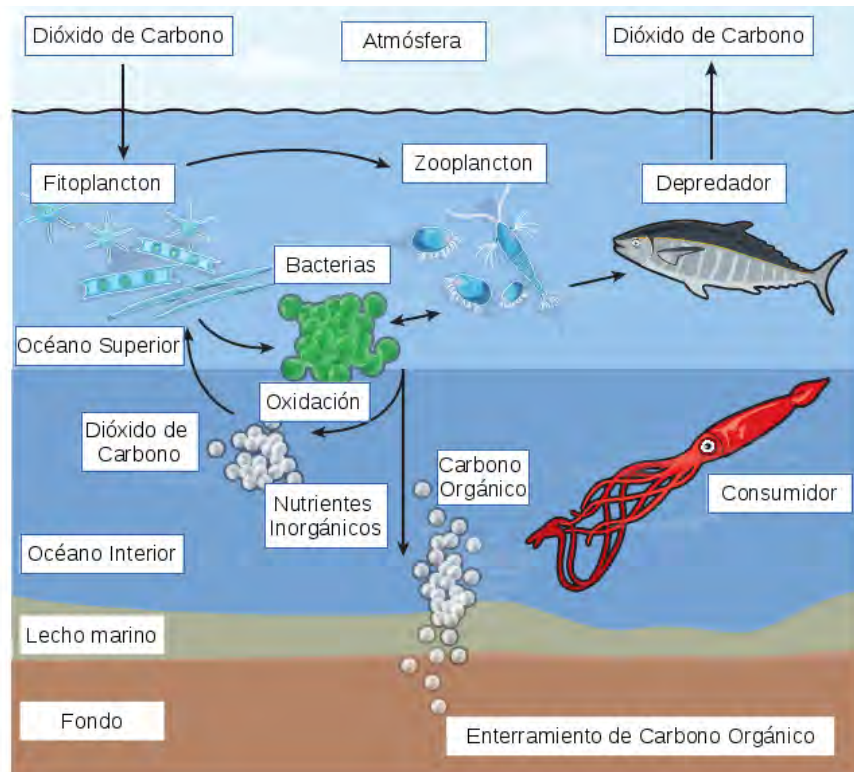


Figura 2.2: La bomba biológica de dióxido de carbono. El fitoplancton impulsa una bomba biológica que utiliza la energía del Sol para mover carbono atmosférico al interior del océano, disminuyendo así los niveles de dióxido de carbono de la atmósfera. Tomado de [Falkowski \(2012\)](#).

la capa superficial del océano se calentaba ([Behrenfeld et al., 2006](#)). Al calentarse, el agua se vuelve menos densa y es más probable que flote por sobre las capas más frías y ricas en nutrientes sin mezclarse con ellas. De este modo, la capa superficial y cálida de estas aguas estratificadas, contiene menor concentración de nutrientes, menos fitoplancton y por consiguiente, es capaz de bombear menor cantidad de dióxido de carbono a las capas profundas del océano. Así, a medida que el clima terrestre se calienta, la fijación del carbono en los océanos disminuiría ([Behrenfeld et al., 2006](#)). Si esto ocurre, se verán claramente alterados los ecosistemas marinos, y la concentración de dióxido de carbono atmosférico será mayor.

De aquí que el estudio de las variaciones de la productividad de los océanos tanto en la dimensión espacial como temporal adquiera cada vez mayor relevancia y, en este sentido el desarrollo de satélites que midan color de mar con mejores resoluciones espaciales, temporales y radiométricas, como así también el procesamiento de esos datos y los modelos para estimar productividad primaria a partir de los mismos se vuelve crucial.

2.2 Fundamentos físicos de teledetección

2.2.1 Que es la teledetección o sensoramiento remoto?

La teledetección (o sensoramiento remoto) es una técnica que permite adquirir información mediante el análisis de datos colectados por instrumentos que no están en contacto físico con los objetos investigados. Los sensores remotos, generalmente a bordo de aviones o satélites que orbitan la Tierra, miden la energía o radiación electromagnética (REM) que es reflejada o emitida por los objetos (Chuvieco, 2010). La observación sistemática de la Tierra es clave para comprender y pronosticar la evolución de los sistemas dinámicos terrestres. La superficie de la Tierra sufre constantes modificaciones debidas a la evolución de la naturaleza, al hombre, y la interacción entre ambos. Conocer en detalle el comportamiento de estos sistemas tiene gran importancia en la predicción de escenarios futuros y es entonces, cuando la teledetección se convierte en una herramienta fundamental, pues complementa e incrementa la cobertura de las mediciones *in situ* de ciertas variables. Un mejor entendimiento del funcionamiento de la Tierra y de las causas e impactos del cambio climático motivan la evolución permanente de las técnicas y aplicaciones en teledetección e incrementan la demanda de mejoras en la precisión y fiabilidad de los datos obtenidos mediante la teledetección.

Un sistema de teledetección espacial está formado por diferentes componentes (Chuvieco 2010, Figura 2.3):

1. Fuente de energía: es el origen de la radiación que detecta el sensor. Puede ser externo, por ejemplo, el sol (teledetección pasiva); o propia, o sea, emitida por el mismo sistema (teledetección activa).
2. Medio de propagación: a través del cual viaja la energía y la información.
3. Cubierta terrestre: que recibe la energía proveniente de la fuente y la refleja, aunque también puede emitir su propia energía.
4. Sistema sensor: compuesto por el sensor y la plataforma que lo sostiene.
5. Sistema de recepción: donde se recibe la información transmitida por la plataforma.
6. Intérprete: que convierte los datos recibidos en información temática de interés.

7. Usuario final: que analiza el producto y hace uso del mismo para la toma de decisiones.

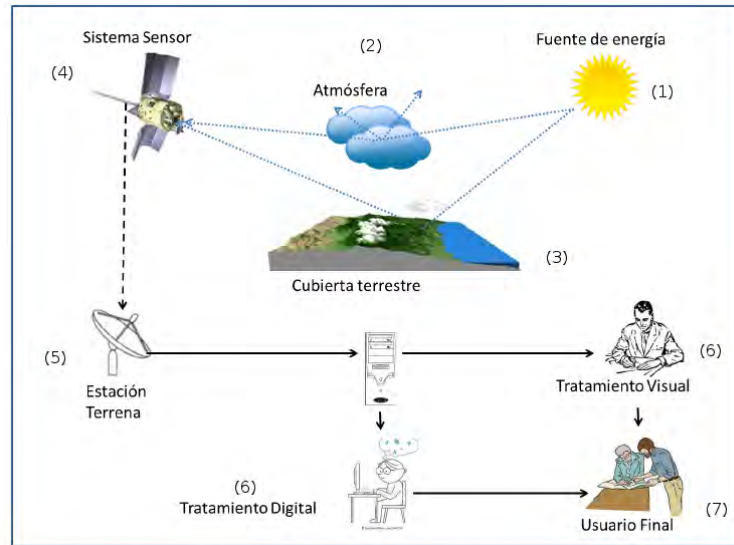


Figura 2.3: Componentes de un sistema de teledetección (Chuvieco, 2010).

2.2.2 Sensores que miden color del mar

La *teledetección del color del mar* consiste en la medición de la radiación proveniente de los océanos en la región visible e infrarrojo del espectro electromagnético con el objetivo de obtener información cuantitativa sobre el tipo y concentración de las sustancias presentes en el agua a partir de la variación de la forma espectral y de la magnitud de la señal que proviene del agua (Sathyendranath, 2000). Estos sensores son capaces de monitorear el flujo de energía que refleja la superficie del mar en varias longitudes de onda en la región visible (VIS), entre 0.4 y 0.7 μm , e infrarrojo cercano (NIR), entre 0.7 y 1.3 μm (Figura 2.4). Tales sensores funcionan de día (durante las horas de luz solar), ya que utilizan al sol como fuente de energía.

La REM que llega al sensor situado en el tope de la atmósfera (TOA) puede describirse como la suma de diferentes componentes (Figura 2.5). De esta forma, la radiación total que llega al sensor (1) tiene en realidad contribuciones de (Sathyendranath, 2000):

- Radiación dispersada por las partículas de la atmósfera (2).
- Radiación reflejada especularmente en la superficie del mar (3).

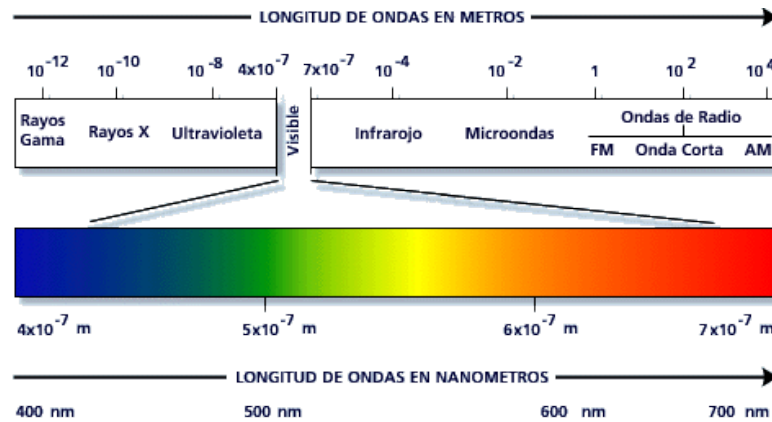


Figura 2.4: Espectro electromagnético.

- Radiación que emerge de la capa superficial del mar luego de interactuar con las sustancias presentes en el agua (4). Esta radiación atraviesa la atmósfera por lo que se ve atenuada en su viaje hacia el sensor debido a los fenómenos que allí ocurren.

De estas tres componentes, solamente la radiación que proviene de la capa superficial del mar es la que aporta información útil sobre las propiedades ópticas y constituyentes del mar. En la mayoría de los casos el mar es lo suficientemente profundo como para que la señal del fondo sea detectada por el sensor y por lo tanto no es considerada en la descomposición de la señal.

Las contribuciones atmosférica y especular en este contexto representan ruido generado por la dispersión producida tanto por las moléculas del aire como por las partículas (aerosoles) allí presentes. A la altura a la que opera el sensor a bordo del satélite, más del 80% de la radiación que alcanza al detector proviene de la atmósfera (Morel, 1980), y un error pequeño en la estimación de la contribución atmosférica puede causar una diferencia significativa en la estimación de la componente que proviene del agua. De aquí que las técnicas de corrección atmosférica constituyan una parte muy importante del estudio del color del mar (Sathyendranath, 2000).

2.2.3 Factores que afectan la señal proveniente del océano

Suponiendo que la contribución de la atmósfera en la señal que mide el sensor pudiera ser correctamente estimada, resta interpretar la reflectancia que emerge del agua en términos de las propiedades ópticas de la capa superficial del mar. La radiación proveniente de la superficie

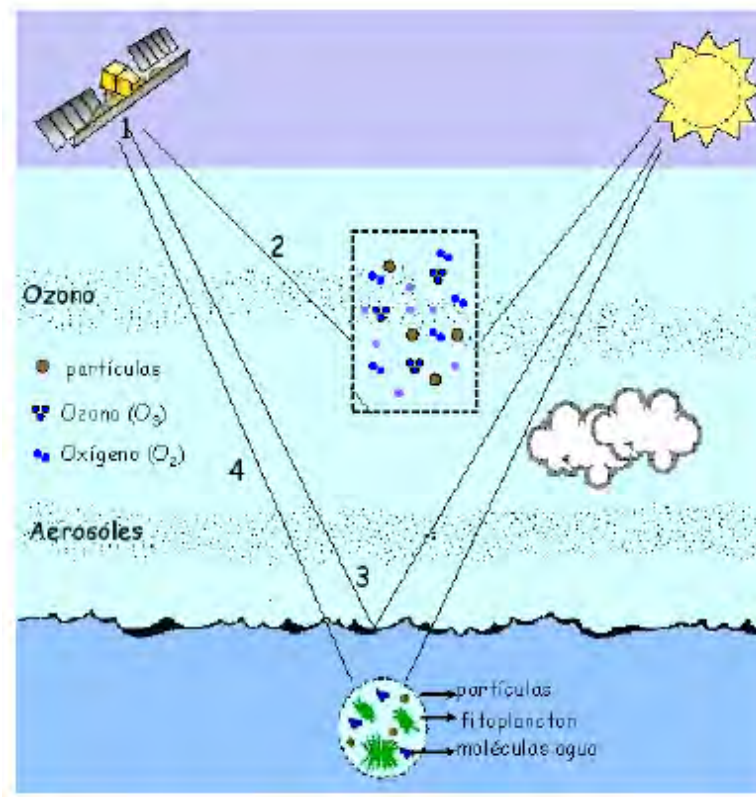


Figura 2.5: Caminos que recorre la luz que llega al sensor. Ver referencias en el texto. Tomado de Dogliotti (2007).

del mar se ve determinada por las características espectrales de la absorción y dispersión de los distintos componentes que pueden encontrarse en el cuerpo de agua (Figura 2.6). En el caso de aguas poco profundas y claras una parte importante de esta radiación, además, puede llegar al fondo y ser reflejada, y parte de esta radiación puede eventualmente alcanzar el sensor. Las técnicas de teledetección involucran el análisis de las modificaciones que sufre la radiación proveniente del mar a fin de derivar información cuantitativa acerca del tipo y la concentración de las sustancias presentes en el agua.

La información que proveen los sensores satelitales que miden el color del mar proviene de la primera profundidad óptica, definida por Gordon and McCluney (1975) como la profundidad de la capa de la cual proviene el 90% de la radiación que sale del cuerpo de agua y es la profundidad a la cual la radiancia superficial es reducida en un 37% ($1/e$). Es por esto que la concentración de las sustancias estimada a través del uso de sensores remotos se limita a esta capa superficial del cuerpo de agua, de donde proviene dicha señal. Esta profundidad puede variar desde unos pocos milímetros en aguas muy turbias a unos cuantos metros en aguas muy

claras (Sathyendranath, 2000).

Antes de describir las sustancias que afectan la radiación que proviene de la superficie de los océanos, es necesario definir qué se entiende por agua pura. En este contexto, se denomina *agua pura* o más bien *agua de mar pura* a un medio hipotético desprovisto de toda sustancia excepto las moléculas de aguas mismas y las sales inorgánicas típicas del océano que se hallan disueltas en ella. Cabe destacar que existe una diferencia entre este término y el de *agua dulce pura*, que no contiene sales disueltas (Sathyendranath, 2000).

Se conoce que las propiedades ópticas de los cuerpos de agua naturales se ven modificadas por varias sustancias (Sathyendranath, 2000), que pueden clasificarse en:

- *Fitoplancton*: que incluye a las algas unicelulares y a otros organismos microscópicos. Por conveniencia se llama a este grupo “fitoplancton” ya que las algas son el componente que más influye sobre las propiedades ópticas.
- *Materia orgánica disuelta coloreada (CDOM o sustancia amarilla)*: es un grupo de sustancias orgánicas disueltas compuestas por ácidos húmicos y fúlvicos. Pueden tener origen local por la degradación del fitoplancton u otras partículas orgánicas, o provenir de un aporte externo tal como la descarga de ríos que atraviesan suelos ricos en materia orgánica. Poseen una absorción variable y se conoce que sufren foto-degradación.
- *Material particulado en suspensión*: puede ser de origen orgánico (no pigmentado) o inorgánico. El material orgánico puede estar compuesto por virus, bacterias, coloides, detritos y partículas de mayor tamaño como el zooplancton. El componente inorgánico está formado principalmente por la erosión de rocas. Las zonas costeras poco profundas y cuerpos de agua internos son susceptibles a la modificación del color de sus aguas por los sedimentos alzados por oleajes y/o corrientes. Los estuarios, las aguas oceánicas cerca de la desembocadura de ríos, y las regiones con diferencia de mareas son áreas en donde la materia inorgánica suspendida tiene gran influencia sobre el color del mar. No se incluye aquí un único material sino una familia de materiales con características propias, como por ejemplo: las arenas blancas de las playas de corales, arcilla, polvo continental y cenizas volcánicas arrastradas por el viento.

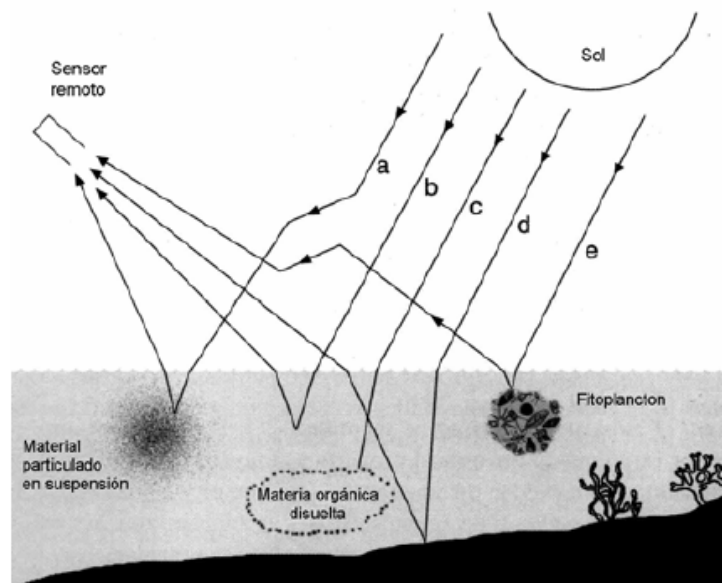


Figura 2.6: Procesos que influyen en la radiación que emerge del agua (adaptado de [Sathyendranath 2000](#)). a) Dispersión hacia arriba debido al material particulado en suspensión; b) dispersión hacia arriba debido a las moléculas de agua; c) absorción debido a la materia orgánica disuelta (sustancia amarilla); d) reflexión del fondo y e) dispersión hacia arriba debido al fitoplancton.

Además de los tres tipos de sustancias listadas anteriormente, la radiación reflejada por el fondo de un cuerpo de agua también puede influir el color del mar si el agua es lo suficientemente clara y poco profunda. El tipo de sustancias disueltas y el tipo de fondo también influirán en la manera en que los efectos del fondo se manifiesten sobre el color del agua detectada por un sensor remoto ([Sathyendranath, 2000](#)).

2.2.4 Algoritmos para estimar concentración de sustancias ópticamente activas

Si bien se reconoce que los tres grupos de sustancias anteriormente descritas influyen sobre el color del mar, el uso más ampliamente establecido de los datos de color de mar se asocia a la estimación de la biomasa fitoplanctónica en las aguas oceánicas. La necesidad de estimaciones precisas de la concentración de clorofila en aguas abiertas y costeras ha guiado la investigación en el desarrollo de algoritmos durante los últimos 30 años. Típicamente, los algoritmos para la interpretación de datos satelitales se construyen calibrando los cambios en el color del mar con los cambios en la concentración de clorofila-a en las capas superficiales del mar. Estos algoritmos simples funcionan mejor si las sustancias distintas al fitoplancton son insignificantes

o, al menos, están correlacionadas con el fitoplancton. Grandes partes de la superficie del mar y muchos cuerpos de agua continentales cumplen con alguna de esas condiciones y, por ende, los algoritmos simples han sido muy satisfactorios en estimar la concentración de clorofila a partir de sensoramiento remoto (Sathyendranath, 2000). No obstante, estos algoritmos suelen fallar o tienen altas probabilidades de fallar en aguas en las que el material particulado y las sustancias amarillas o el fondo tienen mayor importancia en la señal (Sathyendranath, 2000).

Existen varias formas de obtener información sobre la concentración de las sustancias ópticamente activas presentes en el agua a partir de la radiancia sensada remotamente. Una de ellas consiste en aplicar modelos de inversión que permiten obtener información cuantitativa del tipo y concentración de las sustancias presentes a partir de la variación espectral y de la magnitud de la señal que proviene del agua. Esto, no obstante, es sólo posible en forma teórica y en la práctica, se recurre a aproximaciones. Los algoritmos semi-analíticos o semi-empíricos proveen una solución a los problemas de inversión, pues utilizan la relación entre los componentes presentes en el agua y las propiedades ópticas inherentes (IOPs, absorción y dispersión) para después relacionarlas con la reflectancia sensada remotamente (Lee, 2006). Algunas IOPs son parametrizadas con datos medidos, y también utilizan ciertas aproximaciones para simplificar el problema (por ejemplo considerar que las IOPs varían sólo en función de la Cl-a), lo que hace que los algoritmos semianalíticos sean en cierto grado empíricos.

Los algoritmos empíricos propiamente dichos, por su parte, se obtienen mediante una regresión estadística entre radiancias o reflectancias en ciertas longitudes de onda y la concentración de componentes específicos como el fitoplancton y los sedimentos en suspensión medidos *in situ*. Los algoritmos empíricos que se utilizan para estimar la biomasa fitoplanctónica hacen uso de las propiedades ópticas de la clorofila-a (que presenta mayor absorción o menor reflectancia en la región azul del espectro). La tendencia observada es que a medida que aumenta la concentración de fitoplancton (Cl-a), la reflectancia disminuye en la región del azul ($0.4 \mu\text{m}$) y aumenta en la región del verde ($0.515\text{-}0.6 \mu\text{m}$). De esta manera, los algoritmos utilizan la diferencia o el cociente de las reflectancias medidas en bandas ubicadas en estas dos regiones del espectro y los relacionan con la concentración de Cl-a. La ventaja de utilizar el cociente es que se compensa parcialmente la influencia de otras sustancias que puedan estar presentes en el agua y también se disminuyen algunos de los efectos producidos por la atmósfera que no fueron completamente eliminados con la corrección atmosférica.

Los algoritmos empíricos se obtienen a partir de mediciones de campo de la concentración de Cl-a y de la radiancia proveniente del agua marina (L_w) o reflectancia teledetectada (R_{rs}) mediante una regresión del logaritmo de Cl-a y el logaritmo del cociente de las reflectancias en el azul (λ_1) y el verde (λ_2). Estas longitudes de onda (λ_1 y λ_2) dependen del sensor que se utilice (ver Capítulo 4, Sección 4.1.3). La ventaja que tienen los algoritmos empíricos es que son simples, fáciles de derivar, implementar y probar. Pero debido a su naturaleza empírica, generalmente tienen validez regional y son muy sensibles a cambios en el tipo y la concentración de las sustancias que se encuentren en el agua.

2.2.5 Ventajas y desventajas del sensoramiento remoto del mar

La teledetección desde satélites tiene numerosas aplicaciones, gracias a las ventajas que ofrece frente a otros medios de observación más convencionales. Entre las ventajas se destaca la cobertura global, exhaustiva, panorámica y repetitiva de la superficie terrestre, sumado al formato digital de almacenamiento de la información. Entre las principales desventajas, en la región visible e infrarrojo, se puede mencionar la interferencia debida a la presencia de la atmósfera y la cobertura nubosa, que puede reducir notablemente la resolución temporal en algunas zonas. En la región de las microondas, en cambio, la atmósfera y la cobertura nubosa no son limitantes.

El uso de la información satelital en el área de color de mar, también presenta ciertas limitaciones. Entre ellas pueden mencionarse:

1. la dificultad para estimar la concentración de la Cl-a en aguas costeras debido a la presencia de sedimentos y materia orgánica disuelta coloreada que también modifican las propiedades ópticas del agua;
2. la presencia de nubes que limita adicionalmente el uso de este tipo de información, en especial en altas latitudes;
3. la exactitud de los valores calculados mediante la aplicación de algoritmos empíricos desarrollados a partir de una gran base global de datos bio-ópticos, en la cual las aguas del Hemisferio Sur se encuentran muy poco representadas, y
4. provee solamente información de la capa superficial del mar (primera profundidad óptica)

No obstante, a pesar de las limitaciones e incertidumbres mencionadas, las estimaciones satelitales proveen una información invaluable ya que se pueden comparar con valores medidos en el campo y funcionar luego como entradas para modelos integrados, que permitan profundizar el conocimiento sobre el funcionamiento y evolución de los ecosistemas marinos.

2.2.6 Misiones orientadas a color de mar

Como ya fuera mencionado anteriormente, el primer sensor dedicado a la teleobservación satelital del color del mar fue el Coastal Zone Color Scanner (CZCS), lanzado en 1978 por la NASA a bordo del satélite Nimbus 7 (Sathyendranath, 2000). Si bien fue concebida como una misión de prueba, superó todas las expectativas en cuanto a la importancia de los resultados y la magnitud de las aplicaciones. Esta misión funcionó hasta 1986 y tuvo que pasar casi una década para que una nueva serie de sensores de color de mar más sofisticados fueran puestos en órbita.

El CZCS contaba con un número reducido de bandas en la región visible del espectro electromagnético (cuatro en el VIS, 1 en el NIR y 1 en el infrarojo térmico). El objetivo de la misión fue bastante modesto, simplemente medir la radiación proveniente del océano en esas longitudes de onda con la finalidad de inferir la concentración de pigmentos de fitoplancton en las capas superficiales del océano. A pesar de su nombre, los resultados obtenidos no fueron aplicables a las zonas costeras debido a la complejidad de la composición del agua.

La experiencia del CZCS y de las misiones posteriores ha dejado como enseñanza que la teleobservación del color del mar es mucho más compleja de lo que se creía inicialmente, por lo que las nuevas generaciones de sensores para medir color de mar se han diseñado con mejores resoluciones radiométricas y espectrales (Sathyendranath, 2000). En la tabla 2.1 figuran los sensores que miden el color del mar que se encuentran actualmente en órbita y algunas de sus características, tales como el satélite donde se encuentran, la fecha de lanzamiento, la franja de barrido y la resolución espacial y espectral. Actualmente, la Agencia Espacial Europea (ESA) prepara para el 2015 el lanzamiento del sensor OLCI (Ocean Land Colour Instrument) a bordo del satélite Sentinel-3, sucesor de MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer). OLCI contará con 21 bandas, un diseño optimizado para minimizar el sun-glint y una resolución de 300 m sobre toda la superficie terrestre (Fuente: http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Copernicus/Sentinel-3). Por su parte, la NASA está trabajando en la misión PACE

(Pre-Aerosol, Clouds, and ocean Ecosystem), otro satélite que brindará continuidad a los datos MODIS y cuyo foco será la obtención de datos globales de color de mar, nubes, y aerosoles en la atmósfera ([PACE Mission Science Definition Team, 2012](#)).

Tabla 2.1: Sensores que miden color de mar que se encuentran actualmente en órbita (<http://www.ioccg.org/sensors/current.html>).

Sensor	Agencia	Satélite	Fecha de lanzamiento	Ancho de barrido (km)	Resolución espacial (m)	Número de bandas	Cobertura espectral (nm)	Orbita
COCTS	CNSA	HY-1B	Abril 11, 2007	2400	1100	10	402 - 12,500	Polar
CZI	(China)	(China)		500	250	4	433 - 695	
GOCI	KARI/KIOST (South Korea)	COMS	Junio 26, 2010	2500	500	8	400 - 865	Geostacionaria
HICO	ONR, DOD y NASA	JEM-EF Int. Space Stn.	Sept 18, 2009	50	100	124	380 - 1000	15.8 órbitas p/d
MERSI	CNSA (China)	FY-3A (China)	Mayo 27, 2008	2400	250/1000	20	402-2155	Polar
MERSI	CNSA (China)	FY-3B (China)	Nov 5, 2010	2400	250/1000	20	402-2155	Polar
MERSI	CNSA (China)	FY-3C (China)	23 Sept 2013	2400	250/1000	20	402-2155	Polar
MODIS-Aqua	NASA (USA)	Aqua (EOS-PM1)	Mayo 4, 2002	2330	250/500/1000	36	405-14,385	Polar
MODIS-Terra	NASA (USA)	Terra (EOS-AMI)	Dic 18, 1999	2330	250/500/1000	36	405-14,385	Polar
OCM-2	ISRO (India)	Oceansat-2 (India)	Sept 23, 2009	1420	360/4000	8	400 - 900	Polar
VIIRS	NOAA (USA)	Suomi NPP	Oct 28, 2011	3000	375 / 750	22	402 - 11,800	Polar

2.2.6.1 La misión SABIA-Mar

La Comisión Nacional de Actividades Espaciales de Argentina (CONAE) conjuntamente con la Agencia Espacial Brasileña (AEB) están desarrollando la misión SABIA-Mar (Satélite Argentino Brasileño para la Información del Mar). El principal objetivo de la misión es proveer información y productos para el estudio de los ecosistemas marinos, el ciclo del carbono, la dinámica costera y los hábitats marinos.

Los sensores ópticos del SABIA-Mar tendrán bandas espectrales compatibles con los sensores SeaWiFS, MODIS y MERIS. SABIA-Mar contará con una resolución de 200 m para las áreas de interés que constituyen las zonas costeras y marítimas de Argentina y Brasil, como así también las aguas continentales de América del Sur; y una resolución de 1 km para estudios regionales y de cobertura global del océano. Ésta última permite mantener una continuidad y compatibilidad con las demás misiones de color de mar (Siegel et al., 2013). Además, SABIA-Mar contará con bandas similares a MODIS incluyendo algunas más para mejorar la corrección atmosférica en aguas costeras y para estimar concentración de material particulado en suspensión en aguas muy turbias (CONAE, 2013; Knaeps et al., 2012).

Capítulo 3

Área de estudio

3.1 Descripción general del área de estudio

El presente estudio se focalizó en la plataforma patagónica argentina (al sur de 38° S), talud continental y parte del océano adyacente hasta los 55° O (área delimitada por la línea de trazo rojo en la figura 3.1). Los límites de la plataforma continental están definidos por la línea de costa, las corrientes de borde a lo largo del talud continental y la interfase mar-atmósfera (Figura 3.1). La plataforma continental Argentina tiene una superficie aproximada de 1.000.000 de km², ocupando un 3.3% de las superficie total que cubren las plataformas continentales del globo (Parker et al., 1997).

La plataforma patagónica se extiende a partir de la costa con suave pendiente ($< 1/1000$), escasa profundidad (< 200 m) y escaso relieve, hasta una zona donde su pendiente general cambia bruscamente y las profundidades aumentan rápidamente hasta alcanzar 4000 o 5000 m (Parker et al., 1997). Este declive se denomina talud continental y más allá del mismo se encuentra la cuenca oceánica. La distancia entre la costa y el borde de la plataforma, en general crece de Norte a Sur; a la altura de Bahía Blanca (Buenos Aires) el borde se encuentra a 170 km, frente a Puerto Deseado (Santa Cruz) a 350 km y frente a Bahía Grande (Santa Cruz) dicho borde se encuentra a unos 850 km de la costa.

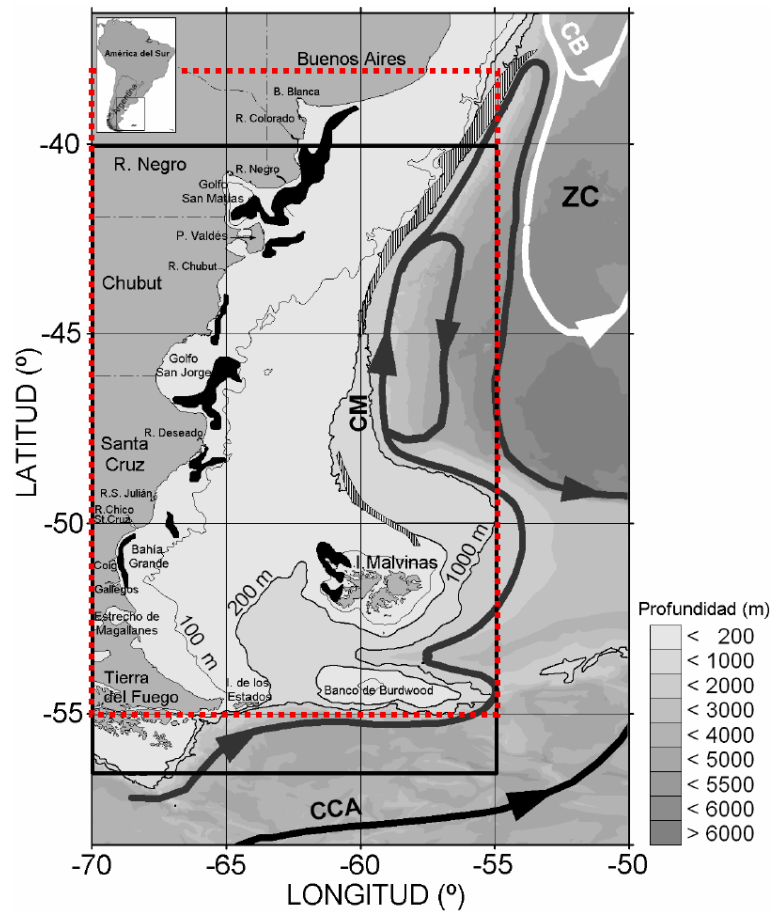


Figura 3.1: Esquema de la circulación sobre el Océano Atlántico Sudoccidental (ASO) donde se muestra la Corriente Circumpolar Antártica (CCA), la de Malvinas (CM), la de Brasil (CB), así como la Zona de Confluencia de las corrientes de Malvinas y de Brasil (ZC). La batimetría se muestra en tonos de gris y las líneas negras corresponden a las isobatas de 100, 200 y 1000 metros. El recuadro en línea punteada roja muestra el área de estudio del presente trabajo. En la plataforma se muestran los frentes térmicos medios de enero obtenidos a partir de imágenes satelitales de temperatura (gradiente superficial $>0.05 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$); los frentes de marea aparecen en negro y el sistema frontal del talud como una zona rayada blanca y negra (adaptado de [Rivas et al. 2006](#); [Dogliotti 2007](#)).

3.2 Oceanografía física del área de estudio

3.2.1 Masas de agua

Las aguas subantárticas del extremo norte del Pasaje de Drake y de la Corriente de Malvinas (CM) son la principal fuente de las masas de agua de la plataforma ([Guerrero and Piola, 1997](#)). La Corriente de Malvinas es una rama de la Corriente Circumpolar que fluye hacia el norte a lo largo del talud continental ([Piola and Gordon, 1989](#)), siendo la fuente principal de macronutrientes (especialmente nitratos) que alimenta la intensa producción de fitoplancton que se

observa en la plataforma exterior (Brandhorst and Castello, 1971; Signorini et al., 2009). El agua subantártica que ingresa a la plataforma entre las Islas Malvinas y Tierra del Fuego se ve modificada sustancialmente por el aporte de aguas diluídas provenientes de la descarga de los ríos patagónicos, los canales fueguinos y el estrecho de Magallanes. La lengua de baja salinidad que penetra desde el Estrecho de Magallanes forma la llamada Corriente Patagónica (Brandhorst and Castello, 1971; Palma et al., 2008), que recorre la plataforma continental hacia el noreste, siguiendo la orientación de las isobatas. Procesos físicos como el intercambio de calor y agua con la atmósfera, la mezcla inducida por el viento y las mareas, la difusión y la mezcla lateral alteran las características del agua subantártica de la plataforma. El área de estudio se encuentra al sur del área de influencia de las aguas del Río de la Plata, cuya manifestación en primavera y en verano puede llegar aproximadamente hasta la latitud de Mar del Plata (Guerrero et al., 1997).

La estratificación de la columna de agua en la Plataforma Patagónica varía estacionalmente. La termoclina se desarrolla en primavera, se intensifica en verano, decae en otoño y se rompe completamente en el invierno (Piola and Rivas, 1997; Rivas and Piola, 2002). La evolución estacional de la estratificación vertical juega un rol importante en el intercambio de nutrientes con la capa profunda y el mantenimiento del fitoplancton sobre la superficie.

En base a la distribución espacial de salinidad en superficie Guerrero and Piola (1997) han descrito la presencia de cuatro masas de agua sobre la plataforma continental. En la región patagónica se encuentran:

1. aguas costeras con baja salinidad ($< 33,4$ ups) en la boca del estrecho de Magallanes y costa de la provincia de Santa Cruz;
2. aguas costeras con alta salinidad ($33,8 - 34,0$ ups), en zona central y sur de la Provincia de Buenos Aires, y en el interior de los golfos San Matías y Nuevo;
3. aguas de plataforma media o central de moderada salinidad ($33,4 - 33,7$ ups), a lo largo de la plataforma central desde $\approx 40^\circ$ S hasta $\approx 55^\circ$ S;
4. aguas de la plataforma externa o talud de alta salinidad ($33,7 - 34,0$ ups), en la franja externa de la plataforma continental.

3.2.2 Circulación

La circulación en la región oceánica está dominada por el flujo en sentido opuesto de las Corrientes de Malvinas y de Brasil (CB). La corriente fría de Malvinas (de baja salinidad y rica en nutrientes) se origina a partir de las aguas de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) y fluye hacia el norte desde el pasaje Drake a lo largo del talud continental hasta encontrarse con la corriente cálida de Brasil de origen subtropical (de alta salinidad y pobre en nutrientes) en la llamada Zona de Confluencia (ZC), a partir de la cual ambas corrientes se separan del talud continental y se dirigen hacia el océano abierto (Piola and Rivas, 1997).

Las mediciones de corrientes en la plataforma continental son pocas y de corta duración, por lo que resultan inadecuadas para revelar los rasgos de la circulación general (Piola and Rivas, 1997). La circulación media se infiere generalmente a partir de la distribución de propiedades físico-químicas, indicadores biológicos y modelos físico-matemáticos. En la región sur de la plataforma la circulación depende del viento local, la propagación de las ondas de marea, la descarga de agua dulce y la influencia de las corrientes profundas (Sabatini et al., 2004). Los vientos del Oeste predominan todo el año e inducen una circulación media superficial hacia el NNE (nor-noreste). La distribución horizontal de propiedades físico químicas (Brandhorst and Castello, 1971), la distribución y abundancia de microorganismos planctónicos, así como resultados de modelos numéricos (Palma et al., 2004) sugieren la existencia de una corriente media permanente en la dirección NNE, denominada por Brandhorst and Castello (1971) como la Corriente Patagónica (CP). Esta corriente está formada por aguas de baja salinidad provenientes del estrecho de Magallanes y del desprendimiento de aguas de la CCA que se extienden hacia el NNE próximo a la costa hasta los 47° S, donde se separan para ubicarse en la plataforma central (Guerrero and Piola, 1997).

3.2.3 Zonas Frontales

Los frentes son zonas en las que se observan cambios horizontales abruptos de temperatura y/o salinidad. Son relativamente angostos y se caracterizan por una intensificación de los gradientes horizontales de propiedades físicas y químicas que separan áreas más extensas con diferente estructura vertical. Los frentes y las corrientes asociadas juegan un papel importante en el transporte de calor y sal, en la interacción mar-atmósfera y en el funcionamiento del ecosistema.

Los procesos físicos asociados con la formación de los frentes median el pasaje de agua de un lado (homogéneo y rico en nutrientes) hacia el otro (estratificado) del frente y son probablemente los responsables de la mayor biomasa y tasa de crecimiento del fitoplancton que se observa en el frente.

Sobre la Plataforma Patagónica encontramos dos tipos de frentes: los frentes costeros de marea y el frente del talud bordeando la plataforma exterior. Estos dos tipos de frentes delimitan masas de aguas con diferentes características definidas en función de la salinidad ([Guerrero and Piola, 1997](#)).

El frente del talud separa aguas estratificadas de la plataforma de las aguas de la CM ([Carreto et al., 1995](#)). Este frente puede rastrearse desde el banco de Burdwood hacia el norte bordeando el talud, rodeando las islas Malvinas hasta la zona de Confluencia de la CM y la CB ([Acha et al., 2004](#)). A diferencia de los frentes de marea, los frentes de talud son más estables ya que están fuertemente controlados por la topografía.

Los frentes de marea ocurren en regiones someras en donde las corrientes de marea son moderadas o fuertes. Surgen debido al balance entre el calentamiento producido por la radiación solar que tiende a estratificar la columna de agua y las corrientes de marea que producen mezcla turbulenta por fricción con el fondo y la costa y tienden a destruir dicha estratificación. Están caracterizados por tres tipos de agua de diferentes temperaturas: el agua superficial estratificada, el agua de fondo estratificada y el agua costera homogénea. En la zona superficial estratificada, el fitoplancton aumenta rápidamente en el inicio de la primavera debido a la presencia de nutrientes siguiendo el desarrollo de la termoclina. Luego, los niveles de crecimiento fitoplanctónico se estabilizan y permanecen constantes hasta el verano, durante el cual las bajas concentraciones de nutrientes limitan la actividad. En esta región estratificada las concentraciones de clorofila duplican a las de la zona homogénea. La zona costera homogénea está limitada por condiciones de luz, más que por nutrientes, debido a que la mezcla vertical limita el tiempo en que los organismos permanecen cerca de la superficie iluminada. La parte profunda del lado estratificado del frente no recibe luz suficiente para que se produzca fotosíntesis a niveles significativos ([Sharples and Simpson, 2009](#)), mientras que en la zona de transición se dan las condiciones más favorables para el crecimiento del fitoplancton.

Los frentes de marea en la PCP (Plataforma Continental Patagónica) se desarrollan en verano entre las aguas costeras verticalmente homogéneas y las aguas estratificadas de la plataforma media (Carreto et al., 1986). La amplitud de las mareas en la PCP es de las más altas del mundo y genera una gran disipación de energía debido a la fricción con el fondo produciendo una intensa mezcla vertical y horizontal generando frentes que separan la región estratificada de la verticalmente homogénea, más rica en nutrientes. La existencia de este tipo de sistemas frontales fue descrita por medio de simulaciones numéricas para la región noreste de la península Valdés, a ambos extremos del Golfo San Jorge, a lo largo de casi toda la costa entre los 50° S y la Isla de los Estados, alrededor de las Islas Malvinas y, con menos intensidad, en el banco de Burdwood (Glorioso and Flather, 1995). Estos resultados fueron luego corroborados por Palma et al. (2004) utilizando un modelo barotrópico con mayor resolución. A su vez, se encontró una buena correspondencia entre la posición de dichos frentes y los gradientes de temperatura superficial de verano estimados a partir de información de temperatura superficial del mar (SST, Sea Surface Temperature) del sensor AVHRR (Palma et al., 2004). Se han encontrado, por otra parte, valores altos de clorofila satelital asociados a dichos frentes mareales (Rivas, 2006; Romero et al., 2006; Saraceno et al., 2005), constituyendo otro parámetro para su identificación.

Los frentes como entidades físicas se caracterizan por regiones espacialmente limitadas, pero las zonas de alta productividad asociadas generalmente ocupan áreas de mayor extensión e inclusive pueden encontrarse a uno u otro lado del frente físico (Sharples and Simpson, 2009). Las imágenes satelitales muestran una clara evidencia de la coincidencia entre altas concentraciones de clorofila y la ubicación de los frentes. Sin embargo, la extensión espacial de las zonas de máxima clorofila ($\approx 1-10$ km) es típicamente un orden de magnitud mayor que la extensión de la región de convergencia (≈ 100 m) (Sharples and Simpson, 2009).

3.3 Biología del área de estudio

La plataforma del Atlántico Sudoccidental está dominada principalmente por grupos de fitoplancton como diatomeas y dinoflagelados (Schloss et al., 2007; Almandoz et al., 2007). No obstante, al igual que la distribución de la biomasa fitoplanctónica, la composición de la comunidad también muestra una distribución heterogénea (Negri et al., 1992). Algunos florecimientos fitoplanctónicos en la plataforma han sido caracterizados por la dominancia de diferentes grupos

taxonómicos: diatomeas y dinoflagelados al norte de los 41° S (Carreto et al., 1981); florecimientos de diatomeas, dinoflagelados y cocolitofóridos en el talud (Carreto et al., 1986; Signorini et al., 2006; Negri et al., 2007; Garcia et al., 2008b; Sabatini et al., 2012); dinoflagelados en Bahía Grande cerca de los 51° S (Gómez et al., 2011; Sabatini et al., 2012); y *Synechococcus* sp. en los meses de verano en la estación costera EPEA (38° 28' S, 57° 41' O; Silva et al. 2009). Moreno et al. (2012) y Segura et al. (2013), en estudios sobre los tipos funcionales de fitoplancton en el mar Argentino, encontraron que las diatomeas dominan el micro-fitoplancton (tamaño de células entre 20 y 200 μm) al sur del talud continental, los dinoflagelados se encuentran en mayor proporción en zonas cercanas a Península Valdés, el nanofitoplancton (tamaño de células entre 2 y 20 μm) fue abundante en plataforma media y cerca de Mar del Plata, y el picofitoplancton (tamaño de células entre 0.2 y 2 μm) se encontró en las áreas frontales del sur (Bahía Grande).

Las zonas frontales descritas anteriormente juegan un papel muy importante en los procesos ecológicos, ya que al dar cuenta de una importante biomasa fitoplanctónica y productividad primaria (Carreto et al., 1986, 1995), promueven el desarrollo de densas poblaciones de organismos zooplanctónicos herbívoros (Sabatini and Martos, 2002), ofrecen zonas de alimentación y/o reproducción para especies neríticas como peces y calamares (Ehrlich, 2000) y actúan como áreas de retención de larvas de especies bentónicas, como la vieira patagónica, promoviendo así el asentamiento de bancos de organismos adultos (Bogazzi et al., 2005). Algunos de estos peces y especies de calamares son de gran importancia comercial regional y global (Food and Agricultural Organization, 1994). Las aves marinas también concurren a alimentarse a las zonas frontales. Grandes albatros y petreles se alimentan de peces, calamares y crustáceos en el frente del talud (Copello et al., 2011). Otras especies de aves, tales como gaviotas y gaviotines (depredadoras de superficie) así como pingüinos y cormoranes (buceadores), tienen densas colonias reproductivas a lo largo de la costa patagónica cuya distribución parece estar muy relacionada con la ubicación de los frentes costeros (Yorio et al., 1998). También algunos mamíferos marinos, como por ejemplo elefantes marinos, se alimentan en zonas cercanas a los frentes (Campagna et al., 1998).

3.4 Estudios satelitales en la Plataforma Argentina

Los primeros análisis de datos *in situ* en el Mar Argentino sugirieron la existencia de parches de alta concentración de clorofila ($> 3\text{--}5 \text{ mg/m}^3$) al oeste del núcleo de la Corriente de Malvinas en el verano, y valores significativamente más bajos en el invierno (Brandhorst and Castello, 1971). La información satelital aportada posteriormente por el CZCS reveló que la región de altas concentraciones de Cl-a forma una faja casi continua localizada cerca del talud continental durante la primavera y el verano (Podesta, 1997; Longhurst, 1998). Posteriormente, el análisis de 5 años de datos semanales de SeaWiFS reveló oportunamente que la zona del talud continental está caracterizada por un fuerte ciclo anual en la concentración de clorofila (García et al., 2004). Esta región es relevante en el ciclo de vida de varias especies económicamente importantes (Acha et al., 2004). Otros estudios que han contribuido al conocimiento de la variación de la concentración de clorofila satelital en la plataforma continental argentina son: Lutz et al. 2006; Rivas et al. 2006; Romero et al. 2006; Dogliotti 2007; Dogliotti et al. 2009, 2014; García et al. 2005, 2006; Lutz et al. 2010.

Existen también reportes de altas concentraciones de clorofila al interno de la plataforma continental, en la zona cercana a Península de Valdés en primavera (Carreto et al., 1986) y en plataforma media, extendiéndose desde los 45° S hasta el extremo sur de Sudamérica en verano y otoño (Carreto et al., 2007). Los florecimientos de verano-otoño en el sur de la Patagonia ocurren aguas afuera de una serie de frentes cercanos a la costa que también delimitan regiones de alta captación de CO_2 de la atmósfera (Bianchi et al., 2005).

En general, los estudios sugieren que la plataforma patagónica presenta una gran variabilidad en la clorofila satelital en comparación con otras regiones oceánicas del mundo (Gregg and Conkright, 2002; Gregg et al., 2005). No obstante, la estructura de la distribución de la clorofila, sus variaciones temporales, las variaciones en la ocurrencia de florecimientos y los mecanismos que mantienen estos ecosistemas son pobremente comprendidos. Así, el propósito de este estudio es describir y caracterizar la variabilidad espacio-temporal de las floraciones algales en la Plataforma Continental y Talud en la región Patagónica a través del análisis de una serie más larga de imágenes que llega hasta el presente.

Capítulo 4

Características de los datos

MODIS-Aqua

4.1 Introducción

El sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) es un instrumento clave a bordo de los satélites Terra y Aqua. El satélite Terra atraviesa el ecuador de norte a sur en la mañana (10:30 AM, hora local de la zona), mientras que el satélite Aqua lo hace en el sentido contrario por la tarde (1:30 PM, hora local de la zona). El instrumento MODIS es un radiómetro con bandas en el visible e infrarrojo para el sensado de fenómenos en tierra y océanos (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>). La cobertura de la totalidad de la superficie terrestre toma de 1 a 2 días, con un ancho de barrido (*swath*) de 2330 km. Tiene 36 bandas espectrales con alta sensibilidad radiométrica (12 bits) entre las longitudes de onda 0.405 y 14.385 μm . De estas bandas, 16 son utilizadas para aplicaciones relacionadas al color del mar (Tabla 4.1) y el resto para las relacionadas a las aplicaciones terrestres y a la atmósfera. Los datos de la cobertura terrestre se adquieren en tres resoluciones espaciales: 250 m (2 bandas), 500 m (5 bandas), y 1000 m (las restantes 29 bandas). Desde su lanzamiento, el sensor MODIS ha provisto información valiosa a escala global y regional útil para entender los procesos dinámicos que ocurren en la tierra, los océanos y las capas bajas de la atmósfera, predecir los cambios futuros y asistir la toma de decisiones. Algunas características de las bandas de MODIS asociadas a color de mar se muestran en la Tabla 4.1.

En esta tesis se usarán datos provenientes del sensor MODIS a bordo del satélite Aqua y en este capítulo se describirán las principales características de los mismos. Además, se presenta aquí un estudio de la disponibilidad de datos válidos en el área de estudio, ya que debido a la latitud, la región sur de la plataforma argentina tiene una gran cobertura nubosa especialmente en épocas invernales. Dado que los estudios de color del mar se basan en observaciones en el rango del visible (Capítulo 2) la cobertura nubosa constituye una de las principales limitaciones en el uso de técnicas de teleobservación espacial.

Tabla 4.1: Bandas del sensor MODIS asociadas a color de mar (Fuente: http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/modis_hires/).

Banda	Longitud de onda (nm)	Ancho de banda (nm)	Resolución espacial (m)
8	412	15	1000
9	443	10	1000
3	469	20	500
10	488	10	1000
11	531	10	1000
12	551	10	1000
4	555	20	500
1	645	50	250
13	667	10	1000
14	678	10	1000
15	748	10	1000
2	859	35	250
16	869	15	1000
5	1240	20	500
6	1640*	35	500
7	2130	50	500

*La banda 1640 no es funcional en MODIS/Aqua

4.1.1 Niveles procesamiento de los productos de color de mar de MODIS

De acuerdo al procesamiento aplicado por la National Aeronautics and Space Administration (NASA), los datos disponibles del sensor MODIS se clasifican en diferentes niveles. Los datos de nivel 0 son los datos del instrumento en cuentas digitales (o *digital numbers*) sin ningún tipo de procesamiento y en su resolución original, los datos de nivel 1A contienen una referencia temporal juntamente con los parámetros necesarios para efectuar su calibración y georeferenciación, mientras que los de nivel 1B tienen aplicadas las calibraciones radiométricas. Las variables geofísicas que se obtienen luego de aplicar la calibración del sensor, las correcciones atmosféricas y los algoritmos bio-ópticos correspondientes a los datos de nivel 1, conforman los datos o productos de nivel 2. Los productos estándar de nivel 2 provistos por

el sitio de Ocean Color de NASA contienen 20 parámetros geofísicos por cada píxel (fuente: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/R2009/12prod/>):

1. aot_869: espesor óptico de los aerosoles en 869-nm,
2. angstrom: exponente de aerosoles Angstrom en 443-nm relativo a 869-nm,
3. diez reflectancias sensadas remotamente para las bandas 412-nm a 678-nm (Rrs_412 a Rrs_678),
4. chlor_a: concentración de clorofila-a en mg/m^3 ,
5. Kd_490: coeficiente de atenuación difusa para la banda 490-nm,
6. pic: carbono particulado inorgánico,
7. poc: carbono particulado orgánico,
8. cdom_index: índice de material orgánico coloreado disuelto,
9. par: radiación fotosintética media disponible diariamente,
10. ipar: radiación fotosintética instantánea disponible,
11. nflh: altura de la línea de fluorescencia normalizada.

Además, existen 32 indicadores de calidad o *flags* asociados con cada píxel indicando si hubo fallas en los algoritmos o condiciones particulares de alerta para ese píxel. La Tabla 4.2 muestra los indicadores de calidad obtenidos en los productos de nivel 2. Los productos de nivel 2 pueden ser luego mapeados a una grilla regular de diferentes resoluciones espaciales y temporales, dando lugar a los datos de nivel 3.

Existen dos tipos de productos de nivel 3: los **binned** y los **SMI** (Standard Mapped Image). Estos productos son generados por la NASA, y a partir del último reprocesamiento (2014) comenzaron a distribuirse en formato netCDF4 (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cms/reprocessing/OCReproc2014-0.html>). Anteriormente, se distribuían en formato HDF4 (Hierarchical Data Format). Cada producto de nivel 3 *binned* corresponde a los datos acumulados de todos los productos de nivel 2 para un período de tiempo (diario, 8 días, mensual, etc.) y una cierta resolución espacial, almacenados en una representación global de celdas de igual

Tabla 4.2: Indicadores de calidad (*flags*) obtenidos en productos nivel 2 de Ocean Color (Fuente:<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/VALIDATION/flags.html>). Los indicadores en rojo son luego utilizados como máscara en el nivel 3.

Flag	Nombre	Descripción
01	ATMFAIL	Falla en la corrección atmosférica
02	LAND	Pixel sobre tierra
03	PRODWARN	Una o mas alertas en el producto
04	HIGLINT	Alta reflexión especular (sunglint) ¹
05	HILT	Radiancia observada muy alta o saturada ²
06	HISATZEN	Ángulo cenital de observación alto (>60°)
07	COASTZ	Pixel en aguas poco profundas
08	spare	flag de repuesto
09	STRAYLIGHT	Probable contaminación por píxel brillante ³
10	CLDICE	Probable contaminación por nubes o hielo
11	COCCOLITH	Detección de cocolitofóridos
12	TURBIDW	Detección de aguas turbias
13	HISOLZEN	Ángulo cenital solar alto (>70°)
14	spare	flag de repuesto
15	LOWLW	Radiancia emergente muy baja (sombra por nubes)
16	CHLFAIL	Falla derivada del algoritmo del producto
17	NAVWARN	Calidad de navegación reducida
18	ABSAER	Posible aerosol absorbente (deshabilitado)
19	spare	flag de repuesto
20	MAXAERITER	Iteraciones por aerosol excedieron el máximo
21	MODGLINT	Moderada contaminación por brillo solar
22	CHLWARN	Calidad reducida del producto derivado
23	ATMWARN	Alerta por corrección atmosférica
24	spare	flag de repuesto
25	SEAICE	Posible contaminación por hielo marino
26	NAVFAIL	Mala navegación
27	FILTER	Pixel rechazado por filtro definido por usuario
28	SSTWARN	SST - Calidad reducida
29	SSTFAIL	SST - Mala calidad
30	HIPOL	Alto grado de polarización
31	PRODFAIL	Falla derivada del producto
32	spare	flag de repuesto

¹ si la reflectancia del brillo excede 0.005

²En MODIS, este flag se aplica cuando se satura el sensor.

³MODIS, SeaWiFS

área. Por su parte, los productos **SMI** son imágenes de los productos *binned*, es decir, los datos en cada producto mapeado representan una imagen de cada uno de los parámetros geofísicos enumerados anteriormente. Cada producto SMI representa la composición de los datos en el período de tiempo cubierto por el producto parental. Se utiliza la media aritmética en cada caso para obtener el valor del parámetro para los puntos de la grilla a partir de los productos *binned* (Antoine, 2004).

4.1.2 Producto R_{rs} MODIS

La magnitud fundamental que se pretende derivar a partir de los sensores que miden el color del mar es la distribución espectral de la radiación solar que proviene de su superficie a partir de la radiación que llega al tope de la atmósfera (TOA). La mayor parte de esa radiancia a tope de atmósfera es luz reflejada por las moléculas de aire, aerosoles y otras sustancias presentes en la atmósfera; y esas contribuciones deben ser precisamente modeladas y removidas de la señal observada. Del mismo modo, las contribuciones de la superficie del mar (que constituyen ruido y no, datos de interés) y el reflejo especular de la luz solar en el campo de visión del sensor deben ser estimadas y removidas. Por último, los efectos de atenuación de los gases atmosféricos y las pérdidas debidas a la dispersión de la señal al atravesar la atmósfera también se deben corregir. Este proceso de remover la señal proveniente de la atmósfera y la superficie del agua para obtener la radiancia que proviene del agua (dato de interés) a partir de la radiancia total en el tope de la atmósfera es lo que típicamente se conoce como *corrección atmosférica*.

Las radiancias emergentes obtenidas, $L_w(\lambda)$, en cada longitud de onda central de las bandas del sensor, λ , son luego normalizadas para remover los efectos remanentes de la orientación solar y la atenuación atmosférica de la radiación descendente y obtener finalmente la radiancia emergente normalizada, $nL_w(\lambda)$. La Reflectancia teledetectada o sensada remotamente, $R_{rs}(\lambda)$, se obtiene dividiendo por la irradiancia solar extra-terrestre media $F_0(\lambda)$ (Fuente: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cms/atbd/rrs>). A partir de estos productos se obtienen luego, por ejemplo, productos como la concentración de clorofila como se verá en la próxima sección (4.1.3).

4.1.3 Producto Cl-a MODIS

El algoritmo que se encuentra operativo actualmente para la estimación de la concentración de clorofila-a superficial para los productos MODIS es el OC3Mv6 (Ocean Color Versión 6). Este algoritmo, como aquellos utilizados para los productos de otros sensores publicados por el sitio Ocean Color de la NASA¹ (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/R2009/ocv6/>), está basado en el trabajo de O'Reilly para el sensor SeaWiFS (O'Reilly et al., 1998; O'Reilly and 24 Coauthors, 2000) ajustado para las bandas de MODIS y ha sido actualizado utilizando

¹CZCS, SeaWiFS, OCTS, MERIS, VIIRS

datos *in situ* de la base de datos NOMAD versión 2. NOMAD (NASA bio-Optical Marine Algorithm Dataset) es una base de datos bio-ópticos globales de acceso público que se utiliza en el desarrollo de algoritmos y la validación de datos de color de mar. Los productos con los que cuenta incluyen observaciones simultáneas de radiancia emergente y concentración de clorofila-a, junto con metadatos relevantes como: fecha, hora, coordenadas y flags de procesamiento. Los datos de esta base abarcan un amplio rango de tipos de aguas desde la costa hasta regiones de mar abierto que fueron recolectados por miembros del programa de biología y bioquímica marina de la NASA y por voluntarios de la comunidad internacional. Si bien esta base de datos bio-ópticos es bastante grande existen muchas regiones que no están representadas (Figura 4.1).

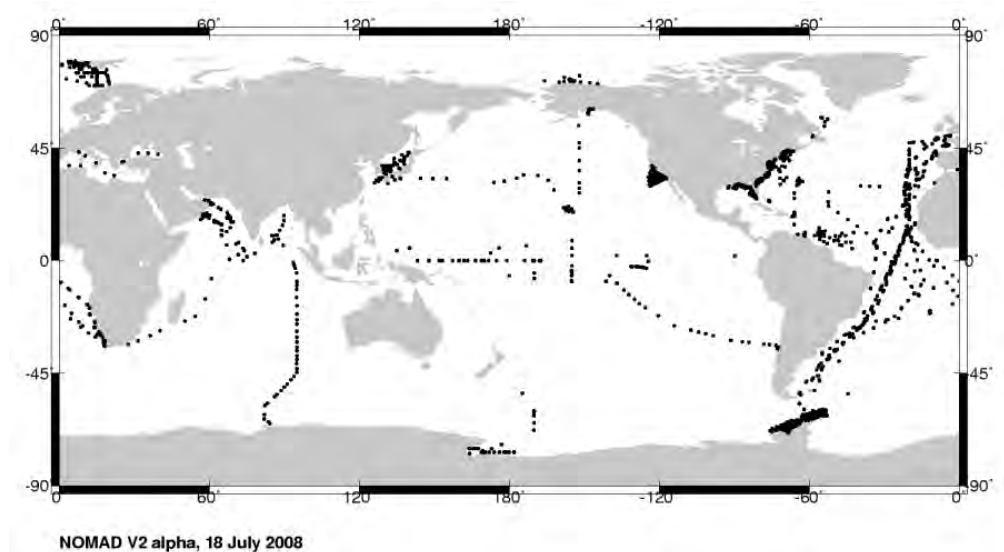


Figura 4.1: Distribución de datos *in situ* de la base de datos NOMAD (Fuente: http://seabass.gsfc.nasa.gov/wiki_files/NOMAD/files/).

La forma funcional del algoritmo corresponde al mejor ajuste del logaritmo de la variable geofísica ($Cl-a$) en relación al logaritmo de cocientes de reflectancias medidas por el sensor. La forma funcional específica del algoritmo OC3Mv6 es:

$$Cl - a = 10^{a_0 + a_1 R + a_2 R^2 + a_3 R^3 + a_4 R^4}, \quad (4.1)$$

donde

$$R = \log_{10} \left(R_{\lambda_1}^{\lambda_2} \right) \quad (4.2)$$

$$R = \log_{10} \left(\frac{R_{RS}(\lambda_1)}{R_{RS}(\lambda_2)} \right). \quad (4.3)$$

$R_{\lambda_1}^{\lambda_2}$ es el cociente de las reflectancias detectadas en dos longitudes de onda, donde λ_1 corresponde a una banda en el azul y λ_2 corresponde a una banda en el verde. Para el caso específico del algoritmo OC3M usado por MODIS:

$$\lambda_1 = 443 \text{ y } 489 \text{ nm}$$

$$\lambda_2 = 547 \text{ nm}$$

y se utiliza el valor máximo de los diferentes cocientes.

Los valores de los coeficientes a_0, \dots, a_4 se publican en la página web de Ocean Color de la NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/R2009/ocv6/>). Los valores correspondientes a la versión 6 son los siguientes:

$$\begin{aligned} a_0 &= 0.2424 \\ a_1 &= -2.7423 \\ a_2 &= 1.8017 \\ a_3 &= 0.0015 \\ a_4 &= -1.2280. \end{aligned} \quad (4.4)$$

4.2 Materiales y Métodos

4.2.1 Datos utilizados en este trabajo

Para este trabajo de tesis se utilizaron productos SMI (Standard Mapped Image) de nivel 3 del sistema MODIS/Aqua para el período 2003-2013 disponibles en: <http://oceancolor.gsfc>.

nasa.gov/PRODUCTS/product_level_desc.html. Particularmente, se utilizó el producto concentración de clorofila-a (Cl-a OC3Mv6) en mg/m^3 y el producto de Reflectancia sensada remotamente (R_{rs}) en sr^{-1} en la banda 667 nm (rojo) para enmascarar posibles falsos florecimientos detectados por Cl-a en zonas costeras (Morel 1988 y modificado en http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/SeaWiFS/R4/masks_n_flags.html#SEC2). La resolución espacial de ambos productos es de aproximadamente 4.6 km de lado y corresponden a composiciones (media aritmética) de 8 días. Se eligió esta combinación de resoluciones atendiendo a un compromiso entre el fenómeno de interés y la calidad de los datos que pudieran obtenerse. Si bien existen productos de mayor resolución temporal (1 y 3 días) y otros de menor resolución espacial (9 km de lado), los primeros fueron descartados por ser más ruidosos en lo referente a cobertura de nubes (y falta de datos) y los segundos, porque no permitirían detectar florecimientos de menor extensión espacial. Los productos L3 no mantienen la información de cada uno de los *flags* de L2 (Tabla 4.2), sino que los mismos son reunidos en un único valor (-32767) que indica la no validez del dato en un dado píxel, que puede deberse a uno o más *flags* (indicados en rojo en la Tabla 4.2).

Cabe también destacar que existe un tipo especial de florecimiento debido a especies de cocolitofóridos, microalgas recubiertas por placas de carbonato de calcio. Los florecimientos de estas especies son mayormente detectadas por medio de sensores remotos en su estadio final, cuando por la senescencia de las algas se desprenden las mencionadas placas, generando una alta reflectividad en el espectro visible (Garcia et al., 2011). Por sus características, estas especies juegan un papel fundamental en el ciclo biogeoquímico del carbono y su dinámica tiene implicancias relacionadas al cambio climático. No obstante, para estudiar este tipo particular de florecimientos se deberían utilizar productos de nivel 2, ya que en el producto de nivel 3 que se utilizó para esta tesis los florecimientos de cocolitofóridos se encuentran enmascarados (Tabla 4.2). Por esta razón, los florecimientos de estas algas no fueron específicamente abordados en este trabajo.

4.2.2 Metodología

4.2.2.1 Obtención y procesamiento productos MODIS-Aqua L3

Los productos SMI de nivel 3 de clorofila (Cl-a) y reflectancia sensada remotamente (R_{rs}) fueron obtenidos del sitio de Ocean Color de la NASA (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/PRODUCTS/product_level_desc.html). Los productos se obtuvieron como archivos HDF4 comprimidos (.bz2), cuyo nombre tiene el siguiente formato

AYYYYDDDDYYYYDDD.L3m.8D_CHL_chlor_a.4km,

que permite obtener en forma rápida información sobre el nivel de procesamiento y fecha de adquisición de la imagen según el siguiente código:

A20030012003008.L3m_8D_CHL_chlor_a_4km

A: MODIS/Aqua
 2003: Year at start
 001: Day of year (DOY) at start
 2003: Year at end
 008: Day of year (DOY) at end
 L3m: Level 3 data, mapped (Projection: Plate carrée)
 8D: 8 day composition
 CHL: Chlorophyll a concentration product
 chlor_a: algorithm used $10^{(a_0 + a_1 * X + a_2 * X^2 + a_3 * X^3 + a_4 * X^4)}$
 4km: 4.6km pixel size (8640x4320 image, 2.5 minute resolution).

Los archivos .bz2 fueron descomprimidos e importados en GRASS GIS ([GRASS Development Team, 2014](#)) para su procesamiento y análisis (para más detalles de la metodología utilizada ver Apéndice A, secciones A.1.1 y A.1.2). Una vez dentro del GIS, los 506 mapas globales de Cl-a y los 506 (11 años de 46 mapas por año) de R_{rs} fueron recortados a los límites del área de estudio (38° - 55° S, 55° - 70° O; Capítulo 3).

Posteriormente, siguiendo las instrucciones de la sección MODIS en <http://grasswiki.osgeo.org/wiki/MODIS#Chlorophyll-a...28Level.3.29> se generó una paleta de colores específica

para los datos de CI-a. Lo recomendado en los metadatos es mostrar los datos entre 0,01 y 20 en escala logarítmica. Se utilizó como base la paleta de colores sugerida por el sitio *Ocean Color* (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/PRODUCTS/colorbars.html>) que va de 0 a 255. Se realizó un análisis del rango de valores presentes en la serie de CI-a y se estableció 0.05 como valor mínimo para la paleta de colores. Luego, se transformó la paleta de colores de la NASA (0-255) al rango de valores de CI-a (0.05-20) a partir de la siguiente ecuación:

```
# secuencia en escala logaritmica entre 0,05 y 20, de tamaño 255
x=exp(log(10)*seq(log10(0.05),log10(20),length.out=255))
```

Posteriormente, se procedió a enmascarar la tierra. Los productos nivel 3 de MODIS tienen un solo indicador de calidad o *flag*, por lo que no se distingue entre datos no válidos por corresponder a la cobertura terrestre de datos no válidos por otros motivos (Tabla 4.2). Es decir, todos los *flags* del nivel 2 se transforman en un único valor en el nivel 3 (-32767). Por tal motivo, y dado que era de particular interés en esta tesis cuantificar la cantidad de datos no válidos en el océano, se generó una máscara de tierra especial para el área de estudio. A tal fin, se recortaron, generalizaron y combinaron archivos vectoriales correspondientes al territorio de la República Argentina, las Islas Malvinas y Chile obtenidos del sitio de Global Administrative Areas (<http://www.gadm.org/>).

4.2.2.2 Registro de mapas en series de tiempo: Trabajo con módulos temporales en GRASS GIS

Para poder trabajar con todas las imágenes como base de datos espacio-temporal (“spatio-temporal raster data set”) se debe primero *registrar* todos los mapas que la constituyen. Esto significa que se debe asignar fecha de inicio y final a cada mapa (o establecer el intervalo temporal entre ellos), para generar lo que visualmente es un *cuadro* de datos con las tres dimensiones: x, y, tiempo (Figura 4.2). Para esto se utilizó un programa de Python (`extract_date.py`, Sección A.2 en Apéndice A) el cual genera una lista de todos los mapas y sus correspondientes fechas de comienzo y final utilizando la información que provee el nombre de cada archivo como se vio anteriormente (Sección 4.2.2.1). El script usa la librería *datetime* de Python y convierte las partes del nombre del archivo correspondientes que están en DOY (Day of year) en fechas

calendario de comienzo y final (Sören Gebbert, pers. com.). El resultado es una lista como la siguiente:

```
A20030012003008.L3m_8D_CHL_chlor_a_4km_arg|2003-01-01 00:00:00|2003-01-09 00:00:00
A20030092003016.L3m_8D_CHL_chlor_a_4km_arg|2003-01-09 00:00:00|2003-01-17 00:00:00
A20030172003024.L3m_8D_CHL_chlor_a_4km_arg|2003-01-17 00:00:00|2003-01-25 00:00:00
...
...
A20133452013352.L3m_8D_CHL_chlor_a_4km_arg|2013-12-11 00:00:00|2013-12-19 00:00:00
A20133532013360.L3m_8D_CHL_chlor_a_4km_arg|2013-12-19 00:00:00|2013-12-27 00:00:00
A20133612013365.L3m_8D_CHL_chlor_a_4km_arg|2013-12-27 00:00:00|2014-01-01 00:00:00
```

que permite crear las bases de datos espacio-temporales (strds) y registrar los mapas en ellas (Detalles de códigos en el Apéndice A, Sección A.2) para su posterior procesamiento y análisis.

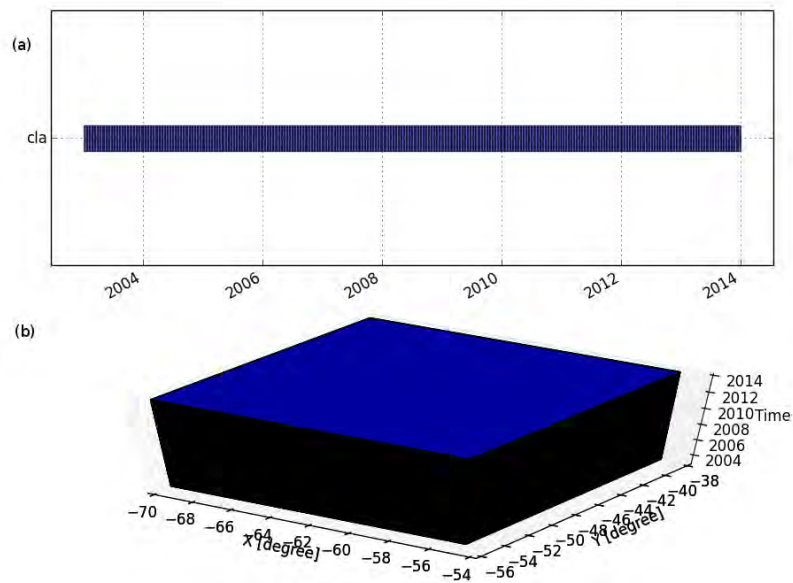


Figura 4.2: Representación gráfica de la serie de tiempo (a) y el cubo espacio-tiempo (b) para el área de estudio.

4.2.2.3 Análisis de disponibilidad de datos válidos

Una vez creada la base de datos espacio-temporal, se realizó un análisis de la variación en la disponibilidad de datos válidos del producto de CI-a para el área de interés en términos de porcentaje de datos válidos en toda la serie y climatológicamente ² para cada mes del año. El conteo de datos válidos se realizó sólo para los píxeles que corresponden al agua sin considerar los píxeles de la tierra que fueron enmascarados como se describió anteriormente (Sección 4.2.2.1). Las tablas con los conteos de datos válidos por imagen fueron importadas al software R (R Core Team, 2014) donde se realizaron los análisis pertinentes para obtener los valores medios, mínimos, máximos y de desvío en los porcentajes de datos válidos para toda la serie, por año y por mes.

Se realizó también el mapeo de los porcentajes de datos válidos en el área de estudio para todo el período y a modo de climatología para los distintos meses del año. En el primer caso, se realizó el conteo de datos válidos a lo largo de la dimensión temporal en cada píxel del área. Se obtuvo un mapa de conteos que luego fue llevado a porcentajes para una comprensión más directa. Para la climatología mensual se procedió de manera similar. Se realizaron en primera medida conteos de datos válidos agregando la serie mensualmente, y luego se sumaron los conteos correspondientes a cada mes a lo largo del período de estudio. Las sumatorias de datos válidos en cada píxel para cada mes (Enero, Febrero, etc.) entre 2003 y 2013 fueron luego transformadas a porcentajes (detalles de los comandos utilizados pueden encontrarse en la Sección A.3 del Apéndice A).

4.3 Resultados

En general, al considerar todo el período de estudio, se encontró que el porcentaje de datos válidos disminuye hacia el sur, llegando a valores entre 35% y 40% en el extremo sur del área de estudio. Los menores porcentajes de datos válidos en la plataforma se observan en zonas costeras de Santa Cruz, Tierra del Fuego e Islas Malvinas (Figura 4.3).

²Climatología, en el contexto del estudio del color del mar y de este trabajo, hace referencia a la caracterización estadística de una variable para un determinado período a lo largo de los años. Climatología mensual de enero es, por ejemplo, el promedio de todas las imágenes de enero de todos los años del período de estudio.

