



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

**Influencia de Patrones Atmosféricos
Intraestacionales y Condiciones Oceánicas en la
Variabilidad Estival de la Concentración de
Clorofila-a en el Estrecho de Bransfield,
Península Antártica Occidental**

**Por
Efraín Patricio Valencia Arriagada**

Habilitación profesional presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y
Matemáticas de la Universidad de Concepción para optar al título
profesional de Meteorólogo

**Profesor Guía
Dr. Martín Jacques-Coper**

**Comisión Evaluadora
Dra. Maria Estrella Alcamán, Dra. Andrea Piñones**

2024
Concepción, Chile

Índice

1.	Resumen	3
2.	Introducción	4
2.1.	Península Antártica, Islas Shetland del Sur y Estrecho de Bransfield	
2.1.1.	Geografía	
2.1.2.	Climatología y meteorología	
2.1.3.	Variabilidad climática interanual y modos de variabilidad	
2.1.4.	Variabilidad hidrográfica de mesoescala.	
2.2.	Fitoplancton	
2.2.1.	Base de red trófica marina	
2.2.2.	Productos satelitales y biomasa: Concentración de clorofila-a	
2.2.3.	Floraciones de fitoplancton en el Estrecho de Bransfield	
2.3.	Efectos de la circulación atmosférica y oceánica en el fitoplancton	
2.3.1.	Interacción entre la atmósfera, el océano y el fitoplancton	
2.3.2.	Variabilidad interanual y efectos del hielo marino	
2.3.3.	Proyecciones climáticas	
2.4.	Vacío de conocimiento	
3.	Hipótesis y Objetivos	13
3.1.	Hipótesis	
3.2.	Objetivo General	
3.3.	Objetivos Específicos	
4.	Datos y Métodos	14
4.1.	Datos	14
4.1.1.	Datos de reanálisis (ERA5)	14
4.1.2.	Datos satelitales (MODIS-Aqua)	14
4.1.3.	Datos oceanográficos (CTD)	15
4.2.	Métodos	16
4.2.1.	Concentración de clorofila-a	16
4.2.2.	Configuraciones sinópticas (meteorológicas) y análisis de clústers	17
4.2.2.1.	Clasificación general de los patrones de circulación atmosféricos intraestacionales	18
4.2.2.2.	Clasificación de los patrones de circulación atmosféricos en eventos de alta y baja concentración de clorofila-a	19
4.2.3.	Condiciones oceanográficas	20
5.	Resultados	22

5.1.	Variabilidad estival de la concentración de clorofila-a en el Estrecho de Bransfield	22
5.2.	Patrones atmosféricos intraestacionales en la zona de la Península Antártica y el Océano Austral	27
5.3