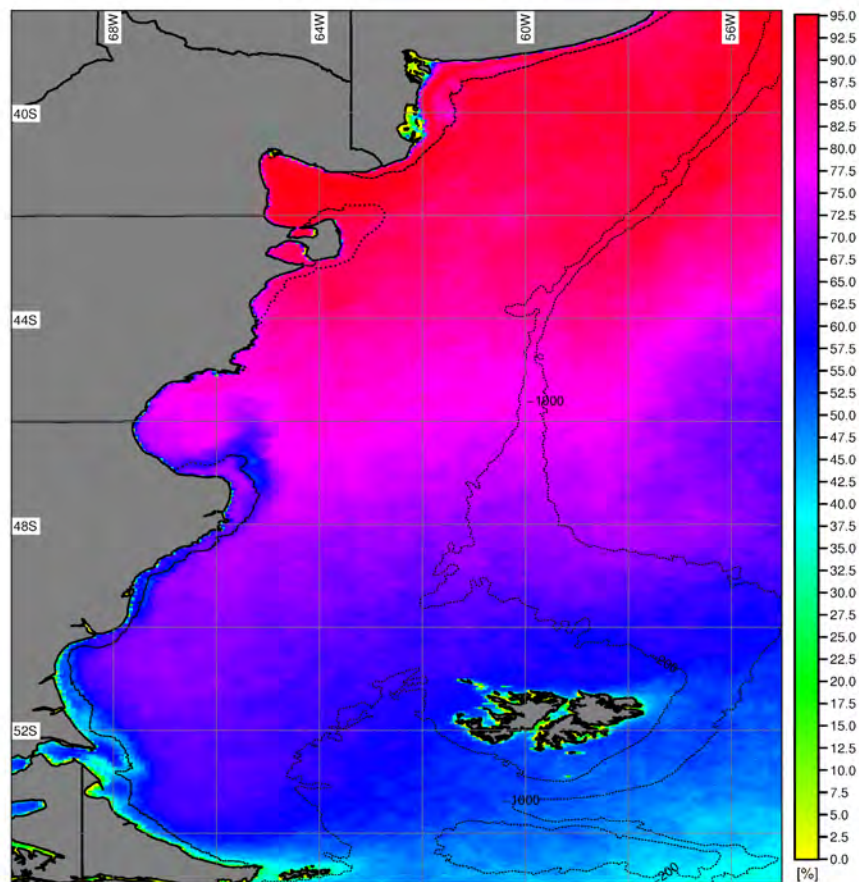
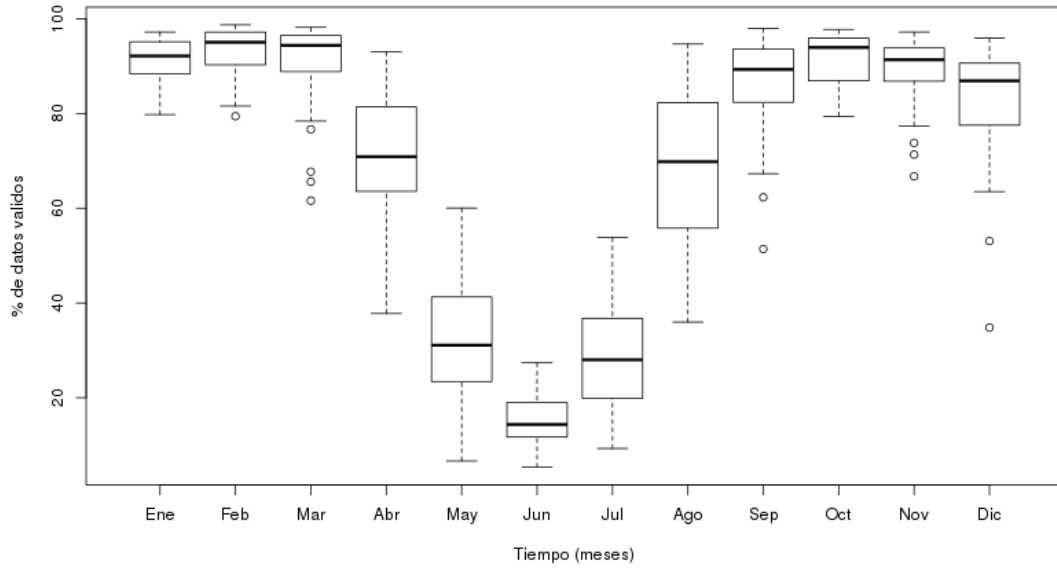


Figura 4.3: Porcentaje total de datos válidos en el período 2003-2013. Las líneas indican las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

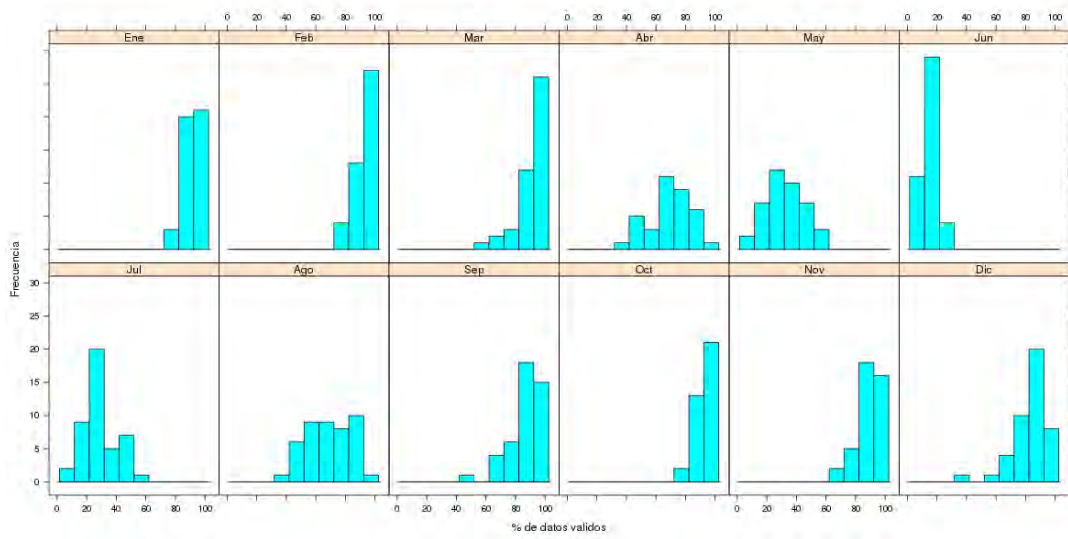
Interanualmente, se observa que el porcentaje promedio de datos válidos permanece relativamente constante en los diferentes años del período analizado ($\approx 70\%$), mientras que los porcentajes mínimos de datos válidos variaron entre 5% y casi 14% (Tabla 4.3).

La climatología mensual en la disponibilidad de datos válidos muestra que el mes con menor porcentaje de datos válidos es el mes de junio, que llega a un valor máximo de 27% (Tabla 4.4), seguido por los meses de julio (28.4%) y mayo (32.3%), en coincidencia con el otoño tardío e invierno temprano. Los meses de abril y agosto son, por su parte, los de mayor variabilidad en el porcentaje de datos válidos (Figura 4.4, Tabla 4.4).

En la figura 4.5 se observa la variación espacial de la climatología mensual en el porcentaje de datos válidos. Es posible observar que el patrón de disminución en el porcentaje de datos válidos hacia el sur, evidente en el mapa general que agrega toda la serie (Figura 4.3), se



(a) Climatología mensual en el porcentaje de datos válidos para el período 2003-2013.



(b) Distribución de frecuencias de los porcentajes del área con datos válidos por mes para el período 2003-2013.

Figura 4.4: Análisis de la variación mensual del porcentaje de datos válidos.

Tabla 4.3: Variación interanual de los porcentajes del área de estudio con datos válidos.

Año	Promedio (%)	Desvío estándar	Mínimo (%)	Máximo (%)
2003	69.7	28.1	13.7	98.1
2004	70.4	29.7	9.3	97.9
2005	68.6	29.2	9.2	98.0
2006	69.8	29.6	8.0	97.8
2007	69.0	29.1	12.9	96.9
2008	69.0	31.5	6.6	97.6
2009	70.5	28.5	5.3	98.0
2010	71.3	29.1	10.1	97.9
2011	70.4	31.3	5.4	98.7
2012	68.6	28.7	12.1	97.1
2013	69.3	28.7	6.1	98.2

Tabla 4.4: Climatología mensual de los porcentajes del área de estudio con dato.

Mes	Promedio (%)	Desvío estándar	Mínimo (%)	Máximo (%)
Ene	91.3	4.6	79.8	97.2
Feb	93.0	5.3	79.4	98.7
Mar	91.0	8.9	61.6	98.2
Abr	70.5	14.5	37.8	93.1
May	32.3	13.1	6.6	60.0
Jun	15.1	5.3	5.3	27.3
Jul	28.4	11.8	9.3	53.8
Ago	68.8	14.9	36.0	94.7
Sep	86.0	10.2	51.4	98.0
Oct	91.5	5.3	79.4	97.7
Nov	88.9	7.4	66.7	97.2
Dic	82.7	11.9	34.8	95.9

da principalmente entre los meses de abril y agosto, siendo junio el mes con menor superficie con datos válidos. Por el contrario, los meses de verano (enero, febrero y marzo) y primavera (octubre y noviembre) presentan las mayores superficies con altos porcentajes de datos válidos. Por su parte, entre los meses de julio y diciembre, aunque más notoriamente en agosto, se distingue un patrón de menor porcentaje de datos válidos a lo largo de las costas de Santa Cruz comenzando a la altura del Golfo San Jorge y llegando hasta Tierra del Fuego, que no sigue la tendencia general observada.

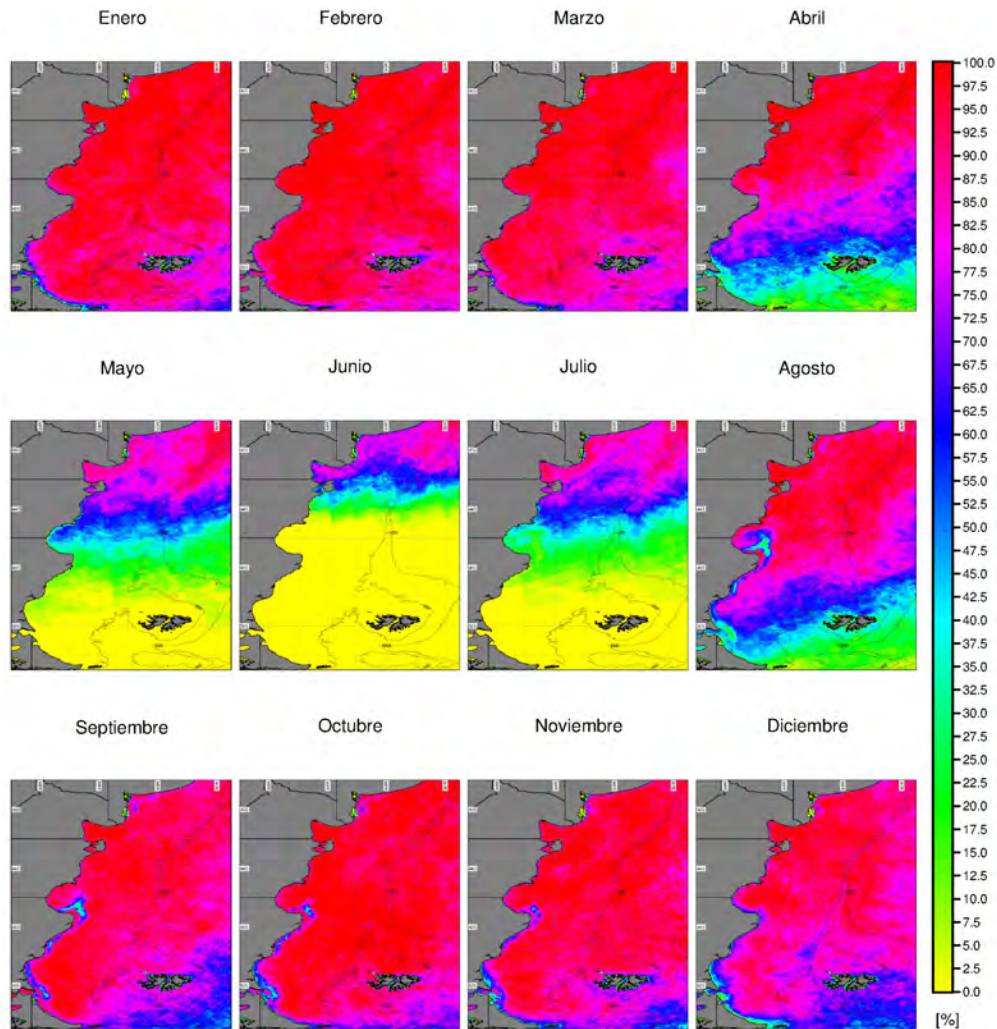


Figura 4.5: Variación media mensual en el porcentaje de datos válidos en el período 2003-2013. Las líneas indican las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

4.4 Discusión

La elección del sensor más apropiado depende del objetivo del trabajo y las características del cuerpo de agua bajo estudio. Si la tarea está relacionada al monitoreo operativo de un fenómeno, el parámetro más crítico a considerar en la elección de un sensor satelital es el tiempo de revisita (Kutser, 2009). MODIS, MERIS, SeaWiFS y AVHRR proveen datos con la frecuencia necesaria (una o dos imágenes por día dependiendo de la latitud) y han sido extensamente utilizados en todo el mundo para el monitoreo de florecimientos algales. La resolución espacial es una limitante en el caso de aguas costeras con líneas de costas intrincadas y en la mayoría de los

cuerpos de agua continentales. Las bandas 1 y 2 de MODIS (ver Tabla 4.1) y las imágenes “full-resolution”(250 m) son las mejores opciones desde el punto de vista de la resolución espacial. Sin embargo, las bandas de MODIS por sí solas son inadecuadas para distinguir florecimientos de fitoplancton de plumas de aguas turbias y por ello son mayormente usadas en aguas donde las algas son las principales responsables de una elevada radiancia emergente (aguas abiertas, también llamadas aguas Caso 1) (Kutser, 2009). La configuración de bandas de MERIS, en cambio, es la más apta para el monitoreo de florecimientos algales desde el espacio dado que éste cuenta con bandas a los 630 nm y 700 nm, mientras que MODIS no. Estas bandas son útiles para detectar pigmentos accesorios como ficocianina o estimar concentraciones de clorofila en aguas productivas (Kutser, 2009). No obstante, el más fácil acceso a los datos de MODIS y el hecho de que MERIS ha sido discontinuado (Abril 2002 - Abril 2012), hacen de MODIS el sensor más utilizado para el monitoreo de floraciones algales. Además, son muy escasos, hasta la fecha, los estudios de floraciones algales en el Mar Argentino a partir de imágenes de este sensor. Se optó por usar composiciones de 8 días de resolución temporal con el fin de salvar el problema de la gran cantidad de datos faltantes y ruido de los productos diarios, pero al mismo tiempo mantener la suficiente resolución temporal como para detectar eventos de corta duración.

Una importante fuente de incertidumbre en los datos se asocia a la representatividad de los valores obtenidos en las composiciones de 8 días y las subsiguientes agregaciones temporales y climatológicas. Como ya se mencionara, los productos de nivel 3 de MODIS utilizados en este trabajo de tesis son composiciones que se realizan aplicando la media aritmética para cada uno de los *bins* del producto. Es claro que la cantidad de datos con que se estime el valor para cada bin afectará en última instancia la calidad del dato de las composiciones y las inferencias que a partir de ellos se puedan realizar. Al trabajar con datos de nivel 3, se acepta en cierta medida ese grado desconocido de incertidumbre, ya que la información de la cantidad de datos válidos utilizados para la composición de 8 días no está disponible. Una aproximación más precisa para cuantificar este problema sería utilizar productos diarios para estimar luego las composiciones cada 3, 8 o 30 días, pero tal estudio escapa a los objetivos planteados para este trabajo de tesis.

A raíz de lo anterior se realizó este análisis de disponibilidad de datos válidos en la serie utilizada, con el fin de analizar la cantidad de datos válidos totales y mensuales que se usaron en los análisis subsiguientes (Ver Capítulos 5 y 6). Si bien los productos de nivel 3 carecen de la información de qué flag es aplicado a cada píxel del nivel 2 y sólo tienen un único valor indicador de la validez del dato, a grandes rasgos, la distribución espacial (altas latitudes) y

temporal (principalmente en meses de otoño-invierno) de los datos no válidos es consistente con la distribución de la cobertura nubosa (Rivas et al., 2006; Dogliotti, 2007).

En este sentido, podría decirse que principalmente es la cobertura nubosa la que limita el número de datos que se utilizan para componer los productos de 8-días utilizados como así también el resto de las operaciones que con estos productos se realicen, pues como ya se mencionara dichos productos representan en realidad mosaicos de diferente tamaño muestral en el tiempo (cada imagen no será un verdadero promedio mensual o estacional según sea el caso, pues para la composición de cada píxel se habrá utilizado un número diferente de datos). Este fenómeno es particularmente evidente en los meses de invierno a altas latitudes (tanto en el Hemisferio Sur como en el Hemisferio Norte). Esto trae aparejado una serie de problemas, además de la obvia falta total de información en algunas áreas y en determinados períodos. Los florecimientos de corta duración, por ejemplo, pueden afectar desproporcionadamente el valor del parámetro en una zona, o ser totalmente ignorados en otras partes de la imagen.

El menor porcentaje de datos válidos que se visualiza a lo largo de las costas de Santa Cruz, comenzando a la altura del Golfo San Jorge y llegando hasta Tierra del Fuego, entre Agosto y Diciembre, merece un estudio más detallado ya que dicha estructura parece ser un artefacto del procesamiento de los datos y no algo real. Como análisis preliminar se obtuvieron imágenes nivel 2 de Cl-a del mes de agosto (mes en el cual dicho patrón es más evidente) y se visualizaron los flags. Allí se observó que el flag que indica la presencia de cocolitofóridos coincide con la distribución del patrón observado. La forma en que se determinan los florecimientos de cocolitofóridos (Moore et al., 2012) y cuánto podrían influir en las determinaciones de clorofila satelital son temas que requieren mayor estudio y análisis de imágenes de menor nivel de procesamiento.

Capítulo 5

Variabilidad espacio-temporal de la Clorofila satelital

5.1 Introducción

El océano Atlántico Sudoccidental y el Mar Argentino, en particular, se encuentran entre las áreas más ricas en términos de concentración de clorofila de acuerdo al análisis de datos satelitales de color de mar (Gregg et al., 2005; Rivas et al., 2006). En efecto, a partir del análisis de datos satelitales globales de concentración de clorofila, se ha observado un incremento de un 4% entre 1998 y 2003, y la mayor parte de ese incremento ocurre en áreas poco profundas (10.4%), donde el fondo se halla a menos de 200 m, y la Plataforma Patagónica ha contribuido con un 67.8% de dicho incremento (Gregg et al., 2005).

Un primer intento de describir la variabilidad estacional de la Cl-a *in situ* fue realizado por Brandhorst y Castello (1971). Estos autores presentan dos cartas de la distribución espacial de la concentración superficial de clorofila en el Mar Argentino, una para el verano y otra para el invierno. Estas cartas se construyeron con datos obtenidos durante las campañas Pesquería III y IV. A pesar del limitado número de estaciones y la baja resolución espacial, los autores identificaron valores máximos de clorofila en el verano a lo largo del talud, al oeste del eje de la corriente de Malvinas, con concentraciones de hasta 5 mg/m³; algunas áreas aisladas con valores de 1 mg/m³; y a lo largo de la plataforma continental, al sur de los 48° S, valores mayores

a 1 mg/m^3 . Los autores ya tempranamente indicaron la estrecha asociación que se observaba entre la distribución de la clorofila y la distribución de los nutrientes (Brandhorst and Castello, 1971). Para el invierno, por su parte, la carta muestra la presencia de una lengua altamente productiva que se extiende a lo largo de la plataforma media desde la desembocadura del Río de la Plata hasta los 43° S , con valores mayores a 2 mg/m^3 y valores mucho más bajos en zonas cercanas al talud y hacia el sur, en latitudes mayores a 45° S . Esta disminución fue atribuida a la atenuación de la radiación solar y la distribución homogénea del fitoplancton debido a la ausencia de termoclina (Brandhorst and Castello, 1971).

El uso de imágenes satelitales de color del mar en esta región ha ido en incremento durante la década pasada (Podesta, 1997; Lutz et al., 2006; Gonzalez Silvera et al., 2004; Acha et al., 2004; Saraceno et al., 2004, 2005; Rivas, 2006; Rivas et al., 2006; Romero et al., 2006; Dogliotti, 2007; Dogliotti et al., 2009, 2014; Williams et al., 2013). Algunos estudios analizaron las diferencias entre estimaciones de clorofila satelital y mediciones *in situ* (Lutz et al., 2006; Dogliotti et al., 2009; Williams et al., 2013), y otros utilizaron la información satelital para analizar los patrones estacionales y anuales de distribución de la clorofila (Rivas et al., 2006; Romero et al., 2006). Por su parte, García et al. (2005) evaluaron la eficiencia de algoritmos locales, mientras que Gonzalez Silvera et al. (2004) realizaron la primera clasificación en sub-regiones de acuerdo a variaciones en la señal del color del mar.

En 1997, Podesta presentó una descripción preliminar de la distribución de los pigmentos fitoplanctónicos en el Mar Argentino basado en los primeros años del CZCS (Podesta, 1997). En la región norte de la plataforma (al norte de los 45° S), el patrón de florecimiento encontrado es el típico de las regiones templadas, caracterizado por dos máximos bien definidos, uno principal en la primavera y otro secundario en el otoño. Ambos florecimientos se desarrollan en direcciones opuestas, el florecimiento de primavera progresa hacia la región externa, mientras que el florecimiento de otoño avanza desde el talud hacia la costa, con altos valores en el verano. Al sur de los 45° S se observan altos valores de clorofila durante el verano, después del florecimiento de primavera. Estos primeros análisis, usando CZCS, revelaron un fuerte incremento de la concentración de pigmentos a lo largo del talud en una faja de 35-45 km de ancho que persiste desde la primavera al otoño, mostrando variaciones interanuales, pero continuidad espacial y temporal (Podesta, 1997).

Posteriormente, Romero et al. (2006) y Rivas et al. (2006), analizaron series temporales

de imágenes SeaWiFS con el objeto de caracterizar la variación estacional e interanual de la clorofila en la plataforma continental en general, y en la zona de la plataforma patagónica en particular. [Romero et al. \(2006\)](#) encontraron una fuerte variabilidad estacional en la plataforma, en comparación con el océano abierto. Al norte de los 45° S los florecimientos parecen comenzar en la primavera temprana (septiembre-octubre), mientras que al sur de dicha latitud los florecimientos inician más tardíamente (desde noviembre hasta enero). El máximo de primavera se extiende desde plataforma media hacia el talud entre los 37 y 44° S, y hacia el sur hasta los 51° S en una angosta banda a lo largo del talud. En verano, el máximo del talud persiste desde los 37° a los 51° S, y aparecen otros dos florecimientos dentro de la plataforma cerca de Península de Valdés y en una faja próxima a la costa entre los 46° y 52° S. Las concentraciones de clorofila en el norte de la plataforma media disminuyen fuertemente a finales de primavera alcanzando las menores concentraciones en el verano (febrero y marzo) y un pico secundario en el invierno temprano (junio). Aunque todas las regiones presentaron fluctuaciones interanuales sustanciales, los autores también observaron que la ubicación de los florecimientos resultó bastante estable ([Romero et al., 2006](#)), principalmente los asociados a zonas frontales. El máximo del talud se localiza aguas adentro del frente, entre las aguas de baja salinidad de la plataforma y las aguas frías, saladas y ricas en nutrientes de la corriente de Malvinas. Los florecimientos que ocurren en la plataforma aparecen aguas afuera de los frentes que separan las aguas costeras bien mezcladas de las aguas estratificadas de la plataforma media. Al norte de los 41° S el florecimiento de plataforma media también se asocia a un frente térmico.

[Rivas et al. \(2006\)](#), por su parte, observaron que la parte sur de la plataforma patagónica presentó altas concentraciones de clorofila desde la primavera al otoño, mientras que la parte norte mostró tres regiones con características particulares. La región externa, bordeando la isobata de los 200 m, presenta concentraciones elevadas desde la primavera al otoño sostenidas por las aguas ricas en nutrientes de la corriente de Malvinas. La región central presentó el típico patrón de las zonas templadas, caracterizado por dos máximos bien definidos, un florecimiento intenso en la primavera y otro más débil en el otoño, y bajas concentraciones en el verano (por baja disponibilidad de nutrientes) y el invierno (escasa disponibilidad de luz). Finalmente, la región costera presentó escasa variabilidad estacional y áreas pequeñas aisladas de altas concentraciones asociadas a frentes de marea. En general, se ha observado que los datos de sensado remoto reproducen los patrones espaciales y temporales conocidos de la clorofila, aunque existen diferencias en los valores absolutos al comparar datos *in situ* con datos satelitales ([Rivas et al., 2006](#)).

El crecimiento del fitoplancton depende de la cantidad de nutrientes disponibles, de las condiciones de luz y de la estratificación de la columna de agua. La formación de una capa superficial relativamente cálida en primavera y verano, contribuye a que el fitoplancton se mantenga bajo condiciones adecuadas de luz, sin embargo el crecimiento sostenido del fitoplancton requiere también un suministro continuo de nutrientes. La circulación y la mezcla son responsables del incremento de nutrientes en la capa superficial del océano (Sarmiento and Gruber, 2002). El flujo de nutrientes hacia la capa superficial proviene principalmente de aguas ricas en nutrientes ubicadas por debajo de la zona iluminada, aunque los nutrientes también pueden provenir de la advección horizontal de agua de otras regiones donde se produce el intercambio vertical y por aporte continental. La deposición de nutrientes que provienen de la atmósfera es, en general, una contribución pequeña pero puede ser importante localmente (Sarmiento and Gruber, 2002). Dado que los florecimientos fitoplanctónicos están principalmente asociados a frentes oceanográficos (Rivas, 2006; Romero et al., 2006; Garcia et al., 2008a; Segura et al., 2013) es lógico suponer que la circulación vertical relativamente intensa que allí ocurre favorece el flujo de nutrientes a la zona iluminada, favoreciendo la alta productividad biológica que los caracteriza (Sabatini et al., 2004; Acha et al., 2004; Marrari et al., 2013).

En este capítulo se presentan los resultados del análisis de la variación espacial y temporal de la concentración de clorofila-a estimada mediante sensores remotos en la región comprendida entre los 38 y 55° de latitud Sur y entre los 55 y 70° de longitud Oeste a partir de productos MODIS/Aqua L3 promedio de 8 días en el período 2003-2013.

5.2 Metodología

5.2.1 Análisis del rango de variación de la Cl-a

La NASA establece 0.01-100 mg/m³ como el rango válido para los datos de concentración de clorofila estimada satelitalmente. No obstante, eso no significa que no puedan existir valores mayores o que en todos los mares del mundo el rango de variación sea el mismo. En el análisis de los datos publicados sobre estudios *in situ* en el Mar Argentino se encontró que los valores máximos medidos no superaron los 30 mg/m³. En este trabajo se realizaron análisis básicos sobre la distribución de los valores de Cl-a satelital en el Mar Argentino para establecer un límite

a los valores máximos. Así, se evaluaron dos límites superiores diferentes, 35 y 65 mg/m³ para estudiar la distribución de los valores de Cl-a satelital. Para ello, se extrajeron todas aquellas imágenes de la serie en las que se cumplía la condición de máximo mayor a los umbrales fijados (valores máximos mayores a 35 mg/m³ y valores máximos mayores a 65 mg/m³). A cada píxel que cumplía con la condición se le asignó el valor "1" y al resto el valor "null" (sin dato), y posteriormente, se sumaron todas las imágenes de cada set (aquellas con máximos mayores a 65 y aquellas con máximos mayores a 35) obteniendo de este modo la cantidad de veces que cada píxel superó cada uno de los umbrales establecidos. Es decir, este procedimiento se realizó 2 veces: una, considerando como umbral máximo 35 mg/m³ y otra, considerando como umbral máximo 65 mg/m³. Una vez realizados estos análisis se eligió aquel umbral que evitara incluir en el análisis valores altos, probablemente espúreos, pero sin perder demasiada información. Este umbral se utilizó para enmascarar dichos valores en los subsiguientes procesamientos (Ver Apéndice B, Sección B.1.1 para más detalles de los códigos utilizados).

5.2.2 Variación espacial media de la Cl-a

Una vez establecido el valor umbral para determinar el rango válido de los datos satelitales, se estudió su variación espacial agregando los datos de diferentes maneras. En primer lugar, se agregaron los datos de todo el período de estudio (2003-2013, 506 imágenes) y se mapearon estadísticos descriptivos básicos como el promedio, el desvío estándar, el valor mínimo, el máximo, la mediana, la moda, el rango y el coeficiente de variación. Posteriormente, los datos se agregaron por año (46 imágenes por año) para estudiar la variabilidad interanual de dichos estadísticos, y finalmente, se agregaron los datos de modo mensual y estacional para poder construir climatologías mensuales y estacionales, respectivamente. En este último caso, por ejemplo, se utilizaron todas las imágenes originales (promedio de 8 días) cuya fecha de inicio correspondía al mes de enero para hacer la climatología de enero, todas las de febrero, para la climatología de febrero y así sucesivamente. Para las climatologías estacionales, las estaciones se formaron de la siguiente manera: verano: enero, febrero y marzo; otoño: abril, mayo y junio; invierno: julio, agosto y septiembre; y primavera: octubre, noviembre y diciembre. Para las climatologías estacionales también se utilizaron las imágenes originales promedio de 8 días. En el caso en que se utilizó la serie completa, se realizó además una regresión lineal para estimar la pendiente y analizar posibles tendencias generales en las concentraciones de Cl-a.

Por último, se calcularon las anomalías anuales y mensuales en la Cl-a media, mínima y máxima. La anomalía anual de la media, por ejemplo, se calcula como la diferencia entre la media de cada año y la media general de toda la serie para cada píxel; si la diferencia es positiva (anomalía positiva) se colorea en tonos de rojo, mientras que si la diferencia es negativa (anomalía negativa) el píxel será coloreado en tonos azules. Para las anomalías mensuales, primero se agregaron los datos mensualmente, obteniendo 132 imágenes (12 por año por 11 años) para cada variable (Cl-a media mensual, Cl-a mínima mensual y Cl-a máxima mensual) y luego se estimó la diferencia con el mapa promedio, mínimo promedio o máximo promedio (período completo) según correspondía. Todos estos procesamientos se realizaron utilizando los módulos temporales (Gebbert and Pebesma, 2014) del software GRASS GIS 7.1 (GRASS Development Team, 2014). En la sección B.1.2 del Apéndice B se encuentra el detalle de los códigos utilizados.

5.2.3 Variación temporal media de la Cl-a

5.2.3.1 Enmascarado de los valores cercanos a la costa

Como se mencionó anteriormente (Capítulo 2, Sección 2.2.4), los algoritmos estándar que estiman concentración de clorofila en el mar a partir de datos satelitales son más eficientes en aguas oceánicas abiertas que en aguas costeras, donde la cantidad de material disuelto que influye sobre la señal que llega al sensor es mucho mayor (Kutser, 2009). Con el fin de evitar que valores posiblemente erróneos en las zonas costeras influyan en el análisis temporal, los mismos fueron eliminados utilizando el producto nivel 3 $R_{rs}(667)$ (Morel 1988 y modificado en http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/SeaWiFS/R4/masks_n_flags.html#SEC2). De esta forma, se pueden enmascarar dichas zonas costeras y descartar los falsos florecimientos que se observan con valores altos de Cl-a, y que son en realidad producidos por la presencia de sedimentos en suspensión y materia orgánica coloreada disuelta en estas zonas. Se utilizó el umbral de reflectancia 0.0012 sr^{-1} en la banda 667 nm, que se usa para enmascarar aguas turbias en imágenes SeaWiFS y MODIS (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/SeaWiFS/R4/masks_n_flags.html#SEC2).

La metodología empleada fue similar a la descrita para el análisis del rango de variación de Cl-a (Sección 5.2.1). Se realizó un conteo de la cantidad de veces que cada píxel del área de

estudio superaba el umbral de 0.0012 sr^{-1} y se estudió la distribución de esos conteos por medio de histogramas, para establecer un punto de corte y decidir el área que sería enmascarada. Para estos análisis temporales, en que se obtiene un valor agregado espacialmente para cada imagen de la serie, se sumó esta nueva área a la máscara de tierra previamente contruida. En la sección [B.1.3](#) del Apéndice B se presentan los comandos utilizados.

5.2.3.2 Series de tiempo de CI-a media espacial

Una vez enmascarada la región costera, se obtuvo la estadística descriptiva de la serie y se analizó la distribución de los valores mínimos, medios y máximos para la serie de resolución temporal de 8 días, y en agregados mensuales y estacionales.

5.3 Resultados

5.3.1 Análisis del rango de valores válidos de CI-a

En la figura [5.1](#) se muestran los conteos de los píxeles que tuvieron valores mayores a 65 y 35 mg/m^3 , respectivamente, en toda la serie de tiempo. Asimismo, las figuras [5.2](#) y [5.3](#) muestran los histogramas correspondientes a cada umbral considerado y la distribución de píxeles en el mapa que corresponde al caso más extremo, es decir, el mapa en el que la cantidad de píxeles que cumplen la condición de $\text{CI-a} > 35$ ó $\text{CI-a} > 65 \text{ mg}/\text{m}^3$ es máxima. Regularmente, se encontraron valores muy cercanos a $100 \text{ mg}/\text{m}^3$ en zonas cercanas o alrededor de áreas no válidas como nubes o la tierra, lo que constituyó un indicio más en favor de enmascarar estos valores.

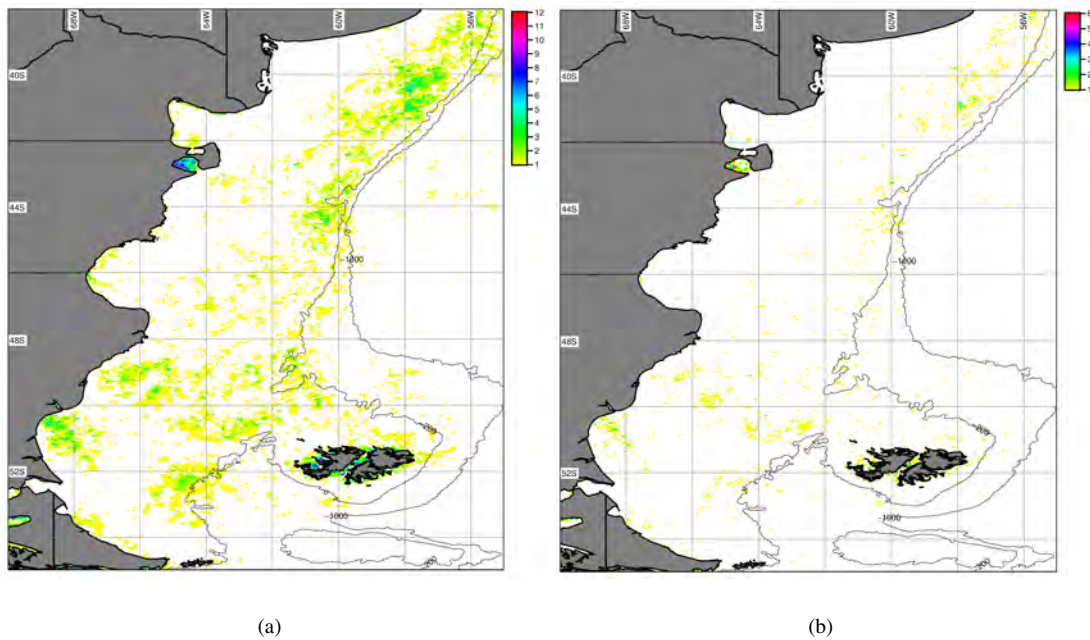
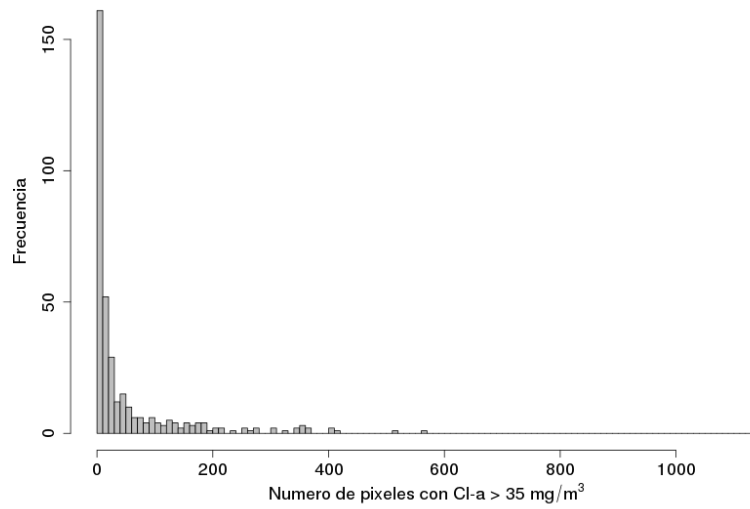
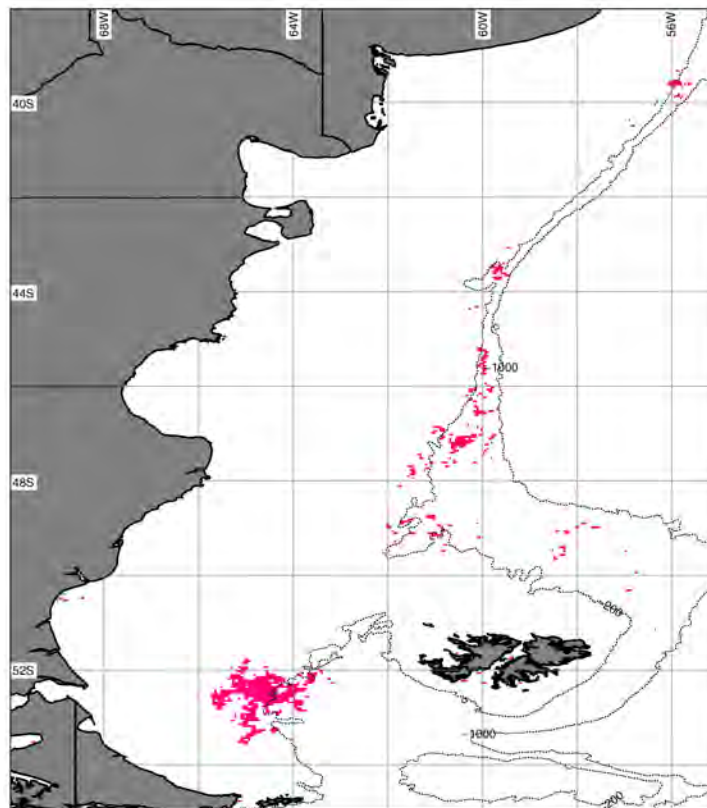


Figura 5.1: Número de píxeles con valores de Cl-a mayores a 35 (a) y 65 (b) mg/m^3 en el período 2003-2013. Las líneas negras corresponden a las isobatas de 200 y 1000 metros.

Al considerar el umbral de $35 \text{ mg}/\text{m}^3$ se encontraron 361 imágenes que cumplieron con dicho criterio (con un total de casi 20000 píxeles), un promedio de 55 píxeles por imagen y un valor mediano de 14. El mapa con el mayor número de píxeles con Cl-a mayor a $35 \text{ mg}/\text{m}^3$ correspondió a septiembre de 2010 y presentó 1136 ($\approx 1\%$) píxeles que traspasaron el mencionado umbral (Figura 5.2, Tabla 5.1). La distribución espacial de estos valores altos de Cl-a parece indicar la presencia de un florecimiento “real” en la zona de Bahía Grande y a lo largo del talud continental, y no solamente valores espúreos debido a nubes no detectadas o a un mal desempeño del algoritmo.



(a)

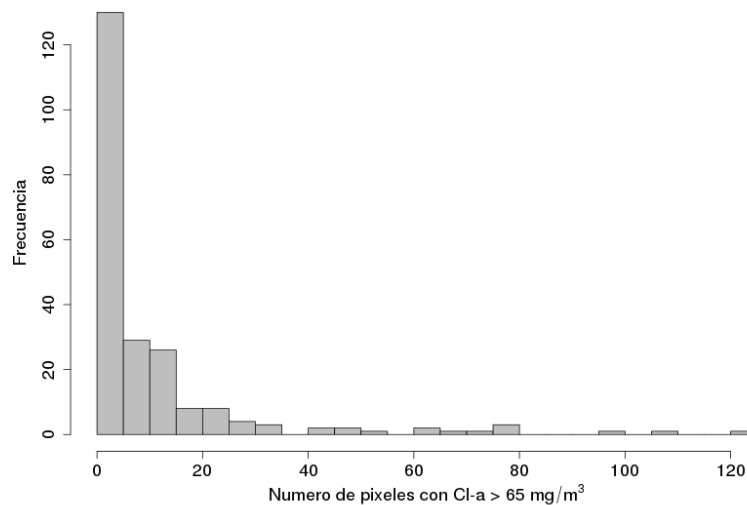


(b)

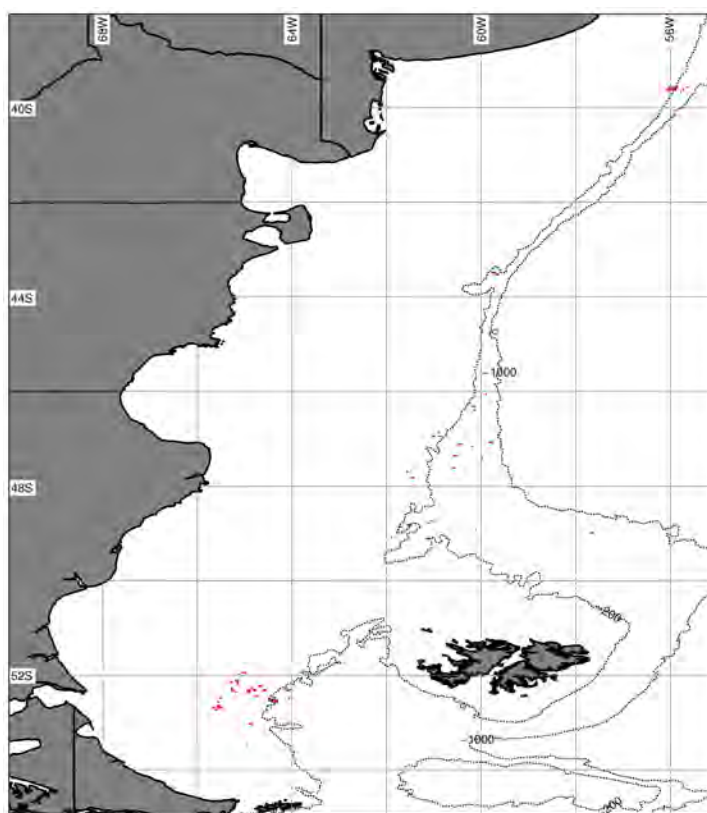
Figura 5.2: 5.2(a). Frecuencia del número de píxeles con valores de Cl-a mayores a 35 mg/m^3 y 5.2(b) mapa de la distribución de dichos píxeles en el mes que presentó el mayor número (Septiembre 2010). Las líneas negras corresponden a las isobatas de 200 y 1000 metros.

En el caso del umbral de 65 mg/m^3 , las imágenes que cumplieron con el criterio fueron 223, con un promedio de ≈ 11 píxeles por mapa y una mediana de 4 píxeles con valores mayores

al umbral. El mapa con mayor número de píxeles con Cl-a mayor a 65 mg/m^3 correspondió al mes de noviembre de 2007, con 125 ($\approx 0.11\%$) píxeles que sobrepasaron el umbral (Figura 5.3, Tabla 5.1).



(a)



(b)

Figura 5.3: 5.3(a). Frecuencia del número de píxeles con valores de Cl-a mayores a 65 mg/m^3 y 5.3(b) mapa de la distribución de dichos píxeles en el mes que presentó el mayor número (Noviembre 2007). Las líneas negras corresponden a las isobatas de 200 y 1000 metros.

A partir del análisis de la tabla 5.1, los mapas e histogramas correspondientes y la revisión bibliográfica de los valores de Cl-a medida *in situ* en el Mar Argentino, se decidió limitar el rango válido de la Cl-a a 65 mg/m^3 , asignando el valor nulo (sin dato) a todos los valores superiores a ese umbral de concentración para que no influyeran en los subsiguientes procesamiento.

Tabla 5.1: Comparación de umbrales máximos en el rango de variación de la Cl-a (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3.

	umbral 65 mg/m^3	umbral 35 mg/m^3
total de mapas	223	361
total de píxeles	2470	19829
media por imagen	11.1	54.9
desvío estándar	18.7	105.8
máximo n° píxeles	125	1136

5.3.2 Variación espacial media de la concentración de Cl-a

5.3.2.1 Período completo

Para descubrir la distribución espacial de la Cl-a para el periodo completo (2003-2013), se analizaron algunos de los estadísticos descriptivos estimados para la región utilizando toda la serie de datos (En la Sección B.2.1.1 del Apéndice B se presenta el resto de los estadísticos estimados). En el figura 5.4 se muestra la media de la concentración de Cl-a. La misma mostró los mayores valores en las zonas costeras (principalmente en la costa de Buenos Aires) y en la plataforma cerca del talud continental (profundidad $< 200 \text{ m}$). Los desvíos estándar de la concentración de Cl-a (Figura 5.5) son mayores en zonas con valores altos de Cl-a y de gran variabilidad temporal como el talud continental y las zonas costeras asociadas a los frentes de marea conocidos (Figura 3.1, Capítulo 3); y menores en zonas costeras debido a valores altos a lo largo del año causados por otras sustancias presentes en el agua. Así, la menor variación en la costa bonaerense se asocia al constante registro de valores altos en esa zona, mientras que en latitudes más australes la menor variación tiene que ver con menores registros de Cl-a durante todo el año (Figura 5.5). En la figura 5.6 se muestra el valor de la pendiente de la regresión lineal para cada serie de tiempo en cada píxel del área de estudio. Se puede observar que la mayor

parte de la región presenta una pendiente positiva (tendencia positiva en las concentraciones de Cl-a a lo largo del período de estudio), aunque en general los valores son muy pequeños.

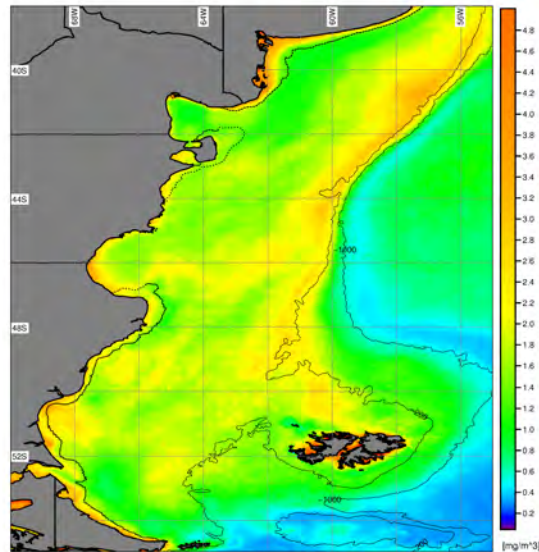


Figura 5.4: Media de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

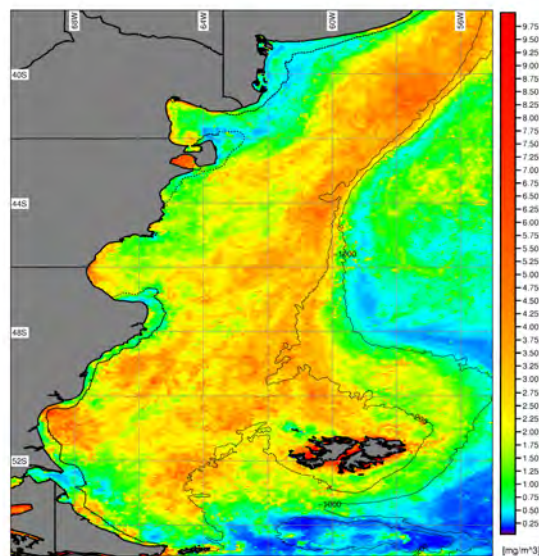


Figura 5.5: Desvío estándar de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

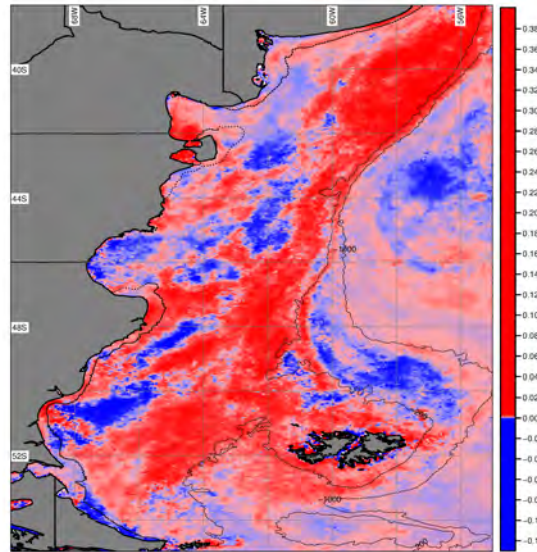


Figura 5.6: Pendiente de una regresión lineal para la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en cada píxel en el período 2003-2013. En cada píxel se representa el valor de la pendiente de la recta de regresión lineal. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

5.3.2.2 Climatología anual

Los resultados de esta sección corresponden al análisis de los promedios anuales de los mapas de CI-a (en la Sección B.2.1.2 del Apéndice B se presenta el resto de los estadísticos estimados). Se puede ver en la figura 5.7 que no todos los años presentan los mismos niveles de CI-a media, sino que en ciertos años se alcanzan valores en promedio más altos que en otros. En efecto, es posible observar que el año 2011 presentó valores promedio altos en casi toda la plataforma continental, y algo similar, aunque de menor extensión, se observó en 2010. Por su parte, 2003 presentó concentraciones medias de CI-a elevadas en una amplia zona al norte de los 43° S, principalmente. Existen zonas que generalmente presentan valores relativamente mas elevados de CI-a ($CI-a > 10 \text{ mg/m}^3$) como ser a lo largo del talud continental y en los frentes mareales costeros. Además, también hay zonas más o menos constantes en plataforma media al sur de los 44° S, donde se observan valores elvados de CI-a en casi todos los años. Por otra parte, también se observan zonas en que los valores de CI-a son regularmente más bajos, como en plataforma media al norte del paralelo 42° S ($CI-a \approx 1.5 \text{ mg/m}^3$) y en aguas profundas al este del talud ($CI-a < 0.4 \text{ mg/m}^3$). Las variaciones interanuales en las concentraciones medias, minimas y

máximas de Cl-a son retomadas en la Sección 5.3.3 que muestra los resultados del análisis de las anomalías.

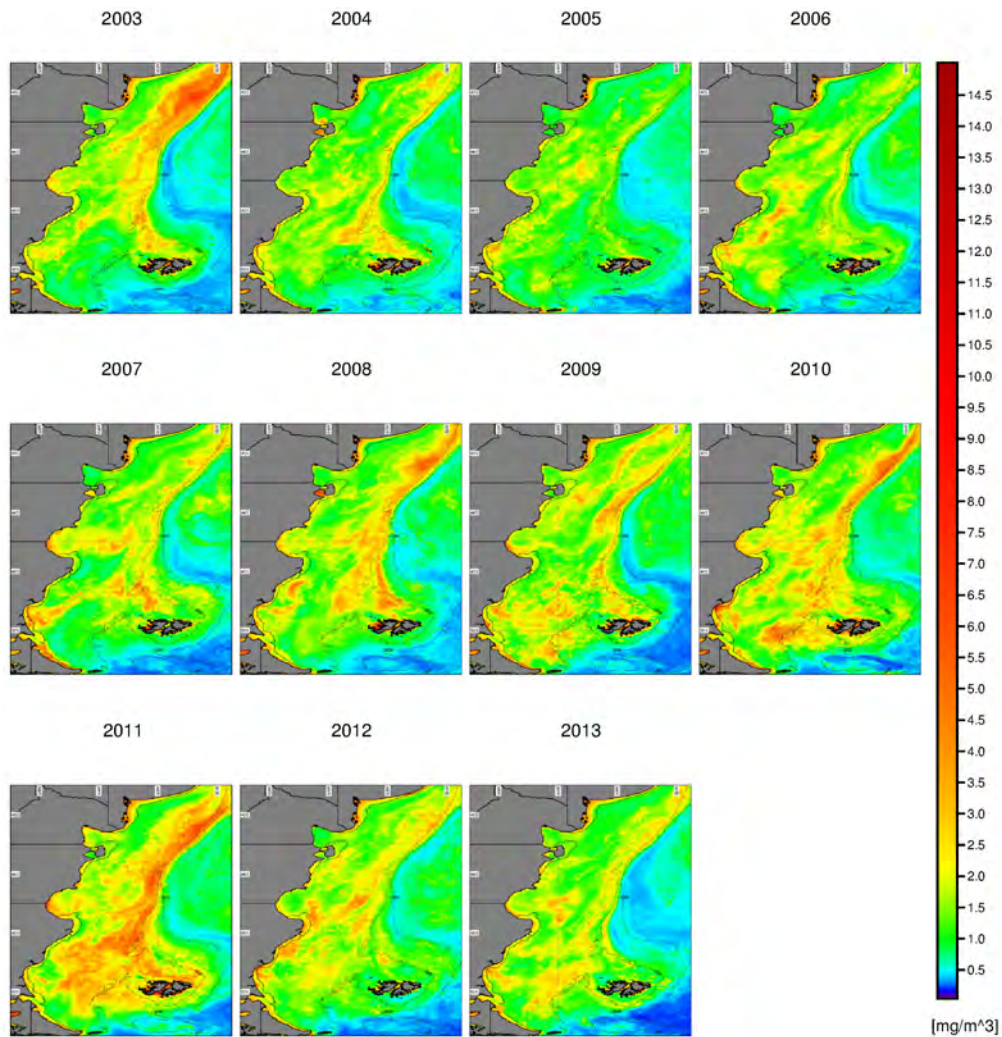


Figura 5.7: Media anual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

5.3.2.3 Climatología estacional

Los productos de 8 días correspondientes a cada mes calendario fueron promediados a lo largo del período de estudio para producir imágenes climatológicas mensuales y estacionales de los diferentes estadísticos descriptivos. En esta sección se presenta el resultado de los análisis de los promedios estacionales de concentración de Cl-a (Figura 5.8). Se observa que la primavera presenta la mayor extensión de valores elevados de concentración de Cl-a ($\text{Cl-a} > 10 \text{ mg}/\text{m}^3$),

ocupando la zona del frente del talud, los frentes mareales costeros y la plataforma media hasta los 52° S aproximadamente. En el verano, por su parte, los valores altos se concentran a lo largo del talud, en los frentes mareales costeros y en la plataforma media al sur de los 46° S. En otoño e invierno, aguas afuera de la isobata de los 1000 m se observan los valores más bajos de Cl-a ($\text{Cl-a} < 0.25 \text{ mg/m}^3$), valores que no son observados al interno de la plataforma. Los niveles más bajos de Cl-a en la Plataforma ($\text{Cl-a} < 0.5 \text{ mg/m}^3$), se observan en invierno, al sur de los 46° S. En la Sección B.2.1.3 del Apéndice B se presenta el resto de los estadísticos estimados.

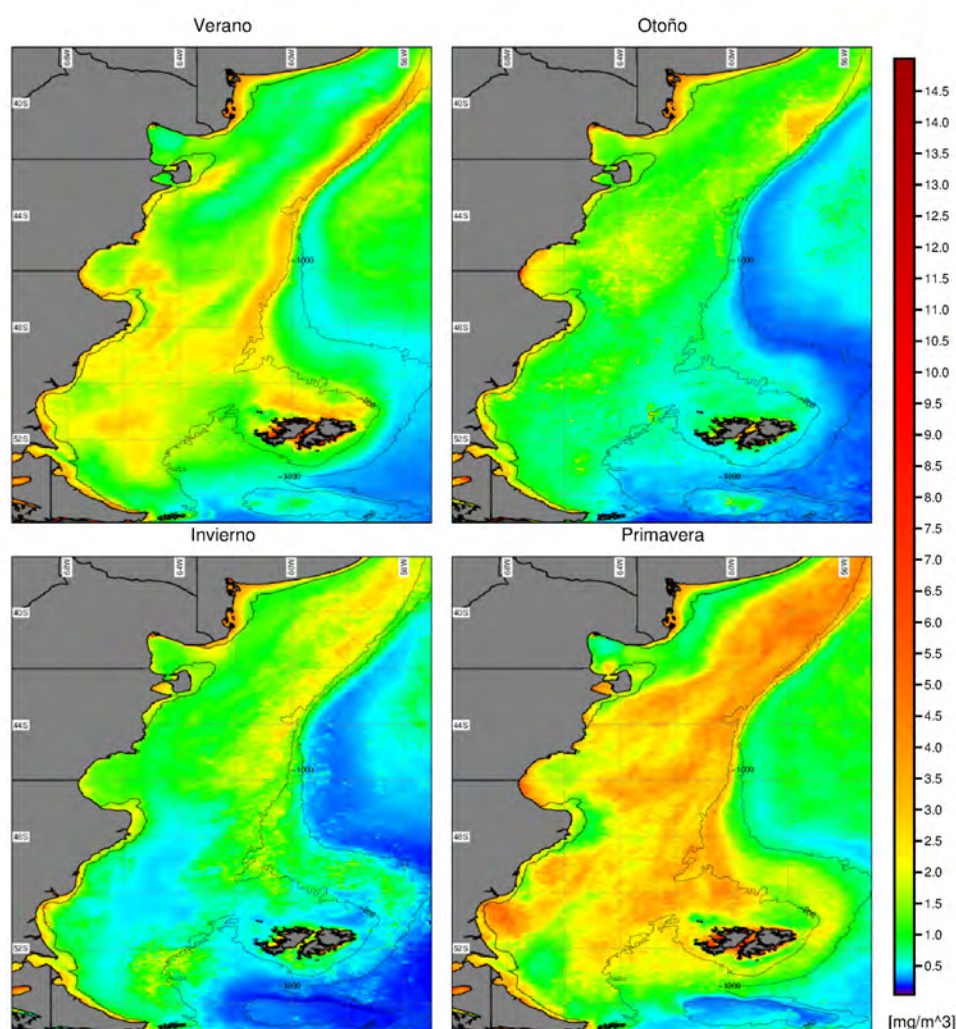


Figura 5.8: Media estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

5.3.2.4 Climatología mensual

La climatología mensual mostró que la concentración media de Cl-a se incrementa a partir de septiembre en la zona norte del talud y la plataforma media hasta los 44° S aproximadamente, y va avanzando hacia el sur, alcanzando valores y extensiones máximas en octubre-noviembre (Figura 5.9). Fue posible distinguir también, entre agosto y octubre, que el máximo de Cl-a avanza desde el borde exterior de la plataforma hacia la costa. Para diciembre, el área de valores más elevados se va reduciendo en extensión al norte, pero se amplía hacia el sur, llegando a los 54° S. En enero y febrero las altas concentraciones de Cl-a ($\text{Cl-a} \approx 3.0\text{-}5.0 \text{ mg/m}^3$) se presentan en áreas bastante definidas: una franja a lo largo del talud continental, en el frente de Valdés y en los frentes costeros, al norte de las Islas Malvinas y en la plataforma media al sur de los 46° S. En marzo, las altas concentraciones que se observaban al sur, han casi desaparecido y se mantienen en el talud hasta los 44° S aproximadamente y en el frente del Golfo San Jorge. En los meses de mayo, junio y julio, una gran proporción del área de estudio presenta ausencia total de datos válidos (coloreado de negro en la figura 5.9), tal como ya se mencionó en el Capítulo 4. Esto impide en cierta medida describir el comportamiento medio de las concentraciones de Cl-a al sur de los 50-52° S en los meses de mayo y julio, y al sur de los 45° S en junio, siendo éste último el mes más afectado. Pero en general se observan valores medios de $\approx 1.0 \text{ mg/m}^3$ en la Plataforma (hasta 46° S en julio) y valores relativamente más bajos ($\text{Cl-a} < 0.5 \text{ mg/m}^3$) hacia el sur y fuera de la Plataforma. En la Sección B.2.1.4 del Apéndice B se presenta el resto de los estadísticos estimados.

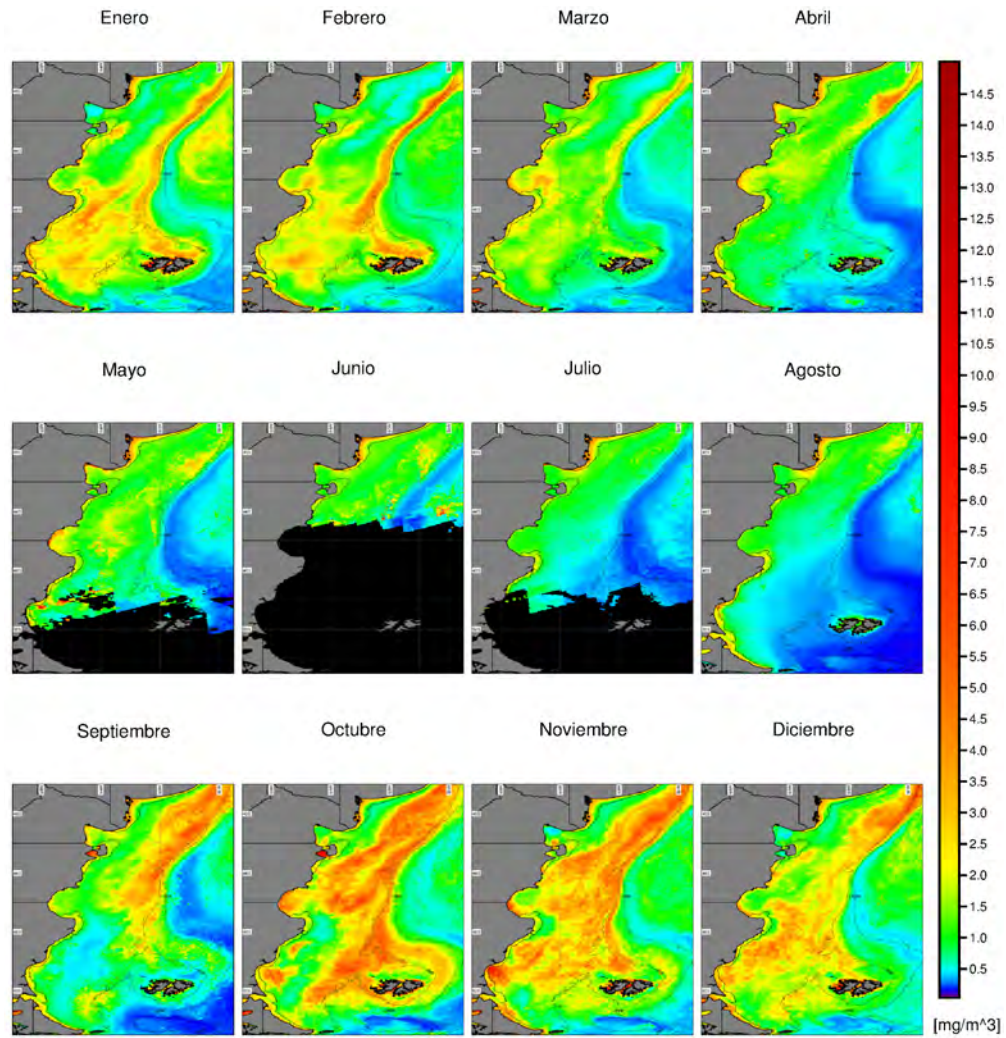


Figura 5.9: Media mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

5.3.3 Anomalías

En esta sección se presentan los mapas correspondientes a la estimación de las anomalías anuales y mensuales. Las mismas fueron calculadas para los valores medios, mínimos y máximos, aunque sólo se muestran aquellas correspondientes a la media por ser las más representativas. En las secciones B.2.2.1 y B.2.2.2 del Apéndice B se encuentran las restantes figuras.

5.3.3.1 Anomalías anuales

Las anomalías anuales de la concentración de Cl-a (Figura 5.10) muestran que no existe un patrón claro en la ocurrencia de concentraciones mayores o menores que la media, sino que algunos años parecen presentar mayores valores y otros, menores. Además, en toda la región y en todos los años la distribución espacial de las anomalías positivas (en tonos de rojo) y negativas (en tonos de azul) también cambia. Por ejemplo, en 2008, 2010 y 2011 se observan anomalías positivas a lo largo del talud, mientras que en 2007, 2012 y 2013, la Cl-a en esa zona es menor que la media general (anomalía negativa). Se destaca particularmente el año 2003 con una importante zona de valores de Cl-a mayores a la media general en la plataforma media y talud al norte de 44° S. A partir de 2004 se observan valores menores a la media en la mayor parte del área, mientras que a partir de 2007 la superficie correspondiente a anomalías positivas parece ir en incremento, llegando a una superficie máxima en 2011 (37% del área). El patrón de valores más altos que la media en grandes áreas de la PCP en 2003, 2010 y 2011, también es evidente en las anomalías anuales en la máxima y la mínima. En esos años, además, se observan valores más altos que el máximo y mínimo promedio de la serie, tal como se muestra en la Sección B.2.2.1 del Apéndice B. Por otro lado, se observó que entre 2004 y 2006 inclusive la Cl-a presentó valores medios anuales menores que la media general, es decir anomalías negativas, en gran parte de la región. En 2005, particularmente, estas anomalías negativas abarcaron casi toda el área de estudio (Figura 5.10), mientras que en 2004 y 2006, las mismas se ubicaron mayormente sobre la PCP. Las anomalías negativas de 2005 también fueron evidentes respecto al máximo y mínimo promedio de la serie, aunque se presentaron más concentradas sobre la PCP, tal como se muestra en la Sección B.2.2.1 del Apéndice B.

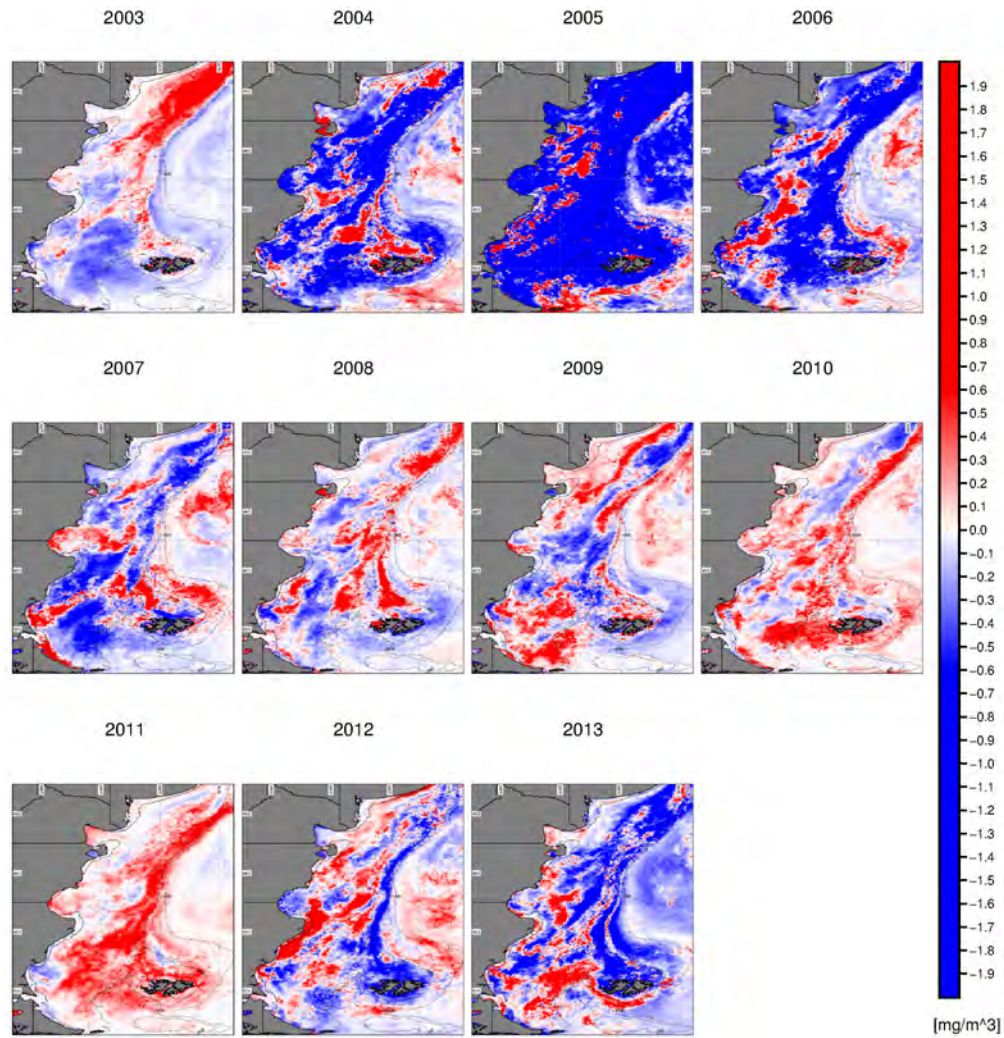


Figura 5.10: Anomalías anuales en la media de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

5.3.3.2 Anomalías mensuales

En esta sección se presentan las anomalías mensuales de cada año con respecto a la media general del mes correspondiente (su climatología). Se observó que los años 2003 y 2011 en que se registraron grandes áreas de anomalías positivas en la concentración media, mínima y máxima anual de Cl-a, mantuvieron ese comportamiento en las anomalías mensuales. Mientras que todos o casi todos los meses del año 2005 presentaron valores menores a los valores medios. A continuación se muestran los mapas correspondientes a las anomalías mensuales en la media de la concentración de Cl-a para dichos años. El resto de las anomalías mensuales se encuentran

en el Apéndice B, Sección B.2.2.2. Las anomalías positivas de 2003 en la PCP al norte de 44° S está asociada a anomalías positivas en casi todos los meses del año (Figura 5.11). Este mismo comportamiento, aunque con anomalías positivas también en el talud y en la plataforma al sur, se repitió en 2011 (Figura 5.12), especialmente en los meses de febrero, marzo y abril en que casi no se observaron anomalías negativas en toda el área de estudio. Por su parte, las anomalías negativas de 2005 también se asociaron con valores más bajos que la media en casi todos los meses del año (Figura 5.13) y anomalías negativas respecto a las concentraciones mínima y máxima promedio mensuales (Apéndice B, Sección B.2.2.2).

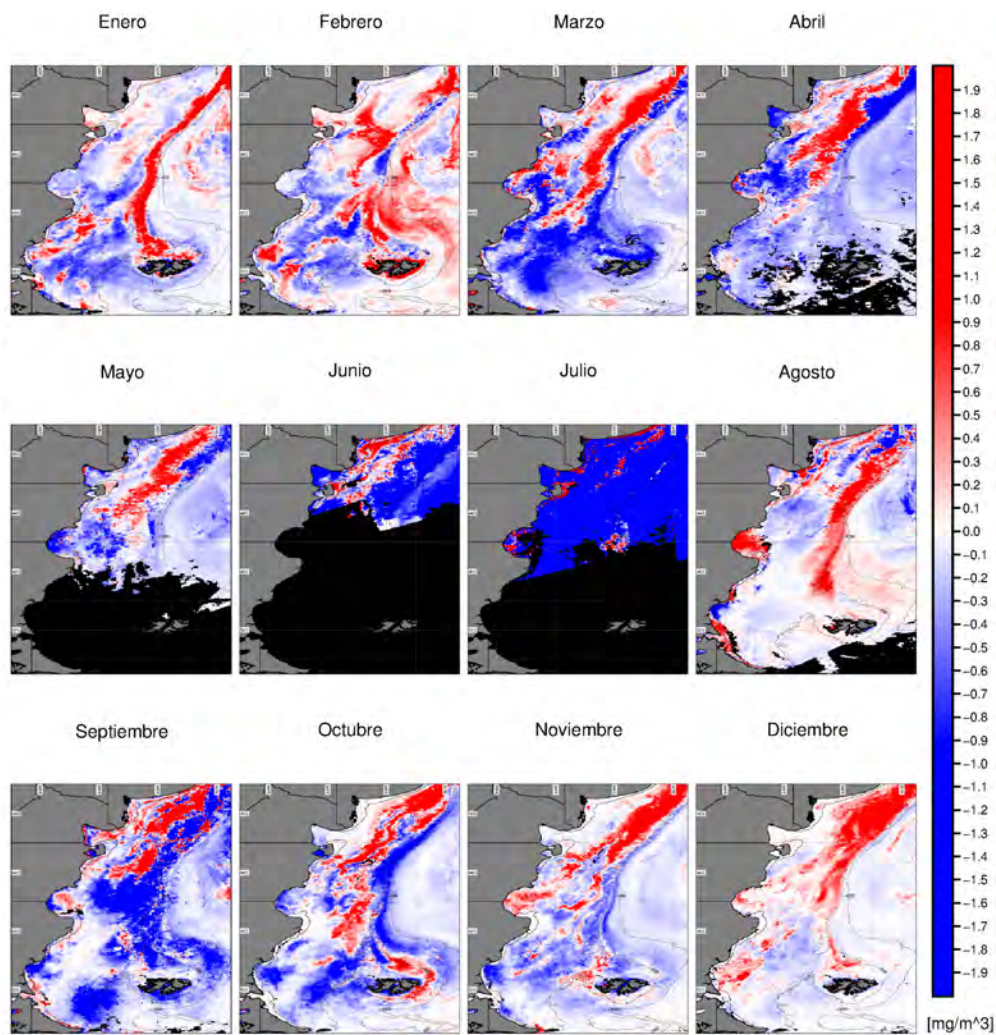


Figura 5.11: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2003. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

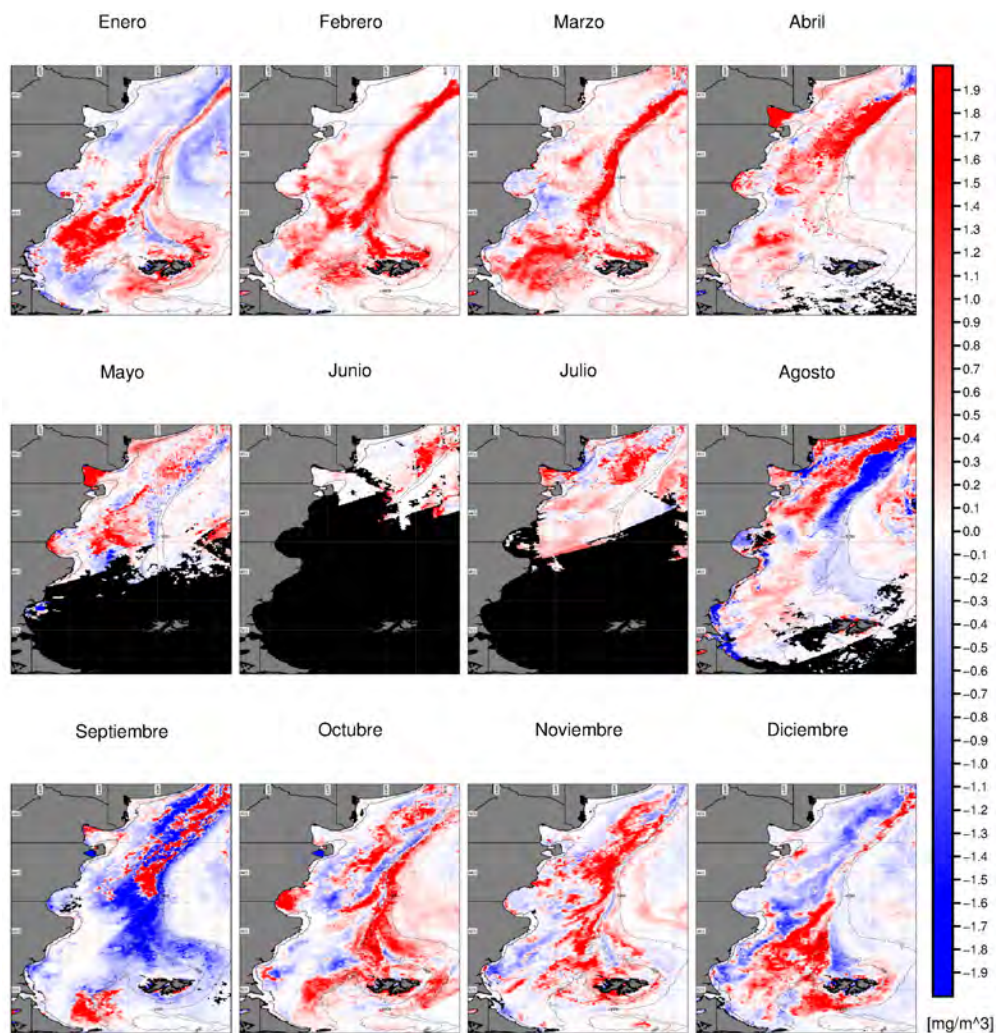


Figura 5.12: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2011. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

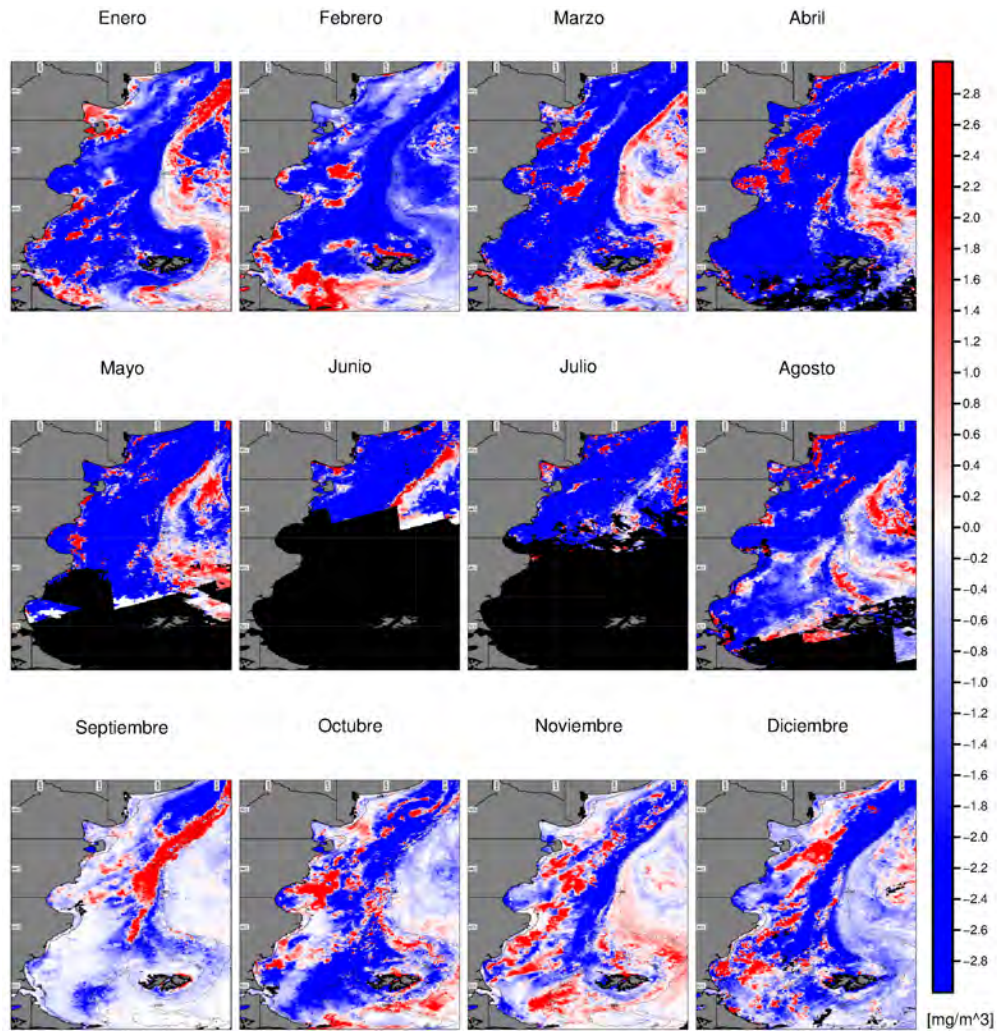


Figura 5.13: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2005. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

5.3.4 Variación temporal media de la Cl-a

5.3.4.1 Enmascarado de zonas costeras

Después de contar la cantidad de veces que cada píxel del área de estudio superaba el umbral 0.0012 sr^{-1} en la banda $R_{rs}(667)$ (Figura 5.14) descripto para aguas turbias, se decidió enmascarar todas aquellas zonas que sobrepasaron dicho umbral más de 75 veces (Figura 5.15).

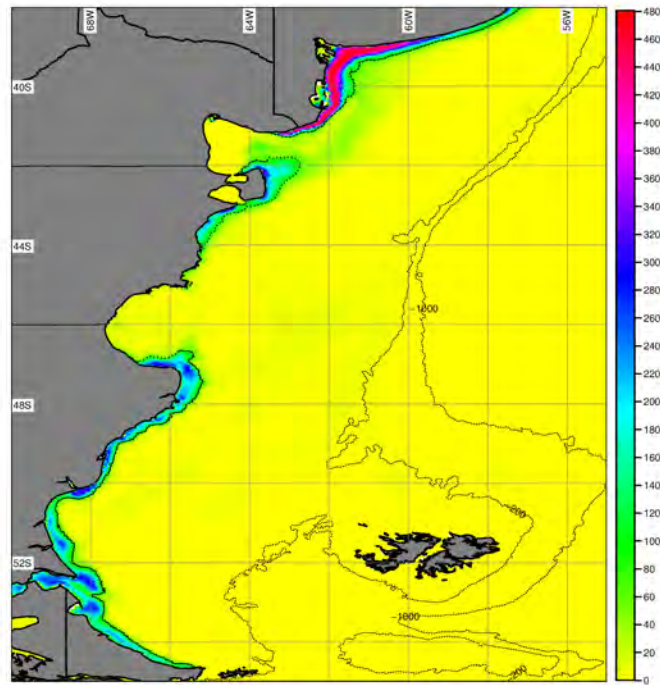
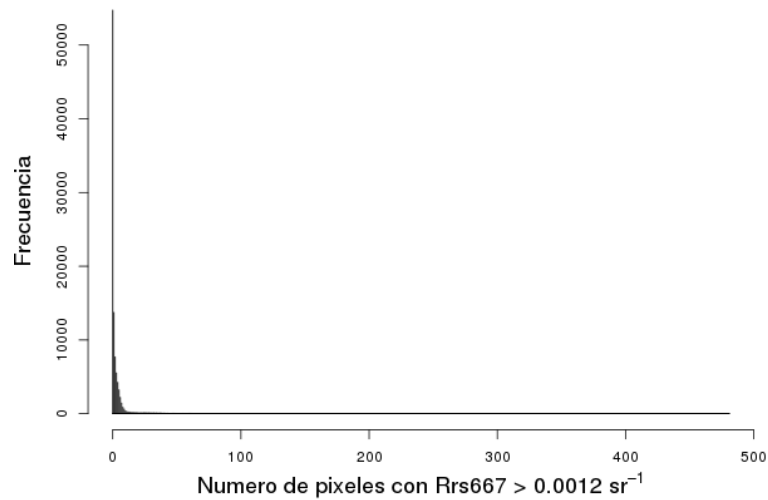
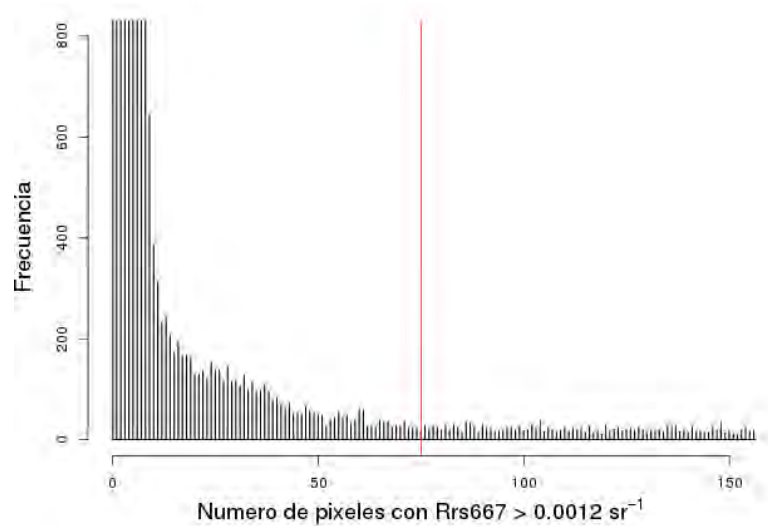


Figura 5.14: Sumatoria de las veces que los píxeles sobrepasan el umbral de 0.0012 sr^{-1} en el producto $R_{rs}(667)$ de MODIS/Aqua (2003-2013). Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$.

Se pudo observar que las zonas donde mayor número de veces la reflectancia superó el valor de 0.0012 sr^{-1} correspondieron, tal como se esperaba, a las zonas costeras de Buenos Aires, seguidas por las costas en la zona de Península Valdés, y las costas de Santa Cruz y Tierra del Fuego. Es probable asimismo, que los florecimientos de cocolitofóridos, que suelen presentar mayores reflectividades en el visible, también influyan en el patrón observado en $R_{rs}(667)$.



(a)



(b)

Figura 5.15: a). Distribución de los conteos de píxeles con valores de $R_{rs}(667)$ mayor a 0.0012 sr^{-1} . b). Zoom de la figura a. La línea vertical en rojo representa el umbral de 75 píxeles elegido para enmascarar.

Este análisis y el posterior enmascarado de zonas donde se superara el umbral más de 75 veces se realizó con el fin de extraer luego valores promedios de concentración de clorofila agregados espacialmente para toda el área de estudio, pero eliminando la influencia de valores altos de Cl-a en las costas que en realidad son efecto del mal desempeño del algoritmo en aguas costeras y turbias. La figura 5.16 muestra el área que resultó finalmente enmascarada (área coloreada en fucsia) y no considerada en los promedios espacialmente agregados. En total,

dicha área enmascarada correspondió a unos 4200 píxeles, o sea, un 4% del área de interés (sin tener en cuenta la tierra).

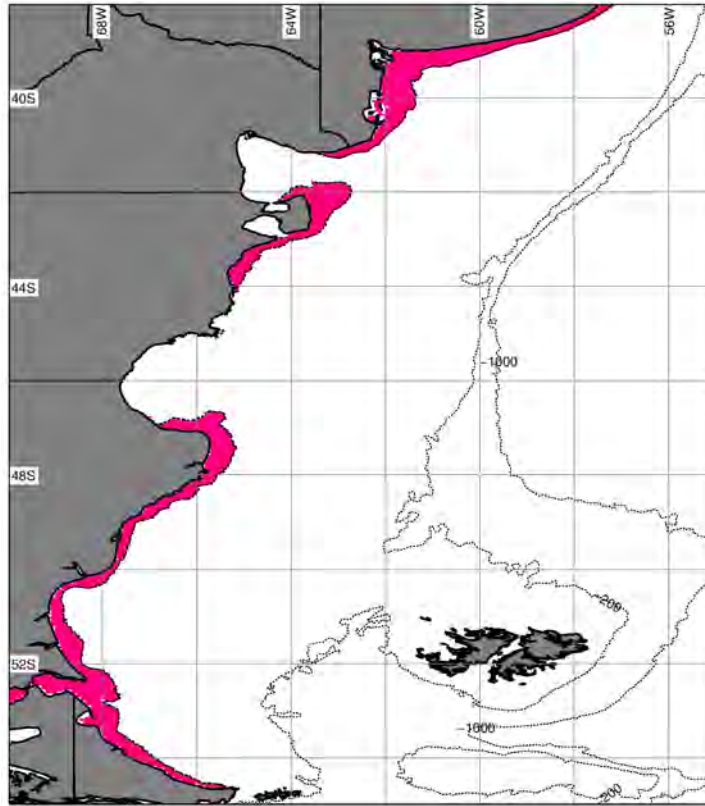


Figura 5.16: Máscara costera. Se enmascaran los píxeles que sobrepasan el umbral de 0.0012 sr^{-1} en el producto $R_{rs}(667)$ de MODIS/Aqua más de 75 veces (2003-2013). Se muestran también las isobatas de 200 y 1000 metros.

5.3.4.2 Series de tiempo de CI-a media espacial

Con el fin de analizar la variabilidad temporal, se estimaron los promedios espaciales de CI-a en toda el área de estudio para cada una de las imágenes de la serie de 8 días de resolución temporal (Figura 5.17). Esos valores fueron luego agregados mensual y estacionalmente (Figuras 5.18 y 5.19, respectivamente). La máscara de la zona costera fue aplicada solamente para la extracción de los promedios espaciales, para evitar la influencia de valores altos producto de un mal desempeño del algoritmo en estas zonas. En todos los casos, el patrón general de variación temporal mostró un ciclo anual marcado con valores altos en primavera que disminuyen hacia el otoño-invierno.

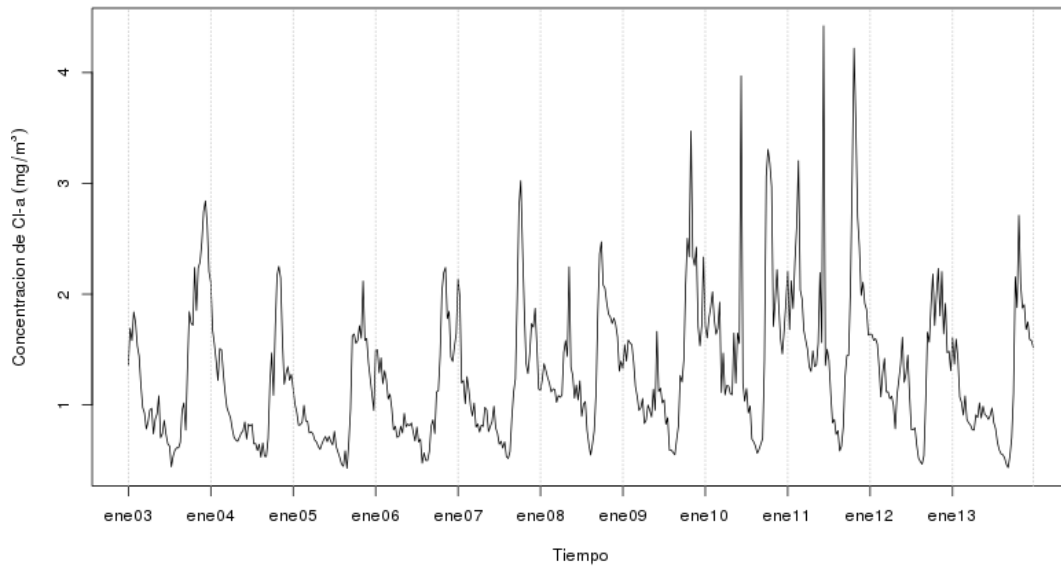


Figura 5.17: Serie de tiempo de la concentración media de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (resolución temporal de 8 días) para toda el área de estudio.

El promedio espacial, particularmente el construido con los datos promedio de 8 días (Figura 5.17) y en menor medida el agregado mensualmente (Figura 5.18), también revela un pico secundario normalmente más pequeño en el otoño (mayo-junio). Este pico de otoño resultó más alto que el máximo anual tanto en 2010 como en 2011, ocurriendo en ambos casos en el mes de junio. En la Sección B.2.3.1 del Apéndice B se presentan los gráficos de los valores máximos y mínimos de Cl-a vs tiempo, con las distintas resoluciones temporales usadas (8 días, mensual, estacional).

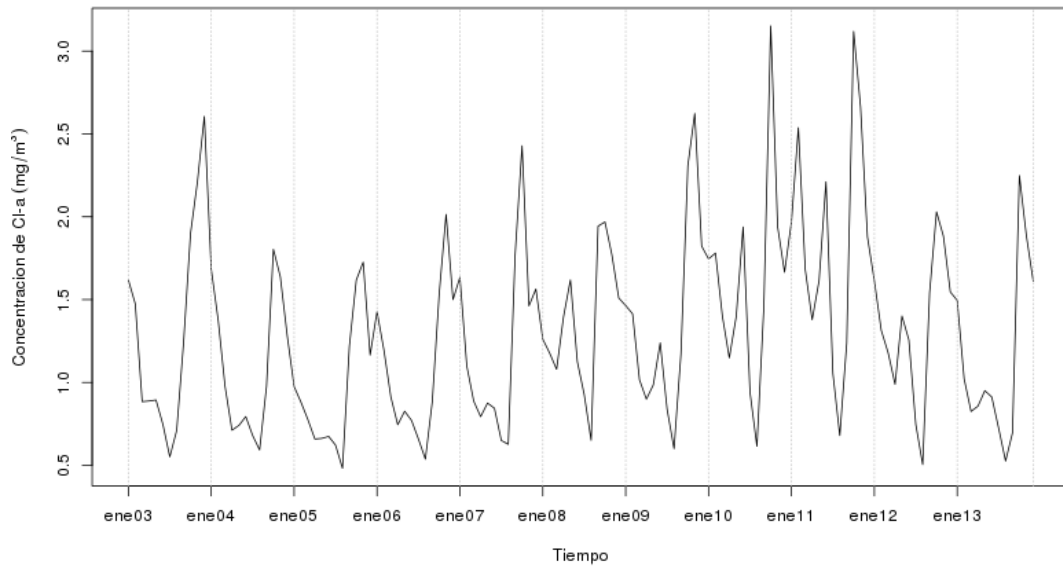


Figura 5.18: Serie de tiempo de la concentración media mensual de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 para toda el área de estudio.

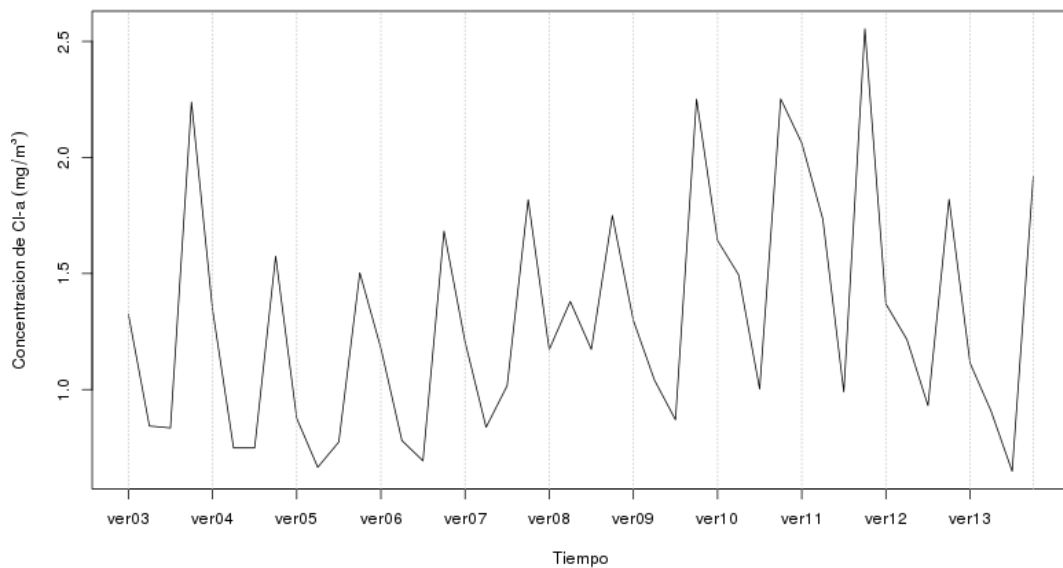


Figura 5.19: Serie de tiempo de la concentración media estacional de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 para toda el área de estudio.

En la figura 5.20 se muestra la variación de los valores medios mensuales de CI-a agregados para toda la serie de datos. Las cinturas de las cajas, que representan la mediana del mes,

reflejan aproximadamente el ciclo anual del que se hablaba anteriormente. Septiembre y Octubre son los meses que presentan mayor variabilidad, probablemente asociada a la variabilidad temporal en la fecha de ocurrencia del florecimiento algal. Junio, por su parte, presenta dos puntos muy alejados de su distribución que posiblemente sean los máximos que se observaron en 2010 y 2011 para este mes. Este patrón se observa también en los histogramas que muestran la distribución de los valores mínimos y máximos mensuales de la Cl-a (Figura 5.21).

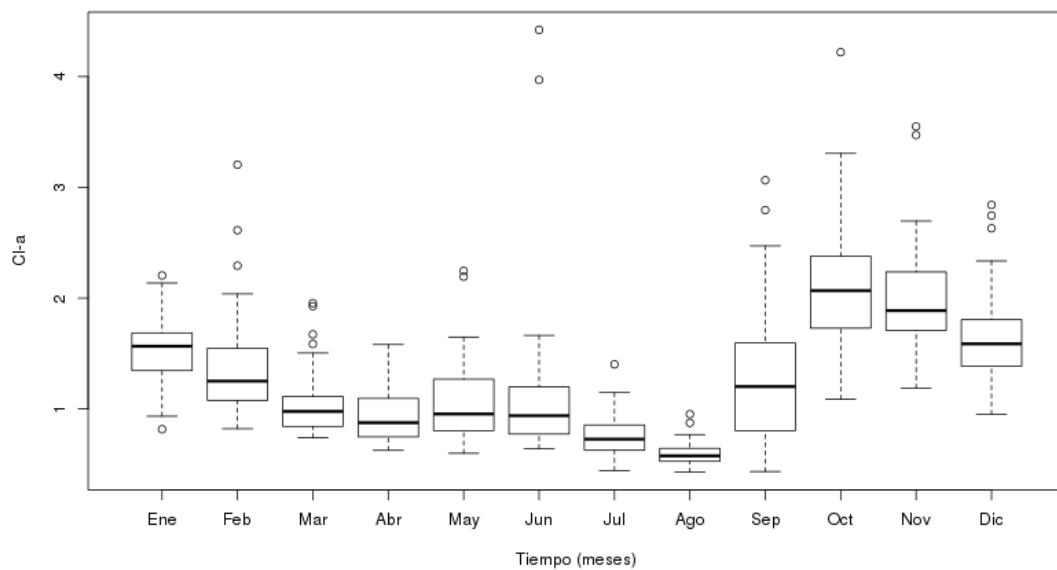
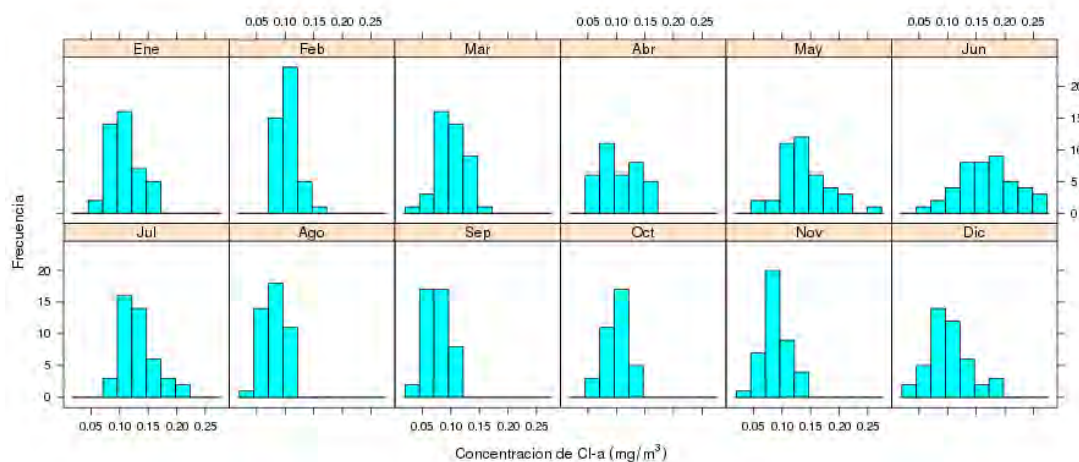


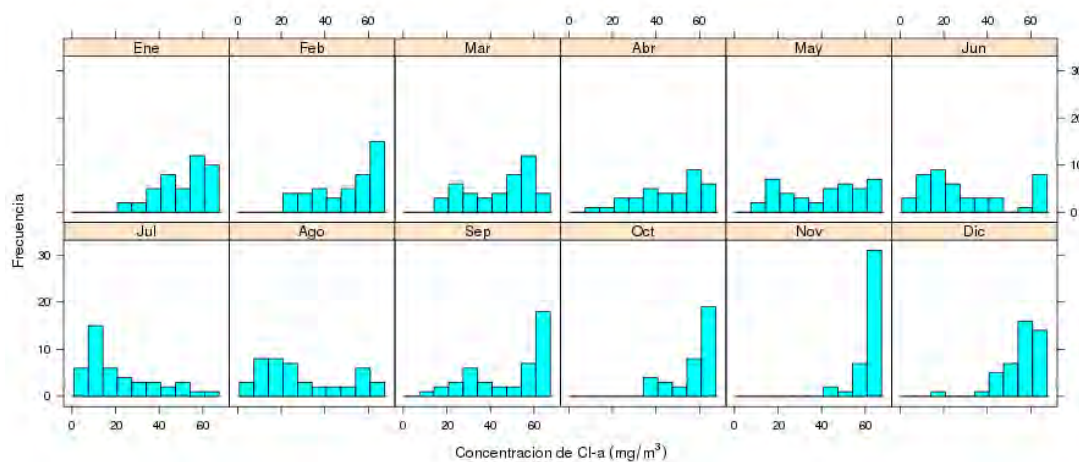
Figura 5.20: Variación en la concentración media mensual de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013. Las líneas inferior y superior de cada caja representan el 1° y 3° cuartil, respectivamente; mientras que el largo de la caja es el rango intercuartil. La línea central representa la mediana. El bigote superior denota el valor máximo o el 3° cuartil más 1.5 veces el rango inter-cuartil, según cual sea menor. El bigote inferior es el valor mínimo o el 1° cuartil menos 1.5 veces el rango inter-cuartil, según cual sea menor.

5.4 Discusión

Los 11 años de datos MODIS/Aqua L3 analizados en este trabajo proveen una visión general de la evolución temporal y de la variabilidad espacio-temporal de la Cl-a en la plataforma continental y talud de la región patagónica. Si bien otros autores han presentado análisis similares (Rivas et al., 2006; Romero et al., 2006), esta es la primera vez que se usan productos MODIS promedio de 8 días y de 4 km de resolución espacial para analizar las variaciones espacio-temporales de



(a) Concentración mínima de Cl-a



(b) Concentración máxima de Cl-a

Figura 5.21: Distribución de frecuencias de los valores mínimos (a) y máximos (b) de Cl-a estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (mg/m³).

la concentración de Cl-a en el Mar Argentino, y por un período de tiempo que llega a la actualidad. Los estudios previos abarcaron un período menor y anterior al considerado en este estudio (1998-2003 ó 1998-2004, respectivamente) y se basaron en datos de color del mar provenientes de otros sensores.

En general, la concentración de Cl-a presentó variaciones durante el año y entre años en los valores alcanzados pero también en la distribución espacial y extensión (superficie) de los mismos. No obstante, parecieron mantenerse relativamente constantes los sitios y momentos en que ocurrieron las mayores concentraciones. Así, en primavera se observó la mayor extensión de valores elevados de Cl-a, ocupando la zona del frente del talud, los frentes mareales costeros (Península Valdés, Golfo San Jorge, Bahía Grande) y la plataforma media hasta los 52° S

aproximadamente. Además, se evidenció un sentido latitudinal norte-sur en la progresión del florecimiento, comenzando en septiembre y avanzando al sur con el correr del tiempo. En los meses de verano, por su parte, se redujo la extensión de las áreas con mayores concentraciones de Cl-a. En estos meses, los valores más elevados (Cl-a \approx 3.0-5.0 mg/m³) se presentaron normalmente a lo largo del talud, en los frentes mareales costeros y en la plataforma media al sur de los 46° S. En otoño se observó todavía un área de alta concentración (Cl-a \approx 2.0-3.0 mg/m³) al norte de los 42° S aguas adentro del talud continental, en el Golfo San Jorge y en algunos manchones de plataforma media entre los 44° y 46° S; mientras que en invierno las concentraciones de Cl-a disminuyeron en toda la plataforma, observándose los valores más bajos (Cl-a $<$ 0.5 mg/m³) al sur de los 46° S.

La estratificación de la columna de agua es uno de los mecanismos responsables del ciclo anual del fitoplancton en la PCP. La termoclina varía estacionalmente: se desarrolla en primavera, se intensifica en verano, decae en otoño y se rompe completamente en el invierno (Piola and Rivas, 1997; Rivas and Piola, 2002). La evolución estacional de la estratificación vertical juega un rol importante en el intercambio de nutrientes con la capa profunda y el mantenimiento del fitoplancton sobre la superficie. Rivas et al. (2006) afirman que el máximo de clorofila en superficie se propaga desde el borde exterior de la plataforma hacia la costa, en concordancia con el sentido de desarrollo de la termoclina estacional; sentido que también parece hacerse evidente en este estudio, principalmente al analizar la climatología mensual (Sección 5.3.2.4). En la PCP existen zonas frontales de dimensiones relativamente reducidas que se encuentran asociadas a un aumento de la circulación vertical. Esto permite mantener altas concentraciones de nutrientes en la zona eufótica aún después de la floración de primavera. Como consecuencia de esto, las zonas frontales son las responsables fundamentales de las concentraciones altas de Cl-a superficial encontradas en el verano.

En general, los sistemas de plataformas templadas están sometidos a una fuerte estacionalidad debido a los procesos de mezcla y estratificación de la columna de agua y a la disponibilidad de macro- y micro-nutrientes, principalmente de las formas de nitrógeno. Estos factores, en conjunto, condicionan los niveles de biomasa fitoplanctónica y determinan el dominio y reemplazo de los distintos taxones (Fu et al., 2009). Durante el invierno, la mezcla vertical intensa mantiene niveles de nutrientes elevados en las capas superficiales, pero el crecimiento fitoplanctónico en esta estación estaría limitado principalmente por la baja intensidad lumínica (Gargett and Marra, 2002). Durante la primavera, el incremento de la radiación solar y,

en consecuencia, de la temperatura del agua de mar y del grado de estratificación de la columna de agua, promueve el desarrollo de biomasa fitoplanctónica nueva, basada principalmente en nitrógeno nuevo (NO_3^-) proveniente de los estratos profundos (Rodrigues and Williams, 2002). Luego del florecimiento fitoplanctónico primaveral, que implica una disminución de los niveles de NO_3^- y SiO_3^{2-} en la zona eufótica, y debido al desarrollo de la termoclina que limita el ascenso de nutrientes desde el fondo, la producción fitoplanctónica se basa principalmente en nitrógeno regenerado o formas reducidas de nitrógeno (como NH_4^+ y urea) (Strom et al., 2006). Por otro lado, el fitoplancton representa una de las fuentes principales de producción de carbono orgánico disuelto y esto promueve la actividad microbiana degradativa (Siegenthaler and Sarmiento, 1993). Bajo esta situación, la biomasa del microfitoplancton solo se mantiene elevada en la franja costera (Li, 2002), caracterizada por la mezcla vertical permanente. Durante el otoño, período en que aún la intensidad lumínica no es drásticamente baja, el incremento de la intensidad del viento y la disminución de la temperatura favorecen el proceso de mezcla vertical con la consecuente ruptura de la termoclina y ascenso de nutrientes desde el fondo, observándose un nuevo incremento de la biomasa fitoplanctónica (Li and Harrison, 2008).

Siguiendo a Rivas et al. (2006), se analiza aquí la variación de la concentración de Cl-a en la PCP dividiéndola en dos grandes zonas: sur del paralelo 47° S y norte del paralelo 47° S. En la zona sur de la PCP (al sur de los 47° S) se observaron valores elevados de Cl-a en primavera y verano (desde octubre hasta abril) con máximos relativos en el sector sur del talud, asociados al frente de talud, y en la zona de Bahía Grande y el norte de las Islas Malvinas, seguramente asociados a los frentes de marea identificados en esas áreas (Glorioso and Flather, 1995). En otoño e invierno la Cl-a descendió progresivamente en toda esta región y sólo en la costa de Tierra del Fuego y sur de Santa Cruz persistieron valores apreciables. Los valores altos que se observan en el verano lejos de las zonas frontales son difíciles de explicar ya que la estratificación de las aguas inhibe el flujo vertical de nutrientes hacia las capas superficiales. Sin embargo, Glorioso and Flather (1995) han mostrado que el viento local y la depresión batimétrica existente entre las islas Malvinas y la isla de Tierra del Fuego producen un gran giro anticiclónico en el sur de Bahía Grande. Este podría ser el mecanismo que impide el agotamiento de los nutrientes en la capa superficial y permite sostener las altas concentraciones de Cl-a observadas. Por otra parte, Sabatini et al. (2004), utilizando datos hidrográficos de la plataforma patagónica sur encontraron que la estructura de la densidad de la columna de agua se vuelve casi homogénea al sur de los 51° S y sugirieron la existencia de una zona de surgencia a 300 km de la costa. En ese caso la zona mezclada podría proveer los nutrientes, y el flujo

medio predominante hacia el NNE (Piola and Rivas, 1997) el mecanismo advectivo necesario para mantener los valores altos de Cl-a observados en toda la región. Altas concentraciones de nitratos y fosfatos durante el verano han sido encontradas por Brandhorst y Castello (1971) y más recientemente por Papparazzo (2003), pero el mecanismo responsable de la provisión de nutrientes no ha sido dilucidado aún.

Siguiendo con el análisis de la variación de la Cl-a en la PCP por zonas, al norte de los 47° S, Rivas et al. (2006) distinguieron tres regiones de comportamiento diferente. Aquí se utiliza también ese esquema para describir y analizar los resultados obtenidos:

Plataforma exterior

Esta zona, aledaña a la isobata de 200 m, presentó elevadas concentraciones de Cl-a desde septiembre, durante la floración de primavera y alcanzó valores altos en octubre. Los valores altos se mantuvieron hasta marzo-abril pero en una faja mucho más reducida. Varios estudios recientes han descrito el ciclo estacional del fitoplancton en el talud patagónico a partir del análisis de productos de color de mar (Garcia et al., 2004; Rivas, 2006; Rivas et al., 2006; Romero et al., 2006; Signorini et al., 2006). Aunque la franja de alta concentración de clorofila presenta importantes variaciones interanuales (en su concentración media) (Signorini et al., 2006), su ubicación parece mantenerse relativamente estable (Romero et al., 2006), pues estaría dominada por fenómenos asociados a la topografía oceánica (Saraceno et al., 2005; Garcia et al., 2008b). Las altas concentraciones de Cl-a observadas en éste y otros trabajos en estas zonas aledañas al talud, se explicarían por el frente termohalino que allí tiene lugar al encontrarse las aguas estratificadas de la plataforma con las aguas más frías, saladas y ricas en nutrientes de la corriente de Malvinas. En las aguas de la corriente de Malvinas, el crecimiento del fitoplancton se encuentra limitado por la profundidad de la capa de mezcla (Brandini et al., 2000). Sin embargo, este frente térmico del talud provee tanto la luz como los nutrientes necesarios para sostener una alta biomasa fitoplanctónica durante la estación cálida. Los florecimientos masivos de fitoplancton a lo largo de taludes continentales se observan en muchas partes del océano global (Longhurst, 1998), pero la extensión de la banda de altas concentraciones de Cl-a sobre el Frente del Talud de la PCP, y su continuidad espacial y temporal hacen que este fenómeno sea probablemente único en el mundo (Podesta, 1997; Saraceno et al., 2005). Estos florecimientos sostenidos de fitoplancton requieren un mecanismo semipermanente

de surgencia. Algunos de los mecanismos propuestos por diversos autores son: la estratificación vertical del agua externa a la plataforma (Carreto et al., 1986), mezcla de pequeña escala entre las masas de agua, fertilización por hierro transportado por los vientos desde el continente (Signorini et al., 2009), ocurrencia combinada de ondas internas y vientos episódicos (Acha et al., 2004; Saraceno et al., 2005), o el efecto conjugado del mezclado y el forrajeo (García et al., 2008b).

Plataforma media y golfo San Jorge

La región central presentó un comportamiento típico de mares templados con dos floraciones, una en primavera más intensa y otra en otoño más débil, y valores bajos en verano (cuando la disponibilidad de nutrientes es baja) e invierno (cuando la luz es el factor limitante). La floración de primavera comenzó a desarrollarse en septiembre, alcanzó su máxima intensidad en octubre-noviembre y comenzó a desvanecerse en diciembre. Entre enero y marzo, se observaron valores bajos que pueden deberse al agotamiento de nutrientes de la capa de mezcla. En abril y mayo, las concentraciones de Cl-a aumentaron nuevamente en una floración de otoño, de mucho menor intensidad que la de primavera. En coincidencia con lo observado por Dogliotti (2007), esta floración de otoño pareció progresar en sentido latitudinal opuesto a la primaveral.

Zona Costera

Esta región presentó valores moderadamente altos y relativamente uniformes a lo largo del año, en particular en las costas de la provincia de Buenos Aires, donde desemboca el río Colorado. Resulta difícil determinar si estos valores elevados se deben a incrementos reales de Cl-a (por aportes locales de nutrientes) o a la presencia de sedimentos en suspensión y/o materia orgánica disuelta que podrían influir en el desempeño del algoritmo empírico. En esta zona se observaron asimismo zonas aisladas con valores altos de Cl-a asociados a zonas frontales, donde la estabilidad de la columna de agua cambia bruscamente de un lado al otro del frente. En el golfo Nuevo al sur de la Península de Valdés y en el Golfo San Jorge se observaron máximos locales en el verano que seguramente están relacionados a los frentes de marea presentes en esas zonas. Por otra parte, en el extremo noroeste del golfo San Matías se observaron valores bajos o muy bajos de Cl-a desde octubre-noviembre hasta marzo que podrían asociarse a un agotamiento de los nutrientes disponibles en la capa eufótica; y valores elevados de Cl-a entre abril y mayo. Este comportamiento podría ser otra manifestación del sistema frontal descrito para este

golfo (Gagliardini and Rivas, 2004). El origen de este frente es atribuido al ingreso de agua de plataforma por el sector sur de la boca del golfo.

El análisis de anomalías anuales y mensuales, reflejaron también una alta variación en los valores que alcanza la Cl-a en la PCP, con años (y/o meses) de mayor superficie de anomalías positivas y años de predominancia de valores menores que la media. Algunos autores que analizaron series de Cl-a satelital detectaron tendencias positivas en el Atlántico Sur (Gregg et al., 2005; Siegel et al., 2013), mientras que Gregg and Rousseaux (2014) en un análisis de la Cl-a global combinando datos obtenidos por diferentes sensores, encontraron regiones de tendencias positivas entremezcladas con parches de tendencias negativas. Gregg and Rousseaux (2014) destacaron particularmente la tendencia positiva detectada aguas afuera de la plataforma patagónica, llegando a la cuenca del Atlántico Sur. En este trabajo, no se observó una predominancia de anomalías positivas aguas afuera de la plataforma, sino aproximadamente el mismo nivel de variación que dentro de la PCP. En efecto, la pendiente estimada para toda la serie, tampoco resultó muy marcada (Figura 5.6, Sección 5.3.2.1).

Las mayores superficies de anomalías positivas se observaron en 2003 y entre 2009 y 2012 inclusive, siendo 2010 y 2011 los años en que se encontraron las mayores áreas de valores de Cl-a por encima de la media. Una alta variabilidad interanual en la concentración de Cl-a ya fue descrita para la plataforma y talud continental argentinos (Signorini et al., 2009; Machado et al., 2013). Anomalías en los vientos que podrían producir surgencias y cambios en la posición de los frentes así como anomalías en las descargas de grandes ríos son fenómenos sugeridos como explicación a las anomalías observadas en las concentraciones de Cl-a (Saraceno et al., 2005; Romero et al., 2006; Garcia and Garcia, 2008). Signorini et al. (2009) asociaron el gran florecimiento de 2003 con cambios en la provisión de nutrientes, particularmente de hierro, aportado por diferentes fuentes. La amplia superficie de anomalías positivas observadas en este estudio en 2003 coincide con el florecimiento descrito para ese año por estos autores (Signorini et al., 2009). Otros autores han relacionado las fluctuaciones interanuales de la Cl-a o la intensidad de los florecimientos con fenómenos climáticos como el NAO (Oscilación del Atlántico Norte) en el Atlántico Norte (Henson et al., 2012) o el ENSO (El Niño Oscilación Sur) en el Hemisferio Sur, tanto en sistemas fluviales (Solari et al., 2014) como marinos (Behrenfeld et al., 2006; He et al., 2013; Machado et al., 2013). El mecanismo por el cual estos fenómenos producen tales variaciones es aún objeto de estudio. Algunos autores sugieren los efectos globales del ENSO sobre los vientos (como respuesta a los cambios en la temperatura del mar) puede afectar la

distribución del fitoplancton (Yoder and Kennelly, 2003; Li and Clarke, 2004; Machado et al., 2013). Otros en cambio, sostienen que cambia la composición de la comunidad fitoplanctónica y/o el momento de inicio del florecimiento (Devercelli, 2010; D'Ortenzio et al., 2012; Solari et al., 2014). En el sudeste de América del Sur, El Niño Oscilación Sur tiene fuertes efectos en las precipitaciones, particularmente en la primavera (Grimm et al., 2000). Esto hace que las descargas por parte de grandes ríos como el Río de la Plata (RDP) se incrementen durante estos eventos y disminuyan con los eventos La Niña (Piola et al., 2008). Se han observado incrementos en las concentraciones de Cl-a en zonas cercanas a la descarga del RDP durante eventos El Niño probablemente a causa de una mayor extensión de la pluma fluvial y el mayor aporte de nutrientes hacia la plataforma (Carreto et al., 1995; Garcia and Garcia, 2008). Machado et al. (2013) analizaron una serie mensual de imágenes de Cl-a obtenidas a partir de datos del sensor SeaWiFS entre 1997 y 2008, y observaron que durante los eventos El Niño se registraban anomalías positivas en la concentración de Cl-a satelital al norte de los 45° S y anomalías negativas al sur de esa latitud, mientras que el patrón opuesto se registraba durante los eventos La Niña.

Los años de importantes anomalías positivas en la mayor parte de la PCP (2010 y 2011) observadas en este estudio, se correspondieron con eventos La Niña bastante marcados (<http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi.php>), salvo por los primeros meses del año 2010 que presentaron anomalías negativas en el índice de Oscilación del Sur (SOI). Estos resultados no serían totalmente consistentes con los patrones observados por Machado et al. (2013) para eventos Niño/Niña anteriores, y se requiere un análisis más profundo para poder explicarlos, probablemente buscando asociaciones con variables como SST o velocidad y dirección del viento. De modo general, fenómenos como El Niño implican un cambio en las temperaturas del océano y múltiples líneas de evidencia sugieren que los cambios en la biomasa fitoplanctónica y en la productividad están relacionados al calentamiento del océano producto del calentamiento global (Behrenfeld et al., 2006; Polovina et al., 2008; Lewandowska et al., 2014). Al menos dos mecanismos diferentes influyen en esta tendencia: un efecto físico en la estratificación vertical producida por el calentamiento de la capa superficial del océano que indirectamente afecta al fitoplancton al limitar las tasas de provisión de nutrientes; y un efecto directo del calentamiento sobre las tasas metabólicas del fitoplancton. Es bien sabido que los cambios en el fitoplancton marino pueden tener consecuencias sobre los ciclos biogeoquímicos, los patrones climáticos, las pesquerías y la estructura y funcionamiento de los ecosistemas marinos. Estos efectos globales proveen una fuerte motivación para comprender mejor cómo se modificarán las comunidades de fitoplancton bajo condiciones de calentamiento oceánico (Falkowski, 2012; Lewandowska et al.,

2014).

Las series de tiempo construidas a partir de agregados espaciales de la Cl-a en toda el área de estudio (habiendo enmascarado las zonas costeras) mostraron un ciclo anual marcado con valores altos en primavera (que persisten durante el verano en mayor o menor medida) y que disminuyen hacia el otoño-invierno al igual que lo indican las climatologías mensuales y estacionales en la dimensión espacial. También se evidencia en estas series de tiempo, quizá más claramente que en la dimensión espacial, un segundo pico en el otoño, generalmente (aunque no siempre) más pequeño que el de primavera, antes de alcanzar los valores mínimos anuales. Este pico de otoño resultó más alto que el máximo anual tanto en 2010 como en 2011, consistentemente con lo observado en las anomalías mensuales y el patrón general de anomalías positivas registradas esos años.

Si bien los productos satelitales presentan valiosas ventajas en estudios de estas características, no se pueden pasar por alto sus limitaciones. Una de ellas, se relaciona al grado de confianza que puede esperarse de las estimaciones de las variables bio-físicas como se mencionara anteriormente. Dogliotti (2007) analizó la precisión en la estimación satelital de la concentración de Cl-a en la PCP, comparando la Cl-a satelital estimada por algoritmos globales y regionales con mediciones *in situ* colectadas en cinco campañas oceanográficas entre los años 2001 y 2004. Un primer análisis mostró que las estimaciones obtenidas tanto con imágenes SeaWiFS como MODIS reproducen la distribución espacial de la Cl-a *in situ*, pero la correlación entre valores medidos *in situ* y valores de la imagen satelital fue muy baja. No obstante, los errores obtenidos en las estimaciones satelitales utilizando el algoritmo OC4v4 no fueron significativamente mayores que la incertidumbre propia del algoritmo utilizado para la obtención del producto Cl-a (O'Reilly and 24 Coauthors, 2000). De lo obtenido en el presente trabajo y la comparación con otros trabajos anteriores basados en datos satelitales y datos *in situ*, se podría confirmar que la información satelital, en general, y los datos MODIS/Aqua en particular, reproducen los patrones espacio-temporales de la Cl-a medida *in situ*, aunque dependiendo de la región las diferencias puede ser mayores o menores (Rivas et al., 2006; Dogliotti, 2007). Esto limitaría la interpretación de la distribución espacial de la Cl-a, reduciendo la intensidad de los gradientes espaciales y temporales. No obstante, no se compararon en este trabajo los valores absolutos y tampoco se realizaron inferencias sobre ellos, sino que sólo se estudió y analizó la variación espacial y temporal relativa de la concentración de Cl-a en la PCP, la que en términos generales coincidió con estudios previos, tanto basados en información satelital como en datos

tomados *in situ*.

Otra fuente de incertidumbre en los datos utilizados está asociada a la representatividad de las medias climatológicas construidas a partir de datos L3. Como se viera en el Capítulo 4, una serie de *flags* provenientes de L2 (incluida la presencia de nubes) limita el número de datos con el que se construye cada producto de 8 días. Para el caso particular de la PCP, los productos satelitales contienen faltantes de datos (altamente significativos en los meses de mayo, junio y julio) que afectan la construcción de los productos climatológicos de orden superior (mensuales, estacionales, etc.). Sin embargo, incluso con esta salvedad, los datos satelitales y en particular los productos CI-a de MODIS/Aqua L3 son capaces de representar consistentemente con estudios previos las variaciones espacio-temporales de la concentración de CI-a en la plataforma continental y talud de la Patagonia Argentina.

Otra de las limitaciones se asocia a la precisión de las estimaciones satelitales en zonas costeras, también llamadas aguas ópticamente complejas o aguas Caso 2. En estas zonas es común observar valores altos de CI-a durante todo el año, como en la zona costera del sur de Buenos Aires. Dado que las zonas costeras tienen una dinámica diferente a las aguas más profundas y distinta composición en cuanto a materiales disueltos y en suspensión (de propiedades ópticas diferentes a la CI-a), las relaciones empíricas entre radiancias y CI-a dejan de ser válidas y las estimaciones satelitales suelen diferir de los valores medidos. De modo que valores elevados en zonas costeras pueden probablemente ser sobre-estimaciones del algoritmo debidas a la resuspensión de sedimentos por una alta disipación de energía de las corrientes de marea (Glorioso and Flather, 1995). En la zona patagónica principalmente, las aguas costeras reciben grandes aportes terrígenos debidos a la presencia de los ríos Deseado, San Julián, Chico, Santa Cruz, Coig y Gallegos, así como del aporte de aguas más diluídas y con sedimentos finos provenientes del estrecho de Magallanes. Fue precisamente para evitar que estas estimaciones influyeran en las medias espacialmente agregadas que se enmascararon las áreas costeras antes de la obtención de dichos valores (Sección 5.3.4.1).

En conclusión, a partir del análisis de 11 años de productos MODIS/Aqua L3 se obtuvo una visión general de la evolución temporal y de la variabilidad espacio-temporal de la CI-a en la plataforma continental y talud de la región patagónica, que en términos generales y a pesar de sus limitaciones, resultó consistente con estudios previos basados tanto en información satelital como en datos *in situ*. Más estudios son necesarios a fin de tratar de dilucidar los mecanismos

y procesos que gobiernan la variabilidad espacial y temporal observada, a fin de predecir los efectos que el cambio global puede tener sobre el sistema marino.

Capítulo 6

Variabilidad espacio-temporal en los florecimientos algales

6.1 Introducción

Los florecimientos de fitoplancton juegan un papel fundamental en las cadenas tróficas pelágicas y bénticas, en la transferencia de materia orgánica al fondo del océano y en la biogeoquímica del océano (Falkowski, 2012). En presencia de una suficiente provisión de nutrientes y luz, el fitoplancton puede crecer y acumularse hasta niveles de florecimiento en los que la tasa de crecimiento excede las de pérdida debidas a mortalidad y hundimiento (Borrione and Schlitzer, 2013). Las variadas definiciones de florecimiento algal se basan en diferentes y a veces arbitrarios criterios, como la biomasa, la tasa de crecimiento, o ambos (Blondeau-Patissier et al., 2014). Sin embargo, Kutser (2009) advirtió sobre lo relativo del concepto de florecimiento que se usa para describir eventos de concentraciones de biomasa muy diferentes. Concentraciones de Cl-a menores a 1 mg/m^3 son en ocasiones descritas como florecimientos en aguas oceánicas (Lampert et al., 2002; Korb et al., 2008; Borrione and Schlitzer, 2013), mientras que en algunos lagos se encuentran concentraciones de decenas o centenas de mg/m^3 y ni siquiera se habla de florecimiento (Koponen et al., 2002). A raíz de esto es necesaria cierta cautela al comparar métodos aplicados y resultados obtenidos para determinar la ocurrencia de floraciones en diferentes condiciones (Kutser, 2009). En el contexto de este trabajo de tesis, se seguirá la definición propuesta por Blondeau-Patissier et al. (2014), “un florecimiento es un evento biológico que se

sostiene en el tiempo y el espacio y que resulta en cambios notorios en las radiancias satelitales a longitudes de onda usadas para detectar *proxies* (sustitutos) de incrementos en biomasa, en comparación con aguas circundantes libres de florecimiento”.

El principal objetivo al estudiar los florecimientos algales es, por supuesto, detectar dónde se encuentran y qué extensión alcanzan. El mapeo de los florecimientos es relativamente sencillo en muchos casos, ya que los mismos están normalmente asociados con un mayor o menor brillo de los cuerpos de agua, y ocurren en regiones donde otras causas de cambio en el color del mar son raras o imposibles (Kutser, 2009). Por ejemplo, la especie de dinoflagelado causante de la llamada marea roja, *Karenia brevis*, o las cianobacterias del género *Trichodesmium* florecen en aguas oligotróficas caso 1 (Subramaniam et al., 2002). Los florecimientos de *Karenia brevis* pueden ser detectados por sus características de absorción únicas, mientras que los florecimientos de cianobacterias son más brillantes que las aguas circundantes debido a la alta retrodispersión asociada con las vesículas de gas de dichos organismos que modifican el índice de refracción en relación al citoplasma y al agua circundante. Los cocolitofóridos, por su parte, son también fácilmente detectables por muchos sensores ópticos (Siegel et al., 2007). Después de detectar la presencia de florecimientos el siguiente paso es mapear su biomasa fitoplanctónica, que usualmente se describe en términos de concentración de clorofila. Esto último se trató en el Capítulo anterior (Capítulo 5).

Es sabido que la densidad y productividad del fitoplancton varían en magnitud y tiempo en las distintas regiones oceánicas debido a que los procesos que afectan su crecimiento y desaparición, tales como la irradiancia solar, la estratificación de la columna de agua, la provisión de nutrientes y la presión de pastoreo, varían con la latitud y las condiciones oceanográficas (Racault et al., 2012). Estos factores y procesos pueden a la vez estar sujetos a los efectos del cambio climático, lo que afectará los ciclos y la magnitud de la productividad primaria, de la que en última instancia dependen la vida acuática y el ciclo del carbono oceánico (Edwards and Richardson, 2004; Hays and Robinson, 2005). Como ya se mencionó en su momento, los satélites proveen medidas sinópticas y repetidas en el tiempo que permiten documentar los cambios que puedan ocurrir en la biomasa y productividad fitoplanctónica a escala regional y global. Aunque muchos investigadores han usado mediciones satelitales para examinar las variaciones en la concentración de clorofila y la relación de las mismas con las condiciones ambientales (Gregg and Conkright, 2002; Gregg et al., 2005), poco se ha investigado en general sobre la variabilidad en la cronología de la productividad y biomasa fitoplanctónicas, y en particular en

la plataforma continental Argentina.

La fenología hace referencia al desarrollo y los cambios que tienen lugar periódicamente en plantas y animales en relación con las condiciones climáticas. Es claro que la cronología o *timing* de eventos biológicos como los florecimientos de fitoplancton, al depender de factores y procesos ambientales, se verá afectada por los cambios climáticos globales a distintas intensidades en distintas regiones del mundo (Racault et al., 2012). La fenología de florecimientos del fitoplancton tiene consecuencias muy importantes para los ecosistemas marinos y en especial las pesquerías. De hecho, el inicio del ciclo de crecimiento del fitoplancton es particularmente crítico dada su coincidencia con las fases vulnerables de las larvas de los peces y los ciclos del zooplancton (Platt et al., 2003), como así también para la sobrevivencia y reclutamiento de las poblaciones de peces e invertebrados (Platt et al., 2003; Edwards and Richardson, 2004). Un estudio reciente ha sugerido que el cambio climático puede afectar el *timing* del comienzo de los florecimientos (Kahru et al., 2011), llevando a una disminución en la sincronización entre los florecimientos del fitoplancton y los ciclos de vida de los niveles superiores (Edwards and Richardson, 2004; Mackas et al., 2007). Tal posibilidad enfatiza la necesidad de estudiar los factores determinantes del comienzo de los florecimientos de fitoplancton y su vulnerabilidad frente a la variabilidad climática (Visser and Both, 2005). Fases importantes del crecimiento de las poblaciones del fitoplancton incluyen: (1) el momento de inicio, (2) el momento del máximo, (3) el momento de finalización y (4) la duración (Racault et al., 2012). Datos provenientes de sensoramiento remoto, disponibles de manera continua desde 1997 con alta resolución espacial y temporal, permiten monitorear el ciclo anual del fitoplancton junto con otros cambios ambientales. Entonces, sería posible realizar análisis a gran escala de la variabilidad interanual y decadal de la fenología del fitoplancton, aunque hasta la actualidad la mayoría de ellos se ha concentrado en escalas locales y regionales, y principalmente en el hemisferio norte (Siegel et al., 2002; Henson et al., 2009; Zhai et al., 2011).

En estudios recientes se han usado datos de color de mar para calcular métricas asociadas al ciclo fenológico, tales como la fecha de inicio de florecimiento a escalas regionales y globales (Vargas et al., 2009; Racault et al., 2012; Borrione and Schlitzer, 2013; Brody et al., 2013). No obstante, las metodologías y/o criterios para estimar estas métricas son variados, lo que plantea la pregunta de si los resultados obtenidos por diferentes métodos son equiparables. Se han desarrollado varios métodos para investigar la fenología del fitoplancton y especialmente

estimar el momento de inicio del florecimiento a partir de datos *in situ* y satelitales de concentración de Cl-a, tanto para ambientes marinos como de agua dulce, pero muy pocos estudios han comparado su desempeño y la información que cada uno provee (Brody et al., 2013). En general, la elección del método se ha basado en la forma de crecimiento del fitoplancton (si es exponencial o no) y en la frecuencia de muestreo. Convencionalmente, los métodos incluyen: estimar puntos de inflexión en curvas de concentración de Cl-a (Rolinski et al., 2007; Wiltshire et al., 2008); ajustar funciones de densidad (Platt et al., 2003; Rolinski et al., 2007; Platt et al., 2009) o modelos lineales generalizados (Vargas et al., 2009) a datos de Cl-a; y definir un umbral fijo (Borrione and Schlitzer, 2013; Korb et al., 2008) o relativo de concentración de clorofila (Siegel et al., 2002; Henson et al., 2006; Platt et al., 2009; Zhai et al., 2011). El umbral relativo es particularmente apropiado para trabajar en grandes regiones o a escala global, ya que puede abarcar la gran variabilidad de formas de crecimiento del fitoplancton.

Ji et al. (2010) identificaron 3 grandes categorías de métodos para estudiar el *timing* de los florecimientos de algas:

- Métodos de umbral, que basados en la biomasa de clorofila, definen el inicio de un florecimiento como el momento en que la serie de tiempo de Cl-a (Siegel et al., 2002; Henson et al., 2006, 2009; Racault et al., 2012) o una función de ajuste de la misma (Vargas et al., 2009; Platt et al., 2009; Wiltshire et al., 2008; Zhai et al., 2011; Sapiano et al., 2012) cruza un determinado umbral.
- Métodos de umbral basados en biomasa acumulada, que identifican el inicio de un florecimiento como el momento en que la suma acumulada de biomasa de clorofila cruza un determinado percentil del total de la biomasa (Greve et al., 2005; Mackas et al., 2012).
- Métodos de tasa de cambio, que estiman el comienzo de un florecimiento como el momento de más rápido incremento en una serie de clorofila o una función ajustada a esa serie (Sharples et al., 2006; Rolinski et al., 2007; White et al., 2009).

En general, los estudios que han examinado las características fenológicas del ciclo anual del fitoplancton han estudiado principalmente las fechas de inicio y máximo en regiones limitadas y principalmente concentrados en el Atlántico Norte (Siegel et al., 2002; Henson et al., 2006). Los métodos basados en umbrales de biomasa han sido los más aplicados sobre datos satelitales de color de mar para identificar el momento de inicio del florecimiento y otros eventos

fenológicos a escalas regionales y globales. El momento en que la concentración de clorofila apenas supera un umbral sobre un valor como la mediana, parece ser un índice razonable de comienzo de florecimiento dado que dicho evento debiera corresponder a un gran incremento por encima de las condiciones normales (medianas). Siegel et al. (2002) propusieron la mediana de la serie de Cl-a más un 5% como umbral razonable para marcar el comienzo de un florecimiento en el océano Atlántico del Norte, observando mínimas variaciones al variar el umbral entre 1 y 30%. Este umbral ha sido aplicado en varias otras regiones del mundo con buenos resultados (Henson et al., 2006; Thomalla et al., 2011). Por otra parte, Kim et al. (2009) usaron un umbral definido como dos desvíos estándar por sobre la media general, y otro definido en función de la mediana anual. En un trabajo en el océano Atlántico Sur, en cambio, se utilizó un umbral fijo de 0.75 mg/m³ para definir los florecimientos (Korb et al., 2008; Borrión and Schlitzer, 2013). Generalmente, el umbral constante es útil para comprender los cambios a largo plazo en la dinámica de los florecimientos de fitoplancton, mientras que los umbrales variables se orientan a comprender las variaciones en la dinámica anual (He et al., 2013).

Además de la fechas de inicio de florecimiento y de máxima concentración de clorofila, se desconoce la documentación y variabilidad de otros estadíos o marcadores fenológicos. Algunos investigadores han estimado la duración del florecimiento como la diferencia entre fecha de inicio y finalización (Platt et al., 2003; Vargas et al., 2009; He et al., 2013), pero no ha sido minuciosamente descripto. Documentar marcadores fenológicos adicionales puede llevar a una mejor comprensión de los procesos que afectan la dinámica del fitoplancton y ayudar a monitorear la respuesta del mismo frente a los cambios ambientales. Una de las razones por la cual la fenología planctónica sigue siendo un desafío se asocia a la dificultad para obtener observaciones continuas a lo largo del año (Edwards and Richardson, 2004). Con la creciente disponibilidad de series de tiempo oceánicas, los estudios fenológicos están recibiendo una creciente atención (Ji et al., 2010). De hecho, recientemente se han reportado hallazgos importantes a partir de análisis de datos *in situ* y satelitales en la plataforma Argentina (Rivas et al., 2006). Las observaciones satelitales de color del mar, en particular, se muestran prometedoras para proveer series de tiempo con la resolución temporal y espacial necesarias para caracterizar la fenología del fitoplancton a escalas regionales y globales (D'Ortenzio et al., 2012). En este capítulo se evalúan distintos métodos de rellenado y/o modelado de la serie de tiempo de Cl-a para estimar índices fenológicos y estadísticos. Se comparan asimismo dos métodos de determinación del momento de inicio del florecimiento y se presenta el análisis de la variabilidad espacio-temporal de los florecimientos algales en la Plataforma Continental Patagónica.

6.2 Metodología

6.2.1 Reconstrucción/modelado de la serie de tiempo

Dado que para la obtención de varios índices fenológicos se requiere que la serie de datos esté completa (Sirjacobs et al., 2011), se probaron dos metodologías diferentes de rellenado de la serie que presenta una importante proporción de los datos faltantes, principalmente en invierno (y en latitudes australes), como se vio en el Capítulo 4. Las dos metodologías utilizadas fueron: HANTS (Harmonic ANalysis of Time Series, Roerink et al. 2000) y DINEOF (Data INterpolating Empirical Orthogonal Functions, Beckers and Rixen 2003; Alvera-Azcárate et al. 2005) que ya han mostrado ser efectivas para reconstruir/modelar datos satelitales de clorofila en el mar (Brody et al., 2013; Sirjacobs et al., 2011). En primer medida, sólo se aplicó HANTS, haciendo variaciones en sus parámetros (series HAN), luego sólo se aplicó DINEOF (serie DIN), y por último, se aplicó HANTS sobre los resultados de DINEOF (series DIN-HANs).

6.2.1.1 HANTS

HANTS es un algoritmo desarrollado para tratar series de tiempo de observaciones irregularmente espaciadas (Roerink et al., 2000). El algoritmo cumple con dos objetivos: identificar y remover observaciones contaminadas por nubes, y hacer una interpolación temporal de las observaciones remanentes para reconstruir imágenes completas a intervalos preestablecidos de tiempo. La idea básica del algoritmo es calcular una serie de Fourier para modelar las series de tiempo en cada píxel al tiempo que identifica *outliers* relativos al modelo. El algoritmo elimina esos *outliers* y los reemplaza con el valor dado por la serie de Fourier. Además, HANTS considera sólo las frecuencias más significativas esperadas en el perfil temporal (determinadas por ejemplo a partir de un análisis de transformadas de Fourier previo) y aplica un ajuste por cuadrados mínimos basado en componentes armónicos (senos y cosenos). Para cada frecuencia se determina la amplitud y la fase durante un proceso iterativo (Roerink et al., 2000). Los datos entrantes con desviaciones positivas o negativas muy grandes respecto a la curva son removidos, asignándoles un valor de cero. Después de recalcular los coeficientes sobre la base de los puntos que quedan, el procedimiento se repite hasta que el error máximo sea aceptable o el número de

puntos restantes sea muy pequeño (Roerink et al., 2000). El ajuste de la curva es controlado por 5 parámetros que tienen que definirse al comienzo del procedimiento:

- Número de frecuencias (*Number of frequencies*, NOF): una curva es descripta por su valor promedio y una serie de funciones seno con diferentes frecuencias. Con este parámetro, el usuario define cuántas frecuencias son usadas y qué tan largo es su período en unidades de tiempo muestrales. Esto resulta en una curva descripta por $2 * NOF - 1$ parámetros: fase y amplitud para cada frecuencia, menos la frecuencia cero (media) sin fase.
- Indicador de supresión de valores altos y bajos (*Hi/lo suppression flag*): este parámetro indica los valores umbrales (máximo y mínimo) para determinar los valores que serán considerados *outliers* y rechazados durante el ajuste.
- Umbral de rechazo de datos inválidos (*Invalid data rejection threshold*, IDRT): valores de la imagen que se consideran dato no válido.
- Tolerancia de error en el ajuste (*Fit error tolerance*, FET): la diferencia absoluta entre los puntos y la curva ajustada. Esta diferencia se estima en cada iteración y el proceso termina cuando la diferencia es menor a la FET.
- Grado de sobre-determinación (*Degree of overdetermination*, DOD): el número de observaciones válidas debe ser siempre mayor o igual al número de parámetros que describen la curva ($2 * N - 1$). Para obtener un ajuste más confiable el usuario puede decidir usar más puntos que el mínimo necesario a través de este parámetro.

Este algoritmo ofrece mayor flexibilidad que las transformadas rápidas de Fourier (FFT) en la elección de las frecuencias y la longitud de la serie de tiempo a un costo computacional no tan elevado. La principal desventaja de este método es que no existen reglas objetivas para determinar la magnitud de los parámetros de control mencionados anteriormente. Sin embargo, en base a la experiencia y después de probar un cierto set de combinaciones de valores, se puede llegar a un conjunto de magnitudes apropiado (Roerink et al., 2000).

En este trabajo, se utilizó la implementación de HANTS realizada por Markus Metz en el Add-on de GRASS GIS 7 (<http://grass.osgeo.org/grass70/manuals/addons/r.hants.html>) y se probaron las combinaciones de parámetros que se muestran en la tabla 6.1, variando uno por vez (ver detalles de códigos en el Apéndice C, Sección C.1).

Tabla 6.1: Combinaciones de parámetros testeadas en HANTS. **NOF:** Número de frecuencias; **DOD:** Grado de sobre-determinación; **FET:** Tolerancia de error en el ajuste.

	NOF	DOD	FET
Cambiando NOF	5	11	0.1
	6	11	0.1
	7	11	0.1
	8	11	0.1
	9	11	0.1
	10	11	0.1
Cambiando DOD	6	0	0.1
	6	11	0.1
	6	21	0.1
Cambiando FET	6	11	0.01
	6	11	0.1
	6	11	0.5
	6	11	1

Con cada corrida del algoritmo se obtuvo una serie de imágenes que fue registrada como *strds* (base de datos espacio-temporal, del inglés *spatio-temporal raster data set*) en GRASS GIS. Para cada una de las series se obtuvieron datos de estadística univariada y se utilizaron 6 puntos de control (Tabla 6.2) para graficar y evaluar el desempeño de la reconstrucción (Figura 6.1).

Tabla 6.2: Coordenadas de los puntos de control utilizados.

Nombre	Longitud	Latitud	Ubicación
EPEA	-57.6833	-38.4666	Estación EPEA/INIDEP
PMN	-59.5500	-40.3000	Plataforma Media - Norte
PMV	-61.9960	-41.9914	Plataforma Media - Valdés
V	-62.9700	-42.8500	Valdés
PMC	-63.4677	-44.758	Plataforma Media - Centro
BG	-62.0295	-50.4900	Bahía Grande

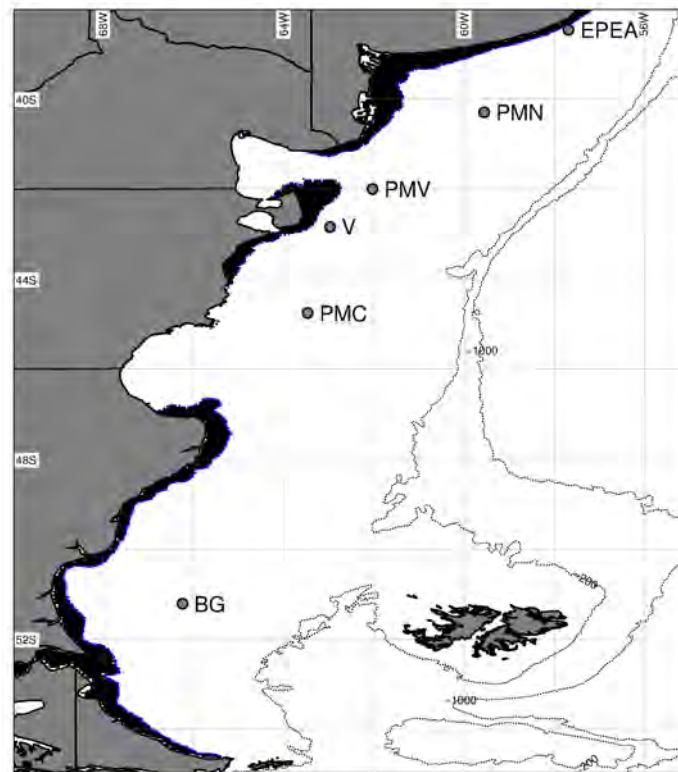


Figura 6.1: Distribución de los puntos de control utilizados. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 m de profundidad. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda R_{rs} (667) (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1) **EPEA:** Estación EPEA/INIDEP, **PMN:** Plataforma Media Norte, **PMV:** Plataforma Media - Valdés, **V:** Valdés, **PMC:** Plataforma Media Centro, **BG:** Bahía Grande.

6.2.1.2 DINEOF

El procedimiento del algoritmo DINEOF se puede resumir de la siguiente manera: la imagen de entrada se condensa en una matriz pseudo-bidimensional. Esta matriz tiene una dimensión (espacial) que corresponde a la serie de píxeles del mar obtenidos de desdoblar todas las escenas, y otra dimensión (temporal) que corresponde a las sucesivas escenas presentes en la base de datos. La base del algoritmo es rellenar los datos faltantes en esta matriz usando ciclos iterativos de descomposiciones de valor singular (SVD) produciendo un conjunto de funciones ortogonales empíricas (EOFs) como síntesis aproximada de la base de datos. Posteriormente, se reemplazan los píxeles de datos faltantes con el valor reconstruido al combinar las señales de las EOFs. Para comenzar, se usa una primera aproximación (promedio de campo global o local) como estimador de los datos faltantes. Las iteraciones se detienen cuando la moda (y por tanto los estimadores de datos faltantes) convergen a una solución constante. El número de modas a

usar se define como aquel que minimiza un estimador global de error calculado para un conjunto aleatorio de puntos por validación cruzada. Finalmente, el set óptimo de EOFs y de estimadores de datos faltantes se calculan por medio de un último ciclo de SVD que descompone el set de datos completo en el número de modas óptimo predeterminado (Beckers and Rixen, 2003; Alvera-Azcárate et al., 2005).

DINEOF ha sido usado exitosamente en la reconstrucción de series de SST y Cl-a (Alvera-Azcárate et al., 2005). Los productos de DINEOF son útiles no sólo para rellenar los datos faltantes o filtrar el ruido de una señal, sino también para producir una representación sintética de la dinámica del sistema a través de la interpretación de las modas dominantes y las tendencias a largo plazo capturadas por las firmas temporales. Además, se pueden incluir parámetros complementarios en análisis multivariados (Alvera-Azcárate et al., 2007), ya sea que el objetivo sea aprovechar señales que potencialmente covarían para mejorar la reconstrucción o describir la dinámica del sistema con la ayuda de las covarianzas detectadas. El DINEOF también puede usarse para el análisis de series de tiempo de datos biológicos (Ganzedo et al., 2013). Cada una de estas aplicaciones aprovecha el hecho que las EOFs permiten una descomposición de la señal en una serie de funciones ortogonales que están diseñadas para que sólo unas pocas sean necesarias para reconstruir óptimamente la señal inicial. Esta metodología tiene la ventaja de ser una técnica auto-contenida y libre de parámetros que permite la reconstrucción de datos con “huecos” y no necesita ningún tipo de información *a priori*.

En este trabajo se utilizó la implementación de DINEOF en el software R (R Core Team, 2014) realizada por Mark Taylor y recientemente compilada en el paquete *sinkr* (Taylor, 2014). Los detalles del procedimiento para exportar la serie de tiempo desde GRASS, dar el formato necesario, correr el algoritmo y reconstruir la serie de tiempo para importarla nuevamente a GRASS pueden encontrarse en la Sección C.2 del Apéndice C.

6.2.1.3 Combinación DINEOF y HANTS

Por último, se probaron combinaciones de los dos métodos anteriormente descritos. Primero, se rellenaron los datos faltantes a través de DINEOF y luego, se modeló la serie con HANTS utilizando la combinación de parámetros que mejor caracterizó las series de tiempo de Cl-a en los puntos de interés (Tabla 6.2). Dado que tanto HANTS como DINEOF pueden predecir

valores fuera del rango válido (valores negativos y valores muy por encima de 65), se hicieron dos pruebas:

- se corrió DINEOF y sus resultados (sin corregir) fueron modelados con HANTS cuyos valores negativos fueron luego corregidos y llevados al mínimo observado de la serie en cada píxel, y
- se corrió DINEOF, se corrigieron sus valores negativos con el valor mínimo de la serie y luego se usó como entrada para HANTS, cuyos valores fueron también corregidos cuando se volvieron a obtener valores negativos.

6.2.2 Índices fenológicos

Para caracterizar la fenología de los florecimientos algales en el Mar Argentino, se utilizaron los siguientes indicadores:

6.2.2.1 Número de ciclos por año

Este indicador se extrae a partir de las salidas de amplitud del algoritmo HANTS (Sección 6.2.1.1). El módulo genera una salida de amplitud y otra de fase para cada frecuencia utilizada en el ajuste. Para saber cuál es la frecuencia más común en cada píxel, se agregan esas imágenes de amplitud con el método "max_raster" (índice del mapa con el valor máximo en cada píxel) lo que indica qué frecuencia es la dominante en cada píxel en función de los valores de amplitud (Ver Apéndice C, Sección C.3.1).

6.2.2.2 Fecha de la máxima concentración de Cl-a

Este indicador corresponde a la fecha del año en que se registró la máxima concentración de clorofila satelital. El mismo se obtuvo para cada año de la serie y para todo el período bajo estudio, tanto para la serie original, como para la serie rellenada por medio de DINEOF y la que resulta de ser rellenada con DINEOF y luego modelada con HANTS. Los agregados anuales

fueron posteriormente reclasificados para obtener la fecha en "día del año" (DOY) en lugar del índice de mapa en la serie (Ver Apéndice C, Sección C.3.1.1).

6.2.2.3 Fecha de inicio del florecimiento

Se utilizaron dos métodos diferentes para estimar la fecha de inicio de florecimiento: uno basado en la tasa de cambio (pendiente) entre mapas de fechas sucesivas, y otro basado en un umbral siguiendo el trabajo de Brody et al. (2013). Además de las estimaciones anuales del momento de inicio de florecimiento para ambos métodos, se estimó la fecha media de inicio de florecimiento y su rango. En el primer caso, se consideró la fecha correspondiente a la mayor pendiente observada en cada año como momento de inicio del florecimiento (Ver Sección C.3.2.1 del Apéndice C para más detalles).

Para el caso del método basado en un umbral, se siguió la metodología propuesta por (Brody et al., 2013) y se usó como valor umbral el 5% por encima de la mediana de la serie de 11 años (Siegel et al., 2002), dado su extensivo uso en estudios de fenología y su pertinencia para áreas con tanta variabilidad como el mar Argentino. El procedimiento, que funciona píxel a píxel, consiste en ubicar el valor máximo de cada año y a partir de allí buscar para atrás en la serie de tiempo hasta encontrar al menos dos momentos consecutivos (equivalentes a 16 días) que estén por debajo del umbral establecido ($1.05 * \text{mediana de la serie en ese píxel}$). De este modo, se asegura que la disminución en los niveles de clorofila es robusta a través del tiempo y no sólo efecto de ruido transitorio. Una vez cumplida esa condición se identificó como fecha de inicio del florecimiento al primer momento que se encuentra por encima del umbral establecido. Esta metodología se aplicó a las series rellenadas con DINEOF y modeladas con HANTS (DIN-HAN) y a la serie solamente rellenada con DINEOF (DIN). Este procedimiento fue implementado en R (R Core Team, 2014). En el Apéndice C, Sección C.3.2.2 se detalla el código utilizado. Cabe destacar que este método sólo detecta el florecimiento principal o más importante en cada año calendario, pues se basa en la máxima concentración anual de clorofila.

6.2.3 Índices Estadísticos

6.2.3.1 Ocurrencia de florecimientos

Para estudiar la distribución y frecuencia de ocurrencia de los florecimientos en el Mar Argentino, se utilizó el valor umbral del 5% por encima de la mediana de toda la serie (11 años) como criterio para definir cuándo un píxel es considerado florecimiento o no. En primera medida, se obtuvo el mapa que representa el umbral de $1.05 \times \text{mediana}$ (5% por encima de la mediana); y luego se clasificó cada mapa de la serie en 1 ó 0 en función de si superaba o no el umbral pre-establecido. Así, se obtuvieron mapas de presencia/ausencia de florecimiento. Este procedimiento se realizó tanto para la serie original (ORIG), como para la serie solamente rellena por DINEOF (DIN) y la serie rellena por DINEOF y luego modelada con HANTS (DIN-HAN). A partir de estos mapas clasificados, se calculó en cada caso la mayor y menor superficie ocupada por un florecimiento y la fecha en que esto ocurrió, tanto por año como para todo el período de estudio analizado.

6.2.3.2 Frecuencia y porcentaje de ocurrencia de florecimientos

A partir de los mapas clasificados obtenidos anteriormente, también se estimó la frecuencia de ocurrencia de florecimiento para toda la serie y por año, es decir, cuántas veces cada píxel fue clasificado como florecimiento en todo el período y en cada año. Esta frecuencia fue transformada a porcentaje de modo que se obtuvo, para toda la serie y por año, el porcentaje de tiempo que cada píxel fue clasificado como florecimiento (detalles de comandos utilizados en la Sección [C.4.1](#) del Apéndice C). A partir de las series de mapas de frecuencia y porcentaje de ocurrencia de florecimiento, se estimó la media y el rango de frecuencia y porcentaje de ocurrencia de florecimiento, además de las anomalías correspondientes.

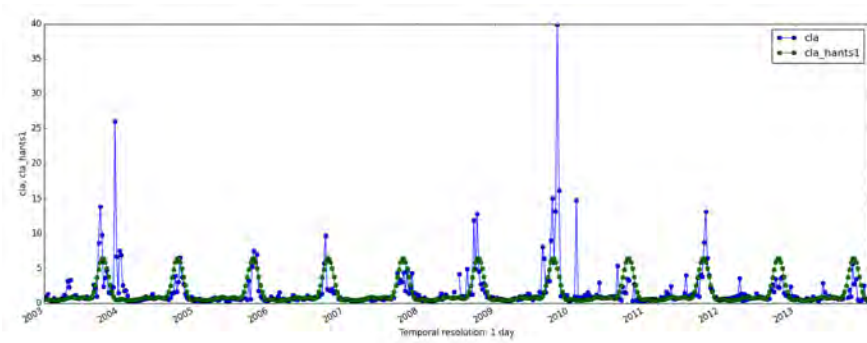
6.3 Resultados

6.3.1 Reconstrucción/modelado de la serie de tiempo

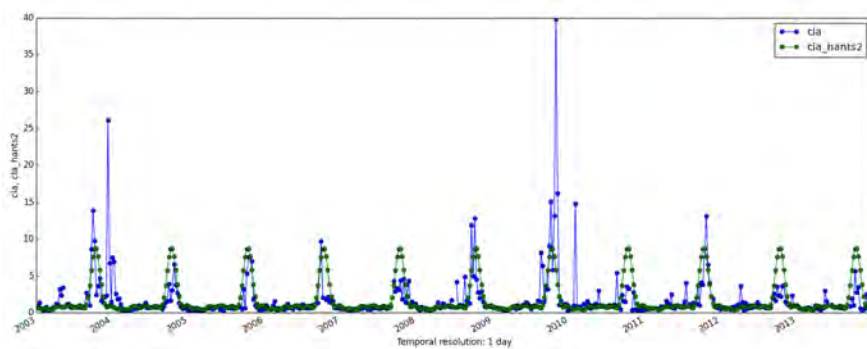
Mediante la visualización de las series modeladas usando distintas combinaciones de valores de parámetros en HANTS, se obtuvo que las mejores representaciones en los puntos de prueba elegidos (Figura 6.1) y otros tomados al azar en el área de estudio correspondieron a un número de frecuencias (NOF) de 5 ó 6, un grado de sobre-determinación (DOD) de 11 y una tolerancia de error (FET) de 0.1. De todos modos, en algunos de los puntos las predicciones resultaron mejores que en otros (sobre todo en puntos ubicados al norte del área de estudio), es decir, reprodujeron mejor el patrón de variación, aunque en ningún caso alcanzaron los valores máximos observados. En el sur principalmente, el algoritmo completó los datos faltantes en ocasiones con valores muy altos y en otros casos con ciclos que presentaban valores negativos. Las figuras 6.2, 6.3, 6.4 y 6.5 muestran la reconstrucción de la serie para el punto PMN ubicado en plataforma media (Tabla 6.2, Figura 6.1) con todas las combinaciones de parámetros utilizadas (Tabla 6.1).

Con el algoritmo DINEOF se obtuvieron, en general, buenos resultados (Figuras 6.6 y 6.7), salvo que en algunos casos este algoritmo también rellenó la serie con valores negativos. Este algoritmo no reconstruye toda la serie, sino que conserva los valores originales donde los hay, y sólo rellena donde faltan datos, por lo que la serie rellenada con DINEOF (DIN) mantuvo el mismo nivel de variación que la serie original. Es por este motivo que no se observa la serie original en las figuras 6.6 y 6.7, ya que la serie DIN se superpone completamente.

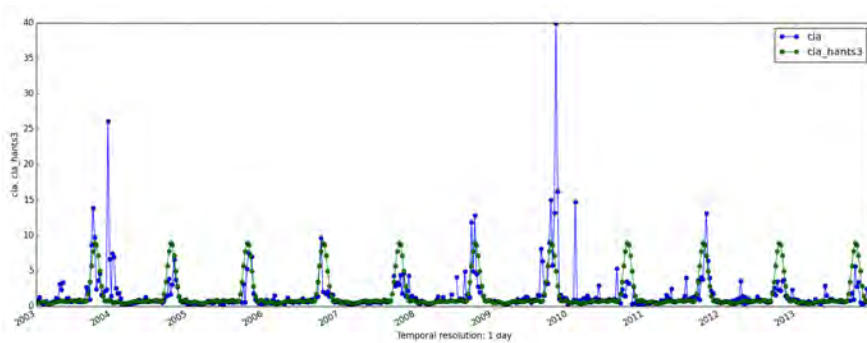
Con el objetivo de generar una serie de tiempo de CI-a más suave (sin tanta variación), se corrigieron los resultados de DINEOF llevando los valores negativos predichos al mínimo valor observado en la serie original (ORIG) y se utilizó esta serie rellenada y corregida (DIN) como *input* para HANTS. En esta ocasión sólo se probó con las mejores combinaciones de parámetros obtenidas anteriormente (DOD = 11, FET = 0.1, NOF = 5 y 6). Los resultados mejoraron (Figuras 6.8 y 6.9), aunque también fue necesario corregir las salidas por algunos valores negativos predichos. Estas últimas series se denominan de aquí en adelante DIN-HAN-5 y DIN-HAN-6, respectivamente.



(a) NOF = 5



(b) NOF = 6



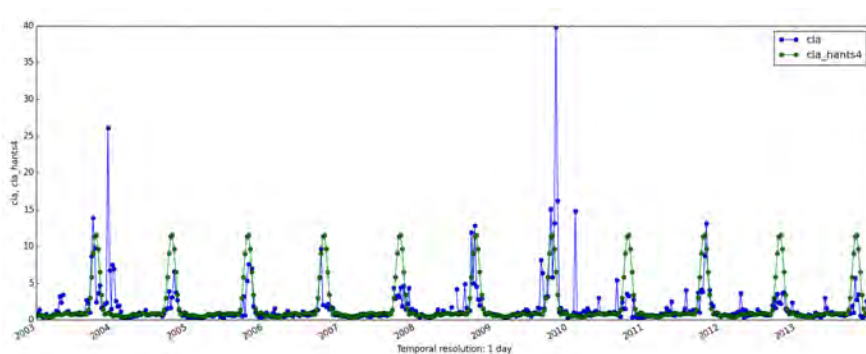
(c) NOF = 7

Figura 6.2: Serie original (azul) y serie reconstruida por HANTS (verde) para el punto PMN (Figura 6.1) variando las frecuencias consideradas (NOF = 5, 6 y 7).

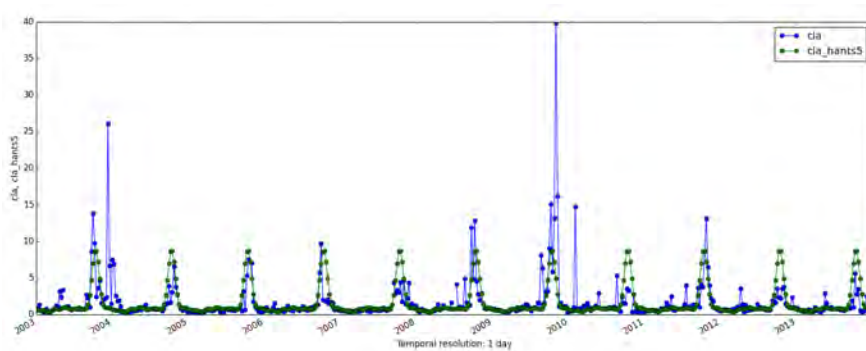
6.3.2 Índices Fenológicos

Número de ciclos por año

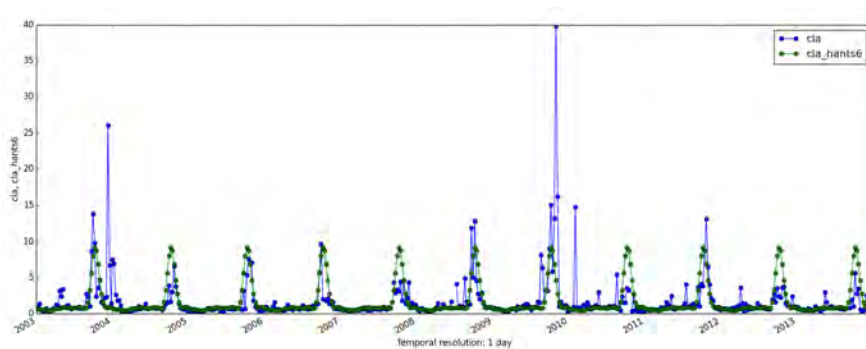
La figura 6.10 muestra las frecuencias dominantes en el área de estudio obtenidas a partir de las salidas de amplitud del algoritmo HANTS. El análisis de la serie DIN-HAN-5 muestra que el 80% de la superficie del área de estudio se caracterizó por un único ciclo anual, mientras que aproximadamente un 15% presentó dos ciclos anuales, principalmente en zonas de plataforma



(a) NOF = 8



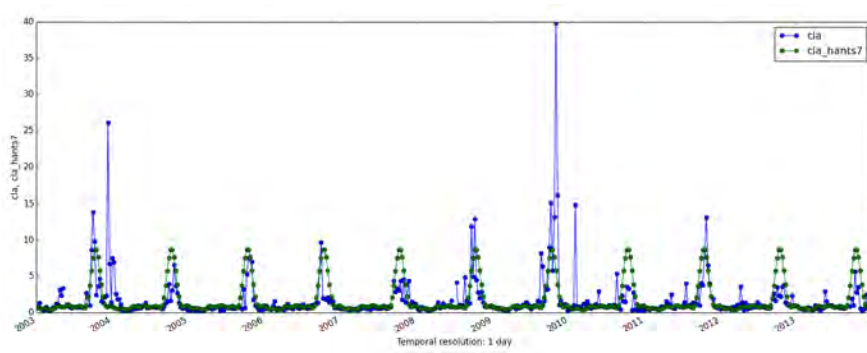
(b) NOF = 9



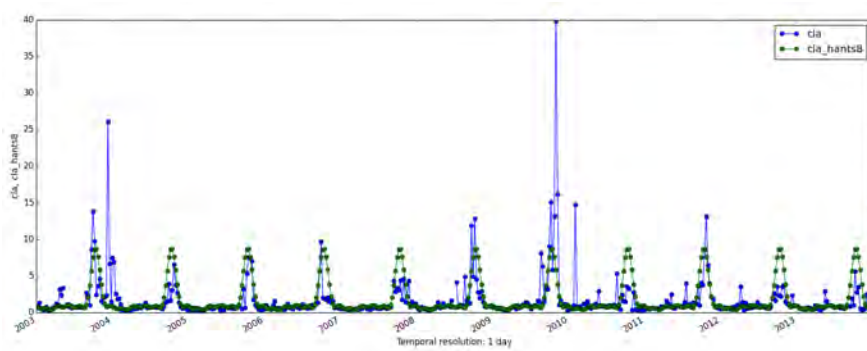
(c) NOF = 10

Figura 6.3: Serie original (azul) y serie reconstruida por HANTS (verde) para el punto PMN (Figura 6.1) variando las frecuencias consideradas (NOF = 8, 9 y 10).

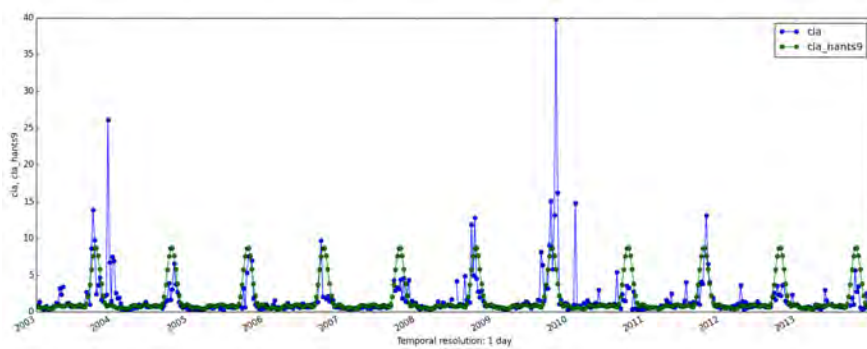
media, Golfos San Matías, San Jorge y Bahía Grande, en una pequeña área cercana al talud (entre los 40 y 42° S), donde fue bien evidente en las climatologías mensuales la ocurrencia del pico de otoño y, al sur de las Islas Malvinas (Capítulo 5, Figura 5.9). Por su parte, el análisis de la serie DIN-HAN-6 mostró una distribución similar de las áreas con 1 y 2 ciclos por año (y porcentajes similares de superficies representadas por cada uno de ellos, 77 y 16%, respectivamente). Sin embargo, se incrementaron las áreas con dominancia de la frecuencia 3 (es decir, con 3 ciclos por año), que representaron un 5% del área de estudio. Este último resultado parece más bien un artificio o artefacto de la propia metodología, porque no es algo que se



(a) DOD = 0



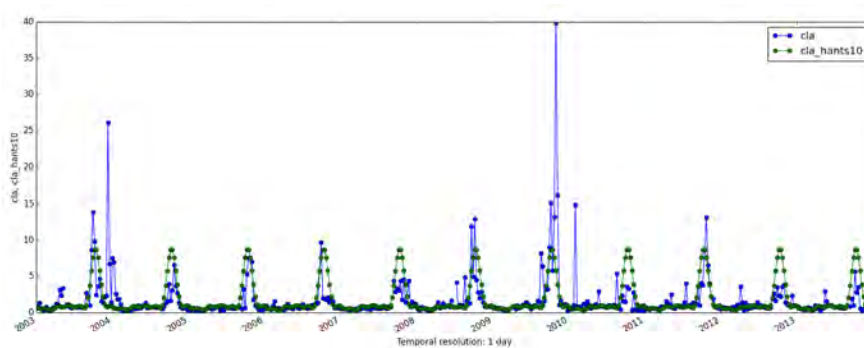
(b) DOD = 11



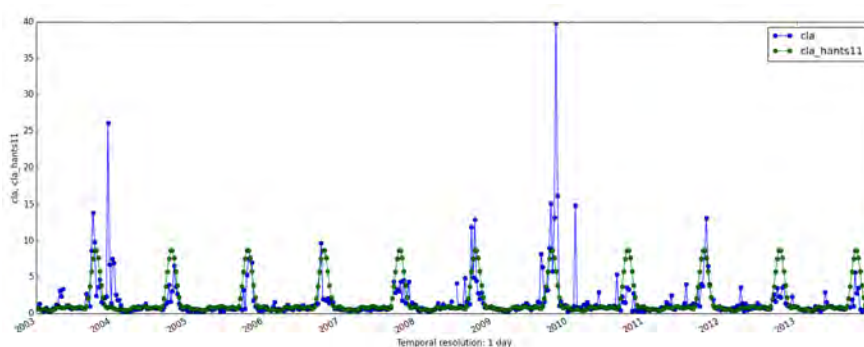
(c) DOD = 21

Figura 6.4: Serie original (azul) y serie reconstruida por HANTS (verde) para el punto PMN (Figura 6.1) variando el grado de sobre-determinación (DOD).

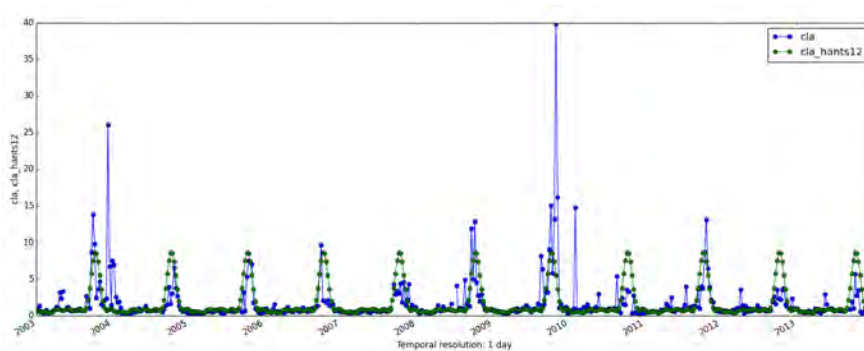
observe en los datos originales. De hecho, en la figura 6.8 (c) se puede ver que donde el método HANTS predijo el tercer ciclo, en la serie original suele no haber observaciones. Por otra parte, las figuras 6.9 (b) y (c) correspondientes a la Plataforma Media (PMC) y Bahía Grande (BG) muestran ejemplos de series de tiempo con dos y un ciclo por año, respectivamente.



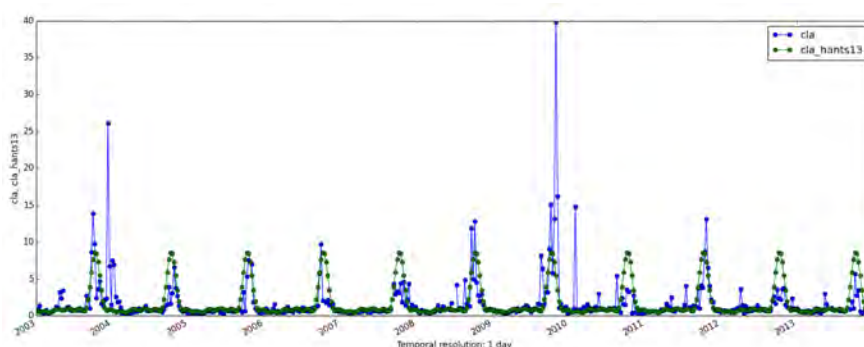
(a) FET = 0.01



(b) FET = 0.1

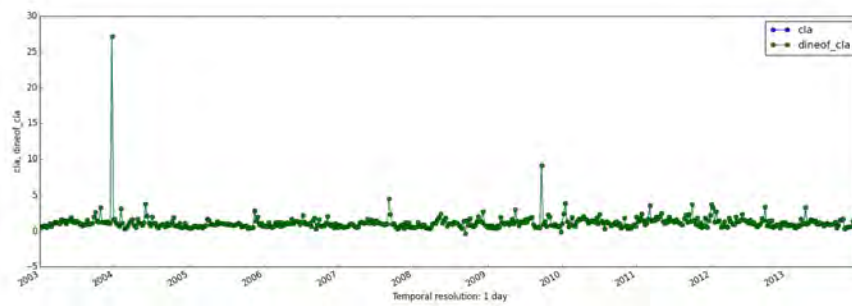


(c) FET = 0.5

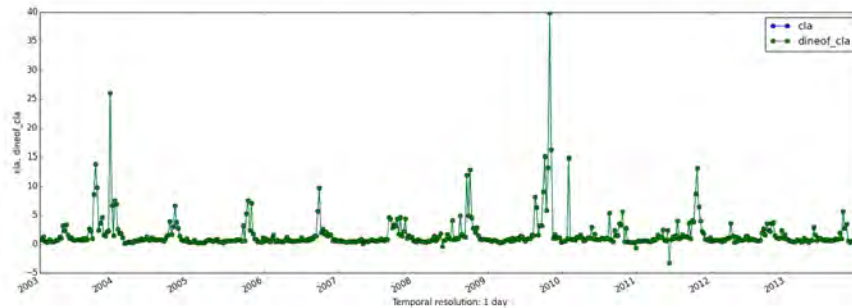


(d) FET = 1

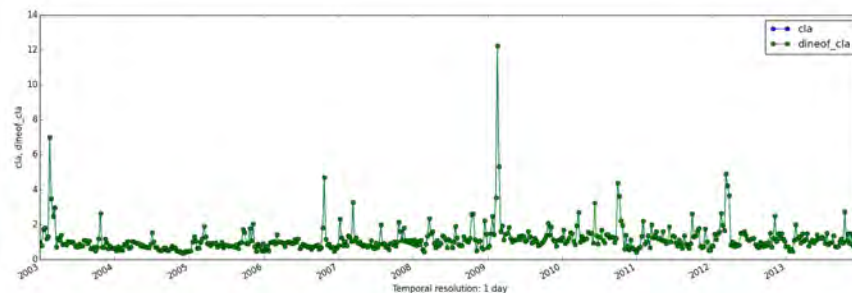
Figura 6.5: Serie original (azul) y serie reconstruida por HANTS (verde) para el punto PMN (Figura 6.1) variando la tolerancia de error en el ajuste (FET).



(a) EPEA



(b) PMN

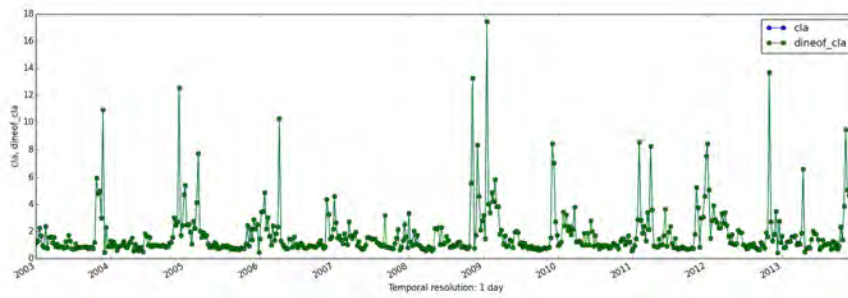


(c) PMV

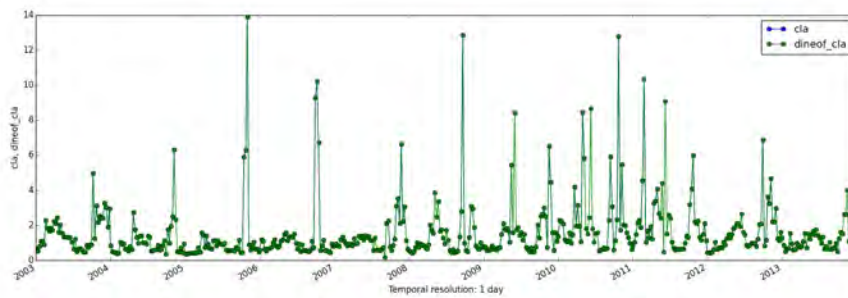
Figura 6.6: Serie original (ORIG, en azul) y serie rellenada por DINEOF (DIN, en verde) en los puntos de prueba elegidos. **EPEA:** Estación EPEA/INIDEP, **PMN:** Plataforma Media Norte, **PMV:** Plataforma Media - Valdés.

Fecha de la máxima concentración de Cl-a

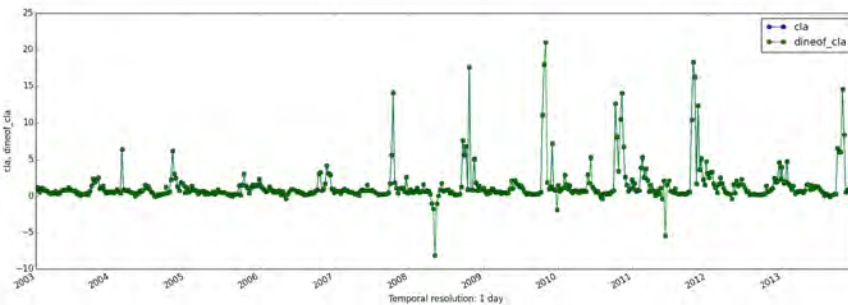
El análisis de la fecha promedio de ocurrencia de los máximos anuales a partir de las series DIN-HAN-5 y DIN-HAN-6 arrojó resultados muy similares (gráficos superiores de la figura 6.11). En gran parte de la plataforma ($\approx 36\%$) el máximo anual ocurrió en el mes de octubre (entre los días 280 y 306). En algunas zonas de plataforma media y por fuera de la plataforma, sobre todo al sur de los 46° S, los máximos ocurrieron entre mediados y fines de diciembre. Por



(a) V



(b) PMC

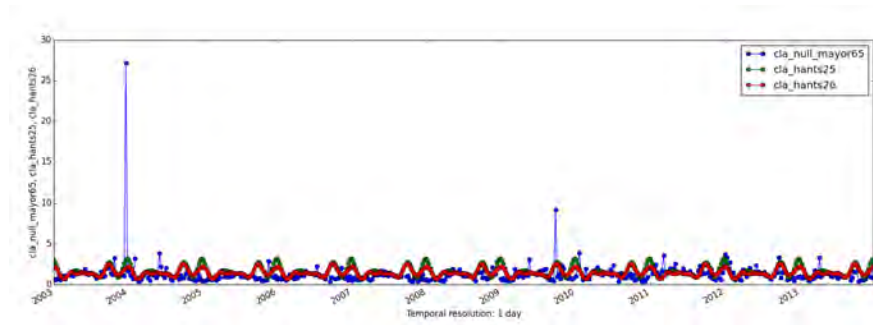


(c) BG

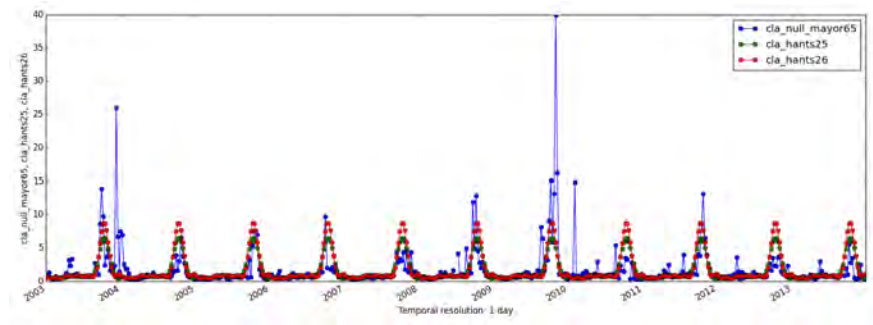
Figura 6.7: Serie original (ORIG, en azul) y serie rellenada por DINEOF (DIN, en verde) en los puntos de prueba elegidos. **V:** Valdés, **PMC:** Plataforma Media Centro, **BG:** Bahía Grande.

otra parte, aguas afuera de la isobata de los 1000 m, en algunas zonas de plataforma media entre 48° y 52° S, Bahía Grande y Golfo San Jorge, como así también al norte de las Islas Malvinas, los máximos anuales se observaron a principios de año, entre enero y febrero, lo que conformó aproximadamente un 15% del área de estudio.

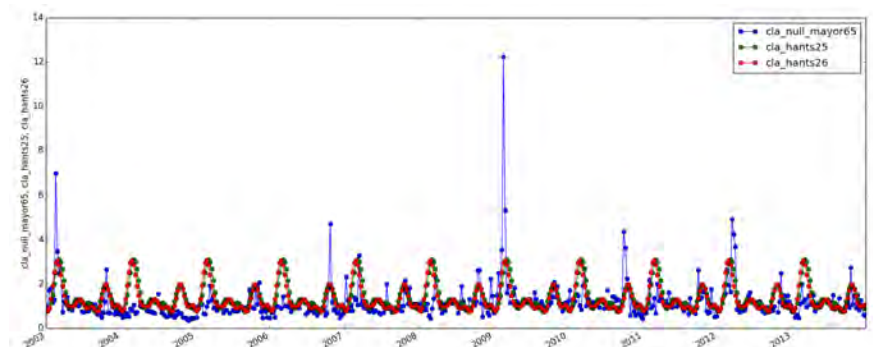
Un patrón similar en cuanto a las áreas que presentan máximos al mismo tiempo pero con fechas diferentes se observa en los mapas correspondientes a la serie ORIG y DIN (gráficos inferiores de la figura 6.11). Aproximadamente el 66% del área presenta el valor máximo entre



(a) EPEA

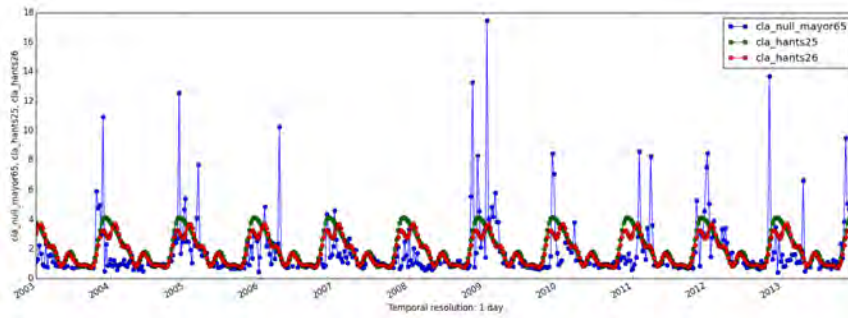


(b) PMN

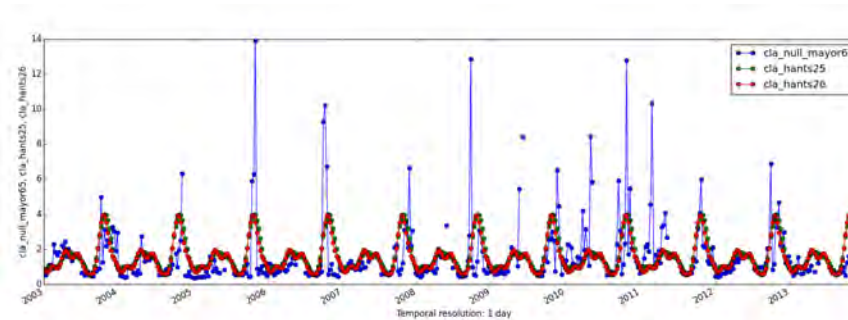


(c) PMV

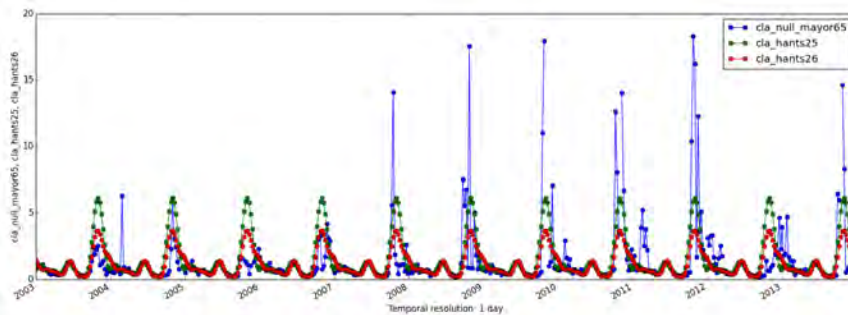
Figura 6.8: Serie original (ORIG, en azul) y series rellenas por DINEOF y reconstruidas luego por HANTS (DIN-HAN-5 en verde y DIN-HAN-6 en rojo), en los puntos de prueba elegidos. **EPEA:** Estación EPEA/INIDEP, **PMN:** Plataforma Media Norte, **PMV:** Plataforma Media - Valdés.



(a) V



(b) PMC



(c) BG

Figura 6.9: Serie original (ORIG, en azul) y series rellenadas por DINEOF y reconstruidas luego por HANTS (DIN-HAN-5 en verde y DIN-HAN-6 en rojo), en los puntos de prueba elegidos. **V:** Valdés, **PMC:** Plataforma Media Centro, **BG:** Bahía Grande.

julio y septiembre (día 180 a día 290), mientras que sólo un 11% de la superficie en este caso presenta el máximo en octubre (plataforma media, aguas comprendidas entre las isobatas 200 y 1000 m y frentes costeros de Bahía Grande, Golfo San Jorge, Golfo San Matías y Golfo Nuevo).

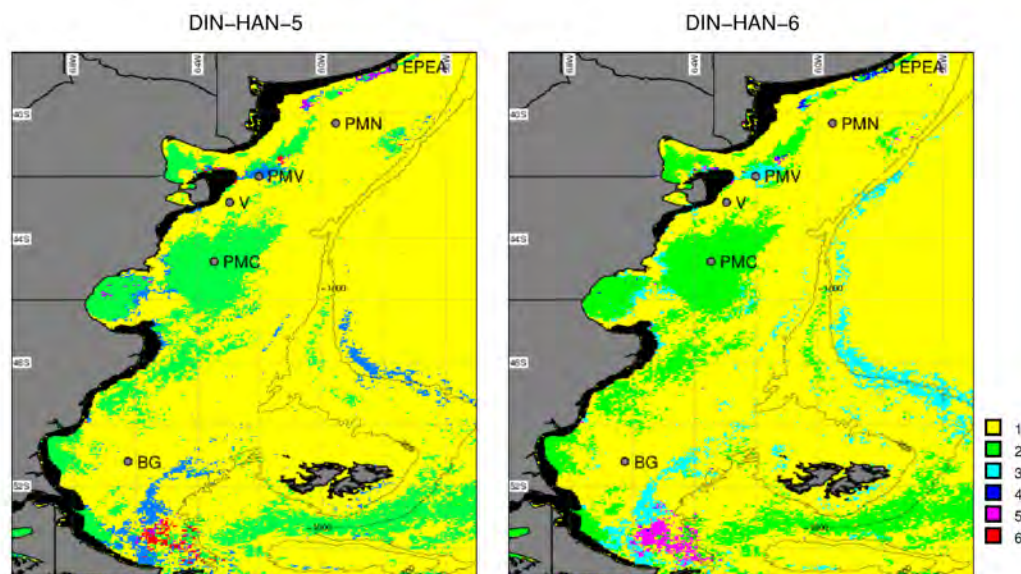


Figura 6.10: Número de ciclos por año de acuerdo a las frecuencias dominantes del método HANTS. Serie DIN-HAN-5 a la izquierda, Serie DIN-HAN-6 a la derecha. **EPEA:** Estación EPEA/INIDEP, **PMN:** Plataforma Media Norte, **PMV:** Plataforma Media - Valdés, **V:** Valdés, **PMC:** Plataforma Media Centro, **BG:** Bahía Grande.

Fecha de inicio de florecimiento

Como se describiera anteriormente se probaron dos métodos de estimación de la fecha de comienzo de florecimiento: uno basado en la tasa de cambio, usando la máxima pendiente como indicador de comienzo de la floración, y otro basado en un valor umbral, utilizando el 5% por encima de la mediana general de la serie como valor a partir del cual se considera el comienzo de la floración. Ambas metodologías necesitan series de tiempo completas, por lo que se aplicaron a las series rellenas con DINEOF y modeladas con HANTS (DIN-HAN-5 y DIN-HAN-6) y a la serie solamente rellena con DINEOF (DIN). En las figuras 6.12 y 6.13 se muestran los resultados obtenidos por uno y otro método, respectivamente. Las fechas de inicio se obtuvieron originalmente en días del año (DOY), pero fueron reclasificadas al mes correspondiente para una mejor visualización.

El método de la máxima pendiente (Figura 6.12) para determinar fecha de inicio de florecimiento aplicado a las series DIN-HAN-5 y DIN-HAN-6 arrojó resultados muy similares en ambos casos. De acuerdo a este método, en más del 60% del área de estudio el florecimiento comienza entre comienzos de septiembre (DOY 248) y fines de octubre (DOY 296). En el talud

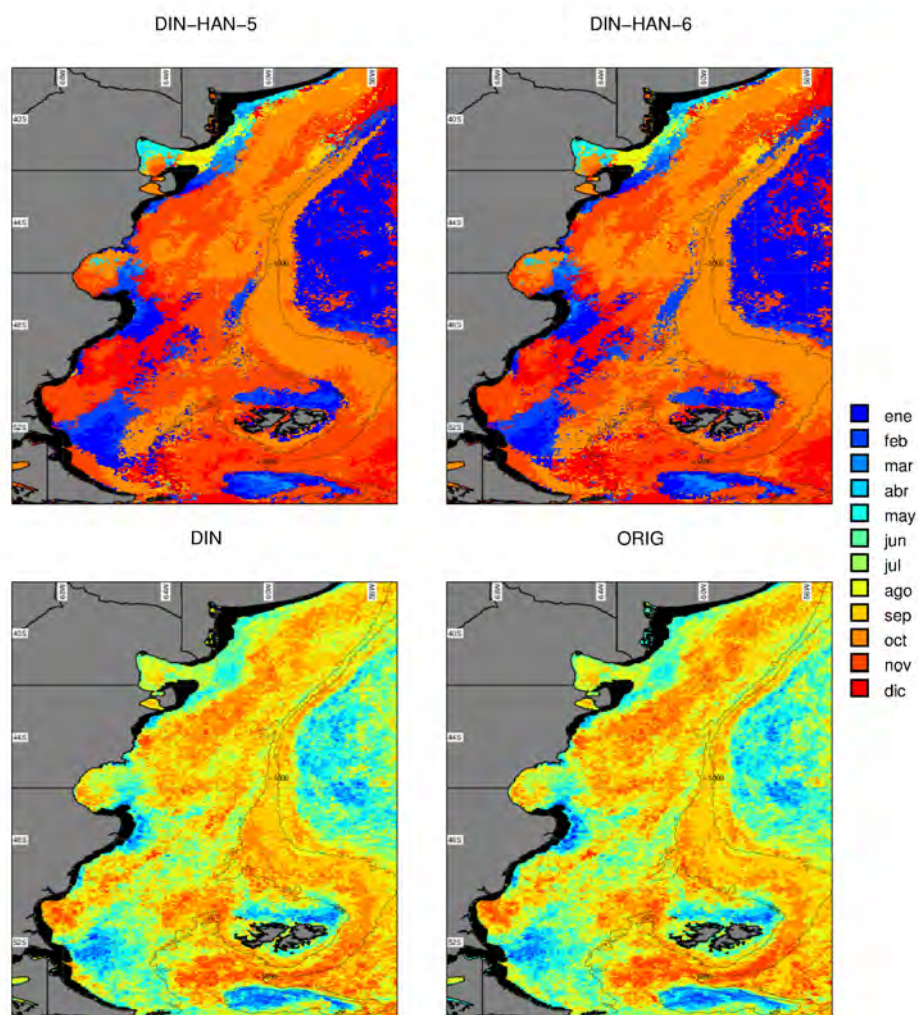


Figura 6.11: Mes de ocurrencia del máximo valor anual de concentración de clorofila. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

y plataforma media al norte de los 46° S, los florecimientos comenzaron entre principios de septiembre y principios de octubre (DOY 250 a 280); mientras que al sur de esta latitud la mayor parte del área presentó una fecha de inicio de florecimiento aproximadamente un mes más tarde, entre fines de septiembre (DOY 260) y fines de octubre (DOY 290). Por otra parte, en el centro y sur del Golfo San Jorge ($\approx 47^\circ$ S) y al sur de Bahía Grande ($\approx 52^\circ$ S) se observaron fechas de inicio de florecimiento en diciembre y enero. Aguas afuera de la isobata de los 1000 m, los florecimientos comenzaron a partir de noviembre (entre DOY 300 y 350), con manchones en enero. Al noroeste del Golfo de San Matías y en las zonas costeras de Buenos Aires se observaron fechas de inicio de florecimiento entre fines de enero y marzo. El mismo método aplicado a la serie DIN arrojó resultados levemente diferentes, en algunos sitios señala fechas de inicio

anteriores a las observadas en las series DIN-HANs, mientras que en otros, los inicios fueron más tardíos. El 67% del área presentó un comienzo de florecimiento entre agosto y mediados de octubre (DOY 212 y 287), aunque la mayor parte de la misma (45%) comenzó a florecer entre septiembre y principios de noviembre (DOY 241 a 297). Las zonas centrales de plataforma media, aguas afuera del talud al sur de los 48° S y los frentes costeros ubicados a la altura de Santa Cruz presentaron fechas de inicio de florecimiento entre fines de septiembre y comienzos de noviembre (DOY 260 - 310). Además, entremezclado con estas áreas, en plataforma media, rodeando la costa y aguas afuera del talud, los florecimientos comenzaron entre julio y agosto (DOY 180 - 240). Se observaron otras zonas alrededor de las áreas costeras que mostraron fechas de comienzo de florecimiento entre mayo y junio.

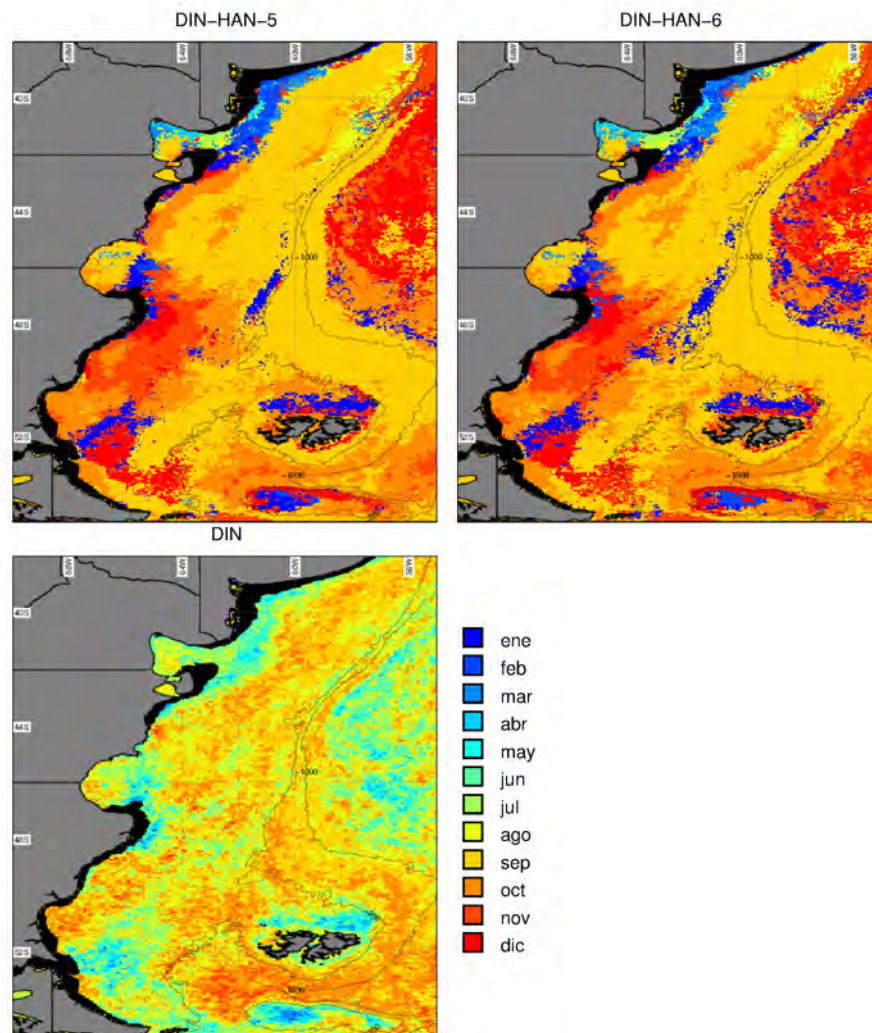


Figura 6.12: Mes de inicio de florecimiento según criterio de máxima tasa de cambio en la concentración de clorofila. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

El método basado en el umbral (Figura 6.13) para determinar el comienzo del florecimiento mostró un patrón similar que el método de la máxima pendiente al ser aplicado a las series DIN-HAN-5 y DIN-HAN-6 (Figura 6.12). Esto se visualiza claramente en las figuras de diferencia entre ambos métodos para las tres series de CI-a utilizadas (Figura 6.14). Sólo en algunos manchones bien definidos (en azul), el método de la máxima pendiente estimó el comienzo del florecimiento más tempranamente que el método del umbral (gráficos superiores en Figura 6.14), pero dado que esas fueron diferencias negativas muy altas, lo que ocurrió es que uno de los métodos estimó la fecha de comienzo en diciembre (DOY 335 a 365) y el otro en enero del año siguiente (DOY 1 a 31). La diferencia resultó grande en valor absoluto, pero no fue significativa en tiempo (i.e.: una diferencia de 365 días, implica que se vuelve al mismo día del año).

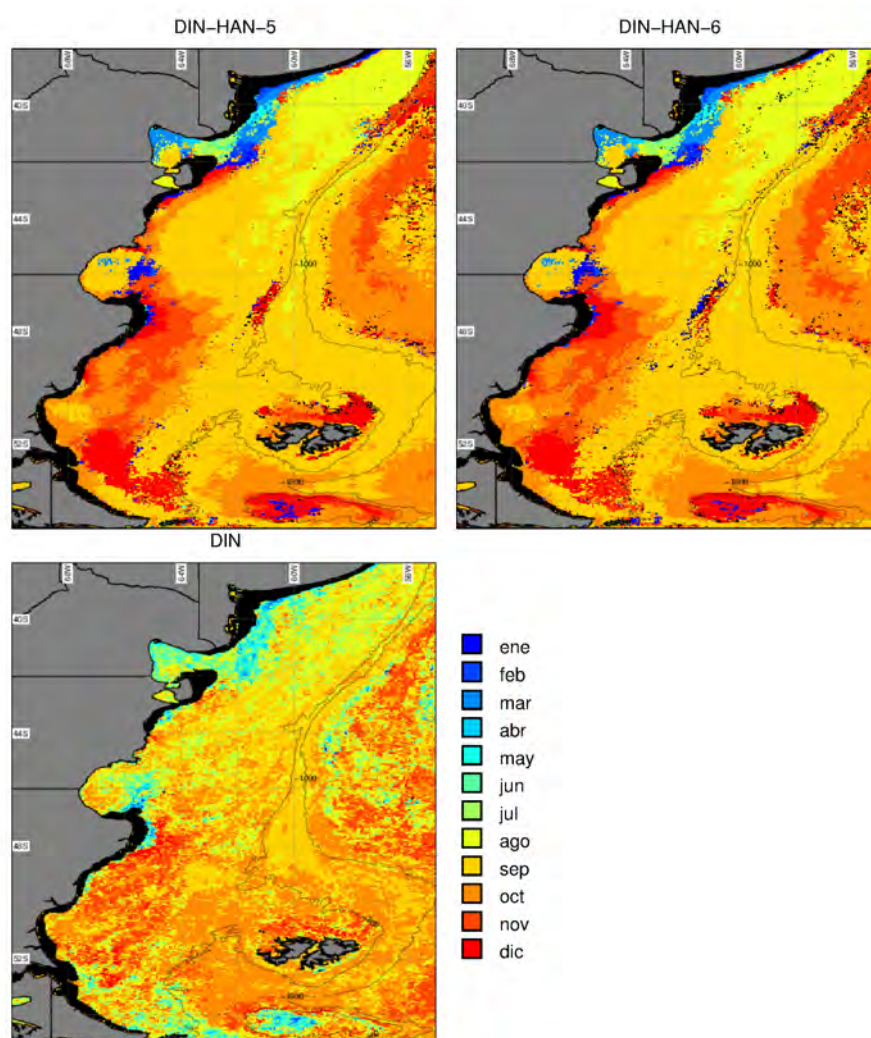


Figura 6.13: Mes de inicio de florecimiento según el criterio del umbral de 5% por encima de la mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

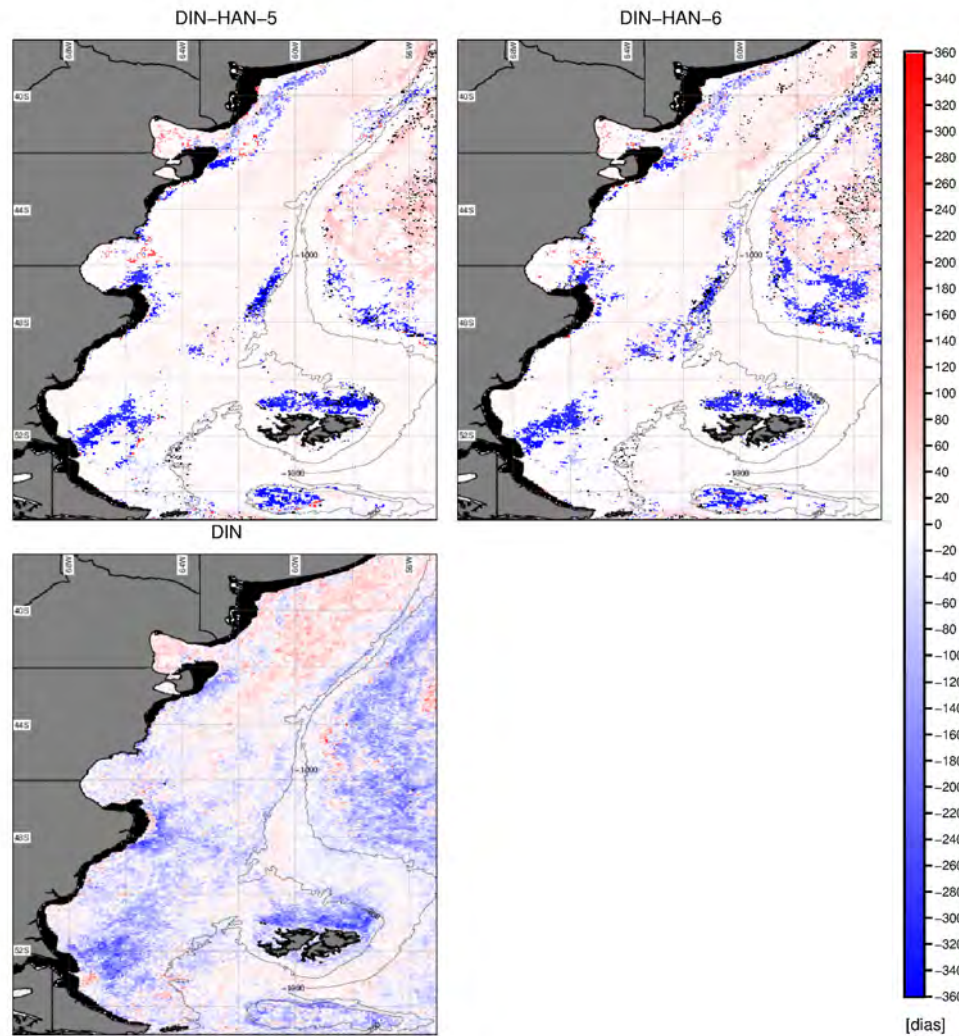
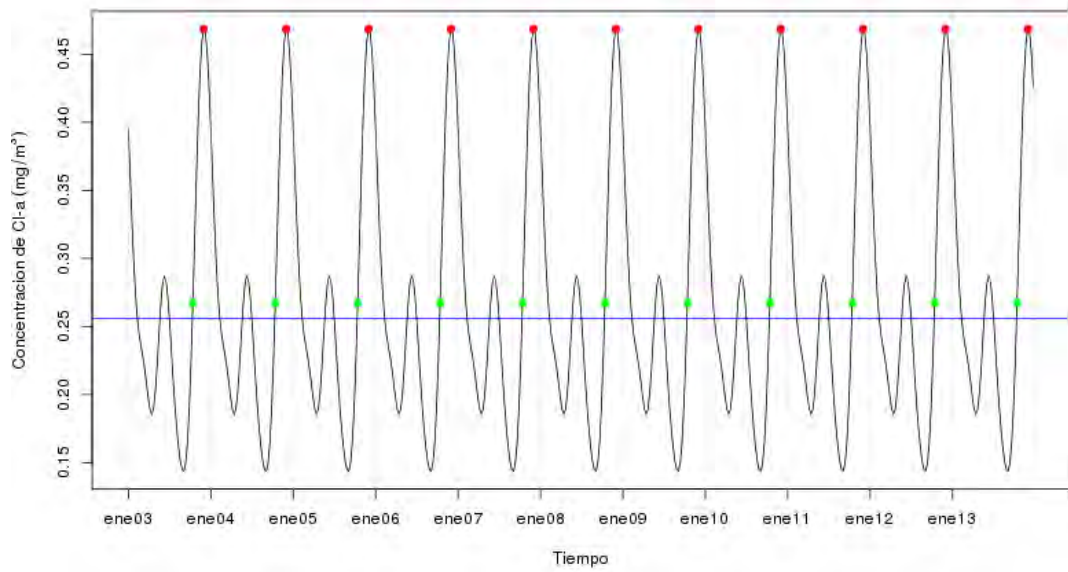


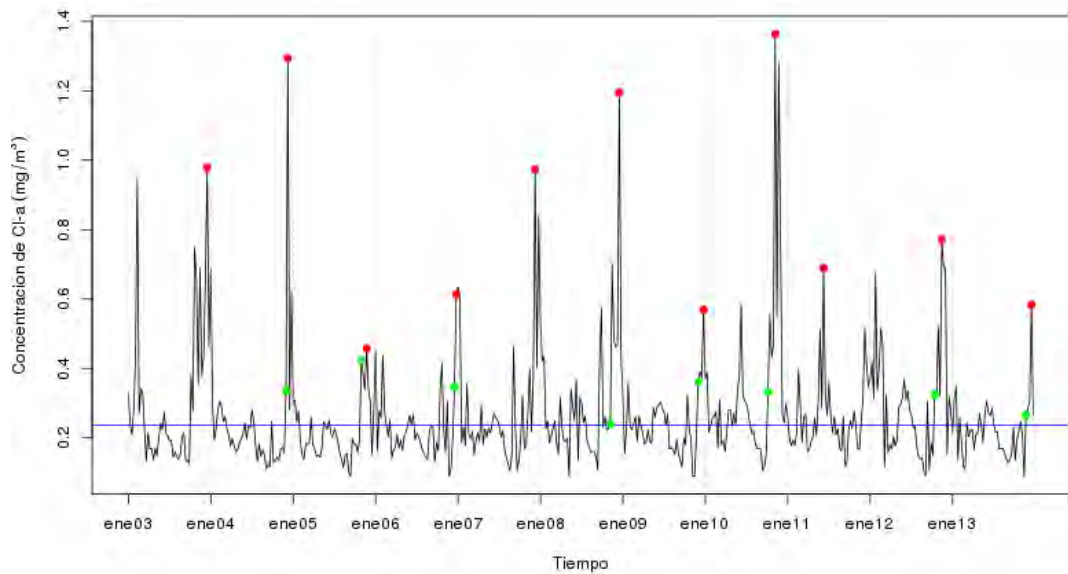
Figura 6.14: Diferencias en la fecha de inicio de florecimiento (en DOY) entre método de máxima pendiente y umbral 5% por encima de la mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

Según el método basado en el umbral del 5%, el 62% del área de estudio presentó una fecha de comienzo de florecimiento entre septiembre y octubre (DOY 249 - 297) en las series DIN-HAN-5 y 6, mientras que aproximadamente la mitad de dicha área concentró la floración más precisamente entre mediados de septiembre y comienzos de octubre (Figura 6.13). Para la serie DIN, el método de umbral mostró que aproximadamente el 50% del área de estudio comenzó a florecer entre septiembre y octubre (DOY 249 y 297, Figura 6.13). En particular, en el talud y la mayor parte del área de estudio al sur de los 44° S se observaron fechas de inicio de florecimiento a partir de octubre (DOY 270 hasta 310). La mayor proporción del área al norte de los 44° S, inició el florecimiento más tempranamente, en agosto (DOY 210 - 240).

La figura 6.15 ejemplifica la aplicación del método basado en umbral a un píxel de la serie DIN-HAN-5 y el mismo píxel en la serie DIN. Al modelar la variabilidad de la serie en función de armónicas, la serie DIN-HAN-5 presentó sus máximos (círculos rojos) y los puntos establecidos como comienzo de florecimiento (círculos verdes), regularmente espaciados; mientras que la serie DIN mostró el ruido y la variabilidad características de la serie original de la CI-a satelital.



(a) DIN-HAN-5



(b) DIN

Figura 6.15: Ejemplo de la aplicación del método basado en umbral para un píxel de la serie DIN-HAN-5, y el mismo píxel en la serie DIN. Círculos rojos: valor máximo de Cl-a; círculos verdes: momento estimado de comienzo de florecimiento. La línea azul representa el umbral $1.05 \cdot \text{mediana}$ de la serie.

Al estimar las diferencias entre los resultados obtenidos a partir de las series DIN y DIN-HANs con cada uno de los métodos (máxima pendiente y umbral), se pudo observar que con el método del umbral las diferencias no resultaron tan marcadas, salvo en algunas zonas al sur de los 52° S y en los frentes costeros de golfo San Jorge y San Matías y las zonas costeras de Buenos Aires (Figura 6.16). Las diferencias entre fechas de inicio estimadas por el método de la máxima pendiente, además de las zonas previamente descritas, fueron bien marcadas aguas afuera de la plataforma donde en general, a partir de la serie DIN se estimaron fechas más tempranas que con la serie HANTS; y aguas adentro del talud entre los 46 y 48° S, al norte de las islas Malvinas y en plataforma media entre los 51 y 52° S, donde con la serie DIN se predijeron inicios más tardíos que con DIN-HANs (valores positivos en Figura 6.16).

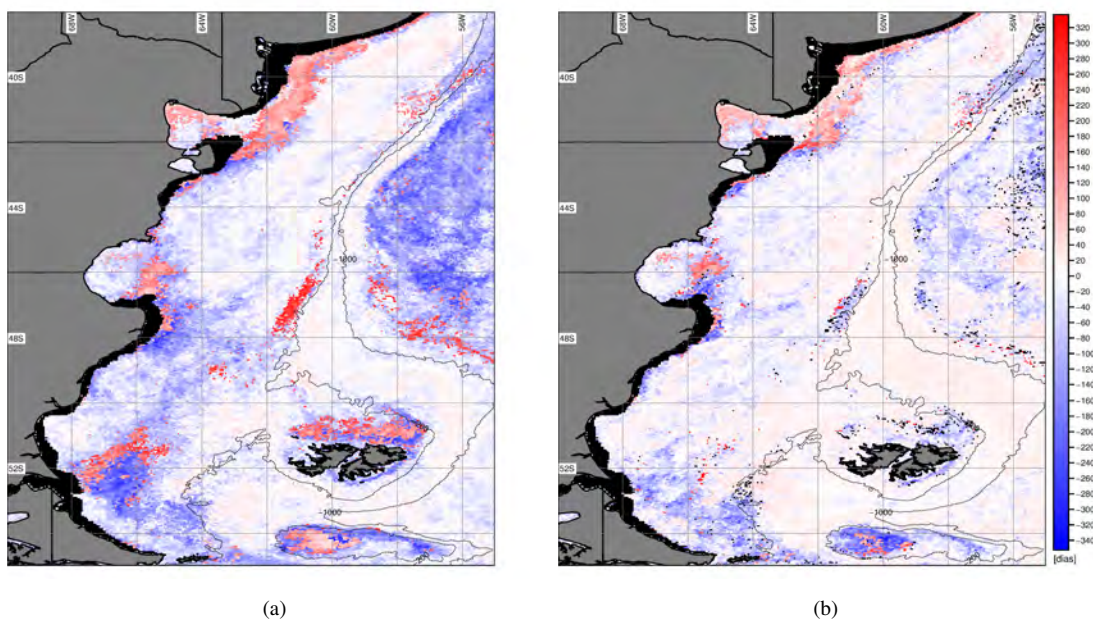


Figura 6.16: Diferencias en la estimación del inicio del florecimiento (en DOY) usando las series DIN y DIN-HANs según el método de máxima pendiente (a) y umbral (b). Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

6.3.3 Índices estadísticos

Frecuencia y porcentaje de ocurrencia de florecimientos

Al aplicar el criterio del umbral del 5% por encima de la mediana, se observó que casi el 90% del área de estudio quedó clasificada como florecimiento o presentó concentraciones de CI-a superiores a este umbral entre un 40 y 50% del tiempo, considerando para este cálculo todo el

período de estudio y todas las series de tiempo (ORIG, DIN, DIN-HAN-5 y DIN-HAN-6; figura 6.17). Esto significa que de todo el período de estudio, aproximadamente la mitad del tiempo la CI-a alcanzó niveles que podrían considerarse de florecimiento. Aunque los resultados no se muestran en el texto, se realizó el mismo análisis utilizando umbrales del 10 y 15% y se obtuvieron resultados muy similares en cuanto a la distribución de las áreas con niveles de CI-a superiores a los umbrales establecidos, pero se encontraron diferencias en las superficies donde se cumplía esa condición. Es decir, se observó que el área con valores superiores al umbral disminuía a medida que aumentaba el umbral.

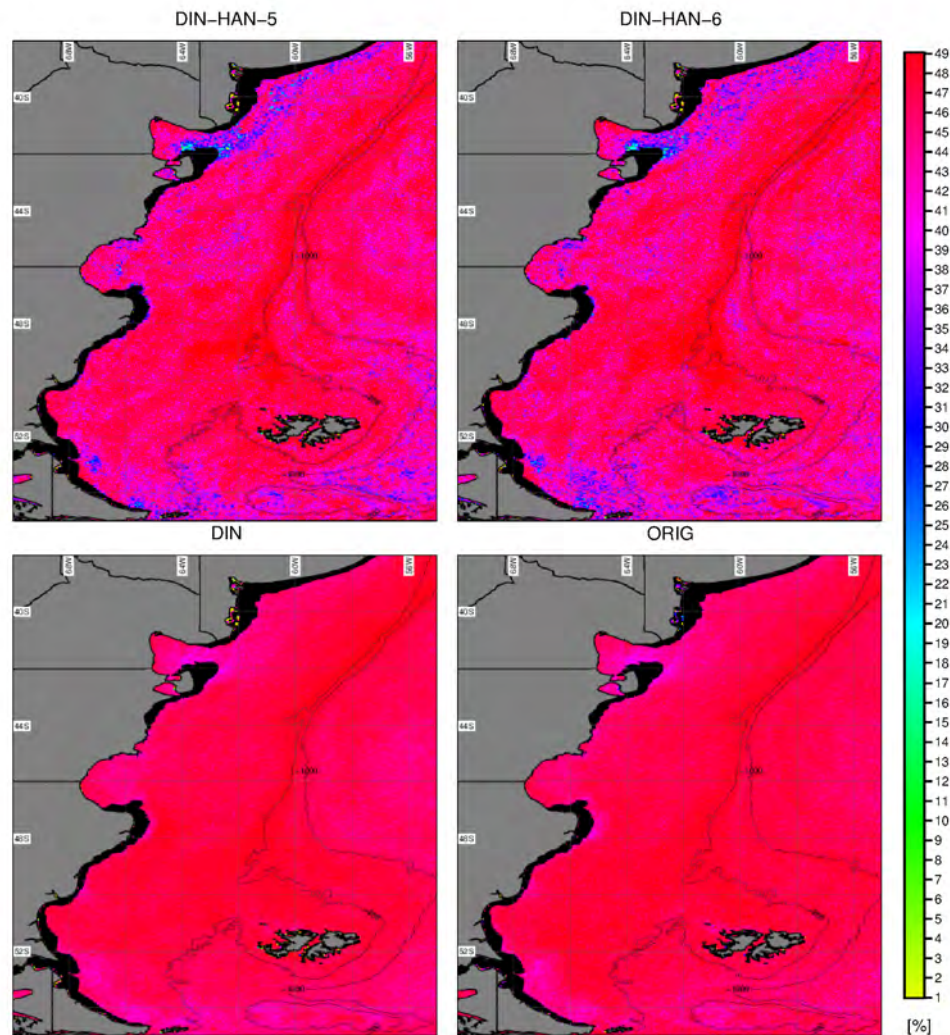


Figura 6.17: Porcentaje de tiempo en que cada píxel fue clasificado como florecimiento entre 2003 y 2013 (tomando como umbral el valor correspondiente al 5% por encima de la mediana). Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

Este análisis arrojó información sobre la cantidad de veces o porcentaje del tiempo que

cada píxel resultó clasificado como florecimiento. En cierta medida, esto puede brindar información acerca de la duración de los florecimientos. No obstante, con esta metodología no se puede saber si existieron una o dos floraciones (en este último caso la información aportada sería la suma de la duración de los dos florecimientos). De todos modos, se observa principalmente en las series DIN-HAN-5 y DIN-HAN-6 (Figura 6.17) que los píxeles del talud y zonas aledañas se clasificaron como florecimiento aproximadamente la mitad del período total de estudio y la mitad de cada año (unos 180 días por año), mientras que no se observan diferencias entre las series DIN y ORIG.

Se puede observar, sin embargo, que estos porcentajes de ocurrencia de florecimiento sí presentaron variaciones interanuales. En la figura 6.18 se muestra la variación interanual en el porcentaje de ocurrencia de florecimiento aplicado a la serie DIN, dado que las series DIN-HAN-5 y DIN-HAN-6 no presentaron variaciones y la serie ORIG se ve sesgada por los datos faltantes. Se observó que el porcentaje de tiempo que cada píxel fue clasificado como florecimiento varió entre años, con mayores valores en áreas que también cambian con los años. Por ejemplo, se observó que en 2003, las áreas que presentaron mayor porcentaje de ocurrencia de florecimiento coincidieron con las áreas de anomalías positivas descritas en el capítulo anterior (Capítulo 5, sección 5.3.3). Lo mismo se pudo observar para el año 2011, en que casi toda el área de estudio presentó elevados valores de CI-a.

Las anomalías anuales en los porcentajes de ocurrencia de florecimiento (Figura 6.19) muestran patrones similares a los descritos anteriormente; en ocasiones las concentraciones de CI-a correspondientes a niveles de florecimiento se mantienen más tiempo en el talud (2004 y 2006), y otras veces, más tiempo en la plataforma media y los frentes mareales costeros (2006 y 2007). En 2003, por ejemplo, se observan anomalías positivas en la zona del talud y la plataforma media al norte de los 48° S, mientras que en 2010 y 2011, casi toda el área de estudio presentó anomalías positivas en el porcentaje de ocurrencia de florecimiento. Los años 2009 y 2012 también presentaron importantes superficies de anomalías positivas.

Área máxima y mínima ocupada por un florecimiento

Para obtener la cantidad de veces que cada píxel alcanzó valores de concentración de CI-a por encima del nivel de florecimiento utilizado en este trabajo, fue necesario clasificar todas las

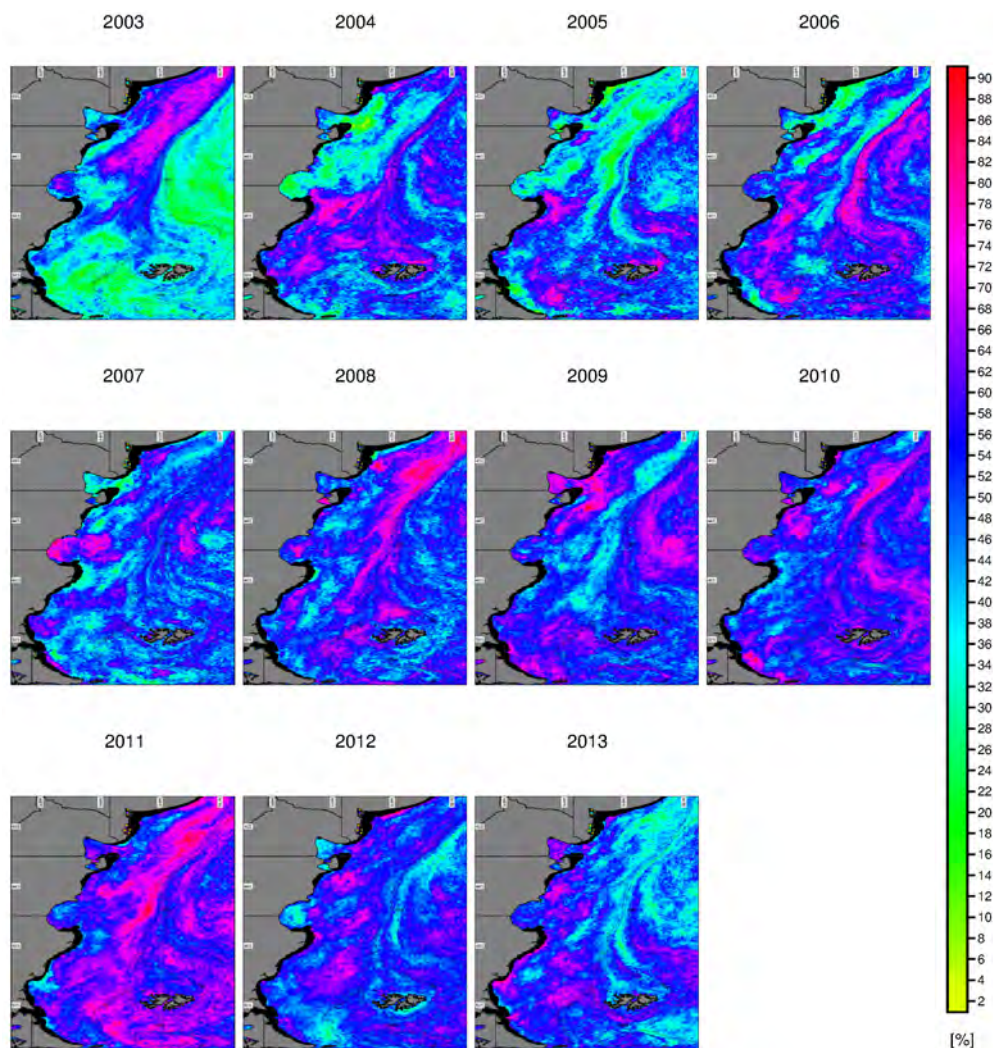


Figura 6.18: Variación anual en el porcentaje de ocurrencia de florecimiento en la serie DIN según el umbral del 5% por encima de la mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

imágenes de la serie en función de dicho umbral. Eso permitió también tener noción de la superficie o porcentaje de la superficie del área de estudio que alcanzaba niveles de Cl-a de florecimiento y en qué momentos. El área máxima y mínima ocupada por un florecimiento en toda la serie de datos fue disminuyendo a medida que se aumentaba el umbral considerado para definir un florecimiento. El momento en que ocurrió dicho máximo o mínimo, a veces se modificó y otras veces coincidió (es decir, fue el mismo evento) al ir incrementando el umbral. Se presentan aquí sólo los resultados correspondientes a la aplicación del umbral del 5% por encima de la mediana para las series ORIG y DIN, dado que las series DIN-HAN-5 y 6 no presentaron variaciones. En la tabla 6.3 y las figuras 6.20 y 6.21 se muestran los valores y mapas correspondientes a las áreas máximas y mínimas con concentraciones de Cl-a superiores al 5%

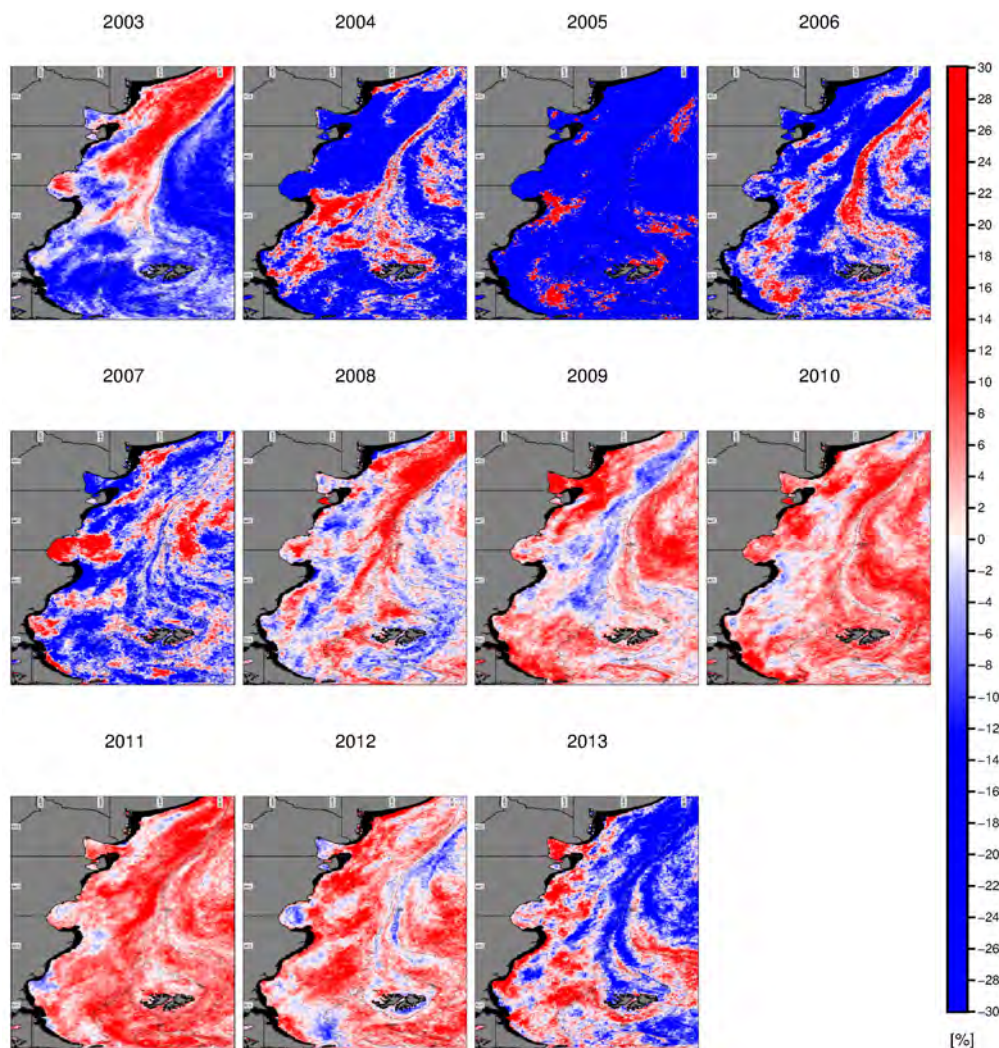


Figura 6.19: Anomalías anuales en el porcentaje de ocurrencia de florecimiento de la serie DIN según el umbral del 5% por encima de la mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

por encima de la mediana y su respectiva fecha de ocurrencia al considerar todo el período de estudio. Las áreas mínimas se observaron en otoño-invierno, aunque para 2012 el área máxima con niveles por encima del 5% de la mediana también se registró en junio (serie DIN). Las series DIN-HAN-5 y 6 presentaron valores máximos y mínimos muy similares entre ellas, y además regulares en el tiempo (por eso no se muestran sus valores anuales de área máxima y mínima con niveles de Cl-a por encima del 5% de la mediana).

Se analizó también la variación interanual en el área máxima y mínima ocupada por un florecimiento y sus fechas de ocurrencia (Tablas 6.4 y 6.5). Nuevamente, se presentan sólo los resultados de estos análisis para las series ORIG y DIN. Se puede observar que el área máxima

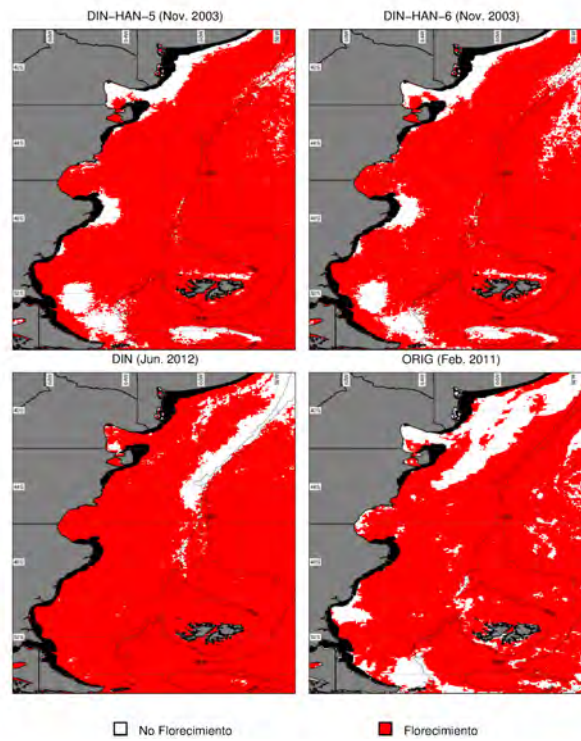


Figura 6.20: Área máxima con concentraciones de Cl-a mayores a $1.05 \times$ mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

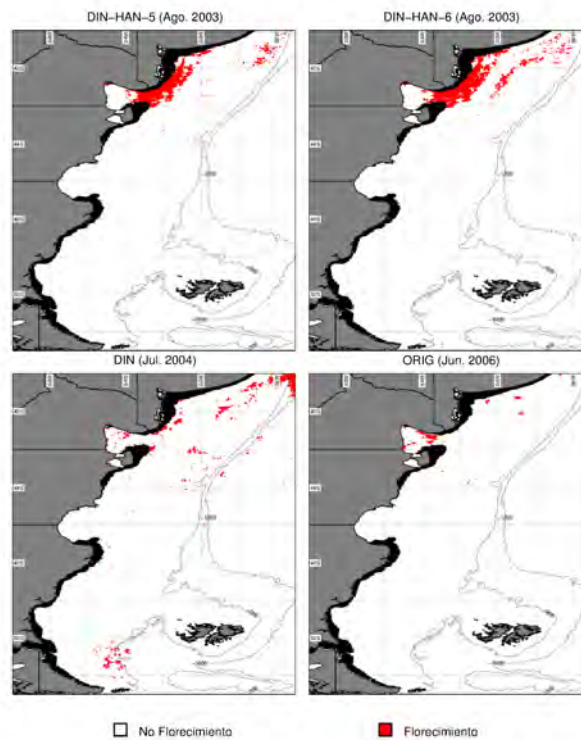


Figura 6.21: Área mínima con concentraciones de Cl-a mayores a $1.05 \times$ mediana. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

Tabla 6.3: Área máxima (AMax) y mínima (AMin) de florecimiento y su fecha de ocurrencia (Fecha Max, Fecha Min) para las series ORIG y DIN en todo el período de estudio (2003-2013).

Método	AMax (%)	Fecha Max	AMin (%)	Fecha Min
ORIG	80.35	Febrero, 2011	0.31	Junio, 2006
DIN	91.06	Junio, 2012	1.63	Julio, 2004
DIN-HAN-5	88.38	Noviembre, 2003	1.99	Agosto, 2003
DIN-HAN-6	86.64	Noviembre, 2003	2.54	Agosto, 2003

y mínima ocupada por un florecimiento cambia entre años para las dos series (ORIG y DIN), al igual que las fechas en que ocurrieron esas mayores y menores áreas (Tablas 6.4 y 6.5). Para la serie ORIG el mayor área ocupada por niveles altos de Cl-a correspondió al mes de febrero de 2011 con un 80% de la superficie, mientras que el mayor valor observado para la serie DIN se registró en junio de 2012 con casi el 92% del área de estudio con concentraciones de Cl-a mayores al 5% por encima de la mediana (Tabla 6.4). En general, los máximos en la serie ORIG se observaron en verano, mientras que en la serie DIN fueron más comunes en el otoño (en el mes de junio, particularmente).

Tabla 6.4: Variaciones en el área máxima (AMax) de florecimiento y su fecha de ocurrencia (Fecha AMax) para el umbral del 5% por encima de la mediana aplicado a las series ORIG y DIN.

Año	AMax_ORIG (%)	Fecha AMax_ORIG	AMax_DIN (%)	Fecha AMax_DIN
2003	69.42	Febrero, 2003	70.49	Febrero, 2003
2004	62.53	Marzo, 2004	67.07	Julio, 2004
2005	65.31	Noviembre, 2005	69.30	Noviembre, 2005
2006	73.61	Noviembre, 2006	74.75	Noviembre, 2006
2007	58.23	Diciembre, 2007	84.99	Junio, 2007
2008	69.02	Diciembre, 2008	85.60	Junio, 2008
2009	69.03	Febrero, 2009	87.33	Junio, 2009
2010	72.68	Febrero, 2010	86.59	Junio, 2010
2011	80.35	Febrero, 2011	82.54	Julio, 2011
2012	68.16	Enero, 2012	91.06	Junio, 2012
2013	58.46	Enero, 2013	79.34	Junio, 2013

La menor área ocupada por concentraciones de Cl-a superiores al 5% por encima de la mediana se observaron en otoño e invierno. En la serie ORIG se observaron mayormente en otoño, mientras que en la serie DIN estas superficies mínimas de florecimiento o de concentraciones altas de Cl-a se presentaron en invierno (Tabla 6.5). En la serie DIN, los años 2010 y 2011, que se caracterizaron por importantes superficies de anomalías positivas anuales y mensuales, mostraron las áreas mínimas más grandes. En la serie ORIG, esto sólo fue observable en 2010.

Tabla 6.5: Variaciones en el área mínima (AMin) de florecimiento y su fecha de ocurrencia (Fecha AMin) para el umbral del 5% por encima de la mediana aplicado a las series ORIG y DIN.

Año	AMin_ORIG (%)	Fecha AMin_ORIG	AMin_DIN (%)	Fecha AMin_DIN
2003	1.43	Julio, 2003	3.21	Julio, 2003
2004	1.58	Julio, 2004	1.63	Julio, 2004
2005	0.72	Junio, 2005	2.52	Agosto, 2005
2006	0.31	Junio, 2006	3.72	Agosto, 2006
2007	1.72	Julio, 2007	4.03	Agosto, 2007
2008	2.46	Mayo, 2008	6.53	Agosto, 2008
2009	3.19	Junio, 2009	8.11	Agosto, 2009
2010	7.78	Junio, 2010	11.25	Septiembre, 2010
2011	2.81	Junio, 2011	12.88	Agosto, 2011
2012	3.79	Agosto, 2012	3.57	Agosto, 2012
2013	1.83	Junio, 2013	4.40	Agosto, 2013

Se muestra a modo de ejemplo, únicamente la variación interanual en el área máxima y mínima ocupada por un florecimiento considerando un umbral de 5% por encima de la mediana aplicado a la serie DIN (Figuras 6.22 y 6.23).

6.4 Discusión

Si bien un creciente número de autores han mostrado y analizado las variaciones de la CI-a satelital en la Plataforma Argentina (Acha et al., 2004; Lutz et al., 2006; Rivas et al., 2006; Romero et al., 2006; Dogliotti et al., 2009, 2014; García et al., 2005, 2006; Lutz et al., 2010), este es el primer trabajo que utiliza una serie de 11 años de imágenes MODIS L3 con una alta resolución espacial (4.6 km) y temporal (8 días) en esta región. Asimismo, es el primer trabajo que aborda aspectos fenológicos de los florecimientos de fitoplancton en la región. Los resultados, en general, son consistentes con los trabajos previos, aunque se pudo observar una marcada variabilidad interanual que no había sido descripta anteriormente utilizando las climatologías a partir de series de imágenes SeaWiFS (Rivas et al., 2006; Romero et al., 2006; Dogliotti, 2007).

El análisis de las series DIN-HAN 5 y 6 muestra que los máximos anuales en las concentraciones de CI-a ocurren mayormente en octubre. En realidad, por las características del método, que modela con una única curva una serie variable, se podría pensar que lo que se obtiene a partir de analizar estas series son fechas medias de ocurrencia del valor máximo anual (y de inicio de florecimiento, como se verá más adelante). Mientras que las otras series, la ORIG

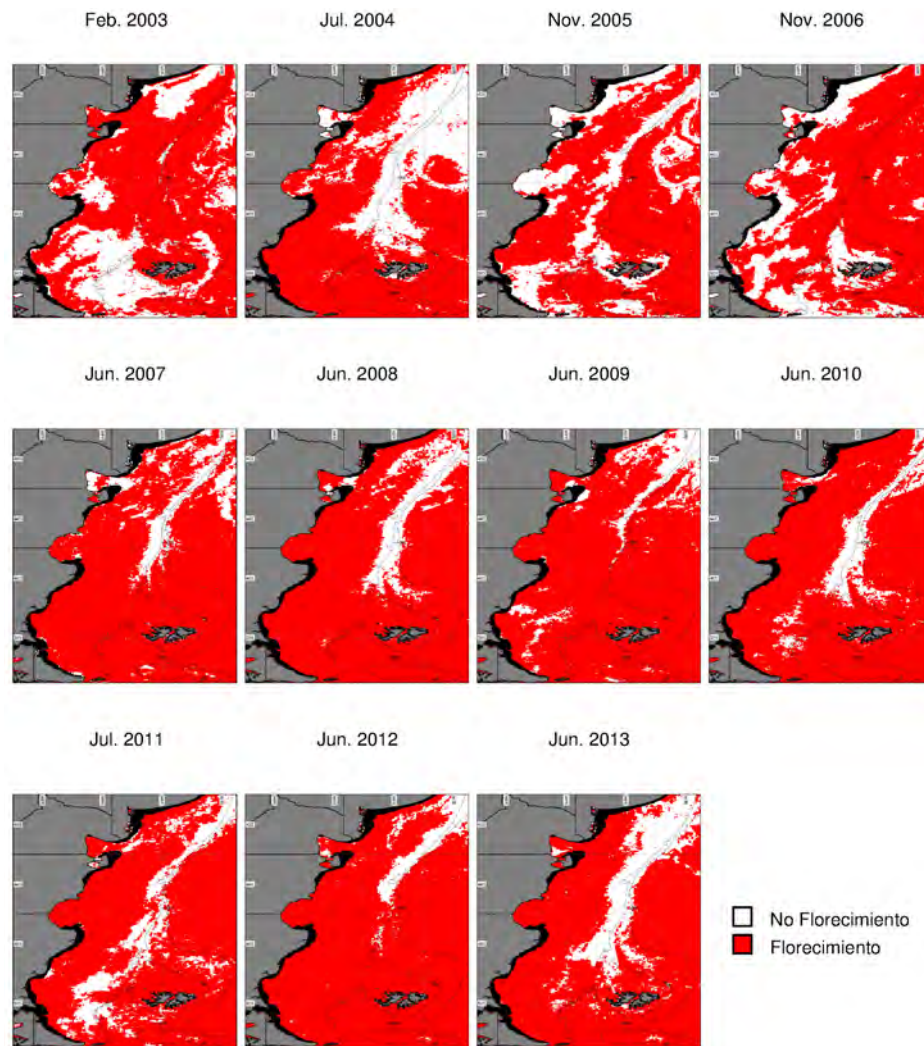


Figura 6.22: Variación anual en el área máxima de florecimiento según el umbral del 5% por encima de la mediana en la serie DIN. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

y la rellenada con DINEOF, al no estar modeladas, reflejan la variabilidad “real” en las fechas de ocurrencia de la concentración máxima anual. Así, el análisis de estas últimas series arrojó resultados más variables y fechas de ocurrencia del máximo anual más tempranas que las series DIN-HANs, entre julio y septiembre. Estas diferencias podrían deberse por un lado, a la metodología empleada para identificar los máximos anuales. La misma consistió en la agregación de los datos por año calendario y la extracción del momento de ocurrencia del máximo valor entre enero y diciembre. Lo que se identifica así es el máximo del año calendario, pero no se sabe con exactitud si esos máximos se corresponden realmente con los picos de los florecimientos. Puede suceder que sean máximos aislados, mal desempeño de los algoritmos u otros, y no corresponderse con la fluctuación y el ciclo característico del fitoplancton. Por otro lado,

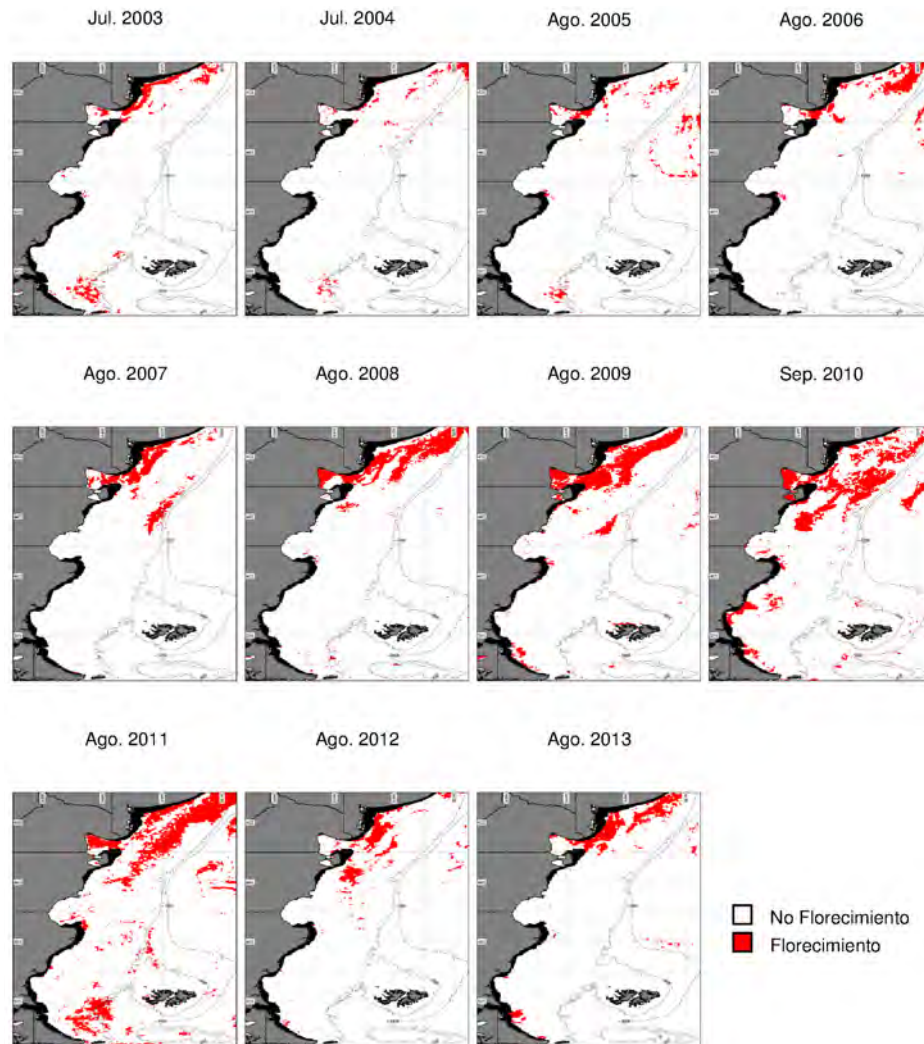


Figura 6.23: Variación anual en el área mínima de florecimiento según el umbral del 5% por encima de la mediana en la serie DIN. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La zona en negro representa el área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Capítulo 5, Sección 5.3.4.1).

también podría ser que el proceso de modelado de HANTS retrase las fechas de máximo. Una forma de evaluar estos resultados sería estudiar el efecto de mover sistemáticamente el comienzo de la serie hasta encontrar la fecha en que más frecuentemente se observa el valor máximo para la serie sin modelar (Racault et al., 2012). Es decir, en vez de agregar de enero a diciembre, agregar de febrero de un año a enero del siguiente, luego de marzo a febrero, etc. y extraer los máximos en cada caso. Si es ruido o error del algoritmo, se podría descartar de esta manera (Racault et al., 2012). Estos resultados están estrechamente ligados a la determinación *a posteriori* de la fecha de comienzo de florecimiento en función de un umbral (Sección 6.2.2.3), ya que el método ubica el máximo anual en cada píxel (o utiliza la posición o índice de dicho máximo) y a partir de él retrocede en busca del umbral fijado. Este método no presentó mayores problemas

al ser aplicado sobre las series DIN-HAN-5 y 6, dado que las mismas son regulares y armónicas. En cambio, al aplicar este método sobre la serie DIN, que mantiene la variabilidad característica de la Cl-a satelital, se observaron casos en que los máximos anuales coincidieron con valores altos en el otoño o invierno (que pueden o no ser producto de ruido o errores del algoritmo), como se muestra en la figura 6.24, lo que posteriormente influyó sobre la determinación de la fecha de inicio de florecimiento. Este es un aspecto que también requiere mayor investigación, dado que si bien no sería lo esperado, estudios previos han detectado valores altos inclusive en invierno en la estación costera EPEA/INIDEP (Lutz et al., 2006). Es más, aunque no coincide el período de estudio, estos picos en invierno se observaron también con los datos satelitales de Cl-a para el punto correspondiente a la estación EPEA/INIDEP (Lutz et al., 2006) en 2004, aunque el algoritmo HANTS, no fue capaz de representarlo (Figura 6.25).

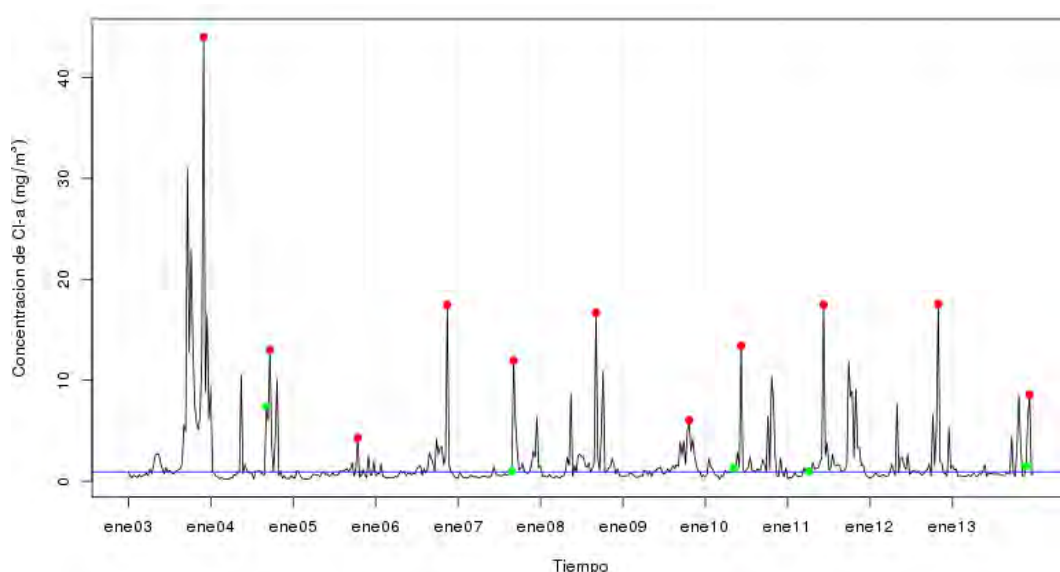


Figura 6.24: Ejemplo de ocurrencia de pico de Cl-a en otoño-invierno. Serie DIN. Círculos rojos: valor máximo de Cl-a; círculos verdes: momento estimado de comienzo de florecimiento. La línea azul representa el umbral $1.05 \times$ mediana de la serie.

También sucedió que en ocasiones el máximo anual se vio desplazado por algún motivo y ocurrió más tardíamente, por ejemplo, en enero del año siguiente (años 2011-2012, Figura 6.15.b). Entonces, en esos años con dos máximos, uno que venía “retrasado” del ciclo anterior y otro “normal” en primavera, el método sólo identifica el más alto de los dos dentro de ese año calendario. De modo que las condiciones que podrían haber llevado a un florecimiento más tardío se pasaban por alto debido a la agregación de los datos por año calendario. Se observó también, por ejemplo, que en el mismo florecimiento se dio el valor máximo de un año y del subsiguiente (diciembre 2003 - enero 2004, Figura 6.26) quedando uno de ellos sin fecha de

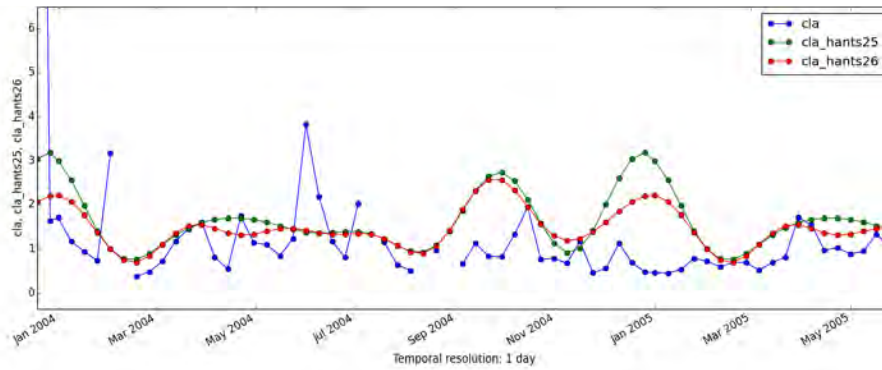


Figura 6.25: Serie de tiempo de Cl-a para la estación EPEA/INIDEP. Detalle del año 2004 en que se observa un pico invernal. **cla**: serie original de Cl-a satelital, **cla_hants25**: serie DIN-HAN-5, **cla_hants26**: serie DIN-HAN-6.

comienzo de florecimiento identificada, dado que dicho florecimiento presentó niveles superiores que el subsiguiente. El efecto de estos agregados es un aspecto que requiere mayor estudio a fin de encontrar la manera más efectiva de identificar los máximos anuales independientemente de los meses calendario, a fin de poder capturar mejor la variabilidad en la fenología de los florecimientos y poder asociarla luego a otras variables climáticas y ambientales.

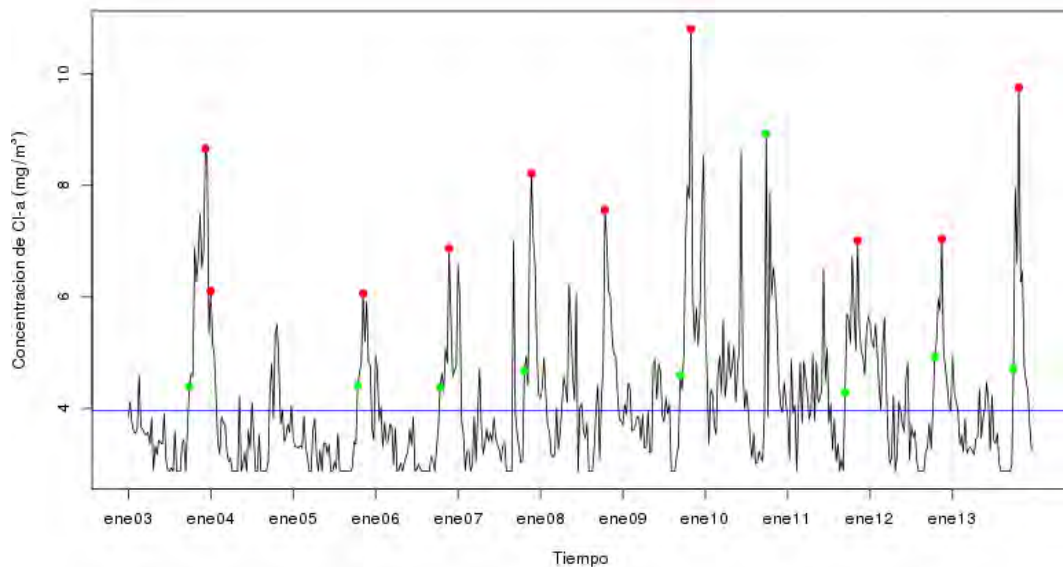


Figura 6.26: Ejemplo de ocurrencia de máximo de Cl-a y comienzo de florecimiento en el mismo momento. Serie DIN. Círculos rojos: valor máximo de Cl-a; Círculos verdes: momento estimado de comienzo de florecimiento..

En general, los dos métodos de determinación de inicio de florecimiento son bastante consistentes entre ellos, salvo por algunas regiones particulares en que presentan diferencias. Sin embargo, como se dijo anteriormente, el método basado en umbral es altamente dependiente de la fecha del máximo anual y de la forma en que ésta sea determinada. Al ser aplicado sobre las

series DIN-HAN-5 y 6, modeladas con armónicas, el método tiene buen desempeño. Es decir, a excepción de aquellos lugares (principalmente en las zonas costeras enmascaradas), donde no se superaba el umbral del 5% por encima de la mediana, el método siempre ubicó el comienzo del florecimiento antes del máximo. En cambio, al aplicar este método sobre la serie DIN que retiene la variabilidad característica de la CI-a satelital, además de los problemas mencionados anteriormente respecto al máximo anual, hubo ocasiones en que el comienzo de florecimiento se marcó en la misma posición del máximo porque el mismo valor máximo era el primero por encima del umbral establecido (año 2010 en la figura 6.26), u ocasiones en que no se identificó ningún comienzo (años 2006, 2009 y 2012 en la figura 6.24) por superar la cantidad de pasos usados para buscar hacia atrás (ver Apéndice C, Sección C.3.2.2).

El método de la máxima tasa de cambio, no se ve especialmente influido por este problema, pero tampoco está libre de ser influido por el ruido o la variabilidad propia de los datos. Además de que por definición este método captura el momento en que el cambio es mayor, cuando el florecimiento ya estaría en pleno desarrollo. Sería deseable, en cambio, poder identificar los momentos previos al mayor crecimiento a fin de estudiar a qué condiciones corresponde, a qué factores podría asociarse y cuál podría ser el disparador (Brody et al., 2013). Se podría evaluar el uso de otros umbrales en la determinación del comienzo de florecimiento, pero estudios previos (Brody et al., 2013) ya mostraron que el cambio de umbral no produce resultados tan diferentes y algo similar se observó al analizar la ocurrencia de florecimientos con umbrales diferentes al 5% (resultados no presentados). Además, el umbral del 5% por encima de la mediana se viene utilizando satisfactoriamente desde que fuera propuesto por Siegel et al. (2002). Cada uno de los métodos empleados tiene sus fallas y sus dificultades y ninguno de los dos permite identificar la ocurrencia de florecimientos secundarios o si un florecimiento dado es primario o secundario. Además, sería necesario evaluar cómo se modifican los resultados obtenidos en términos de fechas de inicio identificadas, al variar por ejemplo la identificación de los máximos anuales, la cantidad de pasos de tiempo que busca hacia atrás a partir del máximo identificado, etc. De todos modos, con la gran variabilidad que se observó en zonas tan extensas es muy difícil que cualquier método sea efectivo para todas las condiciones, y más complicado aún es intentar automatizar esta identificación para generar productos operativos de entrega regular.

En este sentido, si se quiere tener una serie completa resulta clave el método elegido para

completar los datos faltantes. Es claro, a partir de las pruebas realizadas en este trabajo, que tampoco en este caso existe un método óptimo para todas las situaciones. De hecho, para algunos análisis tener una serie armónicamente modelada es útil, como por ejemplo para determinar una fecha media de comienzo de florecimiento o de ocurrencia del máximo. No obstante, si se pretende estudiar la variabilidad de esos parámetros, DINEOF resultaría una mejor herramienta para el relleno, pues preserva las variaciones observadas al tiempo que rellena los datos faltantes con un nivel de ruido similar al observado. La bibliografía muestra que son numerosas las aproximaciones usadas para completar los datos faltantes en las series de datos satelitales de Cl-a y otros parámetros de interés (Roerink et al., 2000; Sirjacobs et al., 2011; Racault et al., 2012; Brody et al., 2013). En algunos casos, un simple filtrado espacial o interpolación es suficiente. No obstante, por la extensión del área de datos faltantes en el sur, esa técnica no es útil ni aplicable en este caso, dado que no existen vecinos de los que tomar datos. Es necesario algún algoritmo que considere la variación temporal para el relleno; aunque sería altamente deseable que también se considerara la dimensión espacial (un método que considere vecinos en el tiempo y el espacio).

Los mapas del número de ciclos por año, que surgen de extraer a partir de las salidas de HANTS aquella frecuencia que presenta la mayor amplitud para cada píxel (es decir la frecuencia que más contribuye a la fluctuación de la serie de Cl-a en ese píxel), mostraron que gran parte de la plataforma media presentó 2 picos (esperados para zonas templadas) y cerca del talud y en zonas frontales 1 pico (característico de este tipo de sistemas). Por su parte, los 2 picos en la zona al sur de Malvinas son no esperados y posiblemente producto del relleno de la serie por la falta de datos en invierno. Tampoco son esperables los píxeles con 3 o más ciclos. Al observar las series en puntos tomados en estas zonas (Figura 6.8.c), se observó que el algoritmo HANTS crea un pico extra (el tercer ciclo) precisamente en los períodos en que no hay datos. HANTS sería entonces parcialmente útil para estimar este índice fenológico, al menos cuando el dato de entrada es una serie que siempre presenta falta de datos en el mismo período (invierno en este caso).

La superficie máxima y mínima de concentraciones superiores al 5% por encima de la mediana presentaron una importante variabilidad interanual, al igual que los porcentajes de ocurrencia de florecimientos, es decir por cuánto tiempo cada píxel mantuvo concentraciones de Cl-a por encima del umbral establecido. Esto último, no puede interpretarse directamente

como la duración de un florecimiento, dado que no permite diferenciar entre florecimiento primario y secundario (Ver Capítulo 5, Sección 5.3.4.2). Pero puede ser útil para inferir al menos indirecta y relativamente esta variable al comparar las distintas zonas del área de estudio. Así, por ejemplo, se evidenció que los píxeles del talud y sus zonas aledañas se clasificaron como florecimiento aproximadamente la mitad del período total de estudio. Es decir, en esas zonas los florecimientos serían más constantes y se alcanzarían y mantendrían las concentraciones indicativas de florecimiento por períodos más largos (García et al., 2008c). Esto concuerda con estudios previos que indican que los florecimientos en el talud estarían asociados a la provisión de nutrientes producto del flujo de convergencia y la fricción del fondo, lo que generaría un gradiente de presión a lo largo de la plataforma que resulta en surgencia a lo largo del talud (Matano and Palma, 2008). También se ha sugerido que la topografía del talud continental en la zona patagónica promueve actividad de mesoescala y generación de remolinos que proveen los nutrientes para mantener los florecimientos de fitoplancton (Longhurst, 1998). Por su parte, García et al. (2008c) proponen que la provisión de nutrientes para sostener los florecimientos algales en el talud viene dada por una combinación de disponibilidad de macronutrientes provenientes de la corriente de Malvinas, ayudada por la surgencia a lo largo del frente, y micronutrientes (principalmente hierro) potencialmente provistos por cuatro fuentes: la surgencia, las aguas poco profundas de la plataforma, deposición de polvo y agua proveniente de regiones remotas.

Las diferencias interanuales en los porcentajes de ocurrencia de florecimiento y sus anomalías, reflejan una alta variabilidad que lleva a pensar en los factores y mecanismos que dan lugar a los florecimientos y sus propias variaciones, como así también en otros fenómenos que pueden afectar la fenología de los florecimientos. Así, se puede pensar que variaciones en el clima global y regional pueden afectar las condiciones de iluminación, la estratificación de la columna de agua, el flujo de nutrientes, etc. Se observó por ejemplo que los años en que las concentraciones de Cl-a resultaron más elevadas que la media (2003, 2010 y 2011) también presentaron anomalías positivas en el porcentaje de ocurrencia de florecimiento, es decir las concentraciones estuvieron por encima del umbral de florecimiento por más tiempo que lo normal. Se puede pensar que variaciones interanuales en el clima, no sólo afectan las concentraciones de Cl-a que alcanza un determinado punto, sino también la cantidad de tiempo que el mismo mantiene concentraciones elevadas, es decir, la fenología de los florecimientos (Dev-ercelli, 2010; D'Ortenzio et al., 2012; Solari et al., 2014). Por otra parte, algunos autores han relacionado fenómenos climáticos como el NAO (Oscilación del Atlántico Norte) en el Atlántico

Norte (Henson et al., 2012) o el ENSO (El Niño Oscilación Sur) en el Hemisferio Sur (Behrenfeld et al., 2006; He et al., 2013; Machado et al., 2013), con las fluctuaciones interanuales de la Cl-a o la intensidad de los florecimientos. Más aún, algunos autores sostienen que la ocurrencia de un evento El Niño puede afectar el momento de inicio de los florecimientos (Devercelli, 2010; D'Ortenzio et al., 2012; Solari et al., 2014). Los años de importantes anomalías positivas en la mayor parte de la PCP (2010 y 2011) observadas en este estudio, se correspondieron con eventos La Niña bastante marcados (<http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi.php>), salvo por los primeros meses del año 2010 que presentaron anomalías negativas en el índice de Oscilación del Sur (SOI). Estos resultados no serían totalmente consistentes con los patrones observados por Machado et al. (2013) para eventos Niño/Niña anteriores. No obstante, se observó que esos años el porcentaje de tiempo que los píxeles mantuvieron concentraciones por encima del 5% de la mediana fue superior al porcentaje medio en casi toda el área de estudio.

Dada la importancia del fitoplancton en los ecosistemas acuáticos (Platt et al., 2003), cualquier cambio en la cronología de los florecimientos puede tener efectos críticos sobre el resto de los componentes del sistema, como así también sobre los ciclos biogeoquímicos globales. De modo que el próximo paso en estas investigaciones, después de los ajustes en la técnica, debiera ser la asociación de las concentraciones de Cl-a con parámetros como temperatura superficial del mar, salinidad, velocidad del viento, fluorescencia y sólidos en suspensión, que permitan una mejor comprensión del funcionamiento de los ecosistemas marinos (Lewandowska et al., 2014), como así también la búsqueda de posibles relaciones entre los índices fenológicos y estadísticos calculados con forzantes asociados al clima. Un estudio reciente ha sugerido que el cambio climático puede afectar el *timing* del comienzo de los florecimientos (Kahru et al., 2011), llevando a una disminución en la sincronización entre los florecimientos del fitoplancton y los ciclos de vida de los niveles superiores (Edwards and Richardson, 2004; Mackas et al., 2007). Los cambios en el clima global pueden afectar también la frecuencia de ocurrencia de eventos como El Niño/La Niña que influyen a su vez en los ciclos del fitoplancton. Tal posibilidad enfatiza la necesidad de estudiar los factores determinantes del comienzo de los florecimientos de fitoplancton y su vulnerabilidad frente a la variabilidad climática (Visser and Both, 2005; Vargas et al., 2009).

Cabe recordar que la definición de florecimiento utilizada en este trabajo se basa en la concentración de Cl-a satelital y ésta puede no estar estrictamente relacionada con un aumento de la biomasa fitoplanctónica (ya sea, como concentración de carbono o como número de células) ya

que la variación en la CI-a puede deberse a cambios fisiológicos o depender de la composición específica del fitoplancton presente en el agua. Las propiedades ópticas del fitoplancton son función de su tamaño, forma, composición y concentración de pigmentos, que a su vez están regulados por las especies presentes y su estado fisiológico. El fitoplancton es capaz de ajustar su contenido intracelular de clorofila en respuesta a la luz y los nutrientes. Cuando la irradiancia disminuye, pero los nutrientes permanecen en altas concentraciones, el fitoplancton es capaz de incrementar su contenido de clorofila para capturar mejor la luz disponible. Por el contrario, cuando los nutrientes son escasos reducen los niveles de clorofila (Siegel et al., 2013). Estos ajustes fisiológicos afectarán notablemente la capacidad de interpretar los cambios de la biomasa fitoplanctónica a partir de observaciones de concentración de clorofila (Siegel et al., 2013). Por eso, sería necesario para estudiar la fenología de los florecimientos, considerar, además de la CI-a, productos como la fluorescencia que si bien tiene una señal débil, depende directamente de la concentración de clorofila (Blondeau-Patissier et al., 2014), y en el caso de zonas costeras, cotejar los resultados con el análisis de productos de materia orgánica disuelta o sólidos en suspensión.

Por otra parte, los florecimientos de cocolitofóridos y su contribución a los niveles de CI-a satelital, siguen siendo una incógnita. Muchos autores han observado que tanto la biomasa como la composición específica del fitoplancton puede ir cambiando a medida que progresa el florecimiento. Esta sucesión temporal del fitoplancton fue descrita para la zona del talud por Signorini et al. (2006). La misma presenta una dominancia de diatomeas en la primavera, cuando la CI-a es máxima, que luego son reemplazadas por los cocolitofóridos con el progreso del verano. Estos últimos florecimientos presentan concentraciones de CI-a moderadas. Los florecimientos de cocolitofóridos están enmascarados en los productos de L3 de CI-a y se estudian principalmente a partir de las bandas del visible y clasificadores de reflectancias, siendo detectados así en una etapa tardía del florecimiento (senescencia) (Moore et al., 2012). No obstante estos organismos también florecen y su pigmento principal es la clorofila. Cuánto de los florecimientos se detecta efectivamente con CI-a es desconocido, pero se ha sugerido que también pueden influir en la señal (Ferreira et al., 2013).

En conclusión, a partir de los análisis realizados en este capítulo, se obtuvo una descripción general de la fenología de los florecimientos algales en la plataforma continental y talud de la región patagónica, que es en parte consistente con lo conocido y esperado. Como ya fuera mencionado, el área presenta una gran variabilidad que es difícil de abordar efectivamente con un

único método de rellenado/reconstrucción o de extracción de variables temporales como fecha de ocurrencia de la máxima concentración o inicio del florecimiento. Este trabajo constituye, no obstante, una primera aproximación al problema, sentando las bases para continuar investigando sobre la variabilidad de los florecimientos y sus causas, como así también y principalmente, sobre las metodologías para estudiarlos en áreas tan extensas.

Capítulo 7

Discusión y conclusión final

En este trabajo de tesis se estudiaron distintos aspectos de la variabilidad espacial y temporal de la concentración de clorofila-a en la Plataforma y Talud Continental de la región Patagónica Argentina a partir de datos MODIS/Aqua L3 con una resolución espacial de 4 km y temporal de 8 días. En primera medida, se analizó la disponibilidad de datos válidos en el área de estudio, caracterizando global, anual y mensualmente la variabilidad en la proporción de datos válidos *versus* los datos faltantes y su respectiva distribución espacial (Capítulo 4). Luego, se caracterizó la variabilidad espacio-temporal del producto satelital de concentración de Cl-a propiamente dicho. Se construyeron mapas resumen de estadísticos básicos como la media y la desviación estándar, para toda la serie de tiempo (2003-2013) y para los distintos años que la componen, a fin de caracterizar la variabilidad interanual del parámetro en cuestión. También se construyeron climatologías estacionales y mensuales y se analizaron las anomalías respecto a la media (Capítulo 5). Por último, se analizaron diferentes metodologías de relleno y/o modelado de la serie de tiempo de Cl-a y se describió y analizó la variabilidad espacial de índices fenológicos como las fechas de inicio del florecimiento y máxima concentración de Cl-a, e índices estadísticos como la frecuencia de ocurrencia de florecimientos. Se analizaron también las anomalías interanuales en la ocurrencia de florecimientos (Capítulo 6). Los análisis realizados y los resultados obtenidos respondieron al objetivo planteado oportunamente (Sección 1) que fue describir y caracterizar la variabilidad espacio-temporal de las floraciones algales en la Plataforma Continental y Talud en la región Patagónica mediante el uso de productos L3 de MODIS/Aqua.

Hasta el momento, este trabajo de tesis constituye el primer estudio que utiliza el producto CI-a con una resolución espacial de 4 km y temporal de 8 días (L3) de MODIS/Aqua para caracterizar la variabilidad espacio-temporal de la clorofila y los florecimientos algales en la Plataforma Continental y Talud de la región Patagónica Argentina. Además, es la primera vez que se analiza una serie de tiempo que llega casi hasta la actualidad y que se estudia la variación en las fechas de comienzo de los florecimientos. Los 11 años de datos analizados en este trabajo proveen una visión general de la evolución temporal y de la variabilidad espacio-temporal de la CI-a en el área de estudio. Se observó que en general, los resultados obtenidos muestran consistencia con trabajos previos que utilizaron datos de satélites (Acha et al., 2004; Lutz et al., 2006; Rivas et al., 2006; Romero et al., 2006; Dogliotti, 2007; Dogliotti et al., 2009, 2014; García et al., 2005, 2006; Lutz et al., 2010), y también con datos *in situ*, al menos en cuanto al patrón de variabilidad observado, las zonas de mayores concentraciones de CI-a y ocurrencia de florecimientos, sus fechas de inicio y sentido de progresión. Asimismo, se probaron y compararon por primera vez para el mar Argentino, diferentes métodos de rellenado/reconstrucción de las series de tiempo de CI-a satelital, como así también diferentes métodos para obtener fechas de inicio de los florecimientos. Estos estudios constituyen, de este modo, una primera aproximación al problema y sientan las bases para continuar investigando el método más efectivo para estudiar los florecimientos algales (y su variabilidad) en el Mar Argentino, en pos de incluir este tipo de productos en modelos que permitan predecir la ocurrencia de floraciones algales nocivas (HABs), la dinámica de ecosistemas marinos (sujetos a actividades extractivas) y los efectos de los cambios globales en los ciclos biogeoquímicos y climáticos.

Este trabajo también constituyó la primera ocasión en que se utilizan los módulos temporales del software libre GRASS GIS, recientemente implementados por Sören Gebbert (Gebbert and Pebesma, 2014) y en continuo desarrollo por el equipo de desarrolladores del software (GRASS Development Team, 2014). Por eso, es destacable también el aporte metodológico de esta tesis, dado que los procedimientos realizados pueden eventualmente ser automatizados y aplicados a series de tiempo de otras variables obtenidas de sensado remoto. Como contribución a la comunidad de usuarios de GRASS GIS, se compilaron ejemplos de los procedimientos utilizados y se publicaron en el sitio “wiki” de GRASS: http://grasswiki.osgeo.org/wiki/Temporal_data_processing.

Los resultados que arrojó esta tesis reflejaron que, espacialmente, la concentración de CI-a presentó variaciones temporales durante el año y entre años, tanto en los valores alcanzados

como en la distribución espacial y extensión de las áreas de altas concentraciones. Sin embargo, se observó cierta constancia en los sitios y momentos en que ocurren los florecimientos (y las mayores concentraciones). Por ejemplo, en primavera se observa la mayor extensión de valores elevados de Cl-a, ocupando la zona del frente del talud, los frentes mareales costeros (Península Valdés, Golfo San Jorge, Bahía Grande) y la plataforma media hasta los 52° S aproximadamente, con un sentido de progresión latitudinal norte-sur. Temporalmente, por otra parte, los agregados espaciales de la Cl-a en toda el área de estudio mostraron un ciclo anual marcado con valores altos en primavera (que persisten durante el verano en mayor o menor medida) y que disminuyen hacia el otoño-invierno en coincidencia con lo que muestran las climatologías mensuales y estacionales en la dimensión espacial. Del mismo modo, se evidenció a partir de las series mensuales, un segundo pico (segundo florecimiento) en el otoño, generalmente (aunque no siempre) más pequeño que el de primavera, antes de alcanzar los valores mínimos anuales en el invierno.

Podría pensarse que la variación espacial observada en un momento dado o para la agregación de un período de tiempo dado se asocia a las diferencias ambientales entre las diferentes áreas, relacionadas principalmente con su ubicación geográfica y las dinámicas particulares que esta ubicación determina. Así, los frentes mareales se diferencian del frente del talud, y éste de la plataforma media o las zonas costeras por la dinámica propia de esas zonas. Por un lado, la variación temporal en un punto o una determinada área, se asocia a ciclos estacionales regulares en las condiciones de iluminación, flujo de nutrientes y estratificación de la columna de agua, etc. Y por otro lado, las variaciones interanuales observadas tanto en la serie de Cl-a como en los indicadores fenológicos analizados, podrían estar relacionadas con variaciones de forzantes externos asociados a cambios climáticos. Asimismo, el amplio rango de variación en las concentraciones de clorofila en las aguas de la Plataforma Continental Argentina también podría estar asociada a la presencia de una gran variedad de taxones diferentes de fitoplancton ([Segura et al., 2013](#)), que responden diversamente a distintos estímulos ambientales y por ende ocurren en diferentes lugares y momentos ([Signorini et al., 2006](#); [Dogliotti, 2007](#)).

De lo obtenido en el presente trabajo y la comparación con otros trabajos anteriores basados en datos satelitales ([Rivas et al., 2006](#); [Romero et al., 2006](#)) y datos *in situ*, se puede concluir que la información satelital, en general, y los datos MODIS/Aqua L3, en particular, son capaces de reproducir los patrones espacio-temporales de la Cl-a medida *in situ* (aunque probablemente no sus valores absolutos), de forma sinóptica y a una escala espacial y temporal que

sería imposible obtener utilizando metodologías convencionales a bordo de buques. Si bien los productos satelitales presentan valiosas ventajas en estudios de estas extensiones temporales y espaciales, no se pueden pasar por alto sus limitaciones. De hecho, la obtención de productos precisos derivados de color de mar es una de las tareas más difíciles en el sensado remoto: sólo aproximadamente el 10% de la señal medida por el sensor a tope de atmósfera proviene en realidad del océano, el restante 90% proviene de la interacción con la atmósfera y la superficie del océano (Siegel et al., 2013; Hu et al., 2013). De modo que la principal limitación se relaciona con el grado de confianza que puede esperarse en la obtención de la radiancia emergente del agua, lo que influirá en la estimación de la concentración de Cl-a. Otra fuente de posibles desvíos se asocia a los datos con que se ajustan los modelos y algoritmos globales de Cl-a satelital, donde el Atlántico Sur en general y el Mar Argentino en particular están escasamente representados. En este sentido, se ha observado que los algoritmos globales sobre-estimaron las bajas concentraciones de Cl-a y subestimaron las altas (Dogliotti, 2007), mientras que en otra ocasión se encontró que el algoritmo OC3v6 de MODIS subestimó las concentraciones de Cl-a medidas *in situ* en la PCP (Dogliotti et al., 2014). De todos modos, este trabajo se limitó al análisis de los patrones relativos, que en general, resultaron consistentes con datos de campo descriptos previamente en la literatura. Sería altamente deseable, no obstante, contar con una mejor cobertura de datos *in situ* simultáneos de concentración de Cl-a y radiometría para mejorar los algoritmos globales, y desarrollar algoritmos regionales más ajustados (Ferreira et al., 2013). Principalmente pensando en el advenimiento de la misión SABIA-Mar, que proveerá información de color del mar con una alta resolución espacial (200 m) en la zonas costeras y plataforma continental Argentina (CONAE, 2013).

Otra fuente de incertidumbre en los datos utilizados se asocia a la representatividad de las medias climatológicas estimadas. Como se viera en el Capítulo 4, una serie de *flags* provenientes de los productos de nivel 2 (incluida la nubosidad) limita el número de datos con el que se construye cada producto de 8 días. El porcentaje de datos faltantes llega a ser muy alto en los meses de mayo, junio y julio, sobre todo en el sur del área de estudio. La disponibilidad de datos válidos, entonces, afecta la construcción de climatologías de orden superior (mensuales, estacionales, etc.). Sin embargo, incluso con esta salvedad, los datos satelitales y en particular los productos Cl-a de MODIS/Aqua L3 fueron capaces de representar consistentemente con estudios previos las variaciones espacio-temporales de la concentración de Cl-a en la Plataforma Continental y Talud de la Patagonia Argentina. Por otra parte, se esperaría que en esos meses en que la cobertura de nubes es casi constante, las concentraciones de Cl-a no fueran significativas,

debido a la falta de luz para realizar la fotosíntesis. Cabe mencionar que la presencia de nubes en los meses de otoño-invierno a altas latitudes es una característica inherente al sistema bajo estudio, y que afecta igualmente a cualquier satélite que opere en la fracción visible del espectro. Por tanto, este es otro factor a tener cuenta a la hora de planificar los requerimientos de una misión como SABIA-Mar, al igual que los diferentes productos que se entregarán.

Otra de las limitaciones se asocia a la precisión de las estimaciones satelitales en aguas ópticamente complejas en zonas costeras (Ej.: Buenos Aires, Santa Cruz y Tierra del Fuego). En estas zonas, tanto la dinámica de la columna de agua como su composición en cuanto a la cantidad de material disuelto y en suspensión y su proporción en relación a la Cl-a, difieren de la de aguas oceánicas abiertas. Por este motivo, no se sostienen las relaciones empíricas globales que utilizan la relación de las radiancias en el azul y el verde y la Cl-a, y por tanto las estimaciones satelitales suelen diferir (a veces notablemente) de los valores medidos. De modo que valores elevados en zonas costeras pueden probablemente ser sobre-estimaciones del algoritmo debidas a la presencia de material inorgánico en suspensión (sedimentos) y/o materia orgánica disuelta a lo largo de la costa. A raíz de esto, no se analizó en detalle lo observado en áreas costeras, y de hecho, se enmascaró la zona cuando se obtuvieron agregados espaciales de Cl-a para el área de estudio (Capítulo 5), a fin de evitar su influencia en dichos agregados.

Por otra parte, se ha observado en general, que en regiones altamente productivas donde los florecimientos son comunes, los cambios en la concentración de Cl-a reflejan cambios en la biomasa fitoplanctónica. Sin embargo, en otras regiones los cambios en la concentración de Cl-a están dominados por la respuesta fisiológica a la luz y los nutrientes, y no a la biomasa fitoplanctónica (Siegel et al., 2013). Esto significa que la concentración de Cl-a obtenida a partir de sensores satelitales por sí sola no sería siempre un buen estimador de la concentración de fitoplancton. A raíz de esto, y para hacer una mejor y más completa caracterización de la fenología de los florecimientos, sería necesario considerar también productos como la fluorescencia (Blondeau-Patissier et al., 2014), y cotejar los resultados con el análisis de productos de sólidos disueltos, principalmente en el caso de zonas costeras.

Los florecimientos de cocolitofóridos y su contribución a los niveles de Cl-a satelital, son otro aspecto a considerar y estudiar. Muchos autores han observado que tanto la biomasa como la composición específica del fitoplancton puede ir cambiando a medida que progresa el florecimiento. Aparentemente, los florecimientos en la zona del talud comienzan en primavera

(septiembre) con dominancia de diatomeas y alcanzan la concentración máxima alrededor del mes de noviembre cuando la comunidad está dominada por diatomeas y dinoflagelados. En el verano temprano, por su parte, hay un cambio hacia coccolitofóridos y concentraciones moderadas de Cl-a (Signorini et al., 2006). Los florecimientos de coccolitofóridos están enmascarados en los productos L3 de Cl-a y se estudian principalmente a partir de las bandas del visible y clasificadores de reflectancias (Moore et al., 2012), no obstante estos organismos también florecen y su pigmento principal es la clorofila-a. Ahora bien, qué proporción de la señal proveniente de los florecimientos de coccolitofóridos se detecta efectivamente usando los algoritmos para Cl-a es desconocido, sin embargo se ha sugerido que una cierta influencia existe (Ferreira et al., 2013).

Dada la importancia del fitoplancton en los ecosistemas acuáticos marinos (Platt et al., 2003), cualquier cambio en su distribución y/o la cronología de sus florecimientos puede tener efectos muy críticos en el resto de la cadena trófica y productiva del mar, como así también en el ciclado del carbono y el clima (Falkowski, 2012). Este estudio pretendió ser una línea de base sobre los patrones de variación espacial y temporal de la Cl-a en la Plataforma Continental y Talud de la región Patagónica Argentina, aunque es claro que la dinámica de los océanos es demasiado compleja como para ser descripta a partir de un único índice como la concentración de Cl-a. El próximo paso en estas investigaciones, debiera ser la asociación de la Cl-a con parámetros como temperatura superficial del mar, salinidad, velocidad del viento, fluorescencia y sólidos disueltos, que permitan una mejor comprensión del funcionamiento de los ecosistemas marinos (Lewandowska et al., 2014) y el rol del fitoplancton en la regulación de ciclos biogeoquímicos, incluyendo la exportación de carbono y la productividad primaria (Siegel et al., 2013). Es fundamental, asimismo, la integración de los datos satelitales con datos *in situ* relativos, no sólo a la biomasa fitoplanctónica o concentración de Cl-a propiamente dicha, sino también a la composición de la comunidad fitoplanctónica, tamaño de partículas, distribución de nutrientes, etc. De tal modo que esta información pueda utilizarse luego, para sistemas de alerta temprana frente a florecimientos de algas nocivas, en estudios de manejo de recursos pesqueros y en la delimitación de áreas protegidas, entre otros. Incluso, un estudio reciente ha sugerido que el cambio climático puede afectar el *timing* del comienzo de los florecimientos (Kahru et al., 2011), llevando a una disminución en la sincronización entre los florecimientos de fitoplancton y los ciclos de vida de los niveles superiores (Edwards and Richardson, 2004; Mackas et al., 2007). Tal posibilidad enfatiza la necesidad de estudiar los factores determinantes del comienzo de los florecimientos de fitoplancton y su vulnerabilidad frente a la variabilidad climática (Visser

and Both, 2005; Vargas et al., 2009), como así también el efecto de sus fluctuaciones en el clima global.

Para progresar en la comprensión de las complejas aguas oceánicas se requiere un mayor número de datos disponibles a fin de evaluar los algoritmos bio-ópticos ya existentes y desarrollar nuevos, como así también son necesarios más avances en la tecnología espacial propiamente dicha, para dar mejor cuenta de la complejidad del ambiente oceánico. Del mismo modo, es crítica una corrección atmosférica efectiva de los productos de color del mar. En este sentido, agregar bandas adicionales en la zona del ultra-violeta cercano ayudaría a separar la absorción por materia orgánica coloreada disuelta de la producida por el fitoplancton y colaboraría en la caracterización de los aerosoles presentes en la atmósfera, dado que tanto unos como otros absorben energía a estas longitudes de onda (Siegel et al., 2013). Un área donde también se requieren mejoras tecnológicas es en la evaluación de la estructura de la comunidad fitoplanctónica (Dierssen, 2010). Observaciones satelitales de alta resolución espectral (5 nm) se presentan como muy prometedoras en la distinción de la contribución de las concentraciones individuales de los diferentes pigmentos fitoplanctónicos (Bracher et al., 2009; Torrecilla et al., 2011). Estas consideraciones ya han sido incluidas en el documento de la misión PACE (Pre-Aerosol, Clouds, and ocean Ecosystem) de la NASA (PACE Mission Science Definition Team, 2012) y en otros planes de misiones internacionales (Siegel et al., 2013).

Este y otros estudios previos que usan series de tiempo de color del mar muestran la necesidad de contar con series de tiempo más largas a fin de cuantificar variabilidad y analizar y/o visualizar tendencias, i.e. series de tiempo que van más allá de la vida útil de una única misión satelital. Por tal razón, es importante que las medidas de reflectancia espectral de color del mar se sostengan en el tiempo a través de las misiones de las distintas agencias, de modo que los datos sean después compatibles entre misiones, manteniendo ciertos estándares de calidad y utilizando calibraciones indirectas. Con el paso del tiempo, se requerirá que los productos de las distintas misiones sean re-procesados en función de las nuevas misiones, lo que evidencia la necesidad de un concepto mucho más amplio e integral que el de misión satelital. Además, muchas de las preguntas y problemas que incluyen la evaluación del estado fisiológico del fitoplancton, el intercambio de carbono, la productividad primaria, etc. requieren la integración de observaciones satelitales con modelos de los distintos sistemas terrestres e investigaciones de laboratorio que guíen el desarrollo de esos modelos. Así, una misión satelital no es sólo el hardware y el software requerido para hacer las mediciones desde el espacio, sino también

todos aquellos aspectos requeridos para dar respuesta a las preguntas de ciencia que motivaron su puesta en órbita (Siegel et al., 2013).

7.1 Líneas a futuro

Además de los aspectos ya mencionados que sería necesario abordar, de la metodología de este trabajo de tesis se desprenden los siguientes items como cuestiones que requieren estudio pensando a futuro en los datos que se puedan generar a partir de SABIA-Mar:

- evaluación de otros métodos de rellenado/modelado de los datos y/o la necesidad de aplicar estas metodologías
- desarrollo de otra metodología para identificar el máximo del florecimiento primario y su fecha de ocurrencia
- estudio de métodos que permitan identificar sitios con florecimientos secundarios y sus fechas de inicio
- aplicación y análisis de otros métodos para determinar fechas de inicio y finalización de florecimiento, tales como el de biomasa acumulada
- generación del producto C1-a L3 a partir de los datos L2 a fin de conocer la cantidad de datos que se utilizan, controlar el promediado espacial y temporal, caracterizar la distribución de los *flags* de L2 y su cuantificar su influencia en los productos L3.

Apéndice A

Apéndice del Capítulo 4

A.1 Obtención y procesamiento productos MODIS/Aqua L3

A.1.1 Descomprimir

```
# Entrar al directorio
cd /home/veroandreo/gisdata/Mapped_8Day_4km_chlor/

# Descomprimir todos los archivos .bz2
find -iname '*.bz2' -exec bzip2 -d {} \;

# Comprobar metadatos con utilidades GDAL
gdalinfo nombredelarchivo (i.e.: A20030012003008.L3m_8D_CHL_chlor_a_4km)
```

A.1.2 Importar mapas en GRASS GIS

Los mapas globales de concentración de Cl-a (506 mapas, 150 Mb cada uno) fueron importados en GRASS GIS a través del comando `r.external` y luego recortados al tamaño del área de estudio. El comando `r.external` crea un *link* al archivo original, en vez de duplicar la información, con lo que se evitan problemas de espacio en el disco duro.

```
# definir la region de trabajo
g.region -p n=-38 s=-55 w=-70 e=-56
```

```

suffix=_tmp
for map in *chlor*; do
  r.external input=$map output=${map}${suffix} -o ;
  r.mapcalc expression="$map=${map}${suffix}" ;
  g.remove rast=${map}${suffix} ;
done

```

A.2 Registro de mapas en series de tiempo

A.2.1 Obtención del listado de mapas con fecha de inicio y final

```

# Script para extraer fecha de comienzo y final del nombre de los archivos.

# lista con los nombres de los archivos
from os import walk
f = []
for (dirpath , dirnames , filenames) in \
  walk("/home/veroandreo/gisdata/cla_modis_arg"):
  f.extend(filenames)
  break
print f
f.sort()
print f

# transformar DOY en fechas calendario
import datetime
for map_name in f:
  start_year = int(map_name[1:5])
  start_day = int(map_name[5:8])
  end_year = int(map_name[8:12])
  end_day = int(map_name[12:15])
  start = datetime.datetime(start_year, 1, 1)+datetime.timedelta(start_day-1)
  end = datetime.datetime(int(end_year), 1, 1)+datetime.timedelta(end_day)
  print map_name + '|' + str(start) + '|' + str(end)

```

A.2.2 Registro de mapas en bases de datos espacio-temporales

```

# CLOROFILA
t.create type=strds temporaltype=absolute \
  output=cla title="Chlorophyll-a" \
  description="Concentracion cla"

```

```
t.register type=rast input=cla file=maps_cla

# RRS 667
t.create type=strds temporaltype=absolute output=rrs_667 \
  title="Remotely Sensed reflectance 667" \
  description="Reflectancia sensada remotamente 667"
t.register type=rast input=rrs_667 file=maps_rrs667
```

A.3 Análisis de disponibilidad de datos válidos

```
## serie completa ##

# conteo datos validos
t.rast.series input=cla output=count_cla_2003_2013
  method=count

# porcentaje total
r.mapcalc \
  expression="perc_valid_data_2003_2013=(count_cla_2003_2013*100.0)/506.0"

## mensual ##

# conteos agregados por mes
t.rast.aggregate input=cla output=cla_monthly_count \
  base=cla_monthly_count granularity="1 months" \
  method=count sampling=start

# suma agregados mensuales
for month in "0 jan" "1 feb" "2 mar" "3 apr" "4 may" "5 jun" "6 jul" \
"7 aug" "8 sep" "9 oct" "10 nov" "11 dec" ; do
set — $month ; echo $1 $2
t.rast.series input=cla_monthly_count@clorofila method=sum \
  where="start_time=datetime(start_time, 'start of year', '"${1}" month')" \
  output="${2}"_count_sum
done

# climatologia mensual en porcentajes
# varia el numero de mapas por mes debido a los a os bisiestos
# jan feb mar jun jul aug sep dec —> 44 imagenes por a o , todos los a os
for month in jan feb mar jun jul aug sep dec ; do
r.mapcalc \
  expression="${month}_perc_vd=(${month}_count_sum*100.0)/44.0"
done

# apr oct —> 33 imagenes por a o en a os regulares , 36 en a os bisiestos
```

```
for month in apr oct ; do
r.mapcalc \
  expression="${month}_perc_vd=(${month}_count_sum*100.0)/36.0"
done

# may nov → 44 imagenes a os regulares, 41 en a os bisiestos
for month in may nov ; do
r.mapcalc \
  expression="${month}_perc_vd=(${month}_count_sum*100.0)/41.0"
done
```

Apéndice B

Apéndice del Capítulo 5

B.1 Metodología

B.1.1 Análisis del rango de variación de la Cl-a

```
# Cl-a mayor a 65
t.rast.list cla_orig where="max > 65" columns=name, start_time, min, max
t.rast.extract cla_orig where="max > 65.0" output=cla_max_65 \
  base=cla_max_65 expression="if (cla_orig > 65.0, 1.0, null())"
t.rast.series input=cla_mayor_65 method=count output=sum_cla_mayor_65
t.rast.univar cla_max_65 > stats_max_cla_65

# Cl-a mayor a 35
t.rast.list cla_orig where="max > 35" columns=name, start_time, min, max
t.rast.extract cla_orig where="max > 35.0" output=cla_max_35 \
  base=cla_max_35 expression="if (cla_orig > 35.0, 1.0, null())"
t.rast.series input=cla_mayor_35 method=count output=sum_cla_mayor_35
t.rast.univar -h cla_max_35 > stats_cla_max_35

# limitar rango de datos validos hasta 65
t.rast.mapcalc input=cla output=cla_null_mayor65 \
  basename=cla_null_mayor65 expression="if (cla >= 65.0, null(), cla)"
```

B.1.2 Variación espacial de la CI-a

B.1.2.1 Período completo

```
# estadísticos para toda la serie
r.series input='g.mlist rast pat=cla_null_mayor65* sep=',' \
output=mean_cla , median_cla , mode_cla , min_cla , max_cla , sd_cla , range_cla , slope_cla \
method=average , median , mode , minimum , maximum , stddev , range , slope

# coeficiente de variación
r.mapcalc expression="coef_var_cla=(sd_cla/mean_cla)*100.0"
```

B.1.2.2 Climatología anual

```
# agregación anual
for method in average median mode minimum maximum stddev range ; do
  t.rast.aggregate input=cla_null_mayor65 output=cla_yearly_{$method} \
  base=cla_yearly_{$method} granularity="1 years" \
  method={$method} sampling=start
done

# coeficiente de variación
for map in `seq 0 10` ; do
  r.mapcalc "cla_yearly_cv_{$map}=(cla_yearly_stddev_{$map}/cla_yearly_average_{$map}) \
  *100.0"
done
```

B.1.2.3 Climatología estacional

```
# agregación estacional
for season_list in *.txt ; do
  for m in average median mode stddev range minimum maximum ; do
    new='echo $season_list | sed s/.txt//g'
    r.series file=$season_list method={$m} output={$new}_{$m}
  done
done

# coeficiente de variación
seasons=( summer autumn winter spring )
for s in "${seasons[@]}" ; do
  r.mapcalc --o expression="{$s}_coef_var=({$s}_stddev/{$s}_average)*100.0"
done
```

B.1.2.4 Climatología mensual

```
# agregacion mensual
for i in 01 02 03 04 05 06 07 08 09 10 11 12 ; do
  for m in average median mode stddev range minimum maximum ; do
    t.rast.series input=cla method=${m} where="strftime('%m', start_time)='${i}'" \
    output=${m}-${i}
  done
done
```

B.1.2.5 Anomalías

```
## anomalias anuales
for year in `seq 0 10` ; do
  r.mapcalc expression="mean_yearly_anomaly_${year}=cla_yearly_average_${year}-mean_cla"
  r.mapcalc expression="min_yearly_anomaly_${year}=cla_yearly_minimum_${year}-min_cla"
  r.mapcalc expression="max_yearly_anomaly_${year}=cla_yearly_maximum_${year}-max_cla"
done

## anomalias mensuales
# agregados mensuales (132 mapas)
for method in average minimum maximum ; do
  t.rast.aggregate input=cla_null_mayor65 output=cla_monthly_${method} \
  base=cla_monthly_${method} granularity="1 months" \
  method=${method} sampling=contains
done

# ejemplo: anomalias de enero
for m in average minimum maximum ; do
  for i in 1 13 25 37 49 61 73 85 97 109 121 ; do
    r.mapcalc expression="Jan_${m}_anomaly_${i}=cla_monthly_${m}-${i}-Jan_${m}"
  done
done
```

B.1.3 Variación temporal de la Cl-a

B.1.3.1 Enmascarado de los valores cercanos a la costa

```
t.rast.mapcalc inputs=ts_rrs_667 expression="if(ts_rrs_667 > 0.0012,1,null())" \
output=ts_rrs_667_mayor0012 basename=rrs667_mayor0012

t.rast.series input=ts_rrs_667_mayor0012 method=sum \
```



```

order=id , start_time output=sum_rrs_667_mayor0012

# enmascarar pixeles que superan umbral mas de 75 veces
r.mapcalc expression="filter_rrs=if(sum_rrs_667_mayor0012 >=75.0,1,null())"

# land_mask + filter_rrs raster
r.mapcalc expression="land_rrs_mask=land_mask ||| filter_rrs"

# aplicar mascara
r.mask -i land_rrs_mask

```

B.2 Resultados

B.2.1 Variación espacial de la Cl-a

B.2.1.1 Período completo

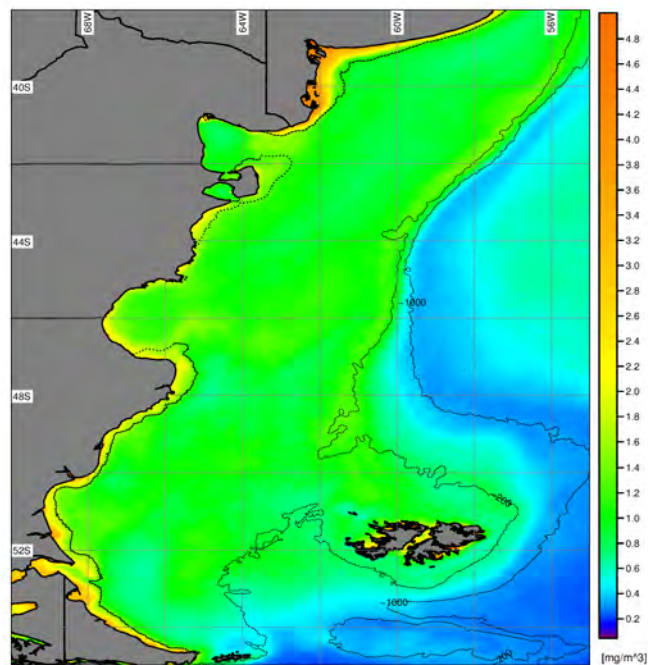


Figura B.1: Mediana de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

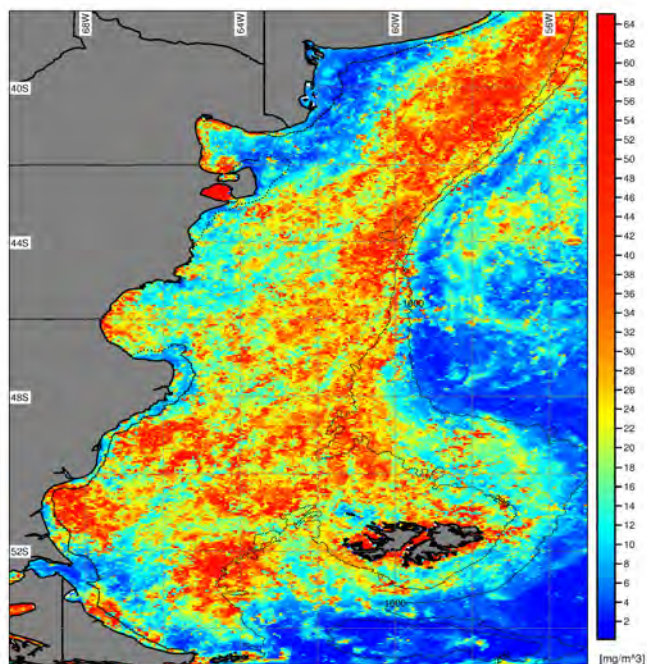


Figura B.2: Máxima de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

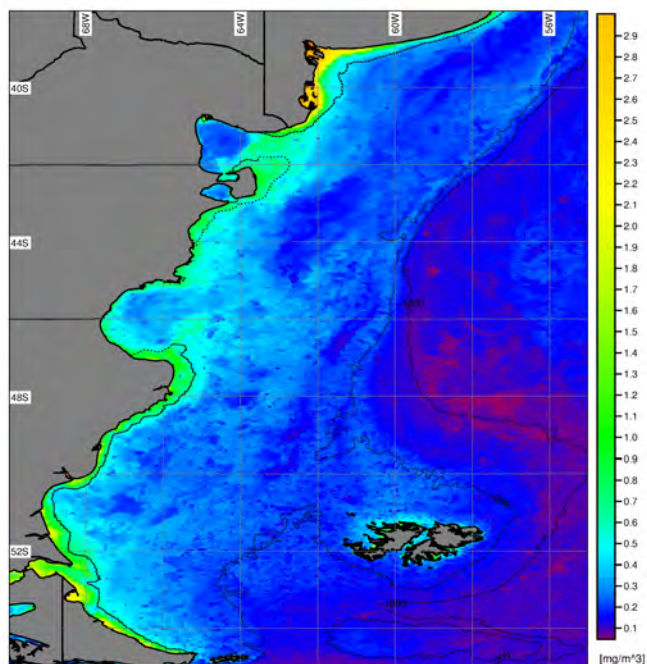


Figura B.3: Mínima de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

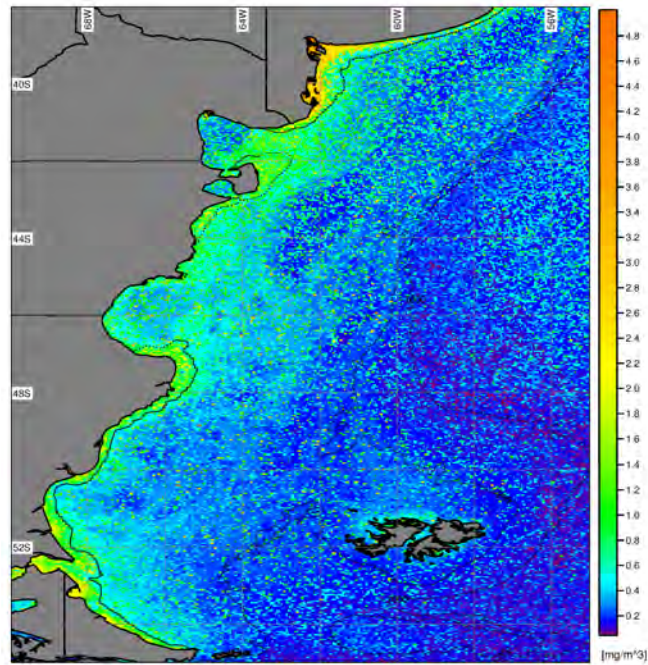


Figura B.4: Moda de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

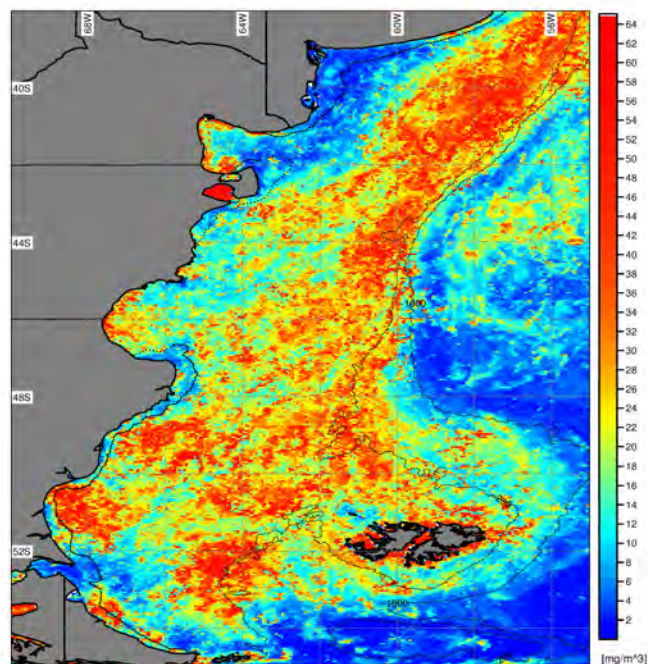


Figura B.5: Rango de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

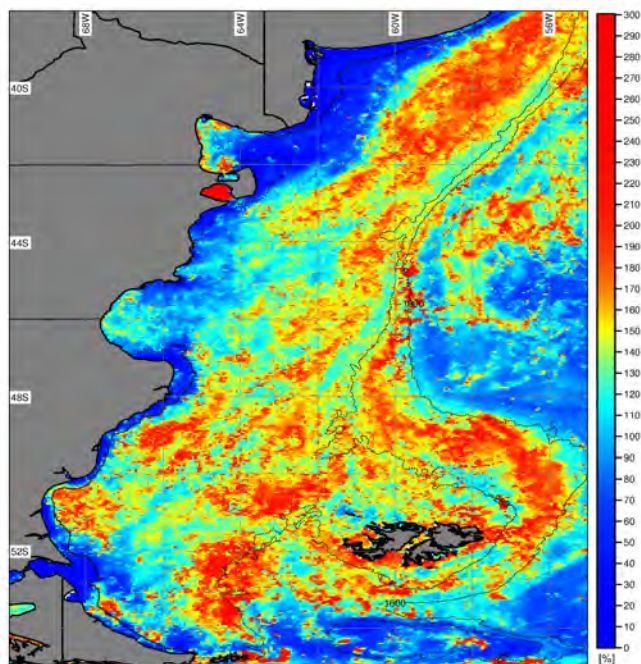


Figura B.6: Coeficiente de variación (%) de la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

B.2.1.2 Climatología anual

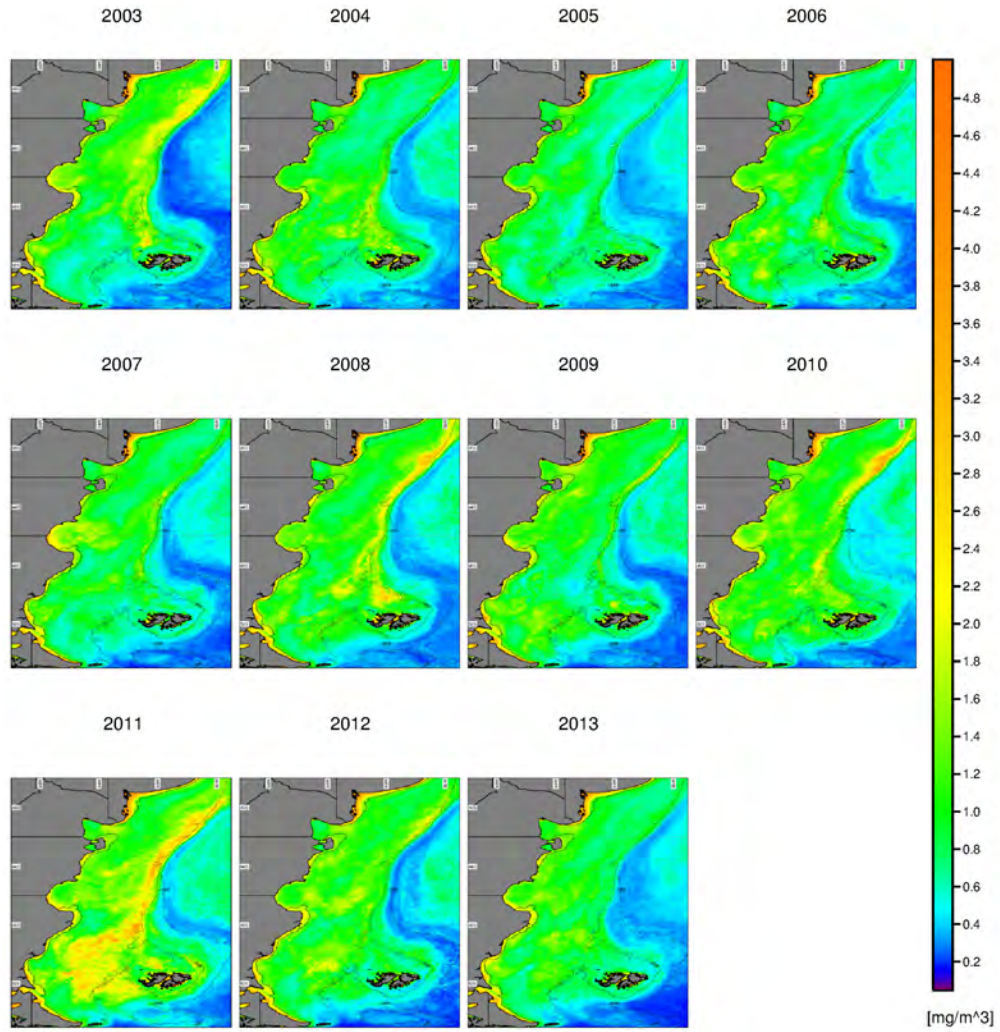


Figura B.7: Mediana anual de la concentración de clorofila (mg/m³) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda R_{rs}(667) (Sección 5.3.4.1).

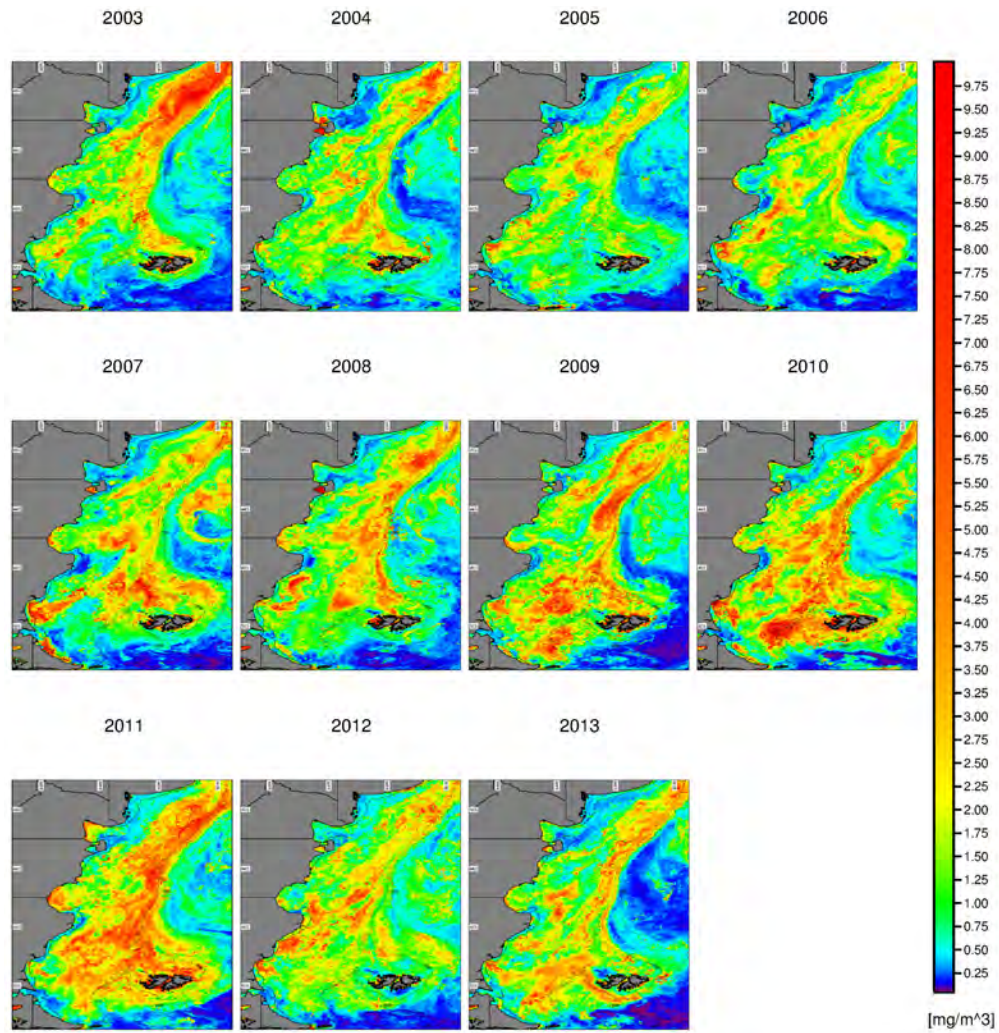


Figura B.8: Desvío estándar anual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

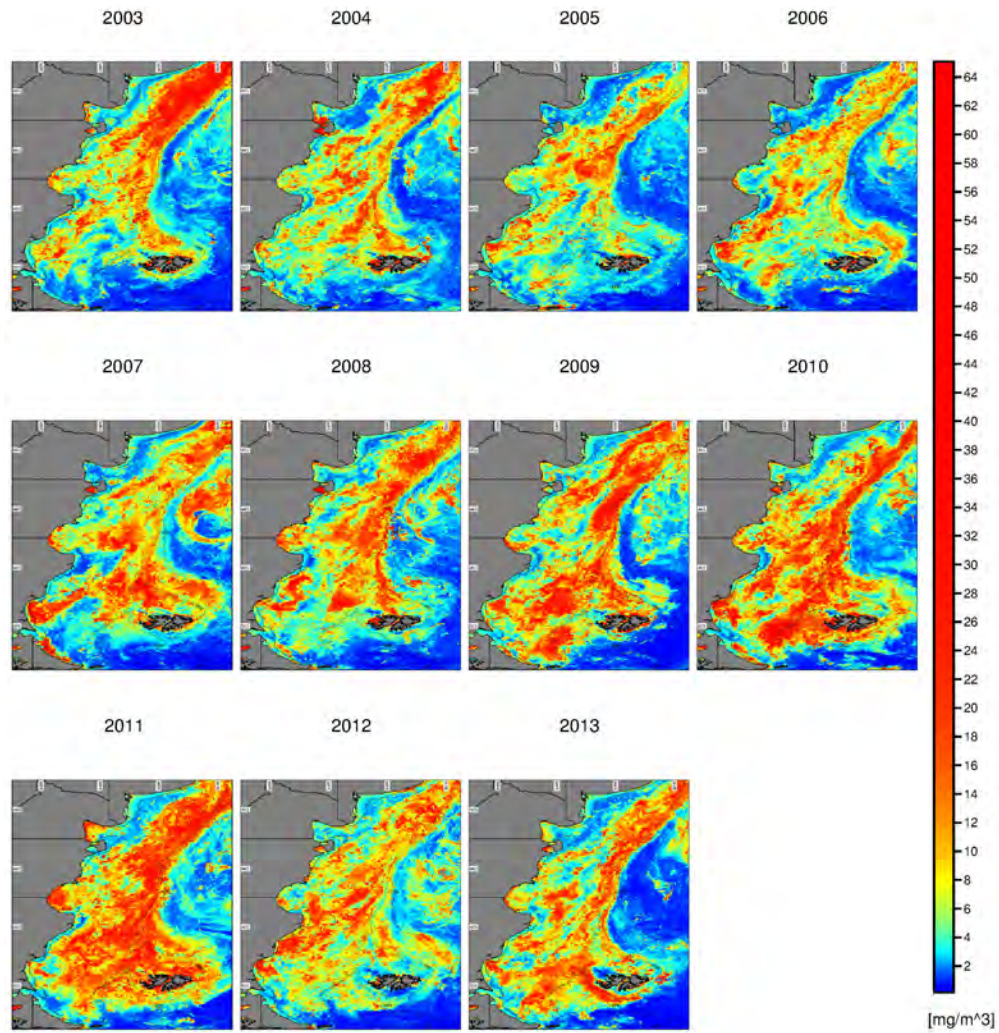


Figura B.9: Variación interanual en el máximo de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

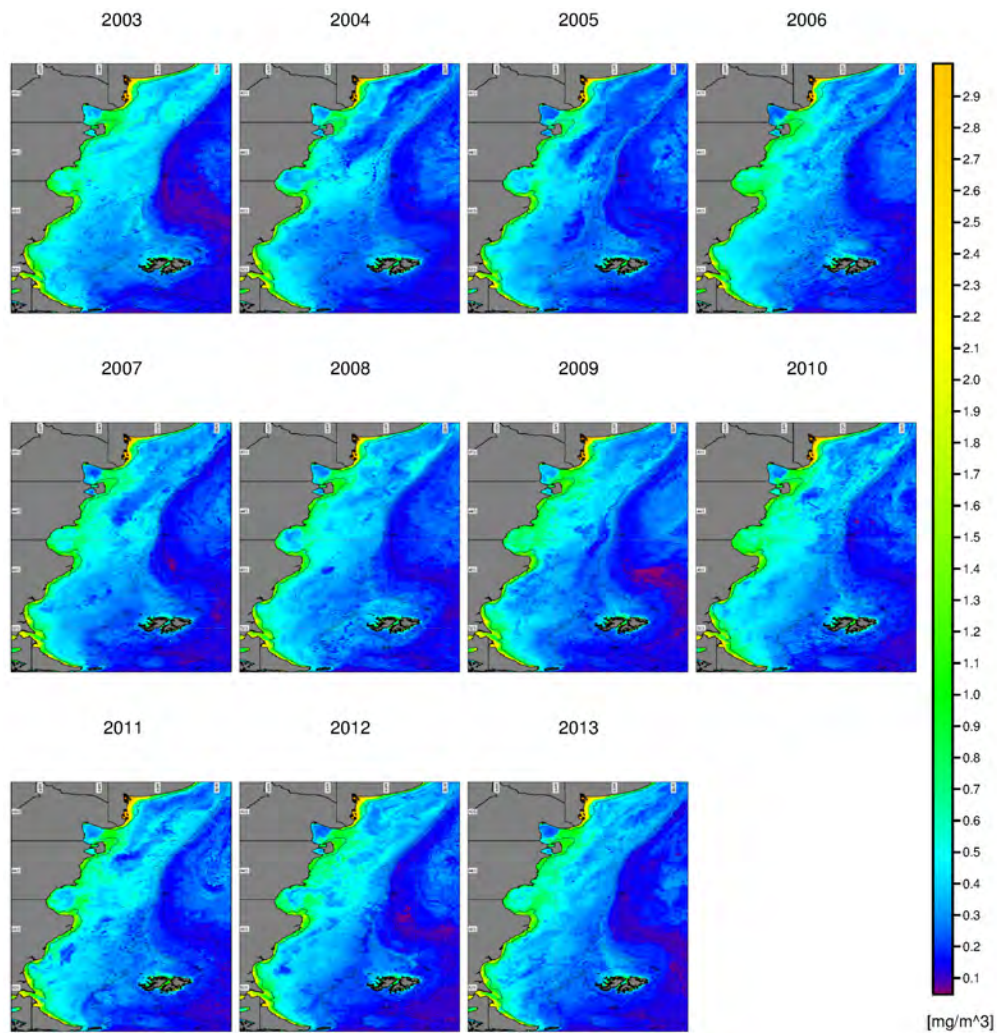


Figura B.10: Variación interanual en el mínimo de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

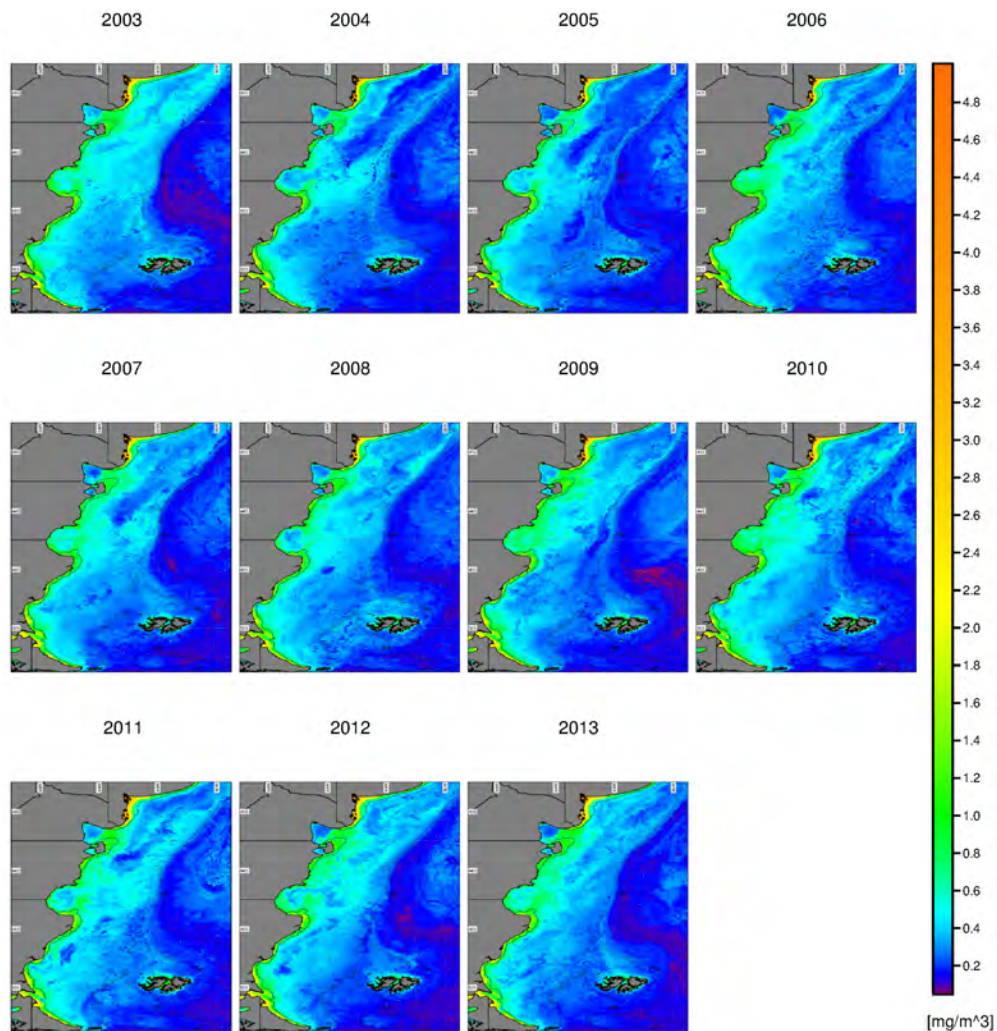


Figura B.11: Variación interanual en la moda de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

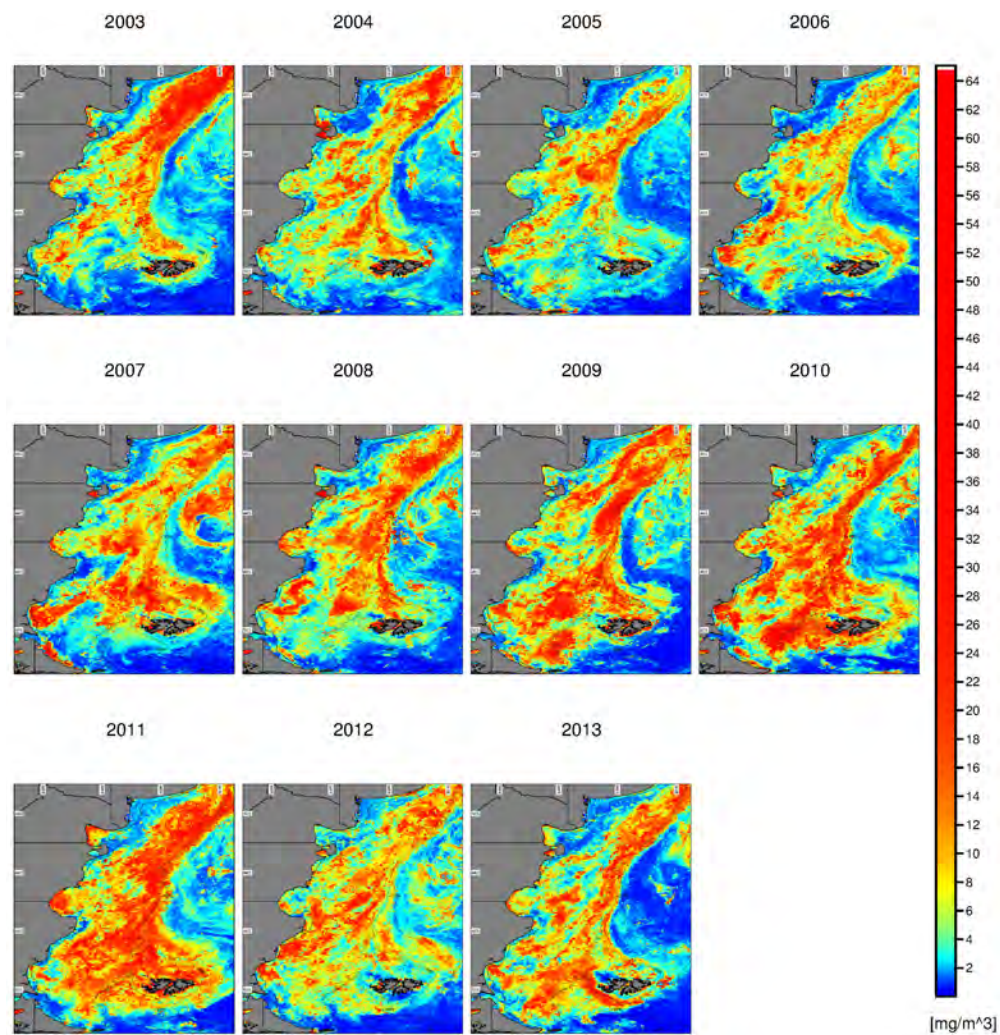


Figura B.12: Variación interanual en el rango de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

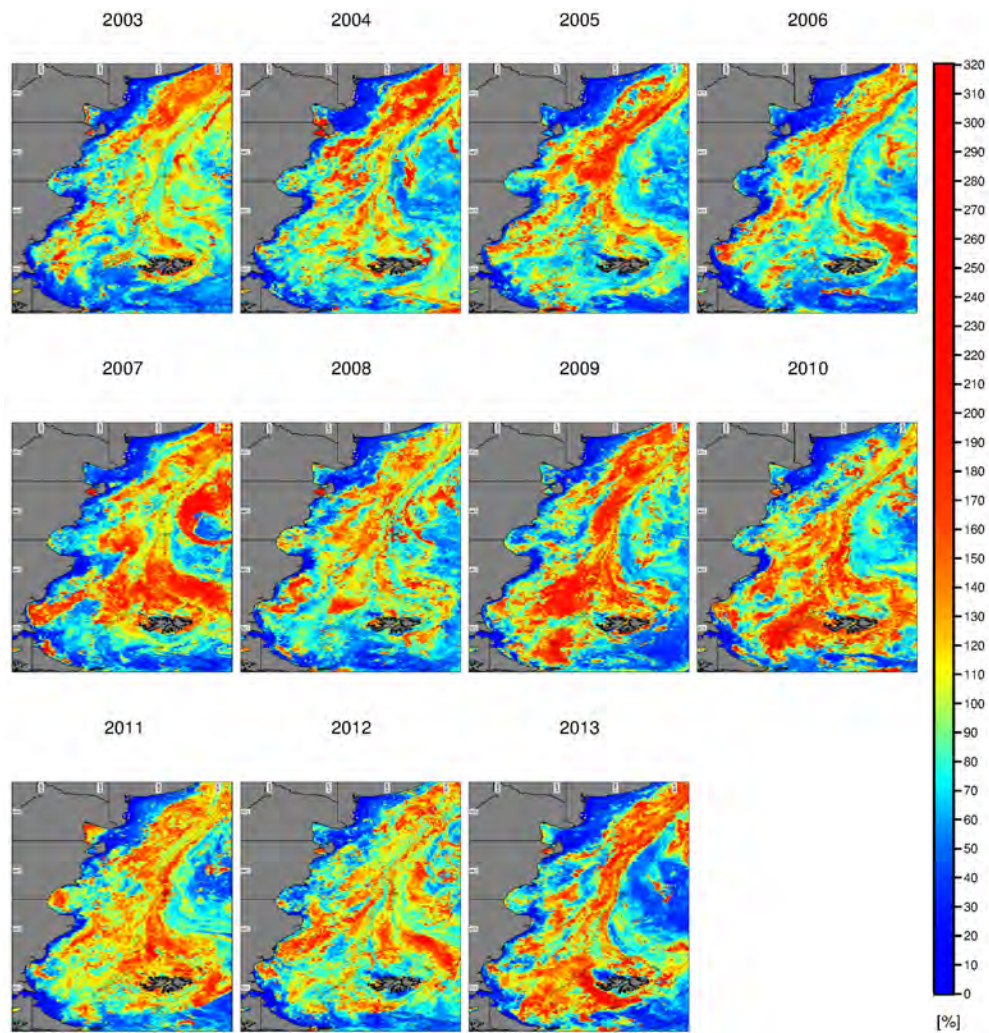


Figura B.13: Variación interanual en el coeficiente de variación (%) de la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

B.2.1.3 Climatología estacional

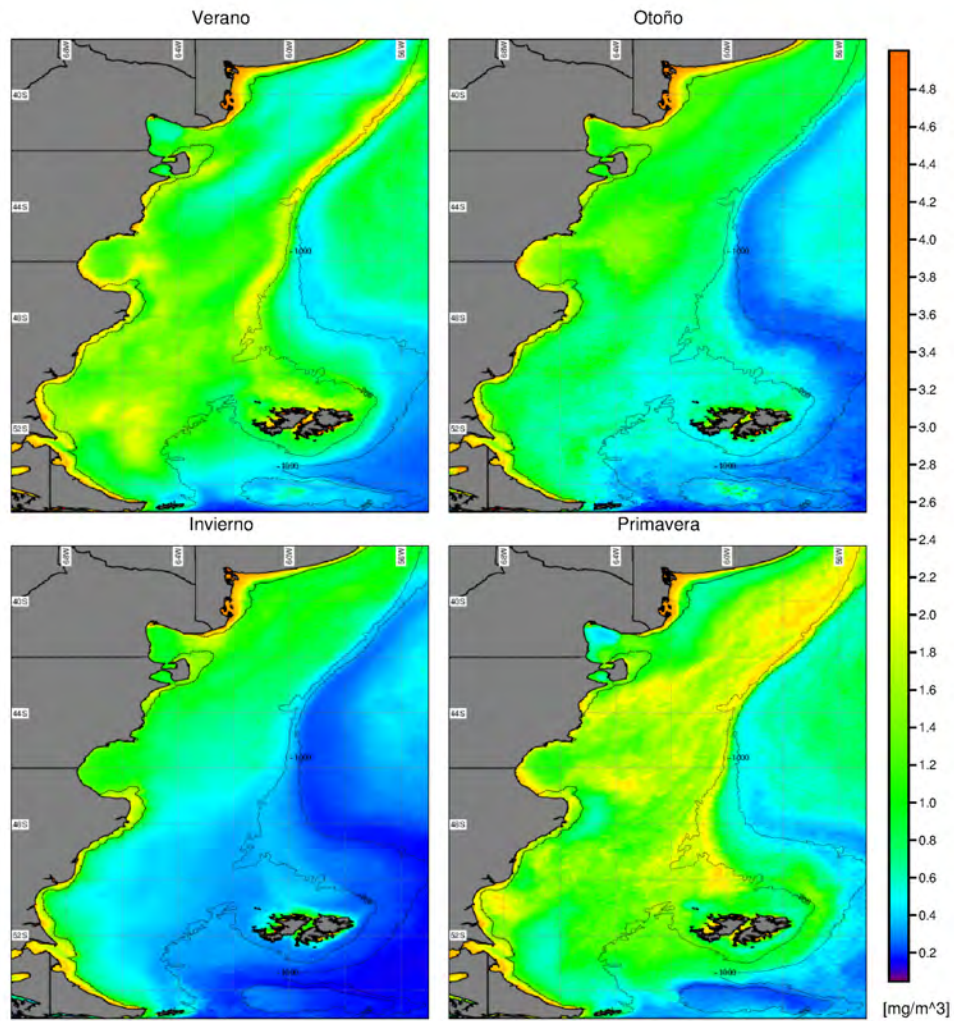


Figura B.14: Mediana estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

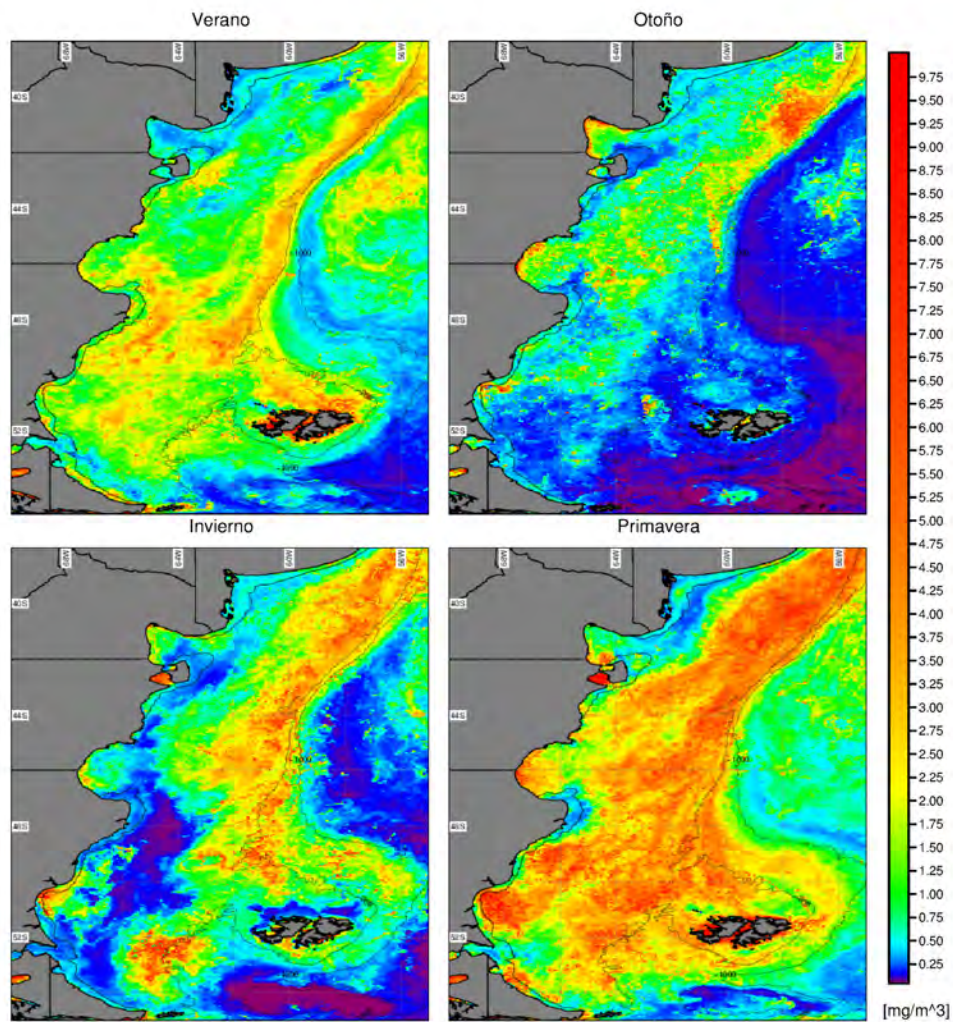


Figura B.15: Desvío estándar estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

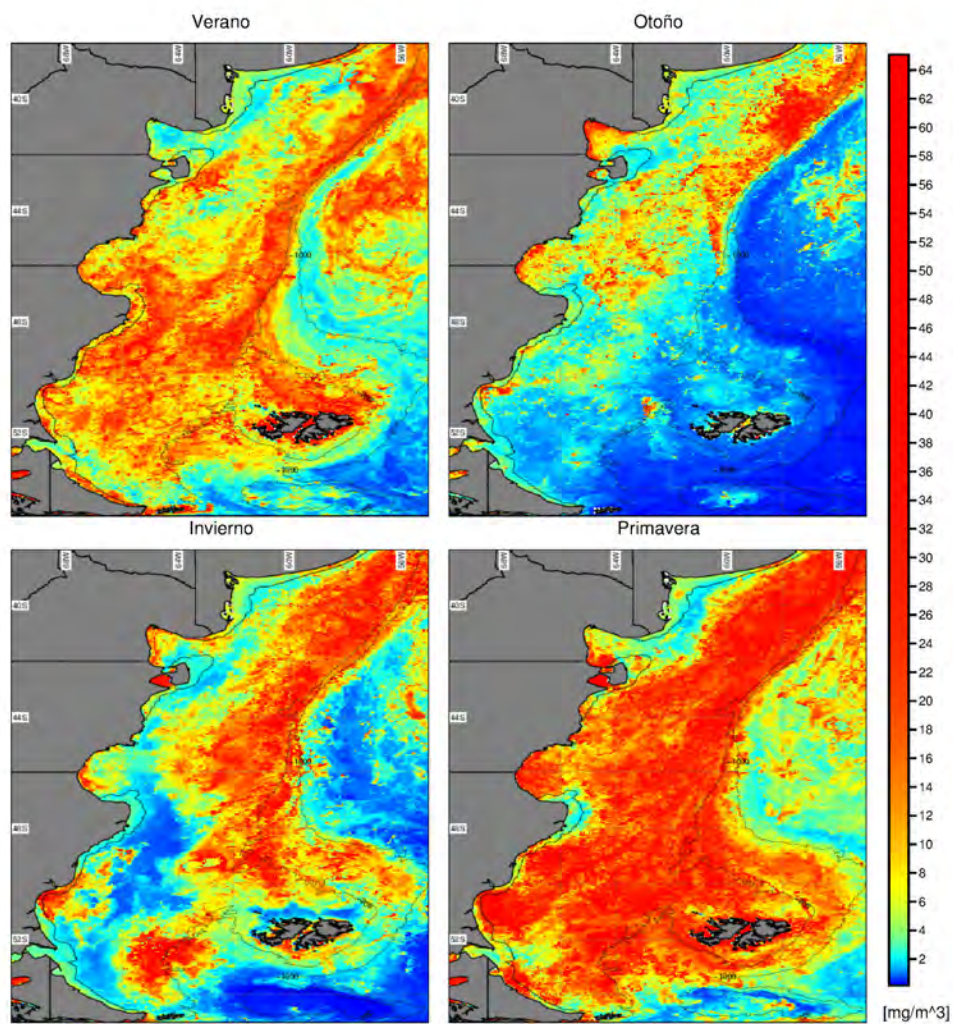


Figura B.16: Máximo estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

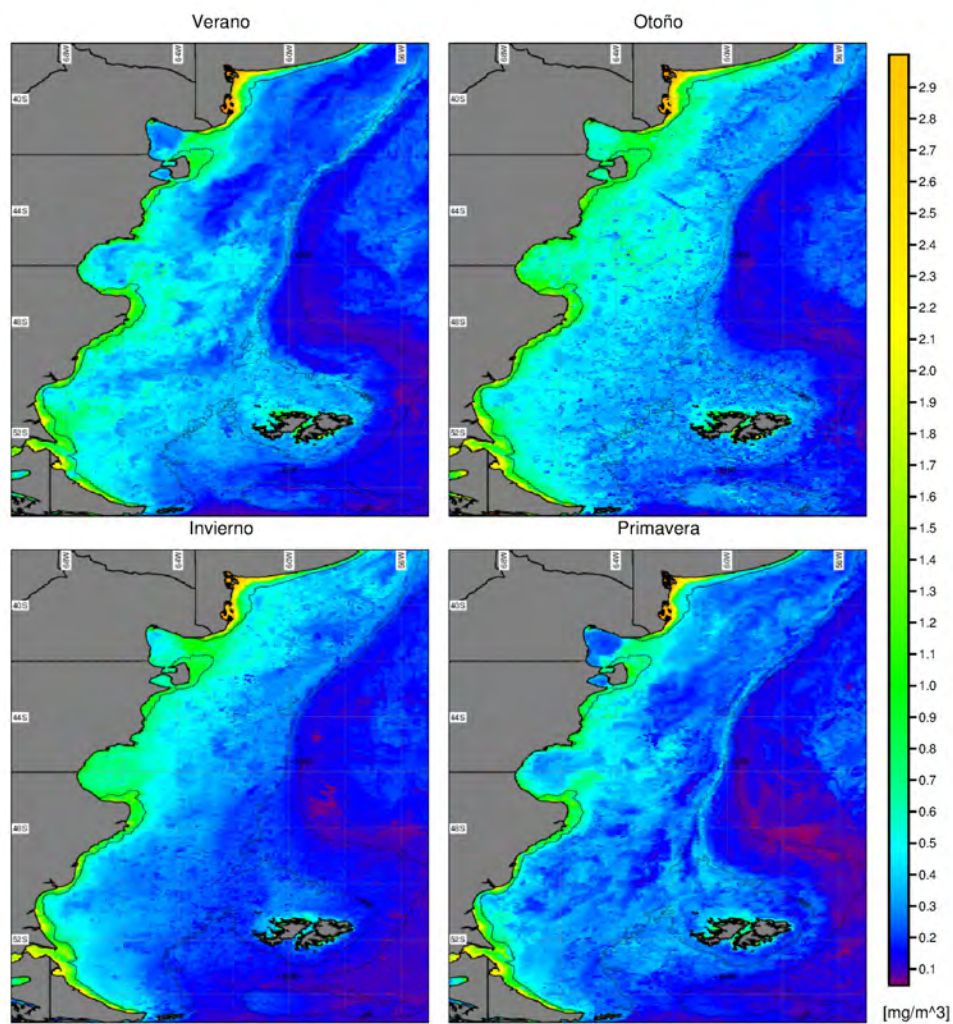


Figura B.17: Mínimo estacional de de concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

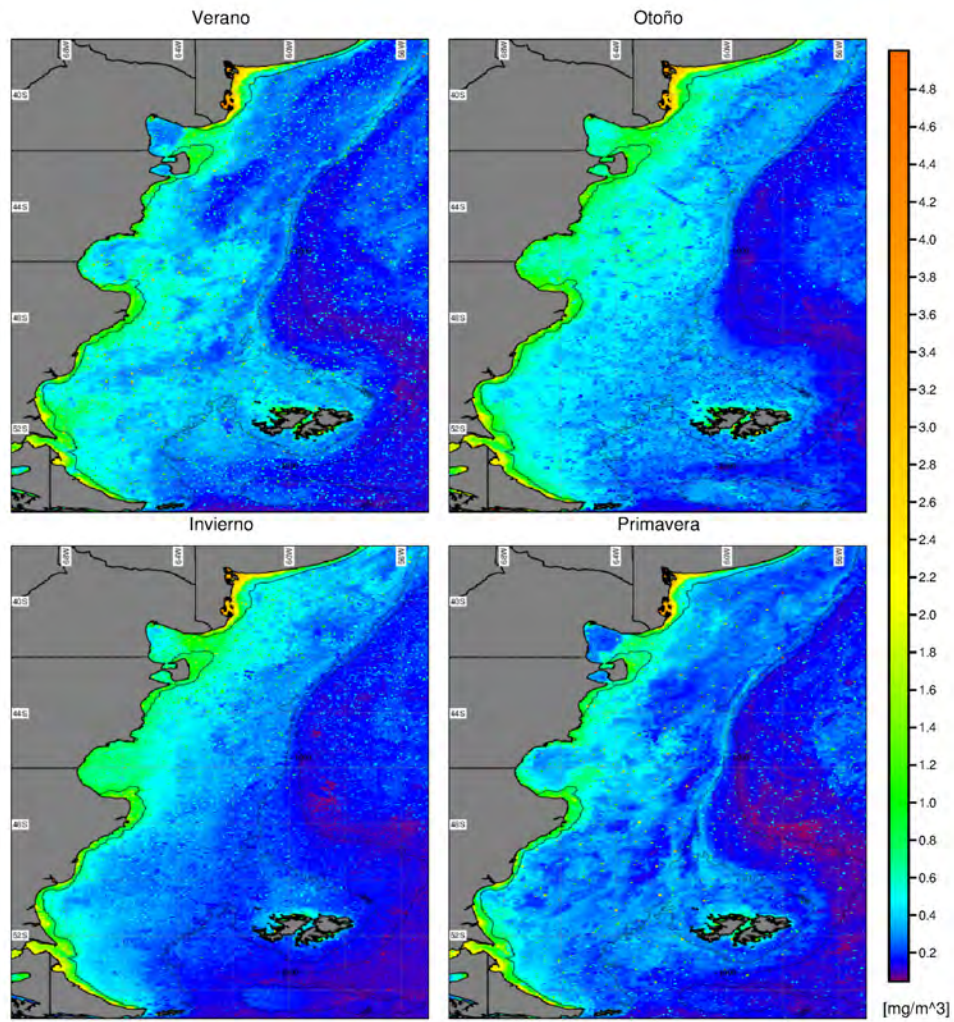


Figura B.18: Moda estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

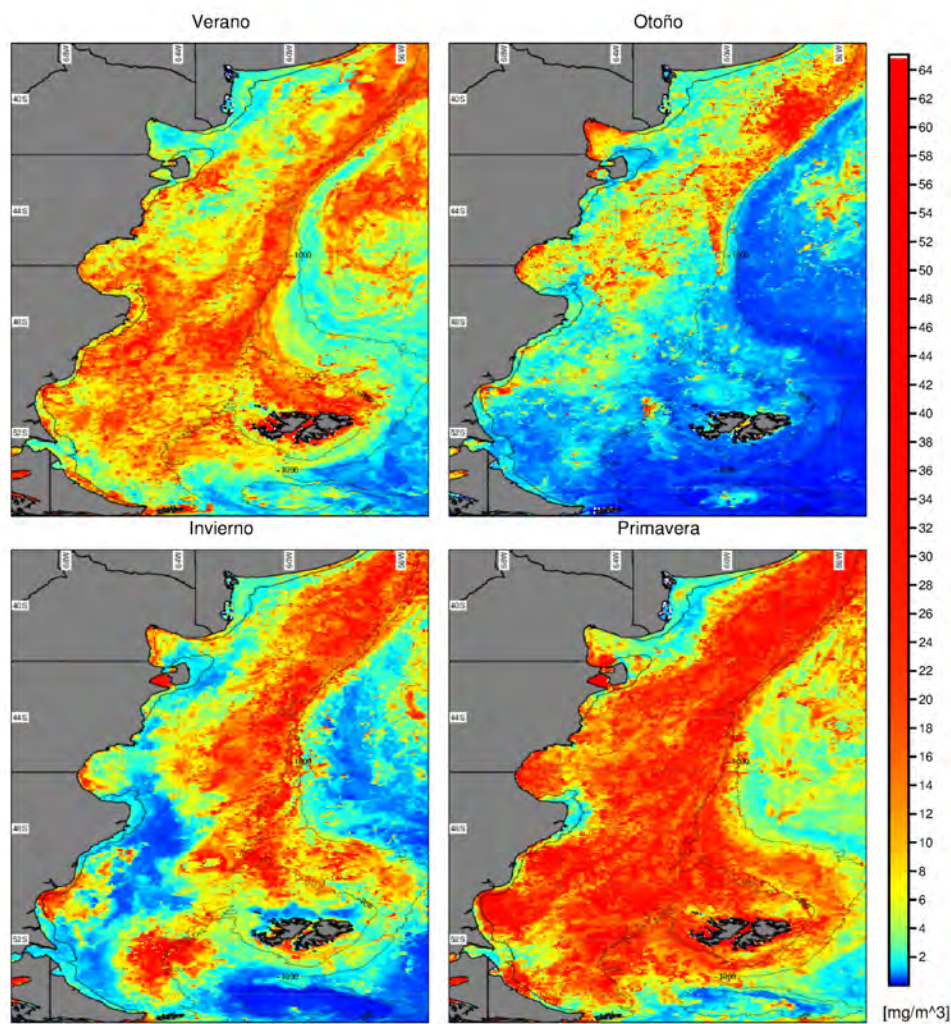


Figura B.19: Rango estacional de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

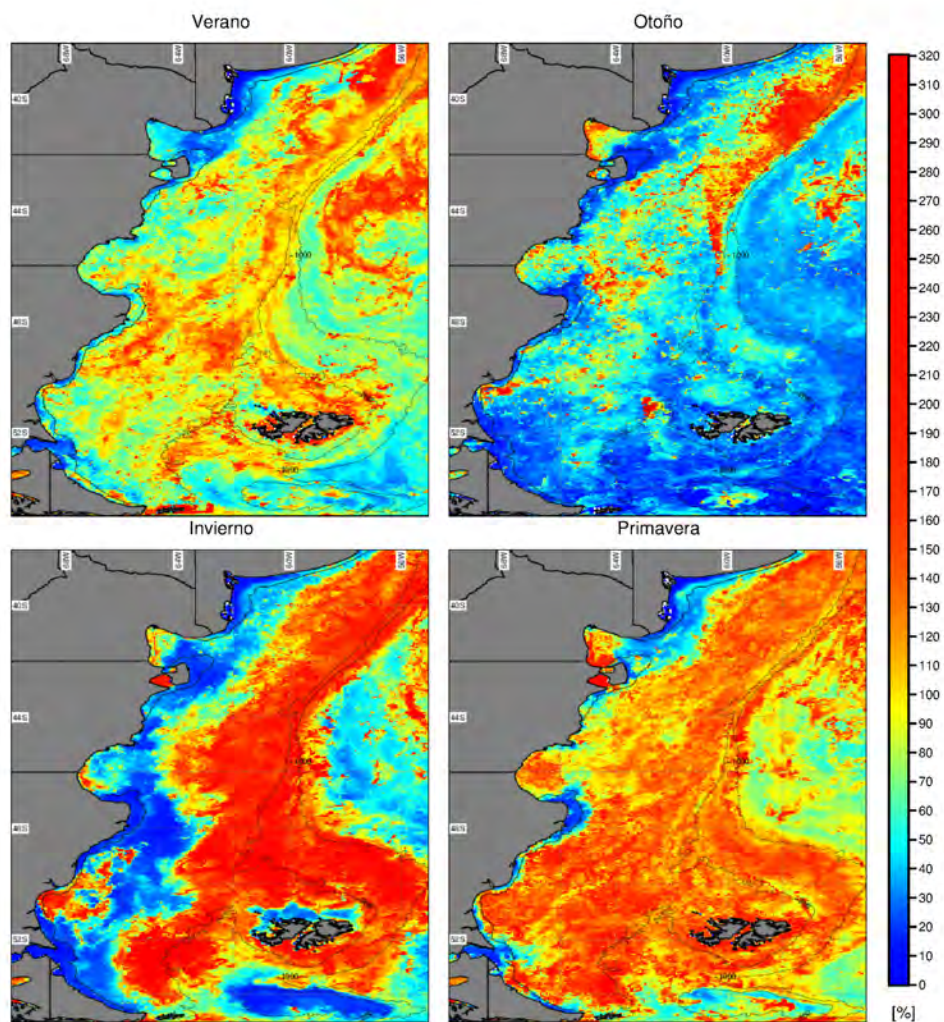


Figura B.20: Coeficiente de variación (%) estacional de la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

B.2.1.4 Climatología mensual

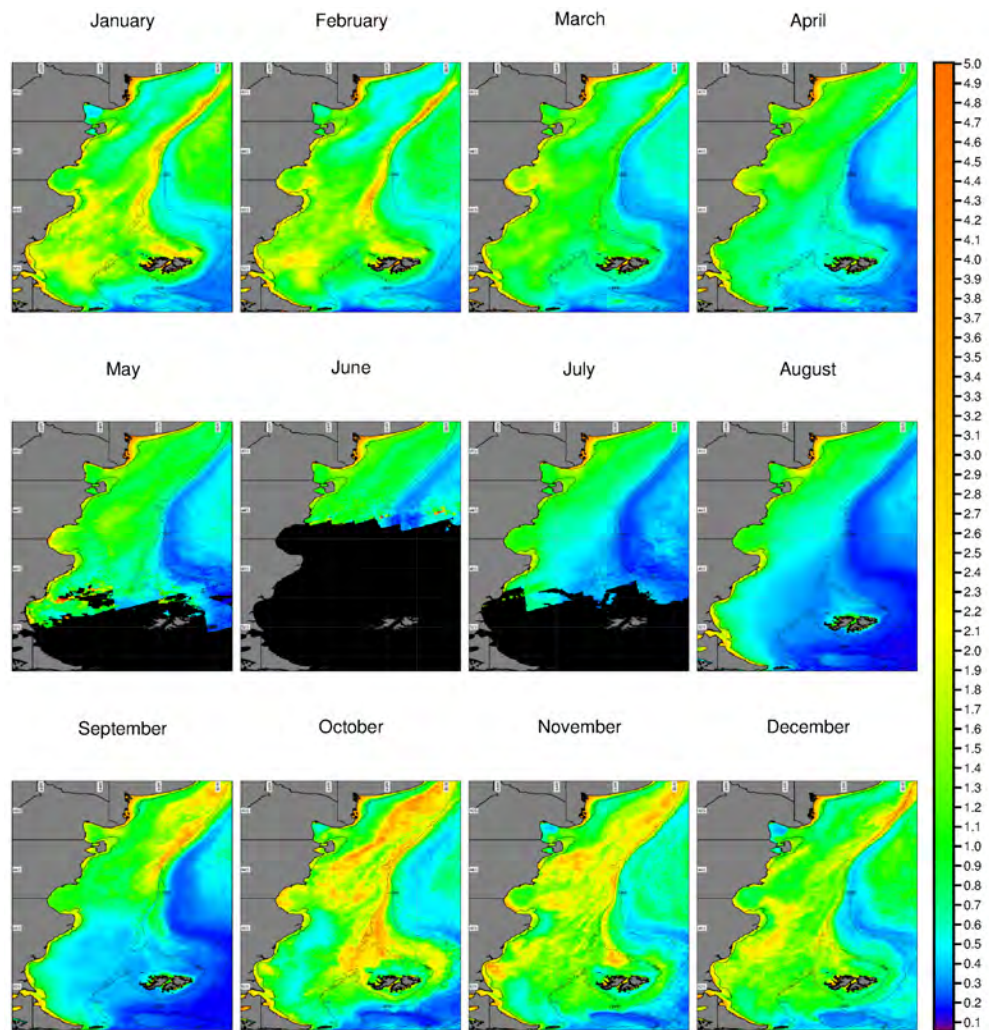


Figura B.21: Mediana mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

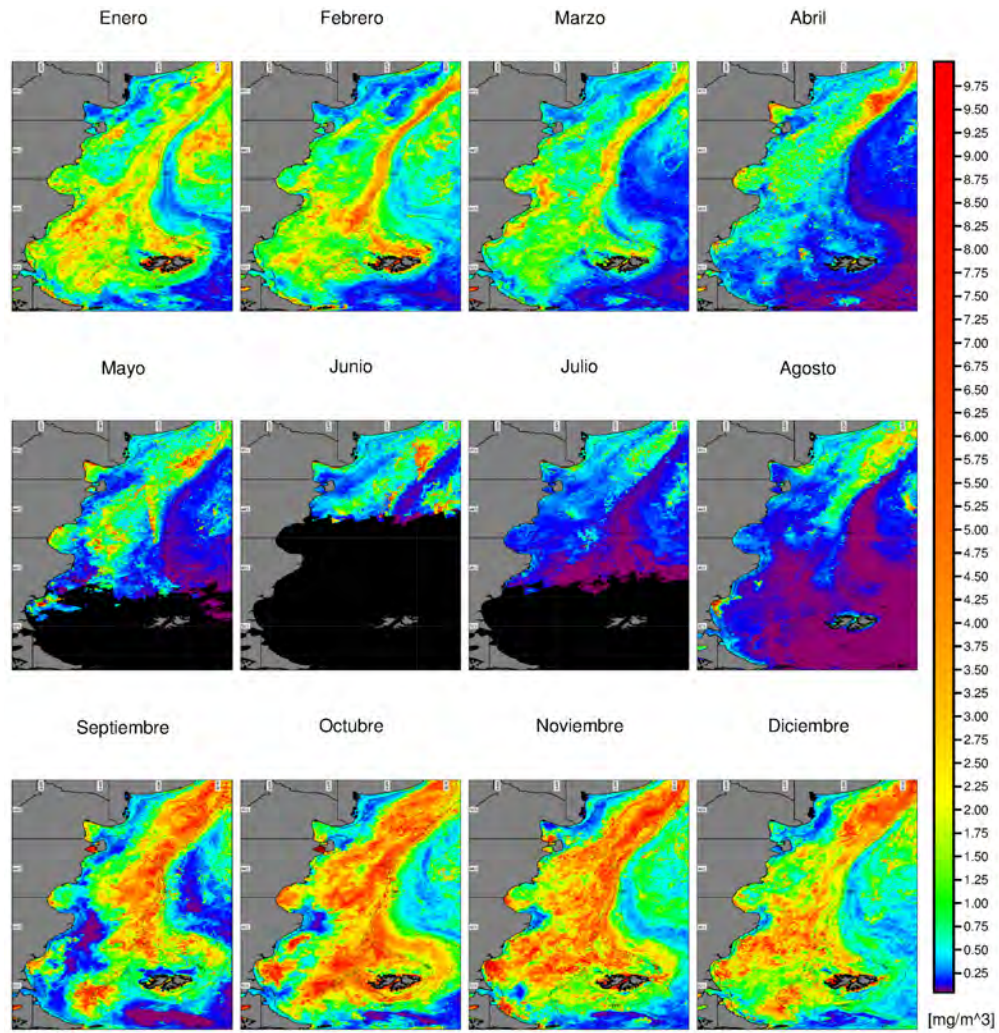


Figura B.22: Desvío estándar mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

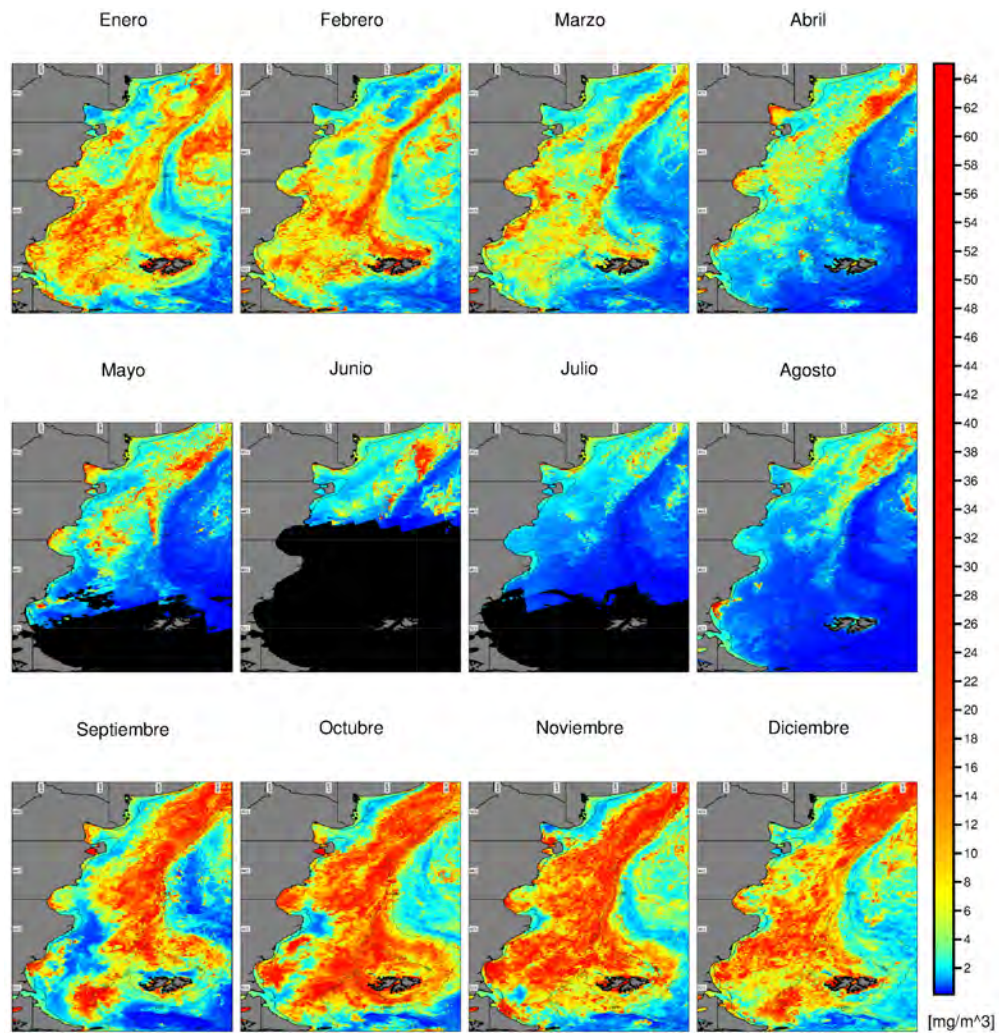


Figura B.23: Máximo mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

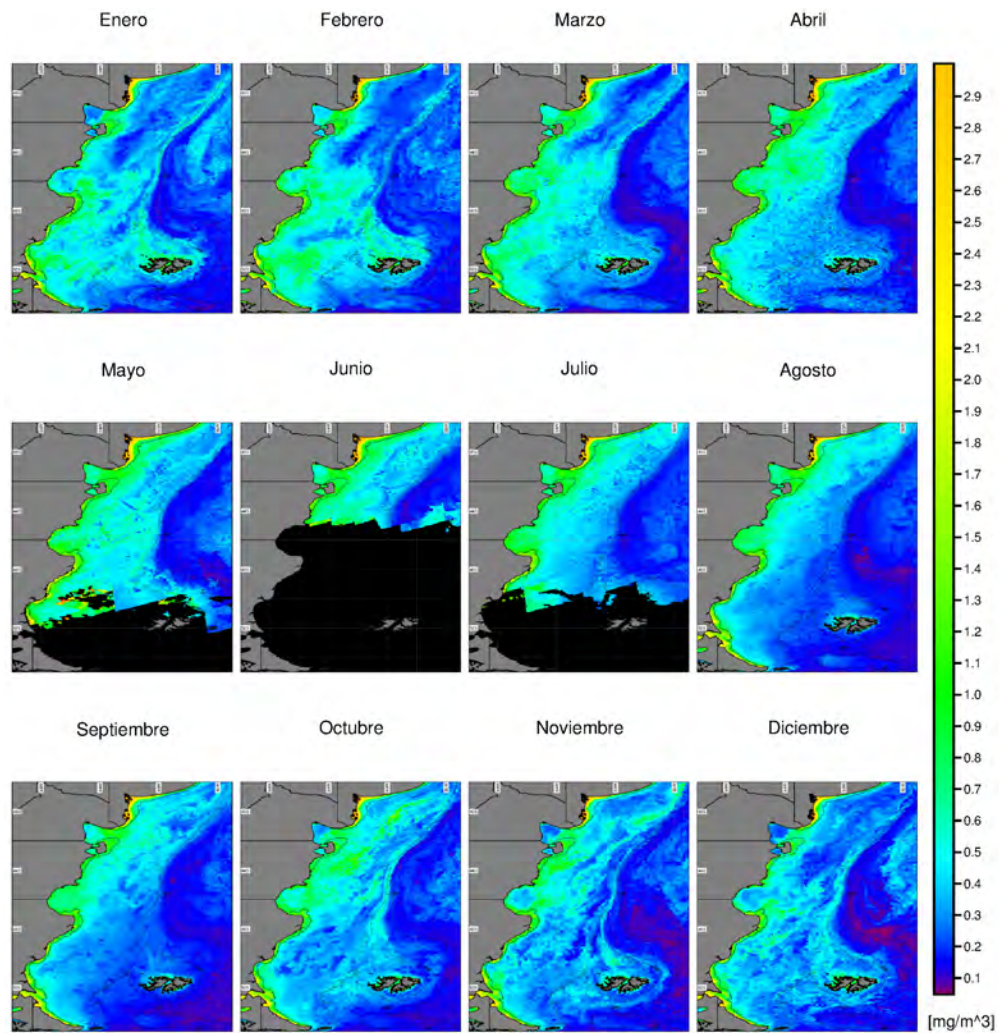


Figura B.24: Mínimo mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

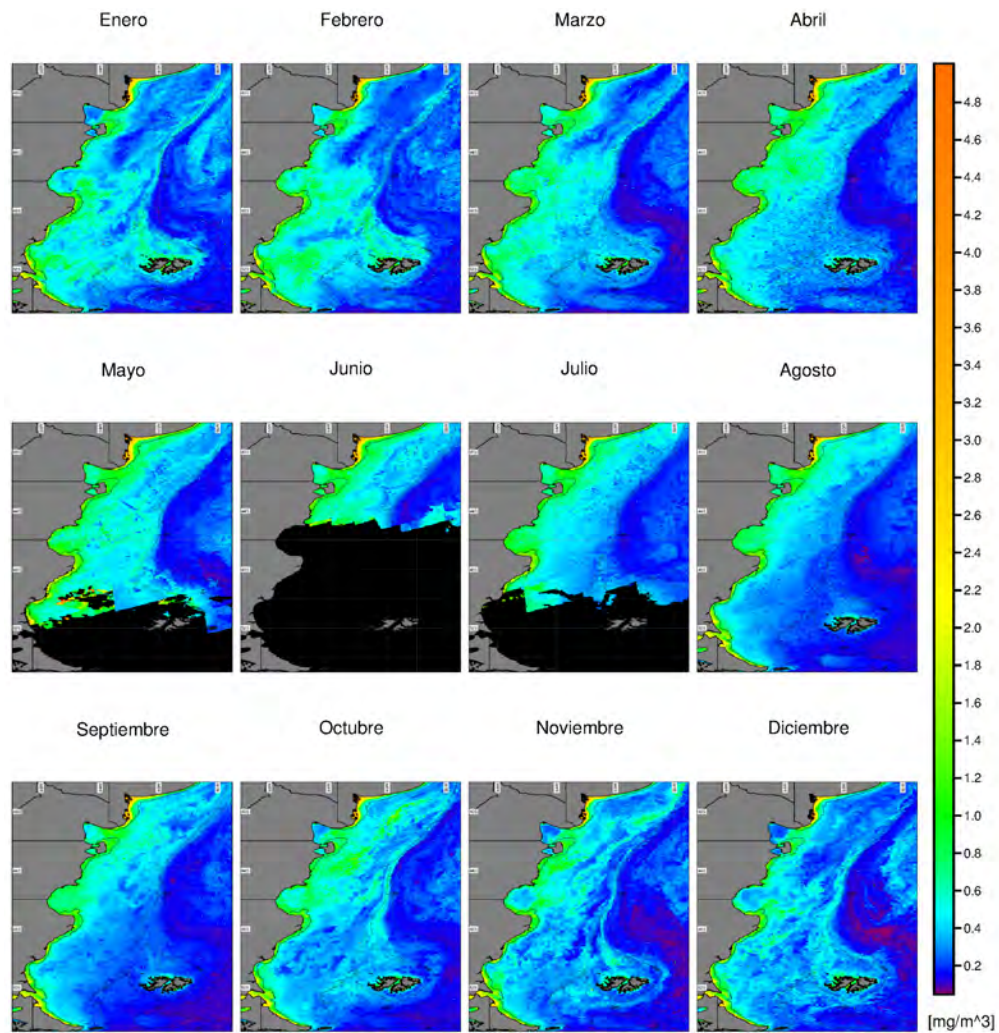


Figura B.25: Moda mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

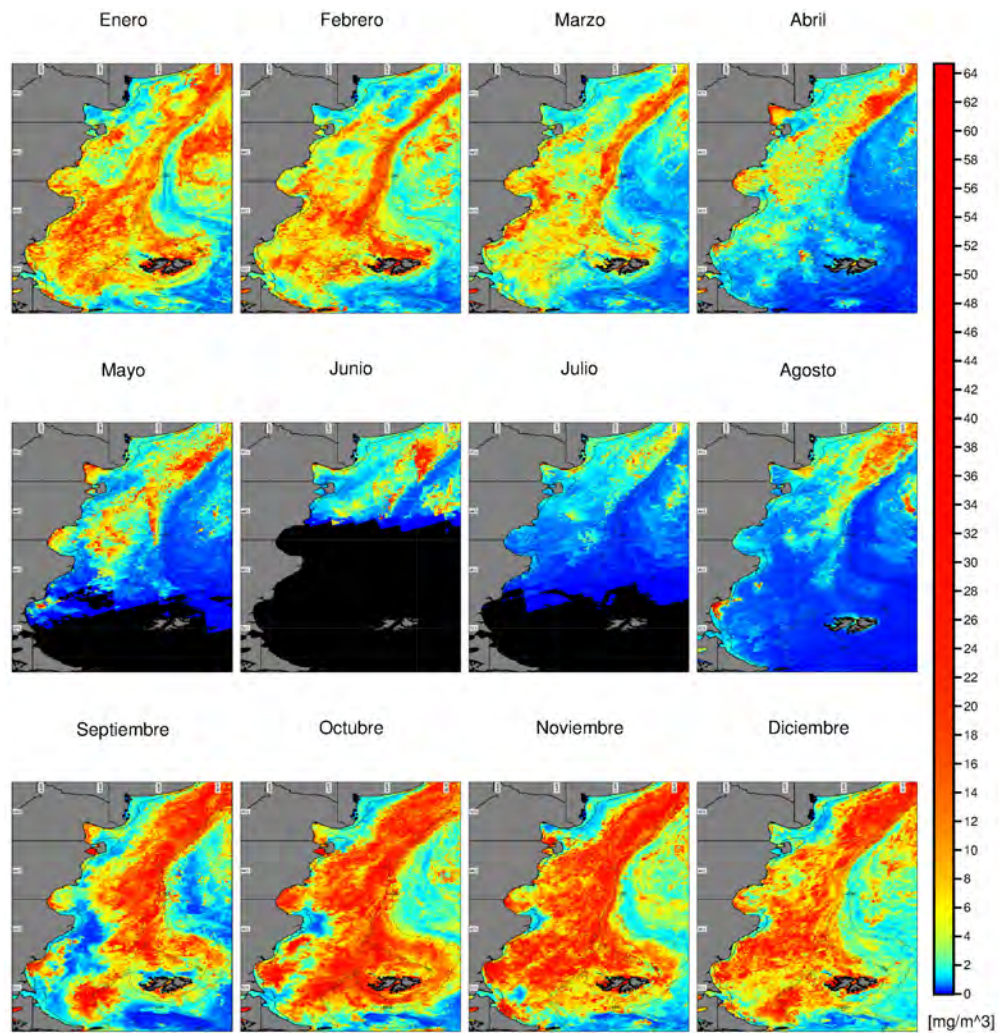


Figura B.26: Rango mensual de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

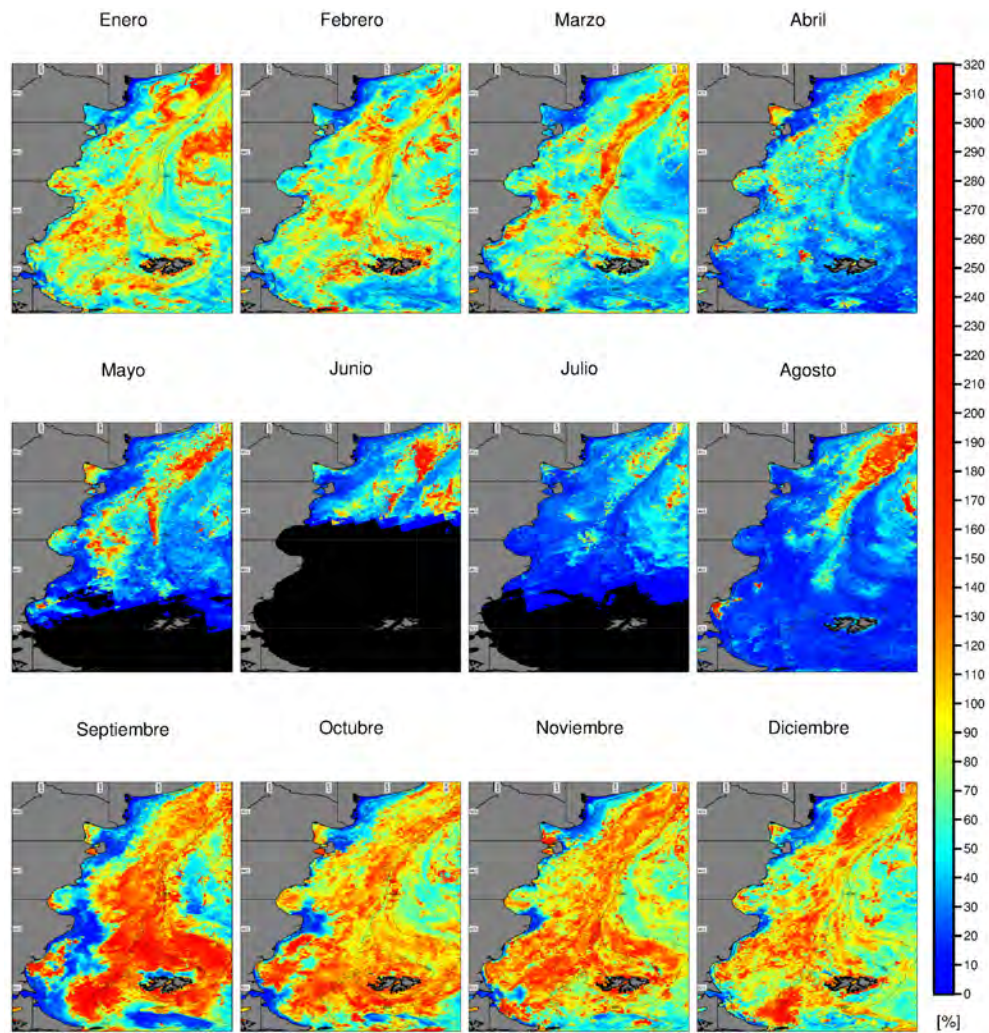


Figura B.27: Coeficiente de variación (%) mensual de la concentración de clorofila estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

B.2.2 Anomalías

B.2.2.1 Anomalías anuales

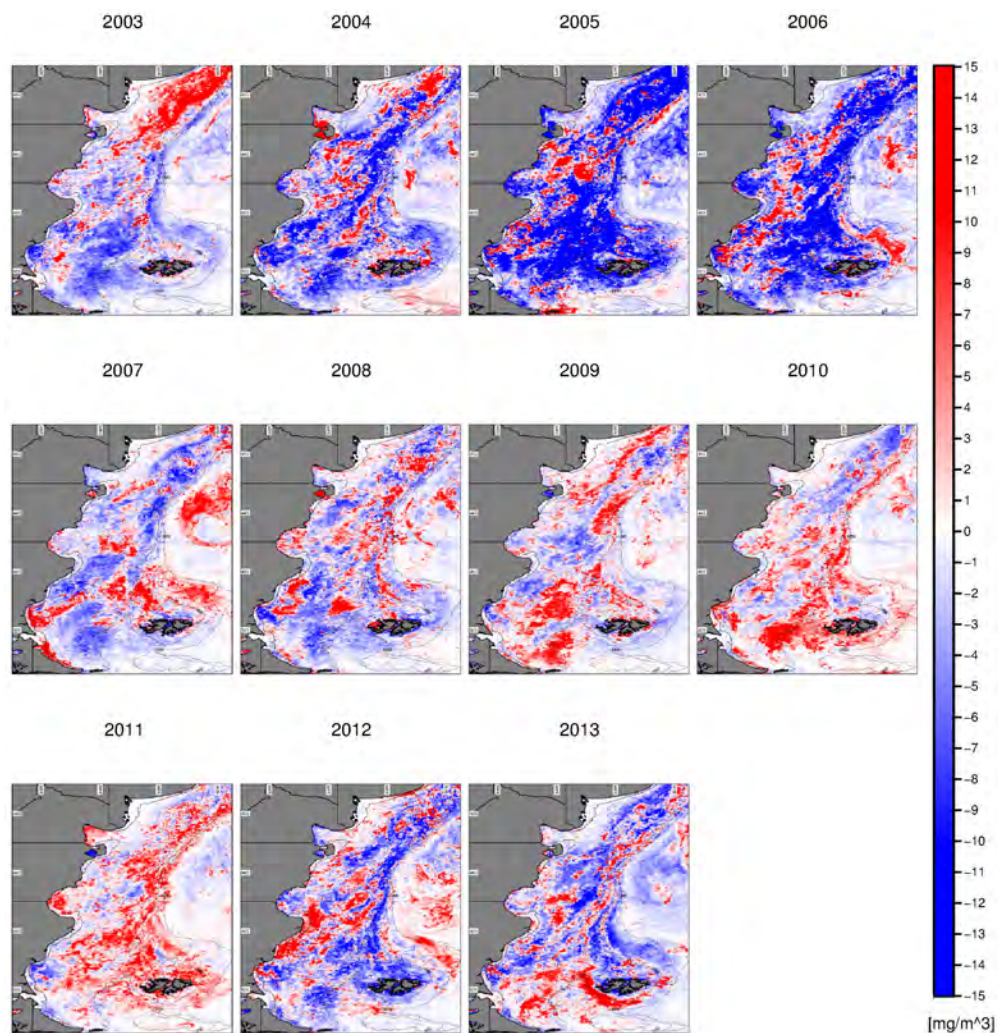


Figura B.28: Anomalías anuales en la máxima de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

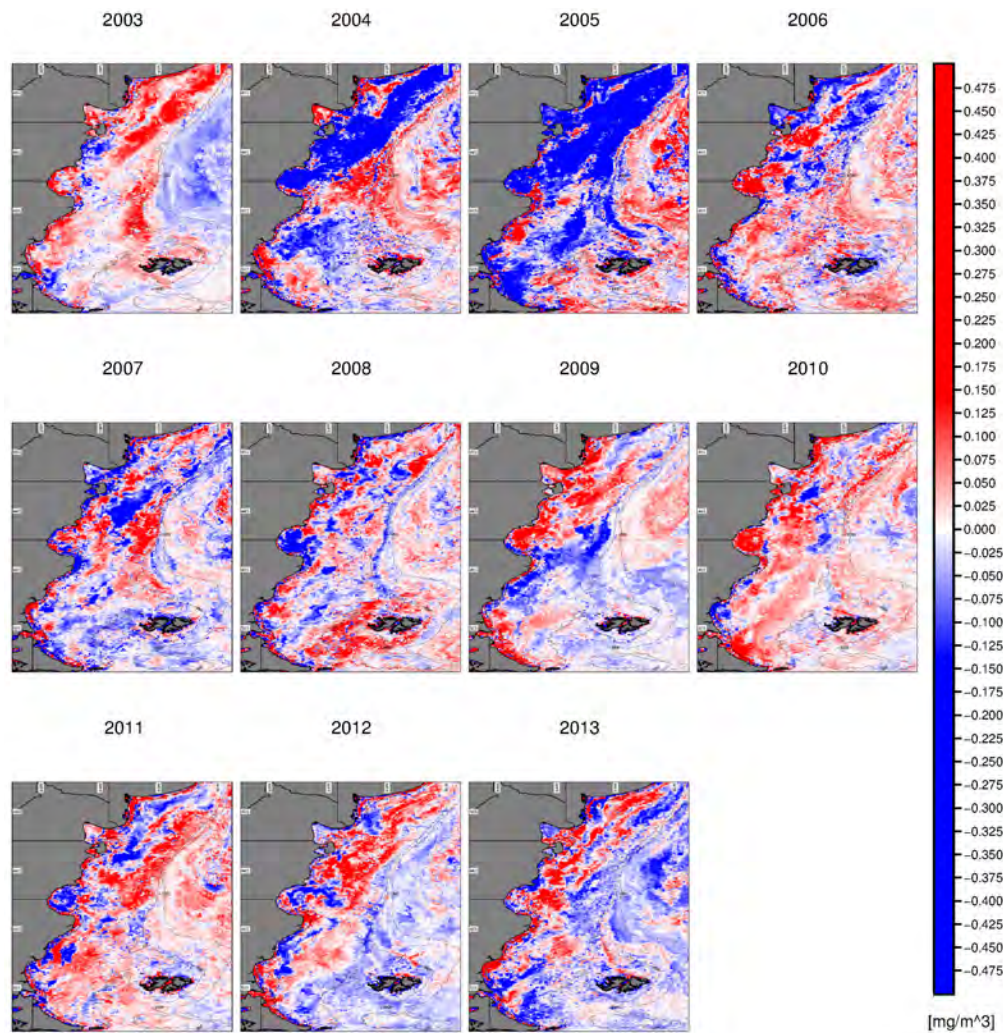


Figura B.29: Anomalías anuales en la mínima de la concentración de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 en el período 2003-2013. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

B.2.2.2 Anomalías mensuales

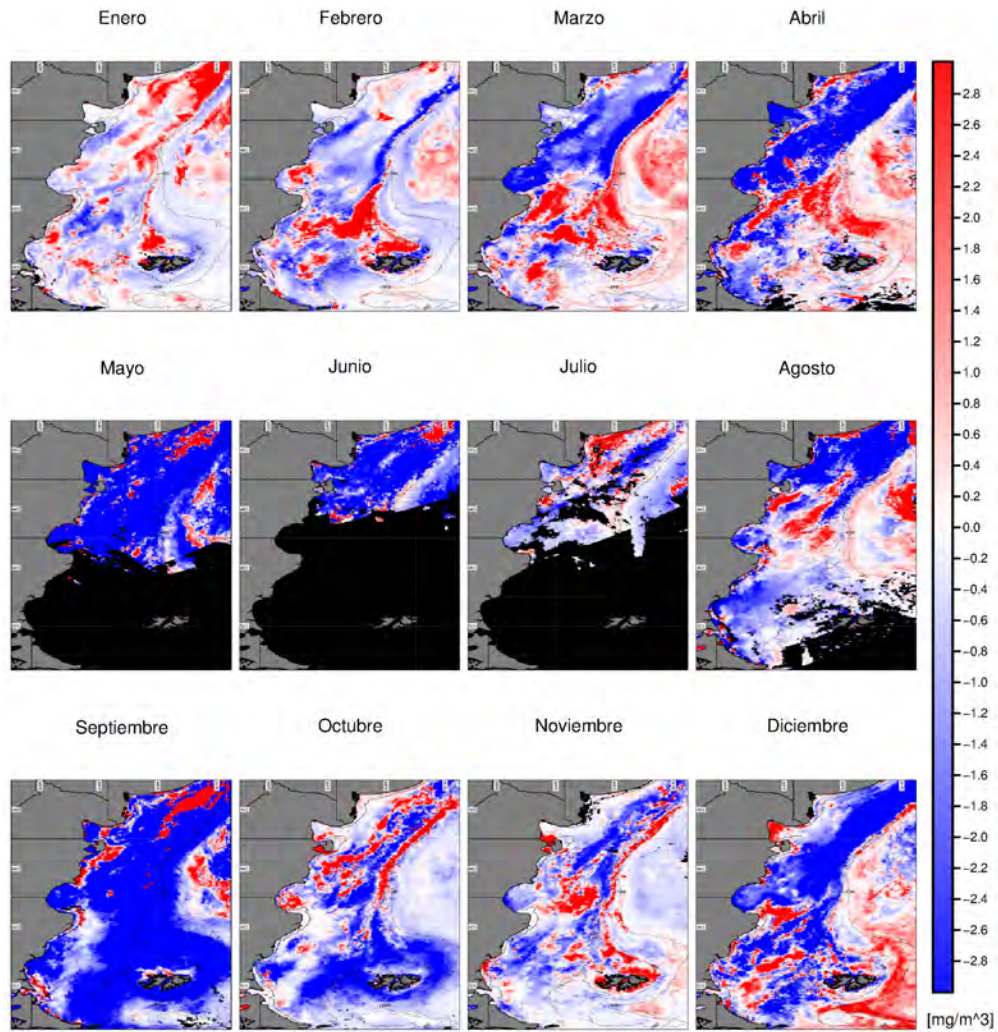


Figura B.30: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2004. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

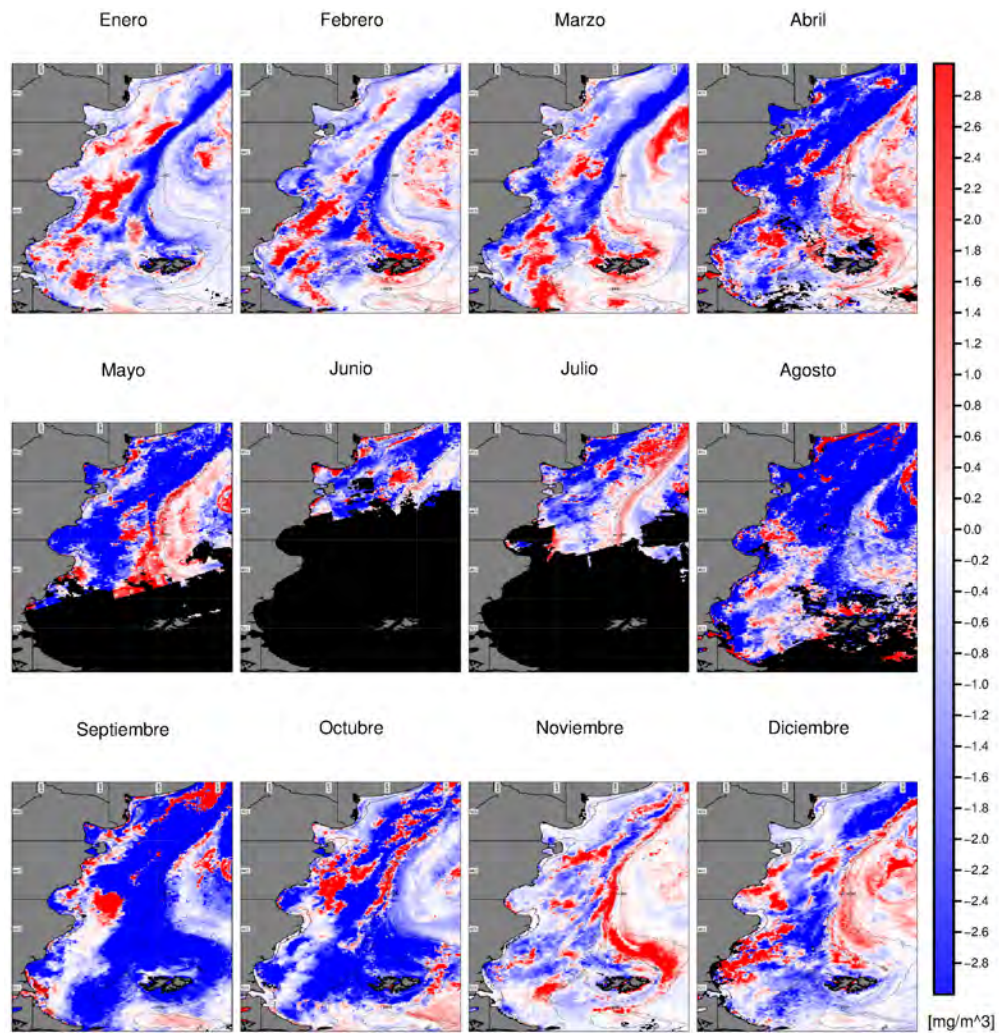


Figura B.31: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m³) del año 2006. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda R_{rs}(667) (Sección 5.3.4.1).

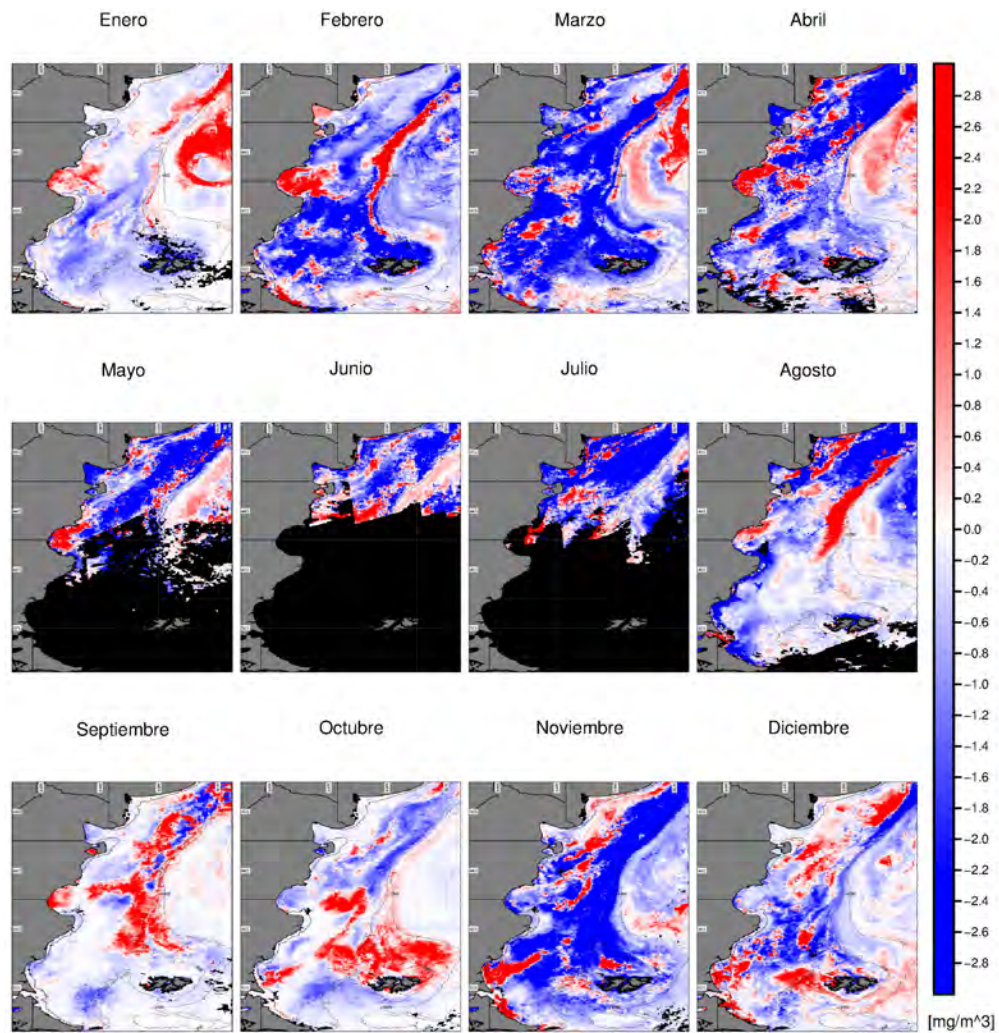


Figura B.32: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2007. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

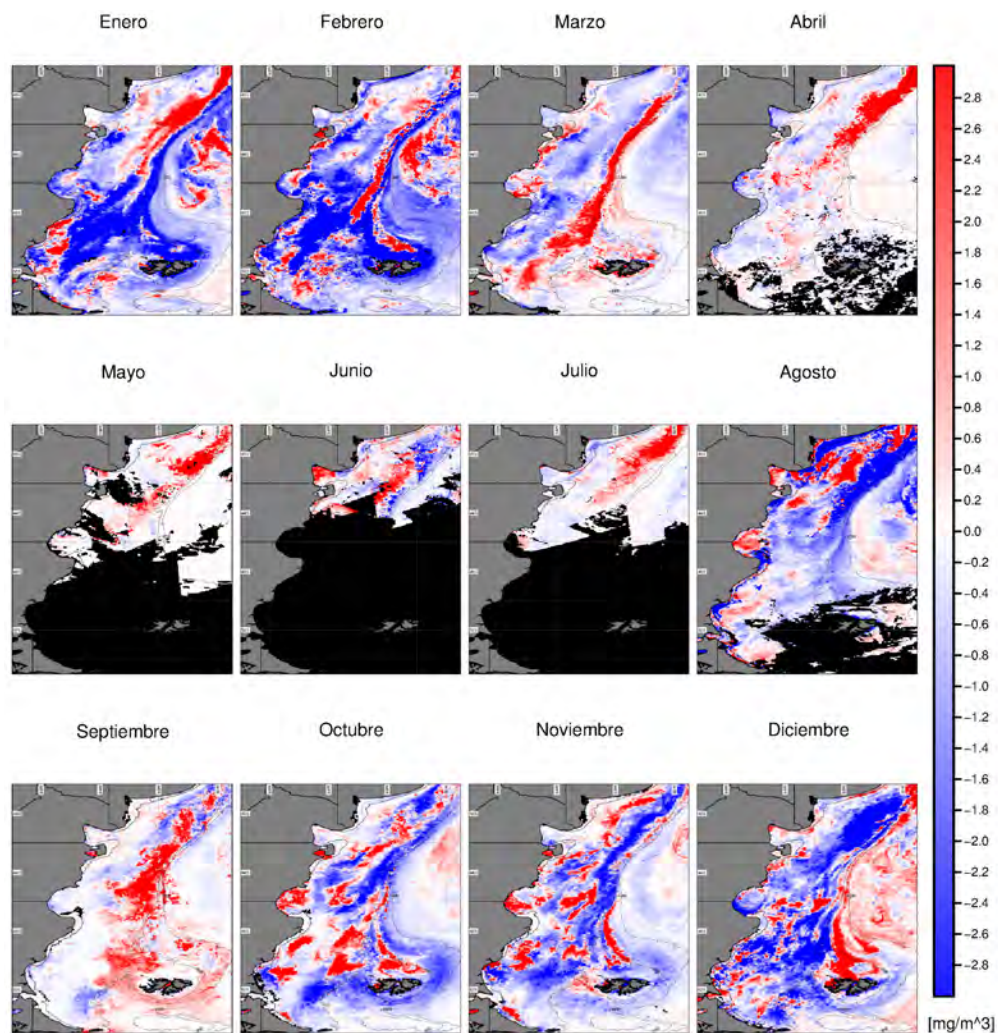


Figura B.33: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2008. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

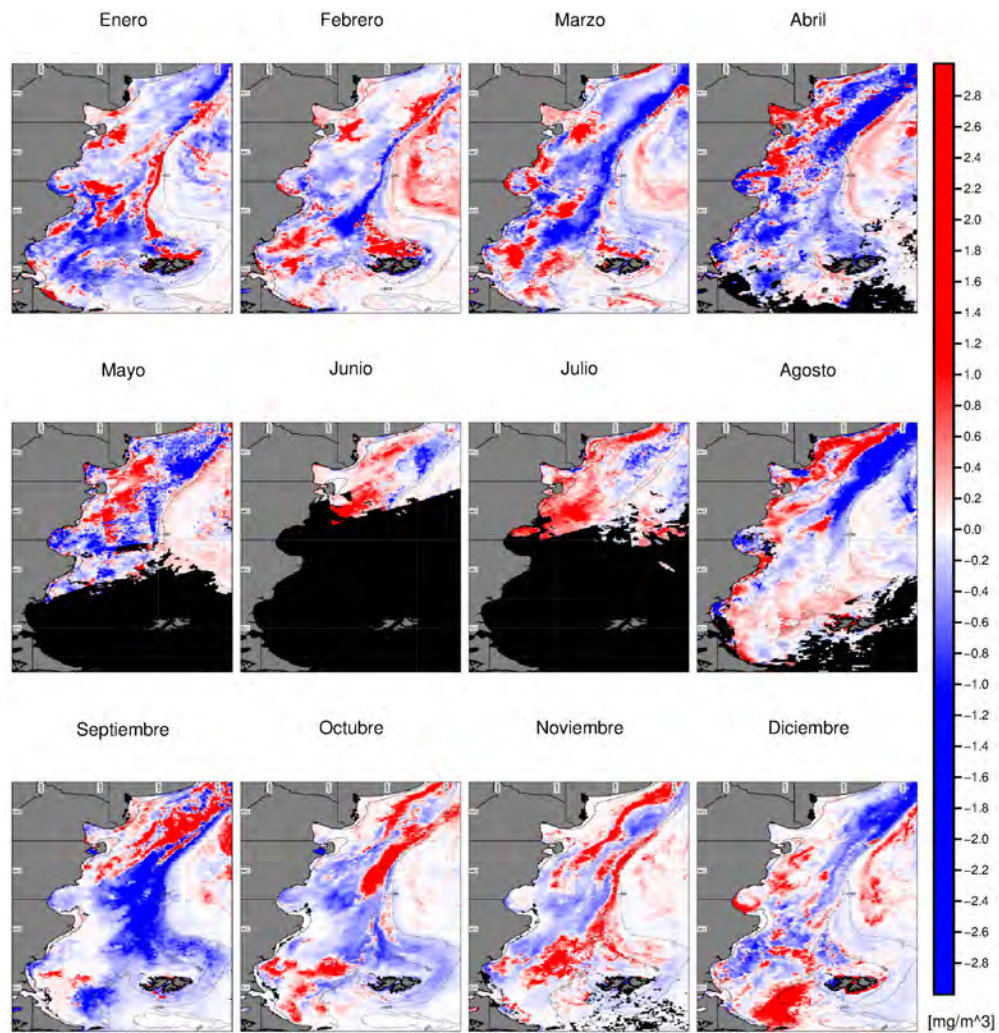


Figura B.34: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2009. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

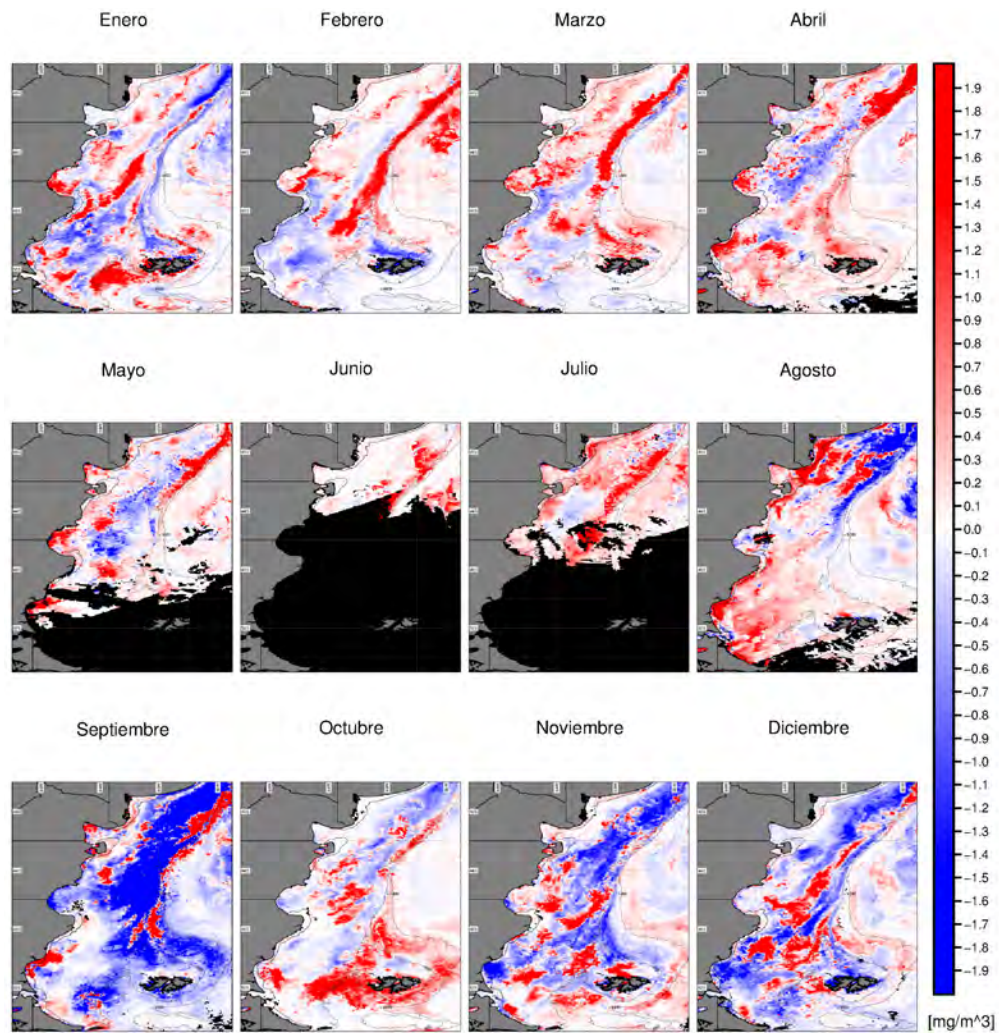


Figura B.35: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2010. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

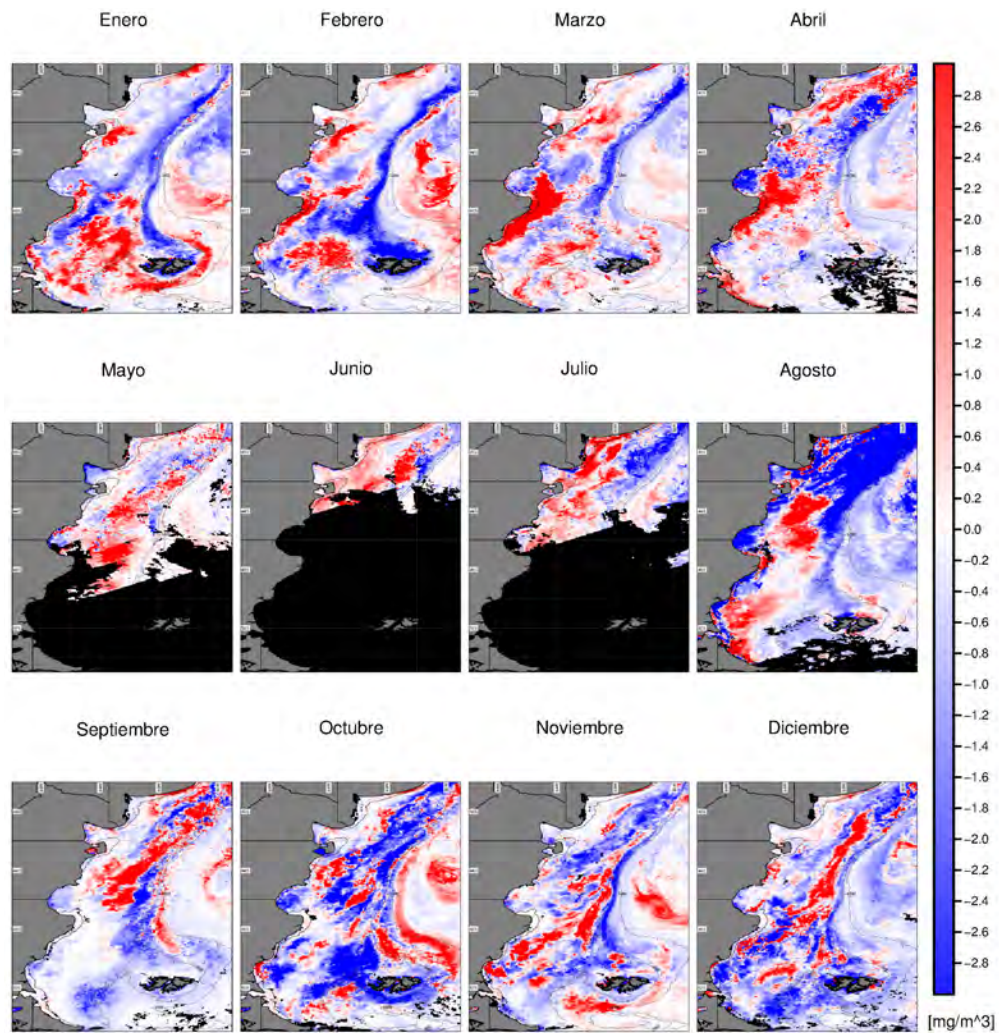


Figura B.36: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2012. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

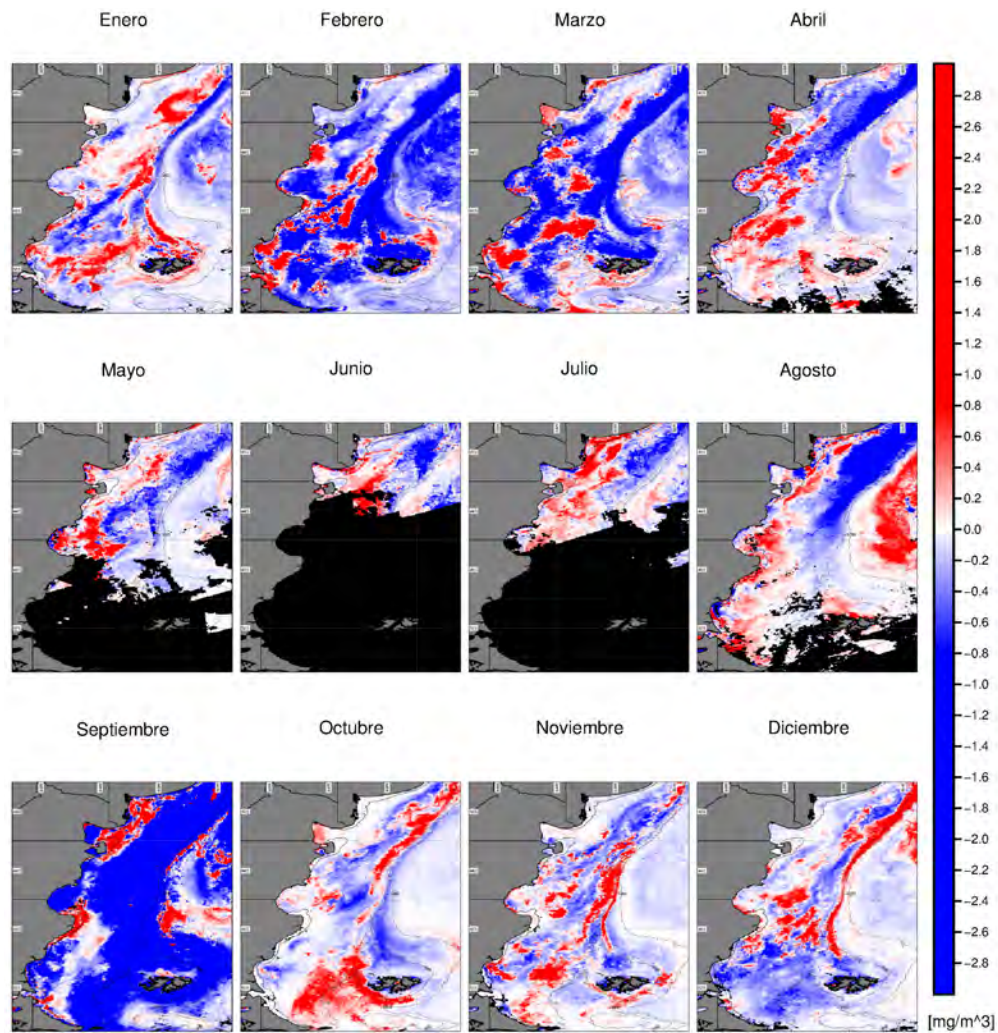


Figura B.37: Anomalías mensuales en la concentración media de clorofila (mg/m^3) del año 2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

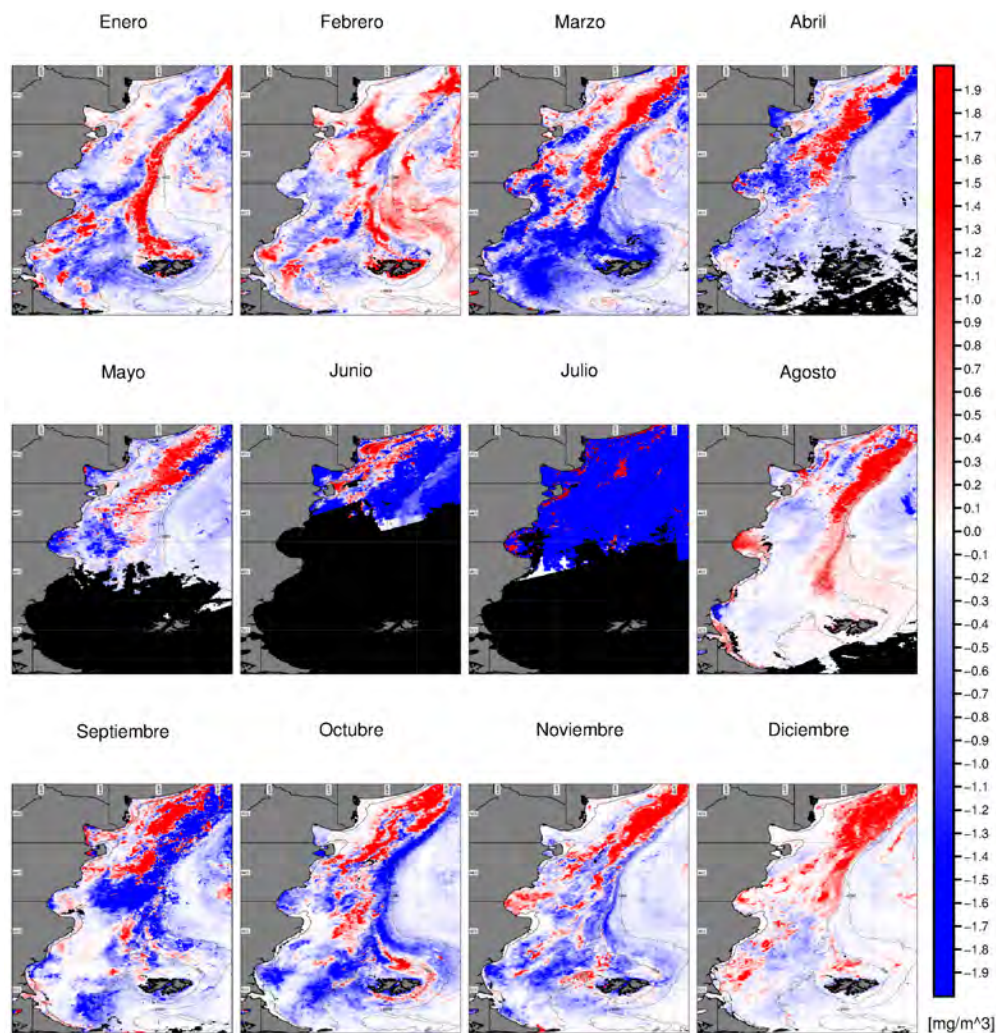


Figura B.38: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2003. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

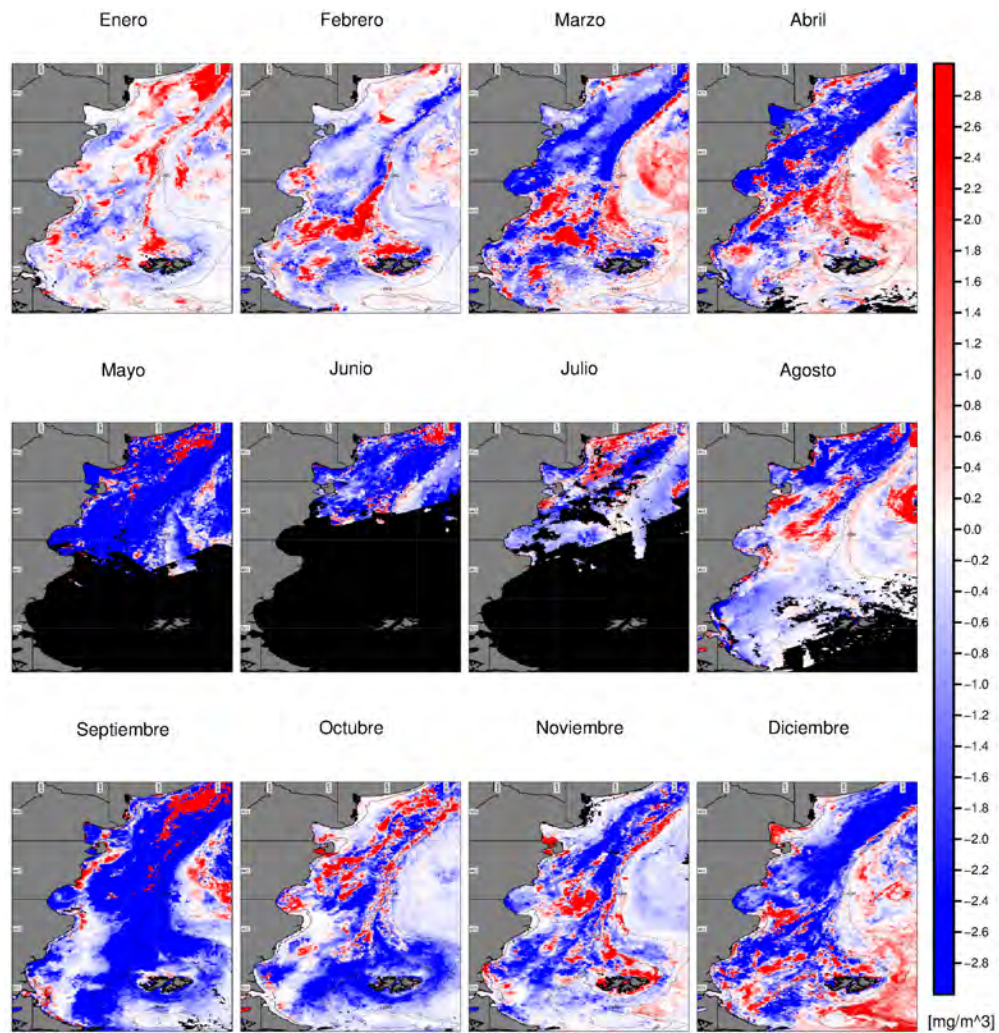


Figura B.39: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2004. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

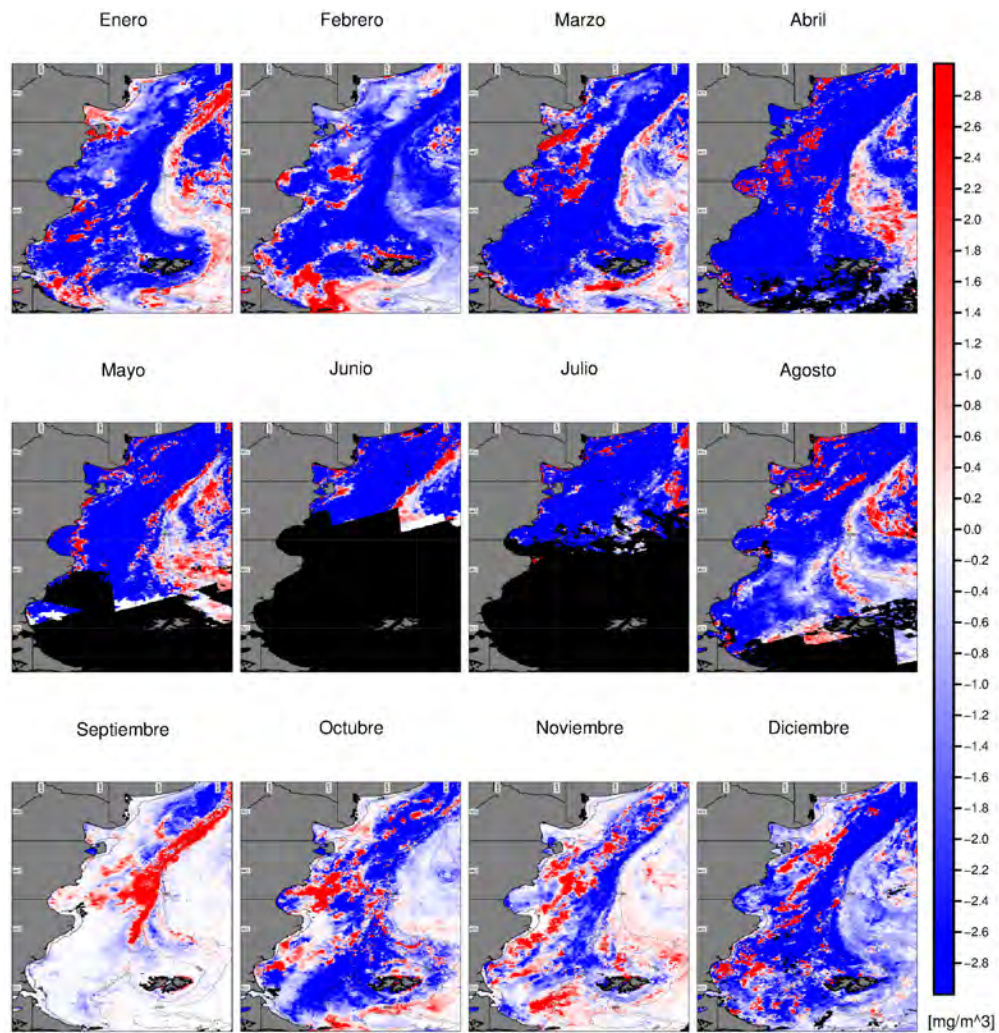


Figura B.40: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2005. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

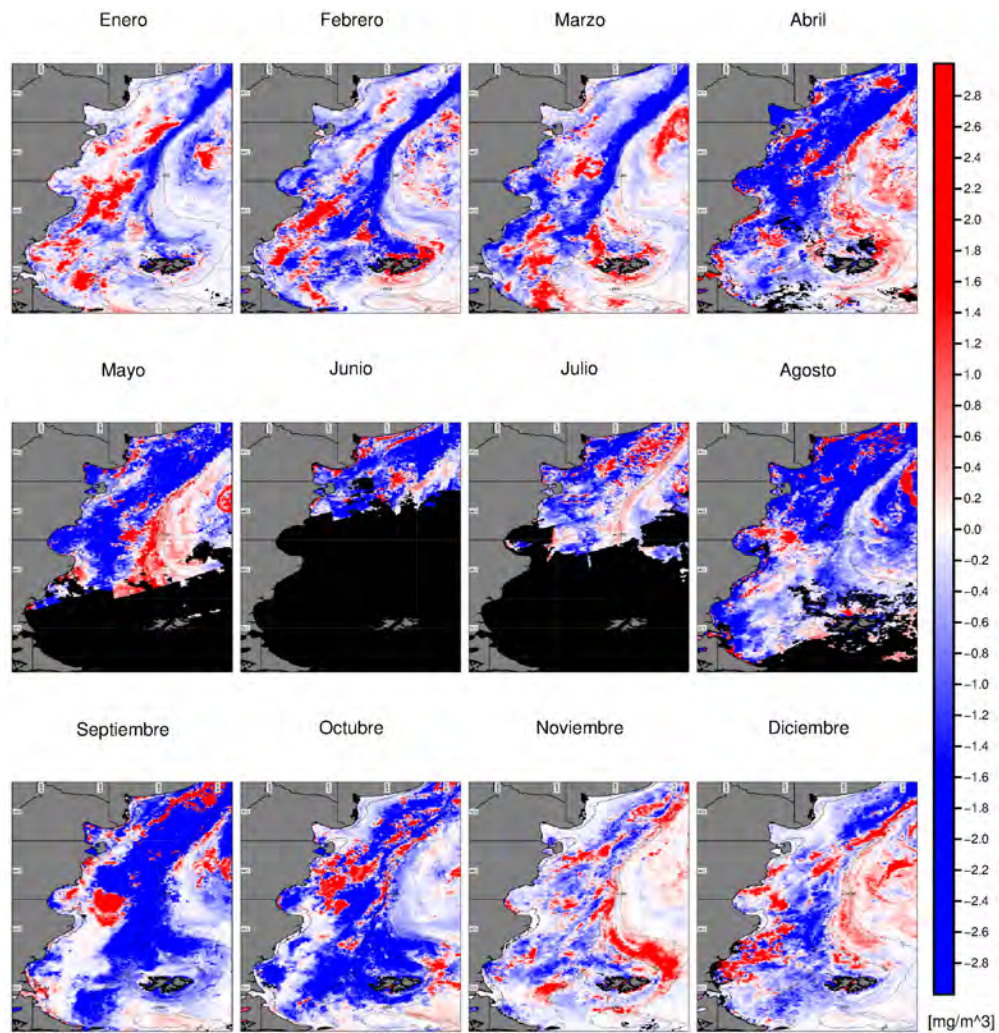


Figura B.41: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2006. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

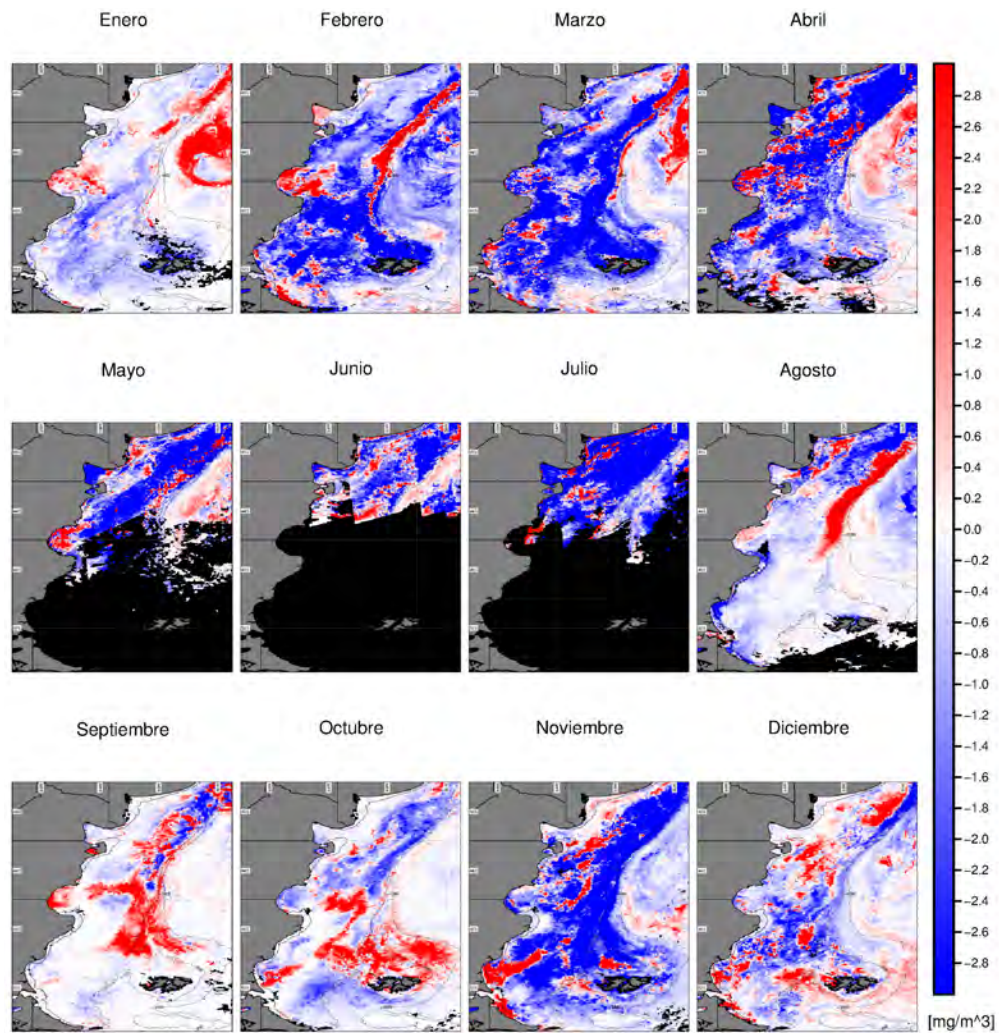


Figura B.42: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2007. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

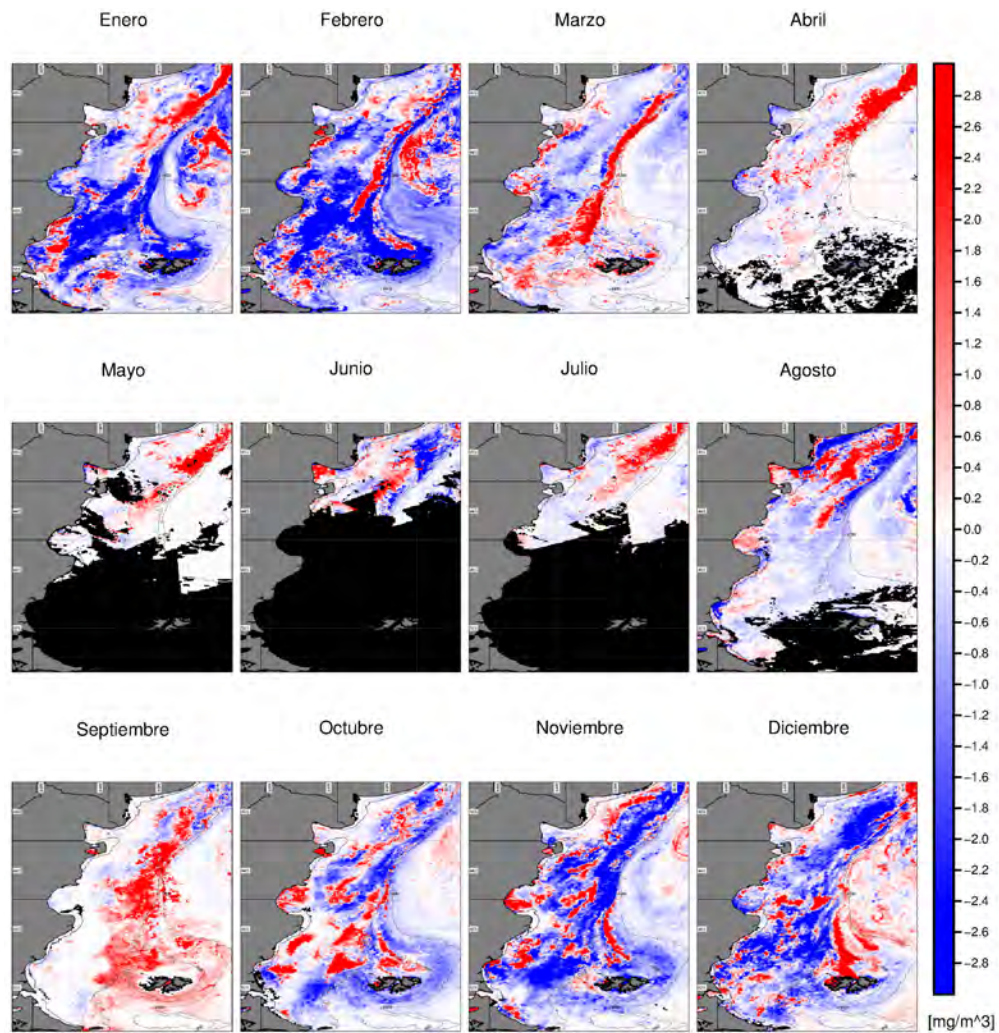


Figura B.43: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2008. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

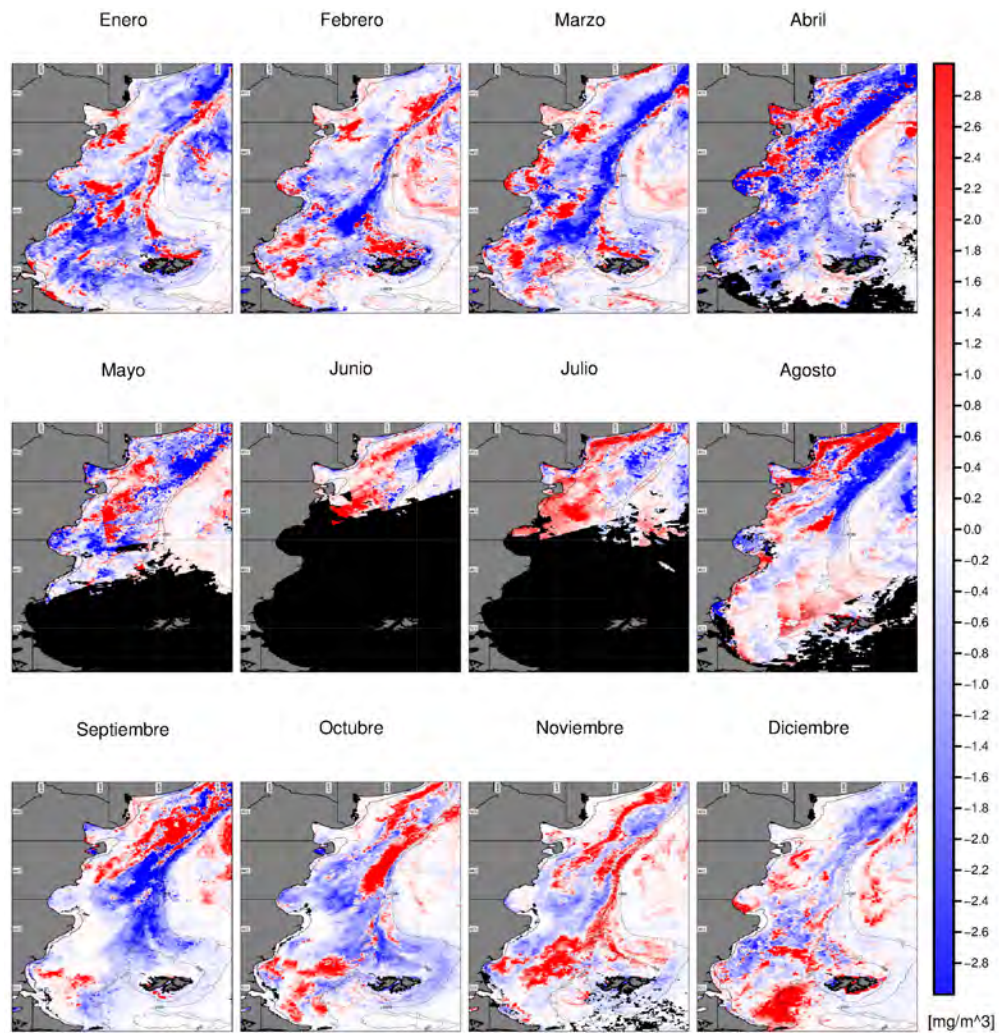


Figura B.44: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2009. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

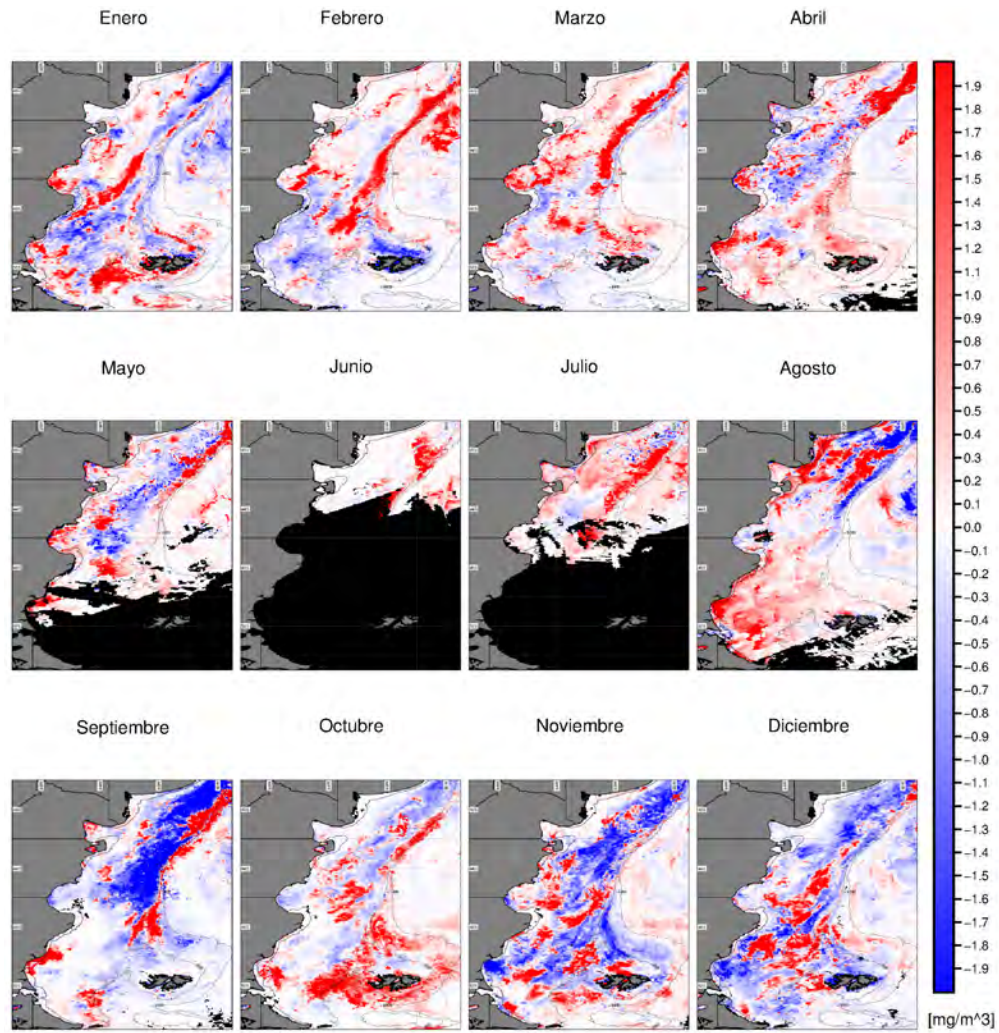


Figura B.45: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2010. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

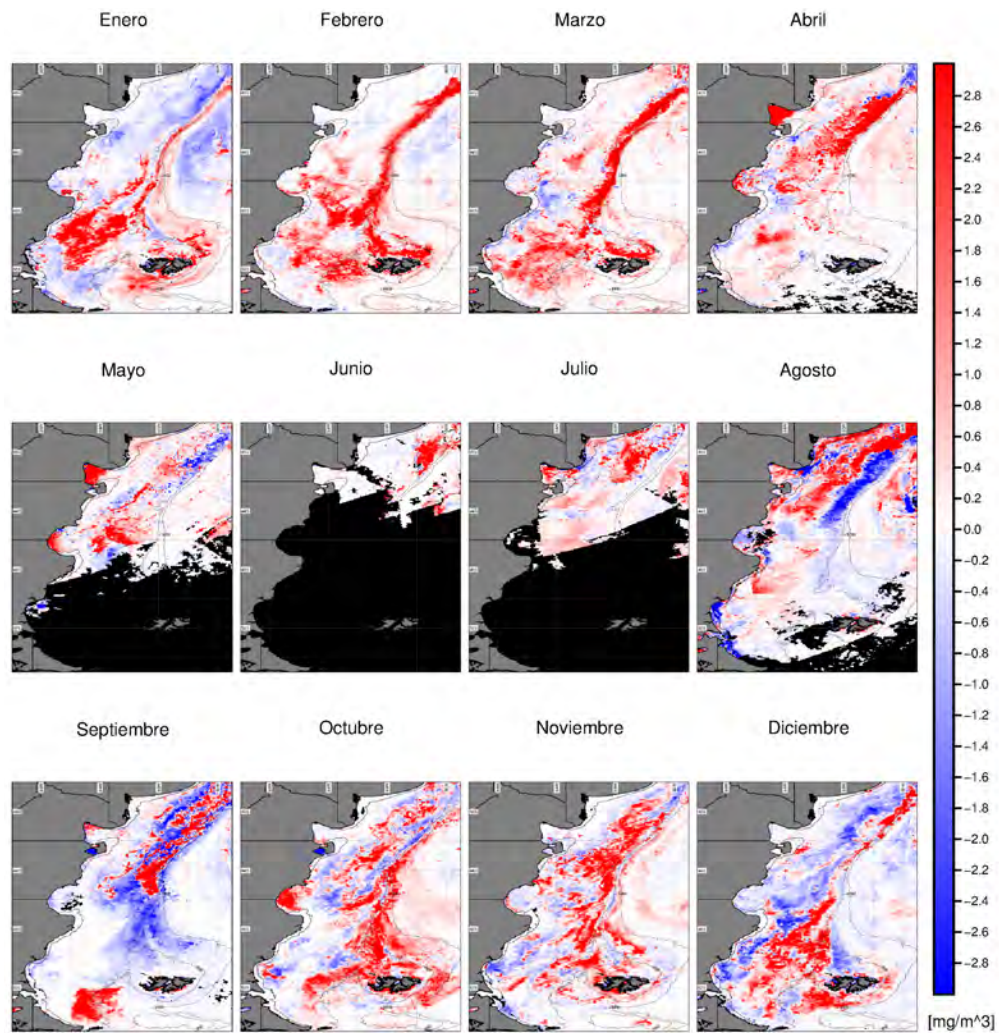


Figura B.46: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2011. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

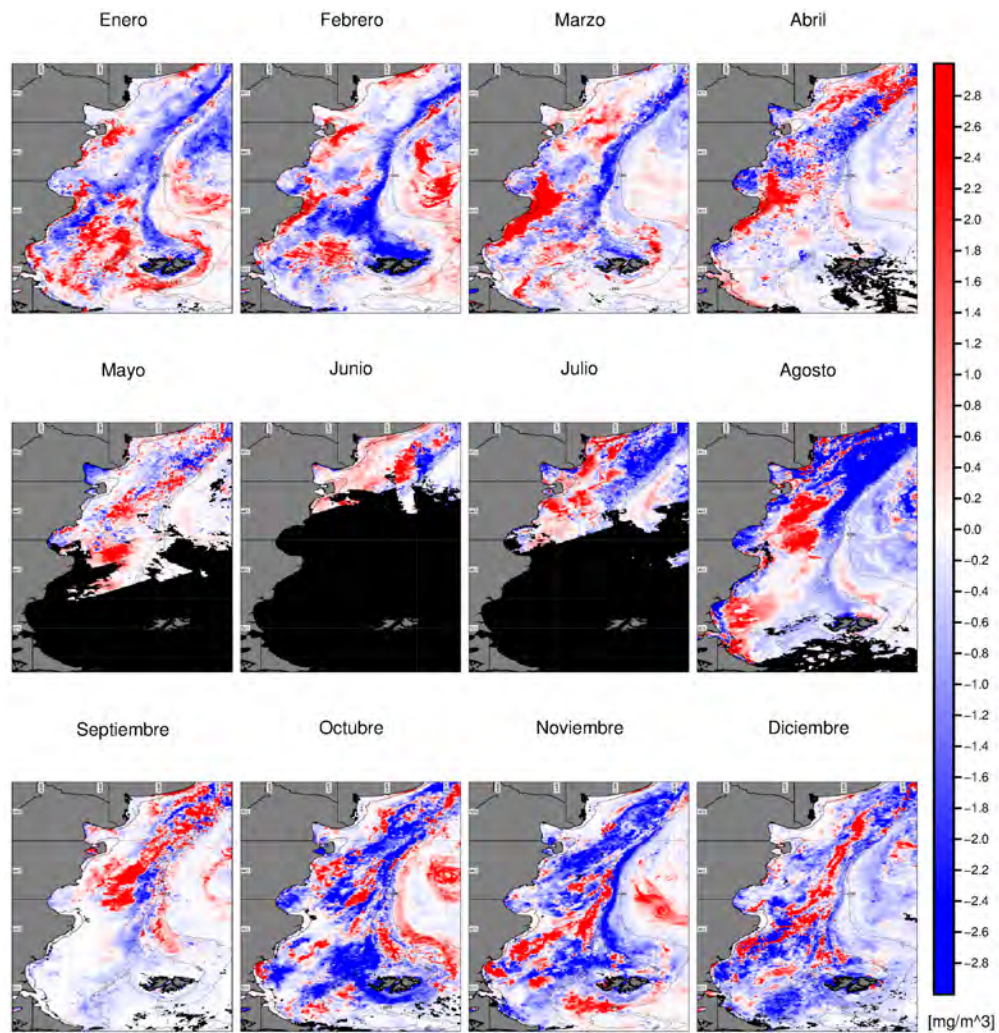


Figura B.47: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2012. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

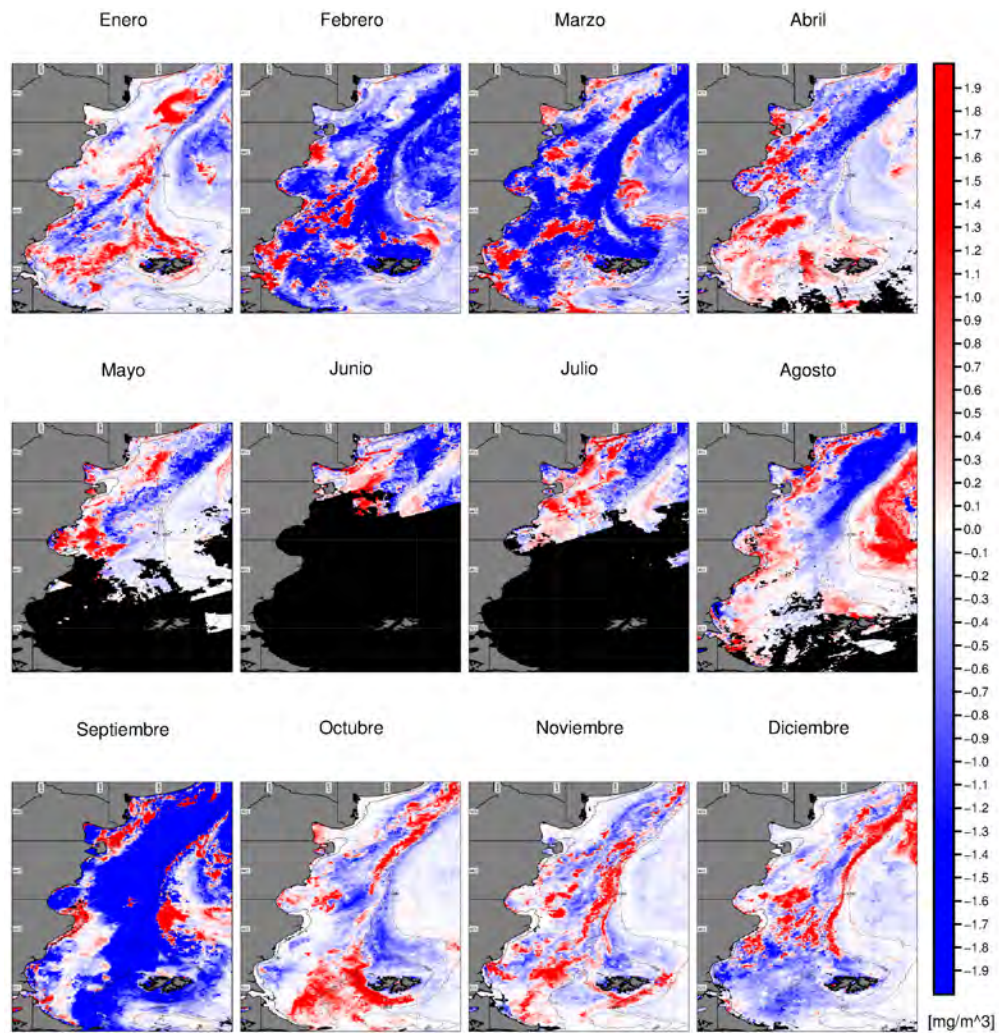


Figura B.48: Anomalías mensuales en la concentración máxima de clorofila (mg/m^3) del año 2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

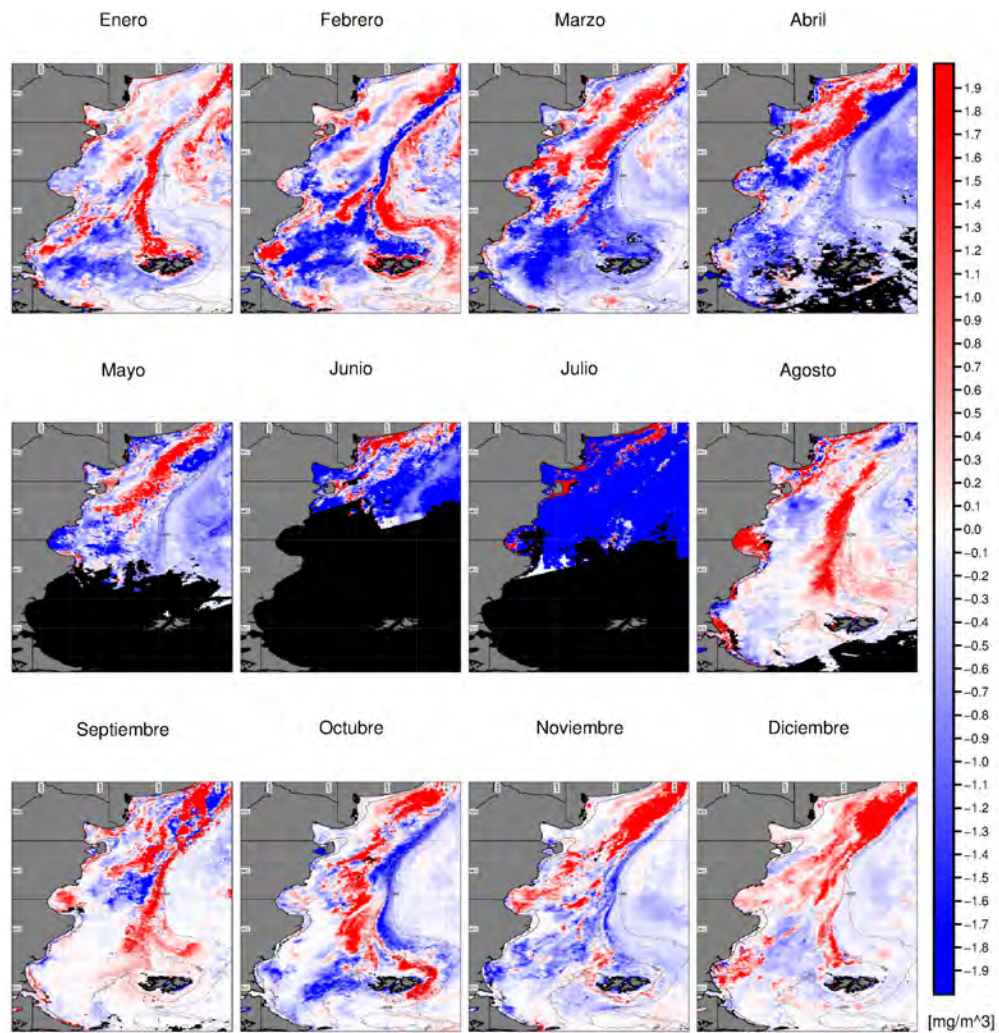


Figura B.49: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2003. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

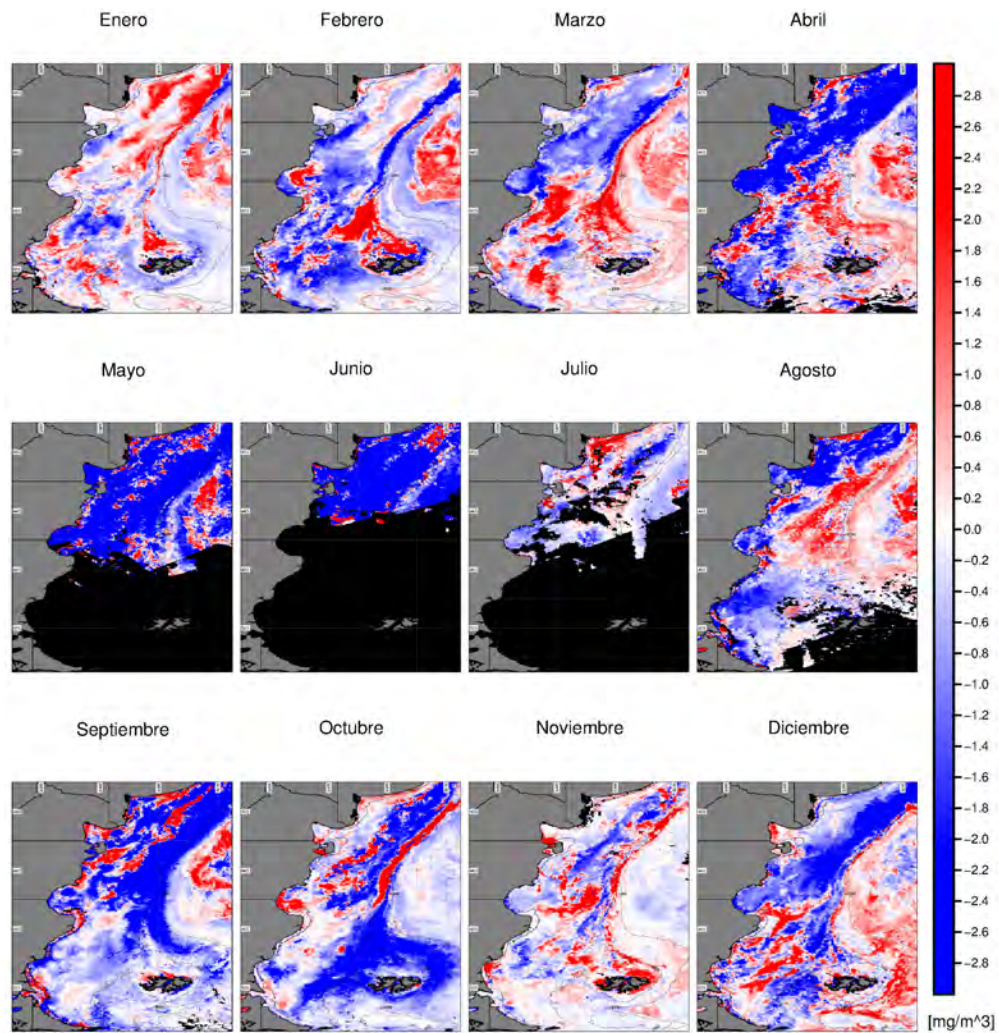


Figura B.50: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2004. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

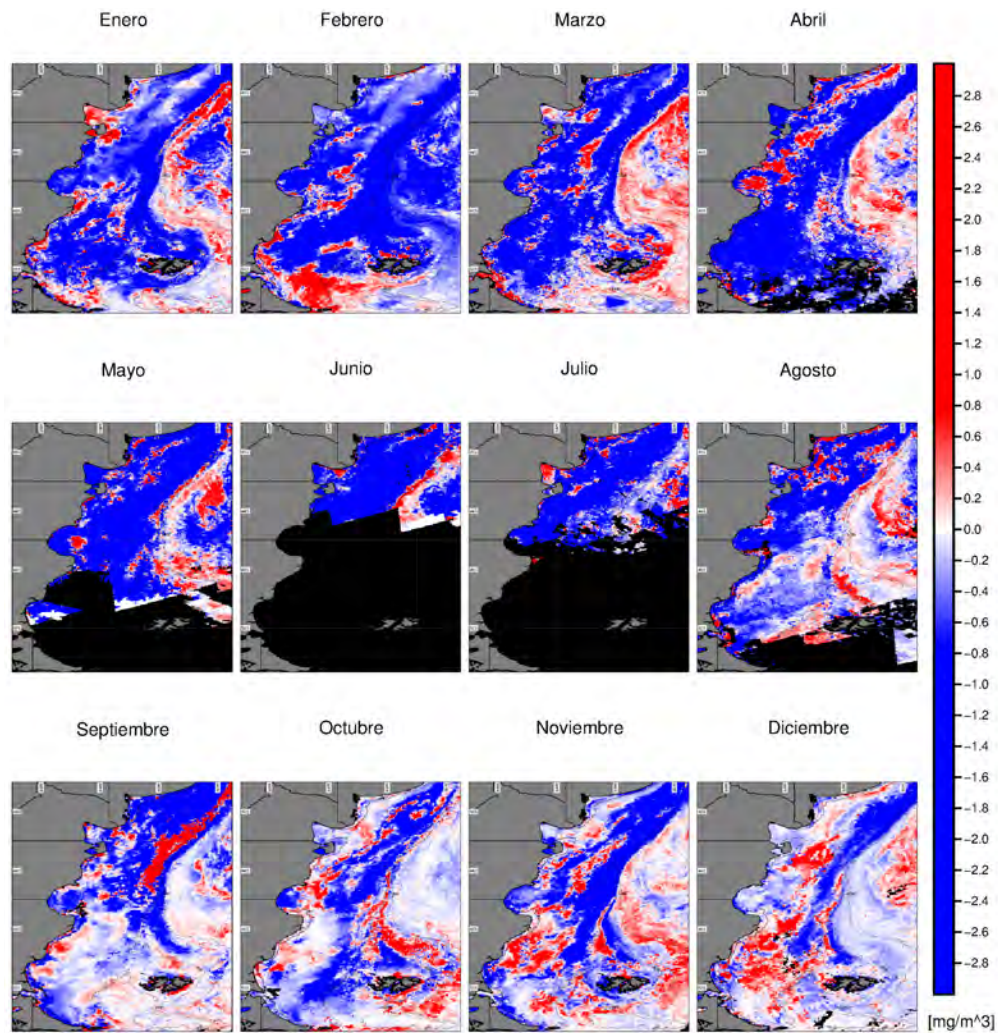


Figura B.51: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2005. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

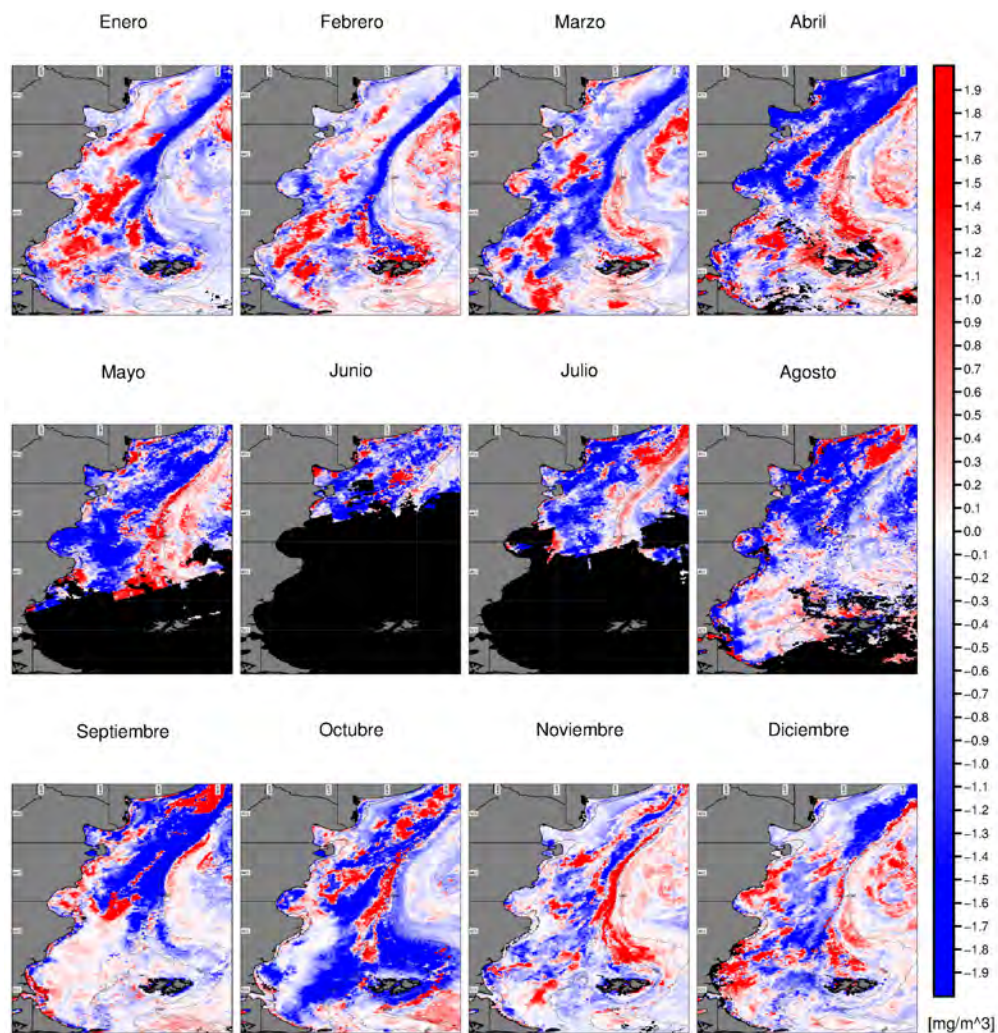


Figura B.52: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2006. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

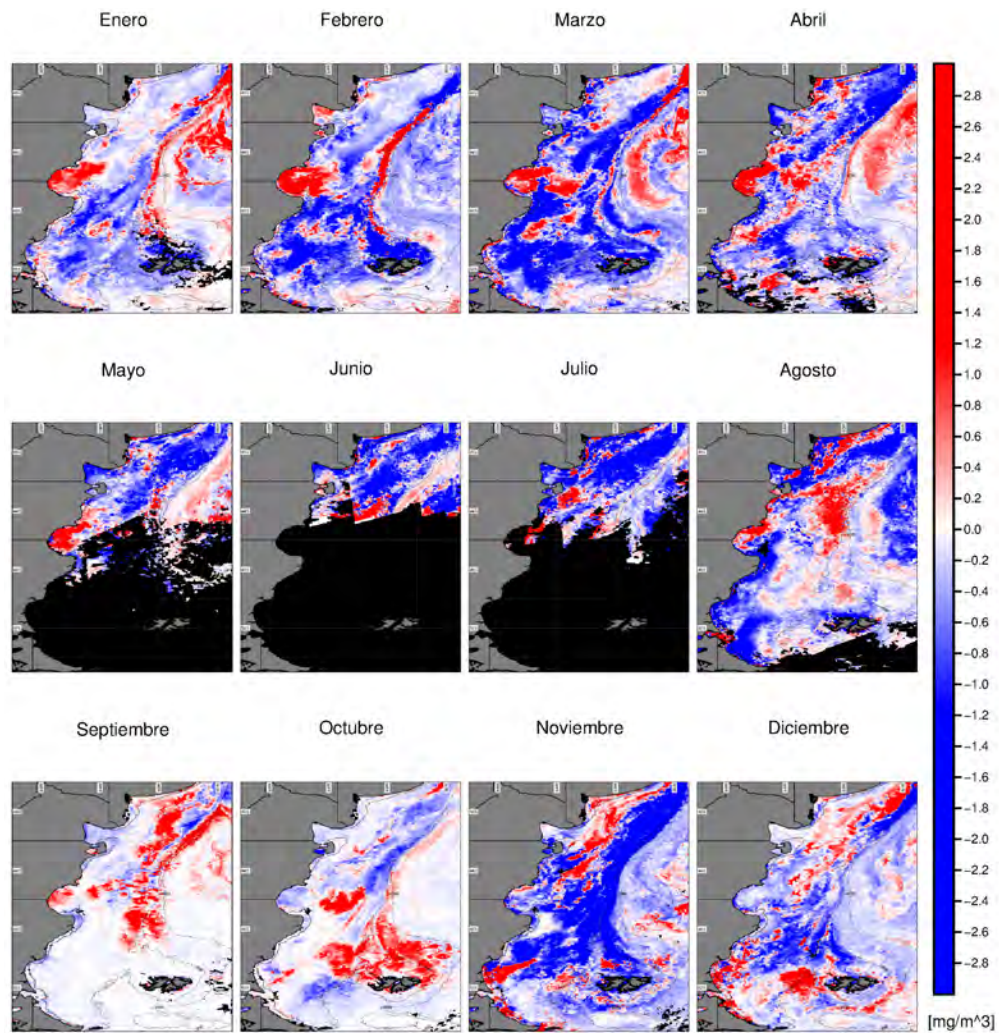


Figura B.53: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2007. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

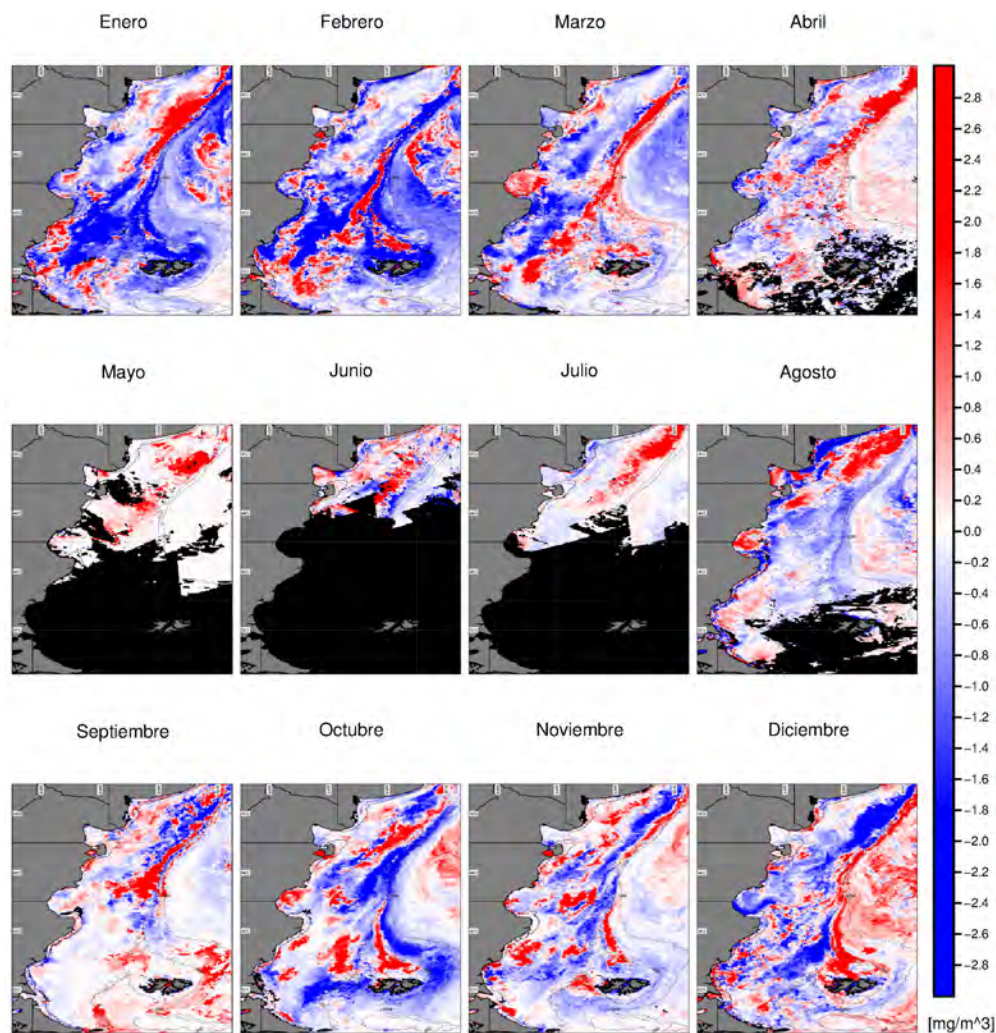


Figura B.54: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2008. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

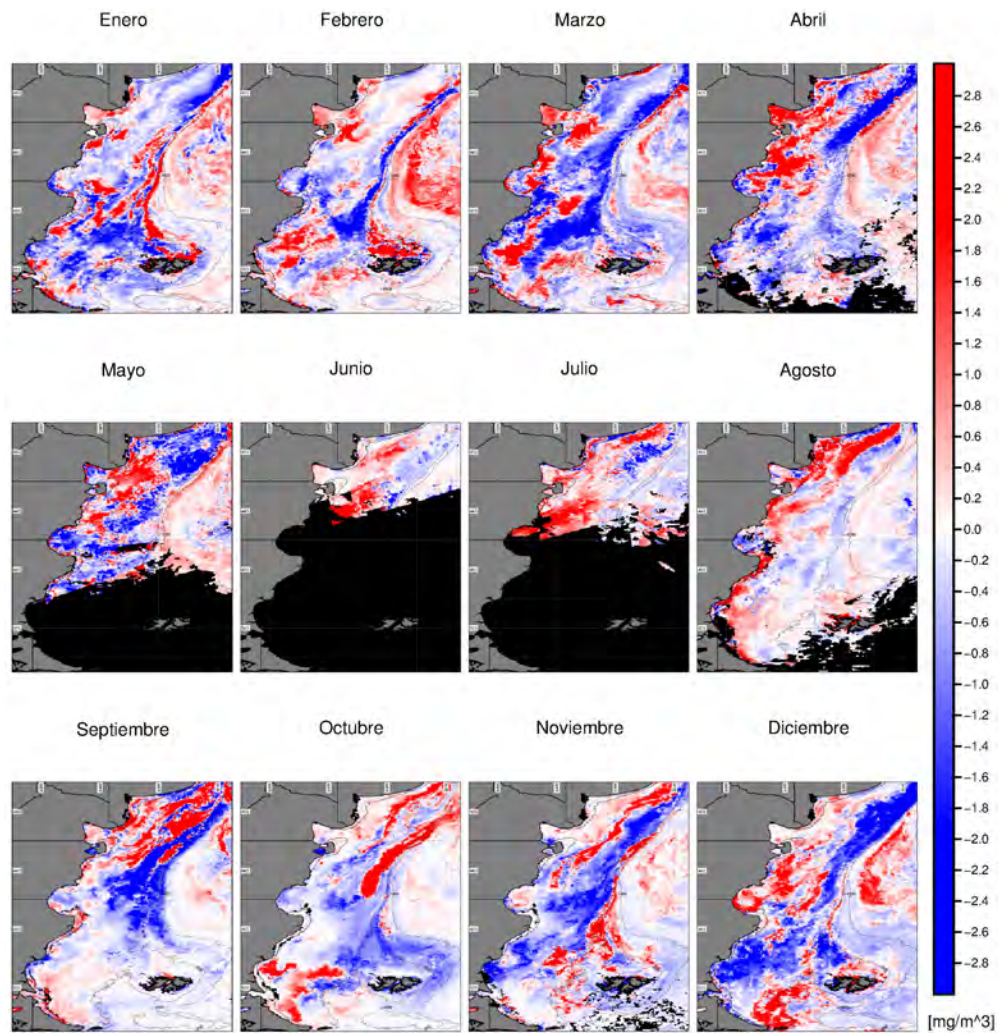


Figura B.55: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2009. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

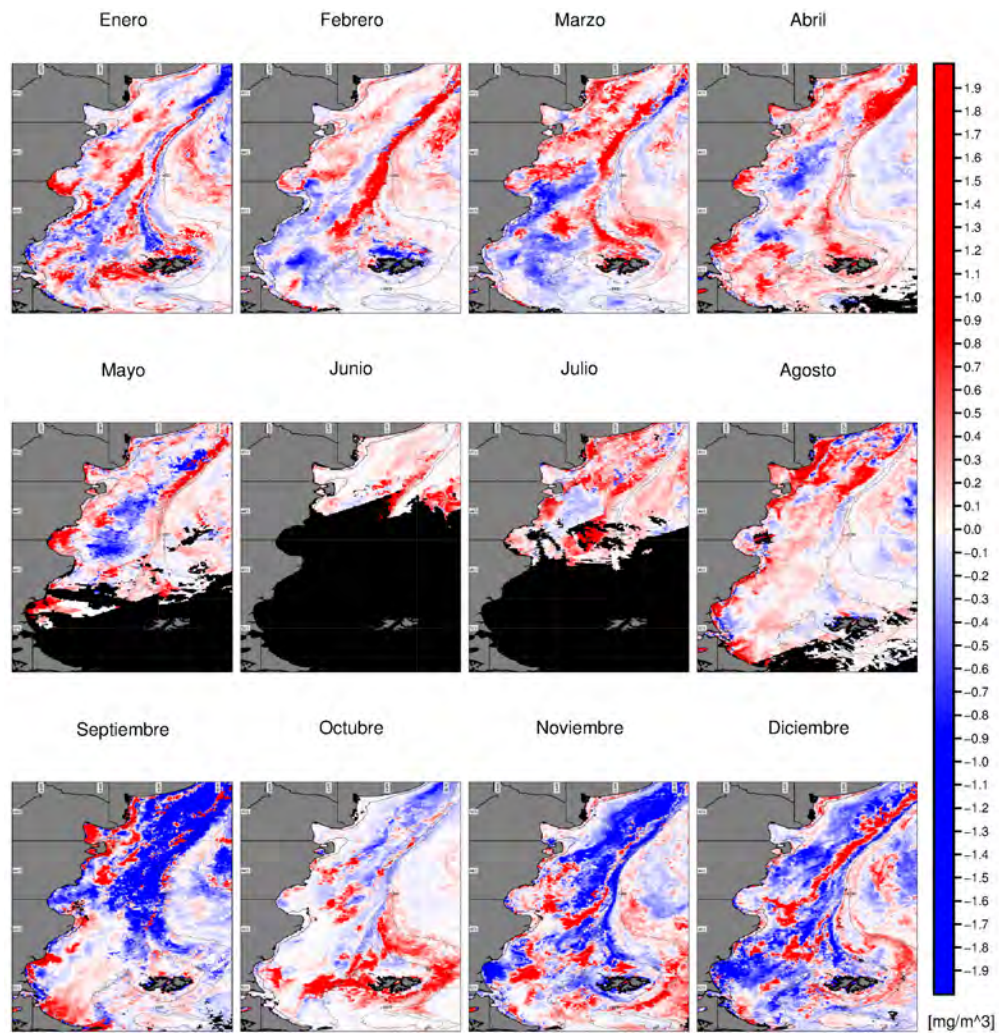


Figura B.56: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2010. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

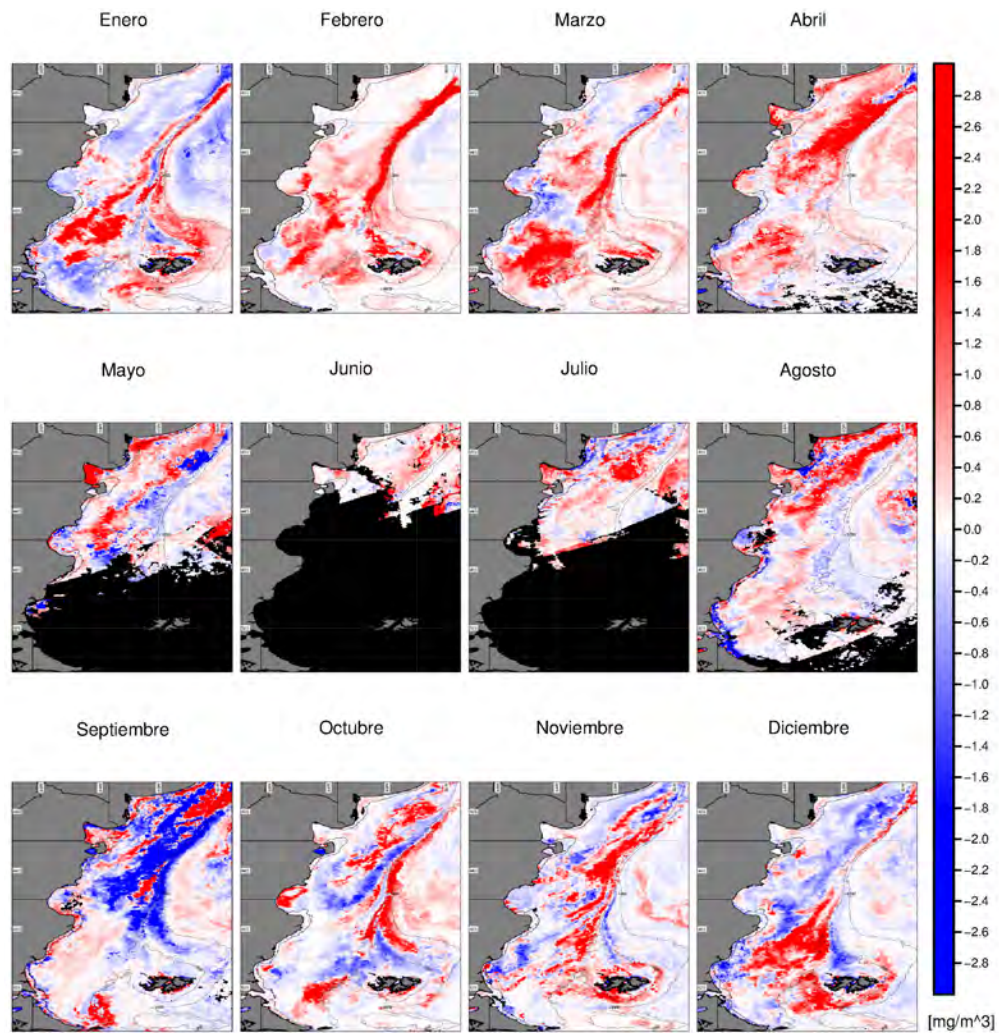


Figura B.57: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2011. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

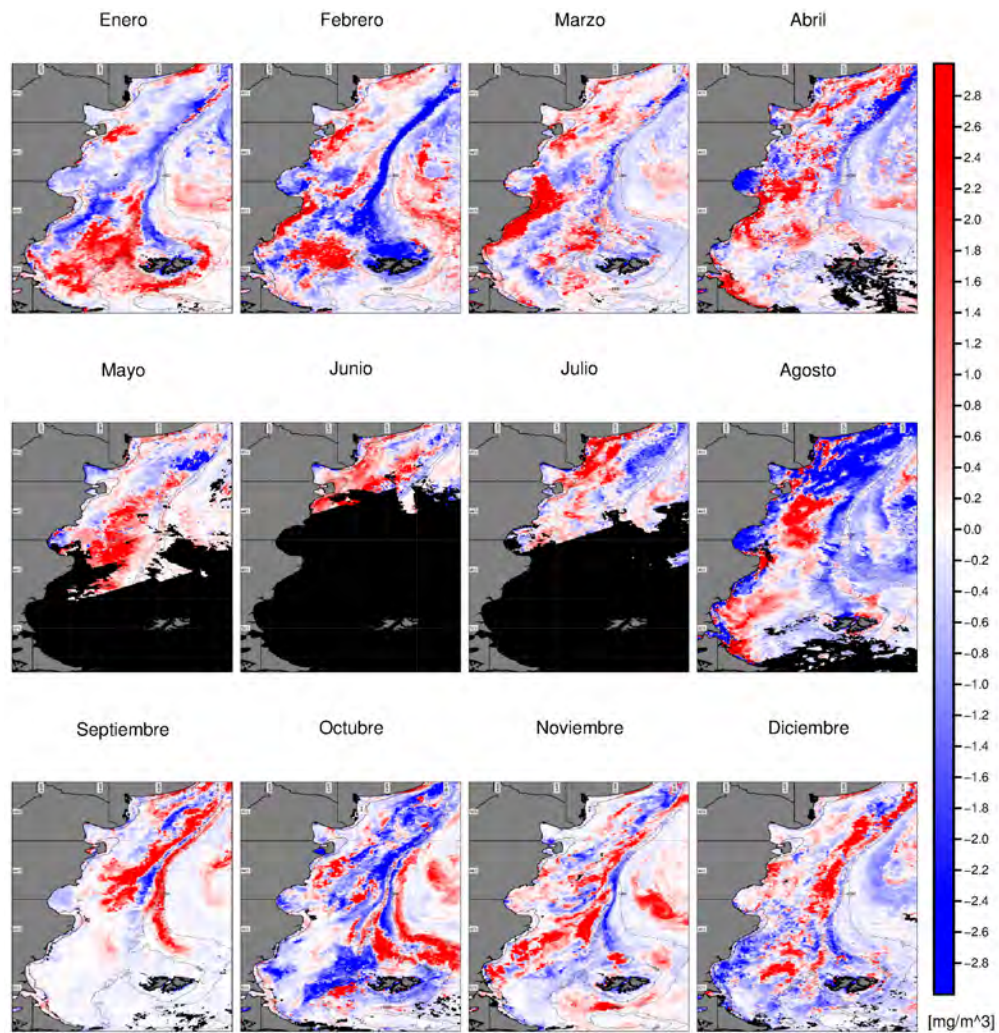


Figura B.58: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2012. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

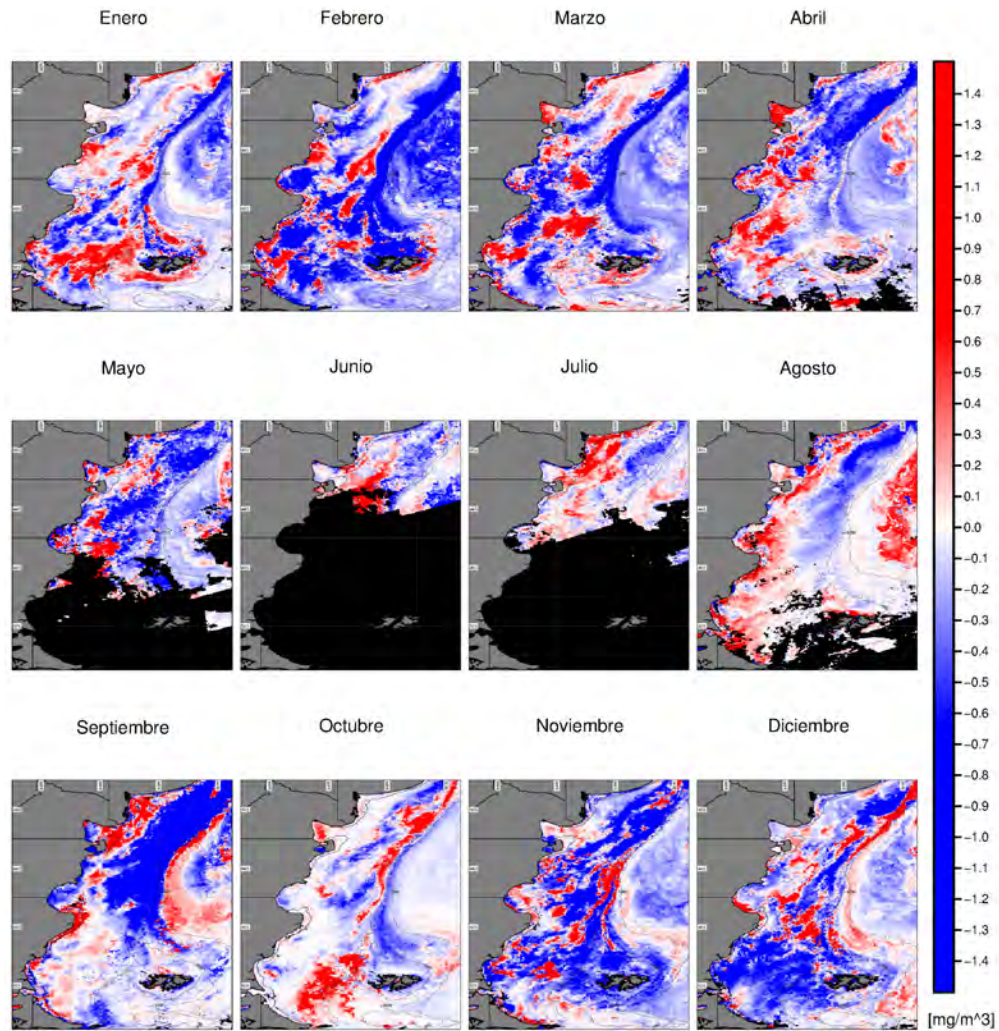
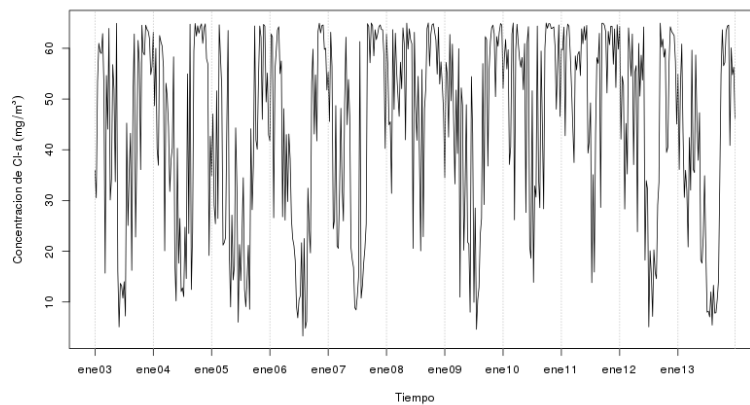


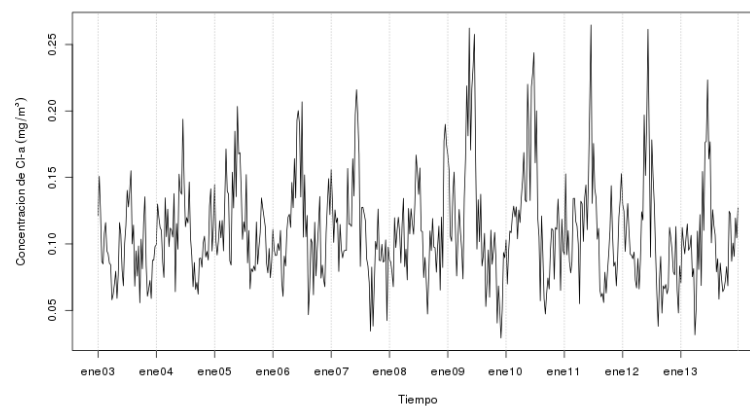
Figura B.59: Anomalías mensuales en la concentración mínima de clorofila (mg/m^3) del año 2013. Zonas en negro representan áreas sin datos. Se muestran las isobatas de 200 y 1000 metros. La línea cercana a la costa representa el límite del área enmascarada a partir de la banda $R_{rs}(667)$ (Sección 5.3.4.1).

B.2.3 Variación temporal de la Cl-a

B.2.3.1 Series de tiempo de Cl-a

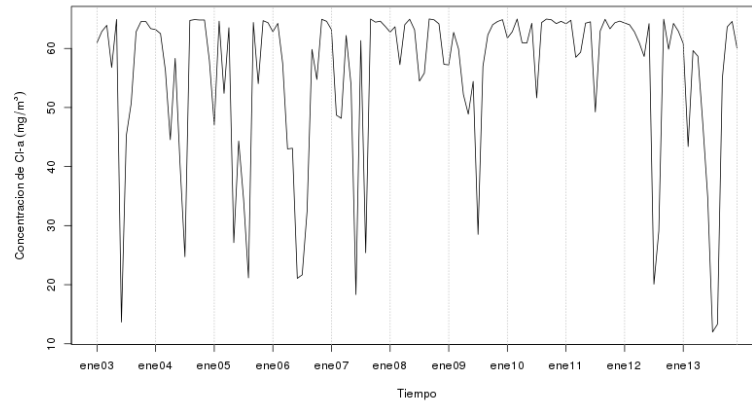


(a) Cl-a máxima

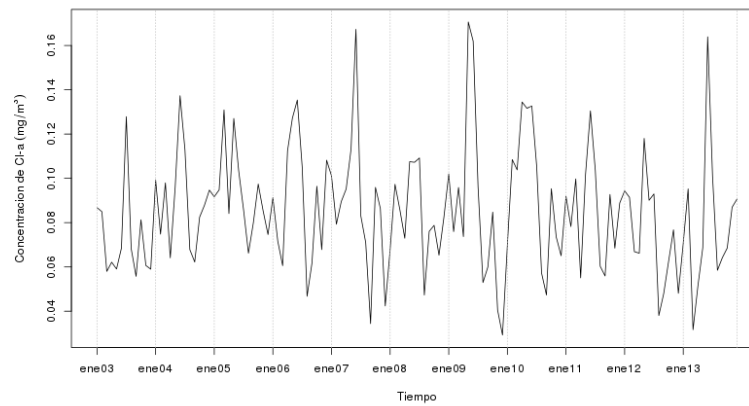


(b) Cl-a mínima

Figura B.60: Series de tiempo de la concentración máxima y mínima de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (promediado para toda el área de estudio en cada paso de tiempo de 8 días).

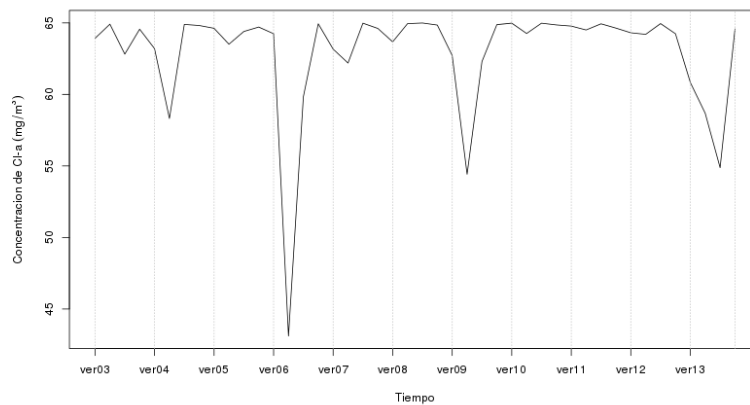


(a) Cl-a máxima

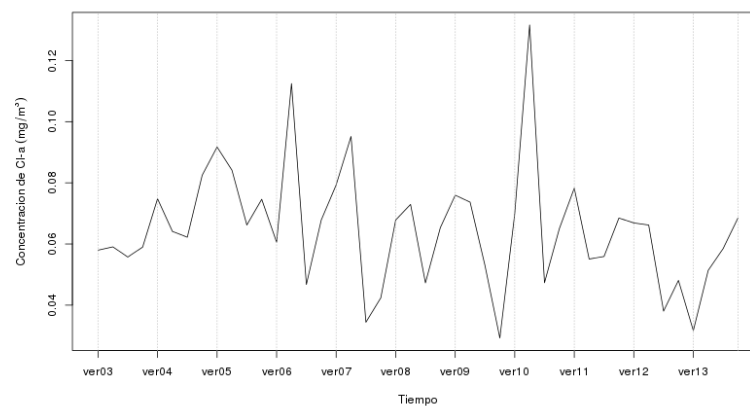


(b) Cl-a mínima

Figura B.61: Series de tiempo de la concentración máxima y mínima mensual de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (promediado para toda el área de estudio).



(a) Cl-a máxima



(b) Cl-a mínima

Figura B.62: Series de tiempo de la concentración máxima y mínima estacional de clorofila (mg/m^3) estimada a partir de MODIS/Aqua L3 para el período 2003-2013 (promediado para toda el área de estudio).

Apéndice C

Apéndice del Capítulo 6

C.1 HANTS

```
#!/bin/bash

# cambiando el numero de frecuencias
r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*_arg sep=comma' \
        nf=5 fet=0.1 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants1 amplitude=amp_hants1 phase=pha_hants1
echo "done hants1 nf=5"

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*_arg sep=comma' \
        nf=6 fet=0.1 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants2 amplitude=amp_hants2 phase=pha_hants2
echo "done hants2 nf=6"

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*_arg sep=comma' \
        nf=7 fet=0.1 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants3 amplitude=amp_hants3 phase=pha_hants3
echo "done hants3 nf=7"

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*_arg sep=comma' \
        nf=8 fet=0.1 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants4 amplitude=amp_hants4 phase=pha_hants4
echo "done hants4 nf=8"

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*_arg sep=comma' \
        nf=9 fet=0.1 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants5 amplitude=amp_hants5 phase=pha_hants5
echo "done hants5 nf=9"
```

```

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*arg sep=comma' \
        nf=10 fet=0.1 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants6 amplitude=amp_hants6 phase=pha_hants6
echo "done hants6 nf=10"

# cambiando el grado de sobredispersión
r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*arg sep=comma' \
        nf=6 fet=0.1 dod=0 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants7 amplitude=amp_hants7 phase=pha_hants7
echo "done hants7 dod=0"

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*arg sep=comma' \
        nf=6 fet=0.1 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants8 amplitude=amp_hants8 phase=pha_hants8
echo "done hants8 dod=11"

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*arg sep=comma' \
        nf=6 fet=0.1 dod=21 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants9 amplitude=amp_hants9 phase=pha_hants9
echo "done hants9 dod=21"

# cambiando la tolerancia de error en el ajuste
r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*arg sep=comma' \
        nf=6 fet=0.01 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants10 amplitude=amp_hants10 phase=pha_hants10
echo "done hants10 fet=0.01"

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*arg sep=comma' \
        nf=6 fet=0.1 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants11 amplitude=amp_hants11 phase=pha_hants11
echo "done hants11 fet=0.1"

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*arg sep=comma' \
        nf=6 fet=0.5 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants12 amplitude=amp_hants12 phase=pha_hants12
echo "done hants12 fet=0.5"

r.hants -lh input='g.mlist rast pat=*_CHL.*arg sep=comma' \
        nf=6 fet=1 dod=11 range=0.01,65.0 base_period=46 \
        suffix=_hants13 amplitude=amp_hants13 phase=pha_hants13
echo "done hants13 fet=1"

```

C.2 DINEOF

```

# importar base de datos espacio-temporal desde GRASS a R
r = read.tgrass("cla_null_mayor65", localName=FALSE, useTempDir=FALSE)
dim(r)
# [1] 408 360 506 (filas , columnas , mapas)

# transformar las tres dimensiones en dos
my_cla_m <- as.matrix(r)
dim(my_cla_m)
# [1] 146880 506

# transponer la matriz (tiempo en las columnas, las imágenes en las filas)
my_cla_mt <- t(my_cla_m)
dim(my_cla_mt)
# [1] 506 146880

# DINEOF
RES <- dineof(my_cla_mt)

# asignar a m la matriz de resultados
m <- RES$Xa

# crear un objeto raster de la extensión, resolución y proyección blanco
r2 <- raster(nrows=408, ncols=360, xmn=-70, xmx=-55, ymn=-55, ymx=-38,
            crs="+proj=longlat +datum=WGS84")

# volver a generar la estructura de la base de datos espacio-temporal
# y rellenarla con los datos de la matriz obtenida de DINEOF
l <- lapply(1:nrow(m), function(i) {
  setValues(r2, m[i,])
})

# crear un stack con la lista de rasters anterior
s <- stack(l)

# crear una serie de tiempo para el stack
st_2003<-seq(as.Date("2003/1/1"), as.Date("2003/12/31"), by="8 days")
st_2004<-seq(as.Date("2004/1/1"), as.Date("2004/12/31"), by="8 days")
st_2005<-seq(as.Date("2005/1/1"), as.Date("2005/12/31"), by="8 days")
st_2006<-seq(as.Date("2006/1/1"), as.Date("2006/12/31"), by="8 days")
st_2007<-seq(as.Date("2007/1/1"), as.Date("2007/12/31"), by="8 days")
st_2008<-seq(as.Date("2008/1/1"), as.Date("2008/12/31"), by="8 days")
st_2009<-seq(as.Date("2009/1/1"), as.Date("2009/12/31"), by="8 days")
st_2010<-seq(as.Date("2010/1/1"), as.Date("2010/12/31"), by="8 days")
st_2011<-seq(as.Date("2011/1/1"), as.Date("2011/12/31"), by="8 days")
st_2012<-seq(as.Date("2012/1/1"), as.Date("2012/12/31"), by="8 days")
st_2013<-seq(as.Date("2013/1/1"), as.Date("2013/12/31"), by="8 days")

```

```

start_time<-c(st_2003, st_2004, st_2005, st_2006, st_2007, st_2008, st_2009,
              st_2010, st_2011, st_2012, st_2013)

# asignar tiempo al stack
s2<-setZ(s, start_time, name='time')
getZ(s2)

# exportar
write.tgrass(s2, "dineof_cla.tar.gz")

```

C.3 Índices Fenológicos

C.3.1 Número de ciclos por año

```

r.series input='g.list rast pat=amp_hants* sep=', ' \
         output=dominant_freq_hants method=max_raster

```

C.3.1.1 Fecha del máximo

```

# ejemplo con serie original

t.rast.mapcalc --n inputs=cla_null_mayor65 output=date_max_cla \
expression="if(cla_null_mayor65 == max_cla, start_doy(), null())" \
basename=date_max_cla

t.rast.series input=date_max_cla method=maximum \
output=series_date_max_cla

t.rast.aggregate input=cla_null_mayor65 granularity="1 year" \
method=max_raster output=yearly_max_index_orig \
basename=yearly_max_index_orig

```

C.3.2 Determinación Fecha de inicio del florecimiento

C.3.2.1 Por máxima pendiente

```

# calculo pendientes
t.rast.mapcalc2 expression="slope_cla = (cla[1]-cla[0])/8.0" \

```



```

basename=slope_cla

t.rast.aggregate input=slope_cla granularity="1 year" \
method=max_raster output=max_slope_index basename=max_slope_index

# indice a DOY
for i in `seq 1 11` ; do
  r.reclass input=max_slope_index-${i} output=max_slope_doy-${i} \
  rules=rules_index2doy
done

```

C.3.2.2 Por umbral

```

# datos de Cl-a
matriz_cla_completa<-readRDS("dineof_cla.rds")
matriz_cla_completa[is.na(matriz_cla_completa)]<-NA

# indice del maximo anual (valores entre 0 y 45)
max_index_completa<-readRDS("index_dineof_cla.rds")

# arreglar escala de los indices de los maximos (de 1 a 506)
for (year in 1:dim(max_index_completa)[1]) {
  for (pixel in 1:dim(max_index_completa)[2]) {
    max_index_completa[year, pixel]<-max_index_completa[year, pixel]+1+(year-1)*46
  }
}

# vector con los numeros de las columnas que no tienen NA
columnas_bien=vector()
i=1
for (pixel in 1:tamano_cla[2]) {
  if (!is.na(matriz_cla[1, pixel])) {
    columnas_bien[i]<-pixel
    i=i+1
  }
}

# vector con los numeros de las columnas con NA
columnas_na=vector()
i=1
for (pixel in 1:dim(matriz_cla)[2]) {
  if (is.na(matriz_cla[1, pixel])) {
    columnas_na[i]<-pixel
    i=i+1
  }
}

```

```

columnas_bien_index=vector()
i=1
for (pixel in 1:dim(max_index)[2]) {
  if (!is.na(max_index[1,pixel])) {
    columnas_bien_index[i]<-pixel
    i=i+1
  }
}

columnas_na_index=vector()
i=1
for (pixel in 1:dim(max_index)[2]) {
  if (is.na(max_index[1,pixel])) {
    columnas_na_index[i]<-pixel
    i=i+1
  }
}

# matriz para almacenar los resultados (11 a os x 150000 columnas)
start_date<-matrix(NA,tamano_max_index[1],tamano_cla[2])
(dim(start_date))

# programa principal

for (pixel in columnas_bien) {
  umbral<-1.05*median(matriz_cla[,pixel])
  print(pixel)
  if (umbral > max(matriz_cla[,pixel])) {
    start_date[,pixel]<--5555
  } else {
    for (t in 1:1) {
      if ( max_index[t,pixel] <= 10 ) {
        start_date[t,pixel]<--9999
      } else {
        j=max_index[t,pixel]
        i=0
        #print(c(j,pixel,matriz_cla[j,pixel]))
        while ( matriz_cla[j,pixel] > umbral & i <= 8 ) {
          i=i+1
          if ( matriz_cla[j-1,pixel] < umbral & matriz_cla[j-2,pixel] < umbral ) {
            start_date[t,pixel]<-j
          } else {
            start_date[t,pixel]<--9999
          }
        }
        j=j-1
      }
    }
  }
}

```

```

}
for ( t in 2:tamaño_max_index[1] ) {
  j=max_index[t, pixel]
  i=0
  #print(c(j, pixel, matriz_cla[j, pixel]))
  while ( matriz_cla[j, pixel] > umbral & i <= 20 ) {
    i=i+1
    if ( matriz_cla[j-1, pixel] < umbral & matriz_cla[j-2, pixel] < umbral ) {
      start_date[t, pixel]<-j
    } else {
      start_date[t, pixel]<--9999
    }
    j=j-1
  }
}
}
}
}

```

C.4 Índices Estadísticos

C.4.1 Frecuencia y porcentaje de ocurrencia de florecimientos

```

# serie completa (conteos)
t.rast.series input=cla_005_higher_median_class \
  output=005_total_bloom_freq method=count

# serie completa (%)
r.mapcalc expression="005_total_bloom_perc=(005_total_bloom_freq*100.0)/ \
  count_cla_2003_2013"

# conteos por año
t.rast.aggregate input=cla_005_higher_median_class method=count \
  granularity="1 year" output=005_year_bloom_freq \
  basename=005_yearly_bloom_freq

# porcentajes por año
for i in 'seq 1 11' ; do
r.mapcalc \
  expression="005_year_bloom_perc_{$i}=(005_year_bloom_freq_{$i}*100)/ \
  vd_yearly_count_{$i}"
done

```

Referencias

- Acha, E. M., Mianzan, H. W., Guerrero, R. A., Favero, M., & Bava, J. (2004). Marine fronts at the continental shelves of austral south america, physical and ecological processes.
- Aiken, J., Moore, G. F., & Holligan, P. M. (1992). Remote sensing of oceanic biology in relation to global climate change. *J Phycol*, 28:579–590.
- Akselman, R. (1994). Especies fitoplanctónicas toxigénicas o potencialmente nocivas detectadas en el mar argentino. Taller Regional de Planificación Científica sobre Floraciones Algas Nocivas. Informe de Reunión. Anexo III 101, COI/UNESCO.
- Almandoz, G. O., Ferrario, M., Ferreyra, G. A., Schloss, I. R., Esteves, J. L., & Paparazzo, F. E. (2007). The genus pseudo-nitzschia (bacillariophyceae) in continental shelf waters of argentina (southwestern atlantic ocean, 38 – 55°8 s). *Harmful Algae*, 6:93–103.
- Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Beckers, J. M., & Weisberg, R. H. (2007). Multivariate reconstruction of missing data in sea surface temperature, chlorophyll, and wind satellite fields. *J. Geophys. Res.*, 112:C03008.
- Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Rixen, M., & Beckers, J. (2005). Reconstruction of incomplete oceanographic data sets using empirical orthogonal functions: application to the adriatic sea surface temperature. *Ocean Modelling*, 9(4):325–346.
- Antoine, D. e. (2004). Guide to the creation and use of ocean-colour, level-3, binned data products. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group 4, International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG).
- Beckers, J.-M. & Rixen, M. (2003). EOF calculations and data filling from incomplete oceanographic datasets. *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*, 20.

- Behrenfeld, M. J., O'Malley, R. T., Siegel, D. A., McClain, C. R., Sarmiento, J. L., Feldman, G., Milligan, A. J., Falkowski, P., Letelier, R. M., & Boss, E. S. (2006). Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature*, 444:752–755.
- Bianchi, A. A., Bianucci, L., Piola, A. R., Ruiz Pino, D., Schloss, I., Poisson, A., & Balestrini, C. F. (2005). Vertical stratification and air-sea CO₂ fluxes in the Patagonian shelf. *J. Geophys. Res.*, 110:C07003.
- Blondeau-Patissier, D., Gower, J. F., Dekker, A. G., Phinn, S. R., & Brando, V. E. (2014). A review of ocean color remote sensing methods and statistical techniques for the detection, mapping and analysis of phytoplankton blooms in coastal and open oceans. *Progress in Oceanography*, 123:123–144.
- Bogazzi, E., Baldoni, A., Rivas, A., Martos, P., Reta, R., Orensanz, J. M., Lasta, M., Dell'Arciprete, P., & Werner, F. (2005). Spatial correspondence between areas of concentration of Patagonian scallop (*Zygochlamys patagonica*) and frontal systems in the southwestern Atlantic. *Fish. Oceanogr.*, 14:359–376.
- Borrione, I. & Schlitzer, R. (2013). Distribution and recurrence of phytoplankton blooms around South Georgia, Southern Ocean. *Biogeosciences*, 10:217–231.
- Bracher, A., Vountas, M., Dinter, T., Burrows, J. P., Röttgers, R., & Peeken, I. (2009). Quantitative observation of cyanobacteria and diatoms from space using phytoDOAS on SCIAMACHY data. *Biogeosciences*, 6:751–764.
- Brandhorst, W. & Castello, J. P. (1971). Evaluación de los recursos de anchoíta (*Engraulis anchoíta*) frente a la Argentina y Uruguay I: Las condiciones oceanográficas, sinopsis del conocimiento actual sobre la anchoíta y el plan para su evaluación. *Proy. Des. Pesq. Ser. Inf. Tec.*, 29:63 pp.
- Brandini, F. P., Boltovskoy, D., Piola, A., Kocmur, S., Röttgers, R., Abreau, P. C., & Lopes, R. M. (2000). Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30–62°S). *Deep Sea Research*, 1:1015–1033.
- Brody, S. R., Lozier, M. S., & Dunne, J. P. (2013). A comparison of methods to determine phytoplankton bloom initiation: METHODS TO DETERMINE BLOOM INITIATION. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118:2345–2357.

- Campagna, C., Quintana, F., Le Boeuf, B., Blackwell, S., & Crocker, D. (1998). Diving behaviour and foraging ecology of female southern elephant seals from patagonia. *Aquatic Mammals*, 24:1–11.
- Carreto, J., Carignan, M., Montoya, N., & Cucchi Colleoni, A. (2007). Ecología del fitoplancton en los sistemas frontales del mar argentino. *El mar Argentino y sus recursos pesqueros*, 5:11–31.
- Carreto, J. I., Benavides, H. R., Negri, R. M., & Glorioso, P. D. (1986). Toxic red-tide in the argentine sea. phytoplankton distribution and survival of the toxic dinoflagellate *Gonyaulax excavata* in a frontal area. *Journal of Plankton Research*, 8:15–28.
- Carreto, J. I., Lutz, V. A., Carignan, M. O., Colleoni, A. D. C., & Marcos, S. (1995). Hydrography and chlorophyll-a in a transect from the coast to the shelf-break in the argentinean sea. *Cont. Shelf Res.*, 15:315–336.
- Carreto, J. I., Negri, R., & Benavides, H. (1981). Fitoplancton, pigmentos y nutrientes. resultados campañas iii y iv del b/i shinkai maru, 1978. In: *Campañas de investigación pesquera realizadas en el Mar Argentino, años 1978 y 1979.*, V. Angelescu, ed., pages 181–201. Inst. Nac. de Investigación y Desarrollo Pesquero.
- Chuvieco, E. (2010). *OpTeledetección Ambiental, 3a Edición*. Ariel.
- Compagnucci, M. (2011). *Utilizacion de tecnologia espacial asociado a floraciones algales y presencia de Vibrios*. PhD thesis, Universidad de Cordoba.
- CONAE (2013). Sabia-mar. preliminary mission requirements and scenarios. Document SB-0400-RQ-00100. RELEASE C., CONAE.
- Copello, S., Dogliotti, A. I., Gagliardini, D. A., & Quintana, F. (2011). Oceanographic and biological landscapes used by the southern giant petrel during the breeding season at the patagonian shelf. *Marine Biology*, 158:1247–1257.
- Devercelli, M. (2010). Changes in phytoplankton morpho-functional groups induced by extreme hydroclimatic events in the middle paraná a river (argentina). *Hydrobiologia*, 639:5–19.
- Dierssen, H. M. (2010). Perspectives on empirical approaches for ocean color remote sensing of chlorophyll in a changing climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(40):17073–17078.

- Dogliotti, A., Lutz, V., & Segura, V. (2014). Estimation of primary production in the southern argentine continental shelf and shelf-break regions using field and remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 140:497–508.
- Dogliotti, A. I. (2007). *Estimacion de la biomasa fitoplanctonica mediante el sensoramiento remoto del color del mar y datos de campo en la plataforma continental patagonica*. PhD thesis, Universidad de Buenos Aires.
- Dogliotti, A. I., Schloss, I. R., Almandoz, G. O., & Gagliardini, D. A. (2009). Evaluation of seawifs and modis chlorophyll-a products in the argentinean patagonian continental shelf (38° s - 55° s). *International Journal of Remote Sensing*, 30:251–273.
- D'Ortenzio, F., Antoine, D., Martinez, E., & Ribera d'Alcalà, M. (2012). Phenological changes of oceanic phytoplankton in the 1980s and 2000s as revealed by remotely sensed ocean-color observations: OCEANIC PHYTOPLANKTON PHENOLOGY CHANGES. *Global Biogeochemical Cycles*, 26:GB4003.
- Edwards, M. & Richardson, A. J. (2004). Impact of climate change on marine pelagic phenology and trophic mismatch. *Nature*, 430:881–884.
- Ehrlich, M. D. (2000). Distribución y abundancia de huevos, larvas y juveniles de merluza (*merluccius hubbsi*) en la zona común de pesca argentino-uruguaya 1996-1998. *Fren. Mar.*, 18:31–44.
- Falkowski, P. (2012). Ocean science: the power of plankton. *Nature*, 483:S17–S20.
- Ferreira, A., Garcia, C. A., Dogliotti, A. I., & Garcia, V. M. (2013). Bio-optical characteristics of the patagonia shelf break waters: Implications for ocean color algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 136:416–432.
- Field, C. B., Behrenfeld, M. J., Randerson, J. T., & Falkowski, P. (1998). Primary production of the biosphere: Integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 281:237–240.
- Food and Agricultural Organization (1994). World review of highly migratory and straddling stocks. Fish. Tech. Pap. 337.
- Fu, M., Wang, Z., Li, Y., Li, R., Sun, P., Wei, X., Lin, X., & Guo, J. (2009). Phytoplankton biomass size structure and its regulation in the southern yellow sea (china): Seasonal variability. *Continental Shelf Research*, 29:2178–2194.

- Gagliardini, D. A. & Rivas, A. L. (2004). Environmental characteristics of san matías gulf obtained from landsat tm and etm+ data. *Gayana*, 68:186–193.
- Ganzedo, U., Erdaide, O., Trujillo-Santana, A., Alvera-Azcárate, A., & Castro, J. J. (2013). Reconstruction of spatiotemporal capture data by means of orthogonal functions: the case of skipjack tuna (<i>katsuwonus pelamis</i>) in the central-east atlantic. *Scientia Marina*, 77(4):575–584.
- Garcia, C. & Garcia, V. T. M. (2008). Variability of chlorophyll-a from ocean color images in the la plata continental shelf region. *Continental Shelf Research*, 28:1568–1578.
- Garcia, C. A. E., Garcia, V. M. T., Dogliotti, A. I., Ferreira, A., Romero, S. I., Mannino, A., Souza, M. S., & Mata, M. M. (2011). Environmental conditions and bio-optical signature of a coccolithophorid bloom in the patagonian shelf. *Journal of Geophysical Research*, 116.
- García, C. A. E., García, V. M. T., & McClain, C. R. (2005). Evaluation of seawifs chlorophyll algorithms in the southwestern atlantic and southern oceans. *Remote Sensing of Environment*, 95:125–137.
- Garcia, C. A. E., Sarma, Y. V. B., Mata, M. M., & Garcia, M. T. (2004). Chlorophyll variability and eddies in the brazil-malvinas confluence region. *Deep Sea Res.*, 51:159–172.
- Garcia, V., Garcia, C., Mata, M., Pollery, R., Piola, A., Signorini, S., McClain, C., & Iglesias Rodriguez, M. (2008a). Environmental factors controlling the phytoplankton blooms at the patagonia shelf-break in spring. *Deep Sea Research Part I*, 55:1150–1166.
- Garcia, V. M., Garcia, C. A., Mata, M. M., Pollery, R. C., Piola, A. R., Signorini, S. R., McClain, C. R., & Iglesias-Rodriguez, M. D. (2008b). Environmental factors controlling the phytoplankton blooms at the patagonia shelf-break in spring. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55:1150–1166.
- Garcia, V. M., Garcia, C. A., Mata, M. M., Pollery, R. C., Piola, A. R., Signorini, S. R., McClain, C. R., & Iglesias-Rodriguez, M. D. (2008c). Environmental factors controlling the phytoplankton blooms at the patagonia shelf-break in spring. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55:1150–1166.
- García, V. M. T., Signorini, S., García, C. A. E., & McClain, C. R. (2006). Empirical and semi-analytical chlorophyll algorithms in the southwestern atlantic coastal region (25-40° s and 60-45° w). *International Journal of Remote Sensing*, 27:1539–1562.

- Gargett, A. E. & Marra, J. (2002). Effects of upper ocean physical processes (turbulence, advection and air-sea interaction) on oceanic primary production. In: *The Sea. Volume 12.*, A. Robinson, J. Mccarthy, & B. Rothschild, ed., pages 19–49. John Wiley and Sons Inc.
- Gebbert, S. & Pebesma, E. (2014). A temporal GIS for field based environmental modeling. *Environmental Modelling & Software*, 53:1–12.
- Glorioso, P. & Flather, R. A. (1995). A barotropic model of the currents off se south america. *J. Geophys. Res.*, 100:13427–13440.
- Gonzalez Silvera, A., Santamaria del Angel, E., Garcia, V. M. T., Garcia, C. A. E., Millan Nunez, R., & Muller Karger, F. (2004). Biogeographical regions of the tropical and subtropical atlantic ocean off south america: classification based on pigment (czcs) and chlorophyll-a (sea wifs) variability. *Cont. Shelf Res.*, 24:983–1000.
- Gordon, H. R. & McCluney, W. R. (1975). Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Applied Optics*, 14:413–416.
- GRASS Development Team (2014). Geographic resources analysis support system (grass). software, version 7.1.
- Gregg, W. W., Casey, N. W., & McClain, C. R. (2005). Recent trends in global ocean chlorophyll. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L03606.
- Gregg, W. W. & Conkright, M. E. (2002). Decadal changes in global ocean chlorophyll. *Geophys. Res. Lett.*, 29:1730.
- Gregg, W. W. & Rousseaux, C. S. (2014). Decadal trends in global pelagic ocean chlorophyll: A new assessment integrating multiple satellites, in situ data, and models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119:1–13.
- Greve, W., Prinage, S., Zidowitz, H., Nast, J., & Reiners, F. (2005). On the phenology of north sea ichthyoplankton. *ICES J. Mar. Sci.*, 62:1216–1223.
- Grimm, A., Barros, V., & Doyle, M. (2000). Climate variability in southern south america associated with el niño and la niña events. *Journal of Climate*, 13:31–58.
- Guerrero, R. A., Acha, E. M., Framiñan, M. B., & Lasta, C. A. (1997). Physical oceanography of the río de la plata estuary, argentina. *Continental Shelf Research*, 17:727–742.

- Guerrero, R. A. & Piola, A. R. (1997). Masas de agua en la plataforma continental. In: *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros. Volumen I.*, E. Boschi, ed., pages 107–118. Inst. Nac. de Investigación y Desarrollo Pesquero.
- Gómez, M. I., Piola, A. R., Kattner, G., & Alder, V. A. (2011). Biomass of autotrophic dinoflagellates under weak vertical stratification and contrasting chlorophyll levels in subantarctic shelf waters. *J Plankton Res*, 33:1304–1310.
- Hays, G. C., A. J. R. & Robinson, C. (2005). Climate change and marine plankton. *Trends Ecol. Evol.*, 20:337–344.
- He, X., Bai, Y., Pan, D., Chen, C.-T. A., Cheng, Q., Wang, D., & Gong, F. (2013). Satellite views of the seasonal and interannual variability of phytoplankton blooms in the eastern china seas over the past 14 yr (1998–2011). *Biogeosciences*, 10:4721–4739.
- Henson, S., Dunne, J., & Sarmiento, J. (2009). Decadal variability in north atlantic phytoplankton blooms. *J. Geophys. Res.*, 114:c04013.
- Henson, S., Lampitt, R., & Johns, D. (2012). Variability in phytoplankton community structure in response to the north atlantic oscillation and implications for organic carbon flux. *Limnology and Oceanography*, 57:1591–1601.
- Henson, S., Robinson, I., Allen, J., , & Waniek, J. (2006). Effect of meteorological conditions on interannual variability in timing and magnitude of the spring bloom in the irvinger basin, north atlantic. *Deep Sea Res. Part I*, 53:1601–1615.
- Henson, S. A. & Thomas, A. C. (2007). Interannual variability in timing of bloom initiation in the california current system. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Hu, C., Feng, L., & Lee, Z. (2013). Uncertainties of SeaWiFS and MODIS remote sensing reflectance: Implications from clear water measurements. *Remote Sensing of Environment*, 133:168–182.
- Huot, Y., Babin, M., Bruyant, F., Grob, C., Twardowski, M. S., & Claustre, H. (2007). Relationship between photosynthetic parameters and different proxies of phytoplankton biomass in the subtropical ocean. *Biogeosciences*, 4:853–868.
- Jeffrey, S., Mantoura, R., & Wright, S. e. (1997). *Phytoplankton Pigments in Oceanography: A Guide to Advanced Methods*. SCOR-UNESCO.

- Ji, R., Edwards, M., Mackas, D., Runge, J., & Thomas, A. (2010). Marine plankton phenology and life history in a changing climate: Current research and future directions. *J. Plankton Res.*, 32:1355–1368.
- Kahru, M., Brotas, V., Manzano-Sarabiaz, M., & Mitchell, B. (2011). Are phytoplankton blooms occurring earlier in the arctic? *Global Change Biol.*, 17.
- Kim, H. J., Miller, A. J., McGowan, J., & Carter, M. (2009). Coastal phytoplankton blooms in the southern california bight. *Progr. Oceanogr.*, 82:137–147.
- Knaeps, E., Dogliotti, A. I., Raymaekers, D., Ruddick, K., & Sterckx, S. (2012). In situ evidence of non-zero reflectance in the OLCI 1020nm band for a turbid estuary. *Remote Sensing of Environment*, 120:133–144.
- Koponen, S., Pulliainen, J., Kallio, K., & Hallikainen, M. (2002). Lake water quality classification with airborne hyperspectral spectrometer and simulated meris data. *Remote Sensing of Environment*, 79:51–59.
- Korb, R. E., Whitehouse, M. J., Atkinson, A., & Thorpe, S. E. (2008). Magnitude and maintenance of the phytoplankton bloom at south georgia: a naturally iron-replete environment. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 368:75–91.
- Kutser, T. (2009). Passive optical remote sensing of cyanobacteria and other intense phytoplankton blooms in coastal and inland waters. *International Journal of Remote Sensing*, 30:4401–4425.
- Lampert, L., Queguiner, B., Labasque, T., Pichon, A., & Lebreton, N. (2002). Spatial variability of phytoplankton composition and biomass on the eastern continental shelf of bay of biscay (north-east atlantic ocean). evidence for a bloom of emiliania huxley (prymnesiophyceae) in spring 1998. *Continental Shelf Research*, 22:1225–1247.
- Landsberg, J. H. (2002). The effects of harmful algal blooms on aquatic organisms. *Reviews in Fisheries Science*, 10(2):113–390.
- Lee, Z.-P. e. (2006). Remote sensing of inherent optical properties: Fundamentals, tests of algorithms, and applications. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group 5, International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG).
- Lewandowska, A. M., Boyce, D. G., Hofmann, M., Matthiessen, B., Sommer, U., & Worm, B. (2014). Effects of sea surface warming on marine plankton. *Ecology Letters*, 17:614–623.

- Li, J. & Clarke, A. (2004). Coastline direction, interannual flow, and the strong el niño currents along australia's nearly zonal southern coast. *Journal of Physical Oceanography*, 34:2373–2381.
- Li, W. K. W. (2002). Macroecological patterns of phytoplankton in the northwestern north atlantic ocean. *Nature*, 419:154–157.
- Li, W. K. W. & Harrison, W. G. (2008). Propagation of an atmospheric climate signal to phytoplankton in a small marine basin. *Limnol. Oceanogr.*, 53:1734–1745.
- Longhurst, A. (1998). *Ecological Geography of the Sea*. Elsevier.
- Longhurst, A., Sathyendranath, S., Platt, T., & Caverhill, C. (1995). An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J Plankton Res*, 17:1245–1271.
- Lutz, V. A., Segura, V., Dogliotti, A. I., Gagliardini, D. A., Bianchi, A. A., & Balestrini, C. F. (2010). Primary production in the argentine sea during spring estimated by field and satellite models. *Journal of Plankton Research*, 32:181–195.
- Lutz, V. A., Subramaniam, A., Negri, R. M., & Carreto, J. I. (2006). Annual variations in bio-optical properties at the “estación permanente de estudios ambientales (epea)” coastal station, argentina. *Continental Shelf Research*, 26:1093–1112.
- Machado, I., Barreiro, M., & Calliari, D. (2013). Variability of chlorophyll-a in the southwestern atlantic from satellite images: Seasonal cycle and enso influences. *Continental Shelf Research*, 53:102–109.
- Mackas, D., Batten, S., & Trudel, M. (2007). Effects on zooplankton of a warmer ocean: Recent evidence from the northeast pacific. *Prog. Oceanogr.*, 75:223–252.
- Mackas, D., Greve, W., Edwards, M., Chiba, S., Tadokoro, K., Eloire, D., Mazzocchi, M., Batten, S., Richardson, A., Johnson, C., Head, E., Conversi, A., & Peluso, T. (2012). Changing zooplankton seasonality in a changing ocean: Comparing time series of zooplankton phenology. *Progress in Oceanography*, 97:31–62.
- Marrari, M. and Signorini, S. R., McClain, C. R., Pajaro, M., Martos, P., Vinas, M. D., Hansen, J., Dimauro, R., Cepeda, G., & Buratti, C. (2013). Reproductive success of the argentine anchovy, *Engraulis anchoita*, in relation to environmental variability at a mid-shelf front (southwestern atlantic ocean). *Fisheries Oceanography*, 22:247–261.

- Matano, R. P. & Palma, E. D. (2008). On the upwelling of downwelling currents. *Journal of Physical Oceanography*, 38:2482–2500.
- McClain, C. R. & Meister, G. e. (2012). Mission requirements for future ocean-colour sensors. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group 13, International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG).
- Moore, T. S., Dowell, M. D., & Franz, B. A. (2012). Detection of coccolithophore blooms in ocean color satellite imagery: A generalized approach for use with multiple sensors. *Remote Sensing of Environment*, 117:249–263.
- Morel, A. (1980). In-water and remote measurement of ocean color. *Boundary-Layer Meteorology*, 18:177–201.
- Morel, A. (1988). Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case i waters). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93:10749–10768.
- Morel, A. & Berthon, J. F. (1989). Surface pigments, algal biomass profile, and potential production of the euphotic layer: relationship investigated in view of remote sensing applications. *Limnology and Oceanography*, 34:1545–1562.
- Moreno, D. V., Marrero, J. P., Morales, J., García, C. L., Úbeda, M. J., Rueda, M. J., & Llinás, O. (2012). Phytoplankton functional community structure in argentinian continental shelf determined by hplc pigment signature. *Estuar Coast Shelf Sci*, 100:78–81.
- Negri, R. M., Silva, R. I., & Balestrini, C. F. (2007). *Emiliania huxleyi* y otros cocolitofóridos en el mar argentino. *Sociedad argentina de Botánica*, 42:185.
- Negri, R. N., Carreto, J. I., Benavides, H. R., Akselman, R., & Lutz, V. A. (1992). An unusual bloom of *gyrodinium* cf. *aureolum* in the argentine sea: community structure and conditioning factors. *J Plankton Res*, 14:261–269.
- O'Reilly, J. E. & 24 Coauthors (2000). Seawifs postlaunch calibration and validation analyses, part 3. NASA Tech. Memo. 2000–206892 11, NASA Goddard Space Flight Center.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchell, B. G., Siegel, D., Carder, K. L., Garver, S., Kahru, M., & McClain, C. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFs. *Journal of Geophysical Research*, 103:24937–24953.

- PACE Mission Science Definition Team (2012). A report of the pre-aerosol, clouds, and ocean ecosystem (pace) mission science definition team. Technical report, NASA.
- Palma, E. D., Matano, R. P., & Piola, A. R. (2004). A numerical study of the southwestern atlantic shelf circulation: 1. barotropic response to tidal and wind forcing. *Journal of Geophysical Research*, 109:C08014.
- Palma, E. D., Matano, R. P., & Piola, A. R. (2008). A numerical study of the southwestern atlantic shelf circulation: stratified ocean response to local and offshore forcing. *Journal of Geophysical Research*, 113:c11010.
- Paparazzo, F. E. (2003). *Evolución de nutrientes inorgánicos en aguas oceánicas y su relación con la biomasa fitoplanctónica*. PhD thesis, UNPSJB.
- Parker, G., Paterlini, C. M., & Violante, R. A. (1997). El fondo marino. In: *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros. Volumen 1.*, E. Boschi, ed., pages 65–87. Inst. Nac. de Investigación y Desarrollo Pesquero.
- Piola, A., Romero, S., & Zajaczkovski, U. (2008). Space-time variability of the plata plume inferred from ocean color. *Continental Shelf Research*, 28:1556–1567.
- Piola, A. R. & Gordon, A. L. (1989). Intermediate waters in the southwest south atlantic. *Deep Sea Res.*, 36:1–16.
- Piola, A. R. & Rivas, A. L. (1997). Corrientes en la plataforma continental. In: *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros. Volumen 1.*, E. Boschi, ed., pages 119–132. Inst. Nac. de Investigación y Desarrollo Pesquero.
- Platt, T., Fuentes-Yaco, C., & Frank, K. (2003). Spring algal bloom and larval fish survival. *Nature*, 423:398–399.
- Platt, T., Hoepffner, N., Stuart, V., & Brown, C. e. (2008). Why ocean colour? the societal benefits of oceancolour technology. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group 7, International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG).
- Platt, T., White III, G., Zhai, L., Sathyendranath, S., & Roy, S. (2009). The phenology of phytoplankton blooms: Ecosystem indicators from remote sensing. *Ecol. Model.*, 220:3057–3069.

- Podesta, G. P. (1997). Utilización de datos satelitarios en investigaciones oceanográficas y pesqueras en el océano atlántico sudoccidental. In: *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros. Volumen 1.*, E. Boschi, ed., pages 195–222. Inst. Nac. de Investigación y Desarrollo Pesquero.
- Polovina, J. J., Howell, E., Kobayashi, D. R., & Seki, M. P. (2001). The transition zone chlorophyll front, a dynamic global feature defining migration and forage habitat for marine resources. *Progress in Oceanography*, 49:469–483.
- Polovina, J. J., Howell, E. A., & Abecassis, M. (2008). Ocean's least productive waters are expanding. *Geophysical Research Letters*, 35(3):L03618.
- R Core Team (2014). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing.
- Racault, M.-F., Le Quéré, C., Buitenhuis, E., Sathyendranath, S., & Platt, T. (2012). Phytoplankton phenology in the global ocean. *Ecological Indicators*, 14:152–163.
- Rivas, A., Dogliotti, A., & Gagliardini, D. (2006). Seasonal variability in satellite-measured surface chlorophyll in the patagonian shelf. *Continental Shelf Research*, 26:703–720.
- Rivas, A. L. (2006). Quantitative estimation of the influence of surface thermal fronts over chlorophyll concentration at the patagonian shelf. *Journal of Marine Systems*, 63:183–190.
- Rivas, A. L. & Piola, A. R. (2002). Vertical stratification at the shelf off northern patagonia. *GeoCont. Shelf Res.*, 22:1549–1558.
- Rodrigues, R. M. & Williams, P. J. (2002). Inorganic nitrogen assimilation by picoplankton and whole plankton in a coastal ecosystem. *Limnol. Oceanogr.*, 47:1608–1616.
- Roerink, G. J., Menenti, M., & Verhoef, W. (2000). Reconstructing cloudfree NDVI composites time series using analysis of fourier. *Int. J. Remote Sens.*, 21(9):1911–1917.
- Rolinski, S., Horn, H., Petzoldt, T., & Paul, L. (2007). Identifying cardinal dates in phytoplankton time series to enable the analysis of long-term trends. *Oecologia*, 153:907–1008.
- Romero, S., Piola, A., Charo, M., & Garcia, C. (2006). Chlorophyll-a variability off patagonia based on SeaWiFS data. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Sabatini, M., Akselman, R., Reta, R., Negri, R., Lutz, V., Silva, R., Segura, V., Gil, M., Santinelli, N., Sastre, A., Daponte, M., & Antacli, J. (2012). Spring plankton communities in the

- southern patagonian shelf: Hydrography, mesozooplankton patterns and trophic relationships. *Journal of Marine Systems*, 94:33–51.
- Sabatini, M. & Martos, P. (2002). Mesozooplankton features in a frontal area off northern patagonia (argentina) during spring 1995 and 1998. *Scientia Marina*, 66:215–232.
- Sabatini, M., Reta, R., & Matan, R. (2004). Circulation and zooplankton biomass distribution over the southern patagonian shelf during late summer. *Continental Shelf Research*, 24:1359–1373.
- Sapiano, M., Brown, C., Schollaert, U., & Vargas, M. (2012). Establishing a global climatology of marine phytoplankton phenological characteristics. *J. Geophys. Res.*, 117:C08026.
- Saraceno, M., Provost, C., & Piola, A. R. (2005). On the relationship of satellite retrieved surface temperature fronts and chlorophyll-a in the western south atlantic. *J. Geophys. Res.*, 110:C11016.
- Saraceno, M., Provost, C., Piola, A. R., Gagliardini, A., & Bava, J. (2004). Brazil malvinas frontal system as seen from nine years of advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res.*, 109:C05027.
- Sarmiento, J. L. & Gruber, N. (2002). Sinks for anthropogenic carbon. *Phys. Today*, 55:30–36.
- Sathyendranath, S., Platt, T., Horne, E. P. W., Harrison, W. G., Ulloa, O., Outerbridge, R., & Hoepffner, N. (1991). Estimation of new production in the ocean by compound remote sensing. *Nature*, 353:129–133.
- Sathyendranath, S. e. (2000). Remote sensing of ocean colour in coastal and other optically-complex waters. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group 3, International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG).
- Schloss, I., Ferreyra, G. A., Ferrario, M. E., Almandoz, G., Codina, R., Bianchi, A. A., Balestrini, C. F., & Poisson, A. (2007). Role of plankton communities in pco₂ sea-air exchange in the southwestern atlantic ocean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 332:93–106.
- Segura, V., Lutz, V., Dogliotti, A., Silva, R., Negri, R., Akselman, R., & Benavides, H. (2013). Phytoplankton types and primary production in the argentine sea. *Marine Ecology Progress Series*, 491:15–31.

- Sellner, K., Doucette, G., & Kirkpatrick, G. (2003). Harmful algal blooms: causes, impacts and detection. *Journal of Industrial Microbiology and Biotechnology*, 30:383–406.
- Sharples, J., Ross, O., Scott, B., Greenstreet, S., & Fraser, H. (2006). Interannual variability in the timing of stratification and the spring bloom in the north-western north sea. *Cont. Shelf Res.*, 26:733–751.
- Sharples, J. & Simpson, J. H. (2009). Shelf sea and shelf slope fronts. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)*, J. H. Steele, K. K. Turekian, & S. A. e. Thorpe, ed., pages 4499–4508.
- Siegel, D., Behrenfeld, M., Maritorea, S., McClain, C., Antoine, D., Bailey, S., Bontempi, P., Boss, E., Dierssen, H., Doney, S., Eplee, R., Evans, R., Feldman, G., Fields, E., Franz, B., Kuring, N., Mengelt, C., Nelson, N., Patt, F., Robinson, W., Sarmiento, J., Swan, C., Werdell, P., Westberry, T., Wilding, J., & Yoder, J. (2013). Regional to global assessments of phytoplankton dynamics from the SeaWiFS mission. *Remote Sensing of Environment*, 135:77–91.
- Siegel, D. A., Doney, S. C., & Yoder, J. A. (2002). The north atlantic spring phytoplankton bloom and sverdrup's critical depth hypothesis. *Science*, 296:730–733.
- Siegel, H., Ohde, T., Gerth, M., Lavik, G., & Leipe, T. (2007). Identification of coccolithophore blooms in the {SE} atlantic ocean off namibia by satellites and in-situ methods. *Continental Shelf Research*, 27(2):258–274.
- Siegenthaler, U. & Sarmiento, J. (1993). Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365:119–125.
- Signorini, S. R., Garcia, V. M., Piola, A. R., Evangelista, H., McClain, C. R., Garcia, C. A., & Mata, M. M. (2009). Further studies on the physical and biogeochemical causes for large interannual changes in the patagonian shelf spring-summer phytoplankton bloom biomass.
- Signorini, S. R., Garcia, V. M. T., Piola, A. R., Garcia, C. A. E., Mata, M. M., & McClain, C. R. (2006). Seasonal and inter-annual variability of calcite in the vicinity of the patagonian shelf break (38°s – 52°s). *Geophys. Res. Lett.*, 33:L16610.
- Silva, R. I., Negri, R., & Lutz, V. (2009). Summer succession of ultra-phytoplankton at the epea coastal station (northern argentina). *J Plankton Res*, 31:447–458.

- Sirjacobs, D., Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Lacroix, G., Park, Y., Nechad, B., Ruddick, K., & Beckers, J.-M. (2011). Cloud filling of ocean colour and sea surface temperature remote sensing products over the southern north sea by the data interpolating empirical orthogonal functions methodology. *Journal of Sea Research*, 65(1):114–130.
- Solari, L. C., Gabellone, N. A., Claps, M. C., Casco, M. A., Quaíni, K. P., & Neschuk, N. C. (2014). Phytoplankton chlorophyte structure as related to ENSO events in a saline lowland river (salado river, buenos aires, argentina). *Ecology and Evolution*, 4:918–932.
- Strom, S. L., Olson, M. B., Macri, E. L., & Mordy, C. W. (2006). Cross-shelf gradients in phytoplankton community structure, nutrient utilization, and growth rate in the coastal gulf of alaska. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 328:75–95.
- Subramaniam, A., Brown, C. W., Hood, R. R., Carpenter, E. J., & Capone, D. (2002). Detecting trichodesmium blooms in seawifs imagery. *Deep-Sea Research II*, 49:107–121.
- Sören Gebbert, pers. com. personal communication.
- Taylor, M. (2014). *Package sinkr*.
- Thomalla, S. J., Fauchereau, N., Swart, S., & Monteiro, P. M. S. (2011). Regional scale characteristics of the seasonal cycle of chlorophyll in the southern ocean. *Biogeosciences*, 8:2849–2866.
- Torrecilla, E., Stramski, D., Reynolds, R. A., Millán-Núñez, E., & Piera, J. (2011). Cluster analysis of hyperspectral optical data for discriminating phytoplankton pigment assemblages in the open ocean. *Remote Sensing of Environment*, 11:2578–2593.
- Vargas, M., Brown, C. W., & Sapiano, M. R. P. (2009). Phenology of marine phytoplankton from satellite ocean color measurements. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Visser, M. & Both, C. (2005). Shifts in phenology due to global climate change: The need for a yardstick. *Proc. Roy. Soc. B.*, 272:2561–2569.
- White, M. A., De Beurs, K. M., Didan, K., Inouye, D. W., Richardson, A. D., Jensen, O. P., O’Keefe, J., Zhang, G., Nemani, R. R., Van Leeuwen, W. J. D., Brown, J. F., De Wit, A., Schaepman, M., Lin, X., Dettinger, M., Bailey, A. S., Kimball, J., Schwartz, M. D., Baldocchi, D. D., Lee, J. T., & Lauenroth, W. K. (2009). Intercomparison, interpretation, and assessment of spring phenology in north america estimated from remote sensing for 1982–2006. *Global Change Biology*, 15(10):2335–2359.

- Williams, G. N., Dogliotti, A., Zaidman, P., Solis, M., Narvarte, M., González, R., Esteves, J., & Gagliardini, D. (2013). Assessment of remotely-sensed sea-surface temperature and chlorophyll-a concentration in san matías gulf (patagonia, argentina). *Continental Shelf Research*, 52:159–171.
- Wiltshire, K., Malzahn, A., Wirtz, K., Greve, W., Janisch, S., Mangelsdorf, P., Manly, B. F. J., & Boersma, M. (2008). Resilience of north sea phytoplankton spring bloom dynamics: An analysis of long-term data at helgoland roads. *Limnol. Oceanogr.*, 53:1294–1302.
- Yoder, J. & Kennelly, M. (2003). Seasonal and enso variability in global ocean phytoplankton chlorophyll derived from 4 years of seawifs measurements. *Global Biogeochemical Cycles*, 17.
- Yorio, P., Bertellotti, M., Garcia Borboroglu, P., Carribero, A., Giaccardi, M., Lizurume, M. E., Boersma, D., & Quintana, F. (1998). Distribución reproductiva y abundancia de las aves marinas de chubut. parte i: de península valdés a islas blancas.. In: *Atlas de la distribución reproductiva de aves marinas en el litoral patagónico argentino.*, P. Yorio, E. Frere, P. Gandini, & G. Harris, ed., pages 39–74. Fundación Patagonia Natural - Wildlife Conservation Society.
- Yáñez, E., Catasti, V., Barbieri, M. A., & Böhm, G. (1996). Relaciones entre la distribución de recursos pelágicos pequeños y la temperatura superficial del mar registrada con satélites NOAA en la zona central de chile. *Investigaciones marinas*, 24:107–122.
- Zhai, L., Platt, T., Tang, C., Sathyendranath, S., & Walls, R. (2011). Phytoplankton phenology on the scotian shelf. *ICES J. Mar. Sci.*, 68:781–791.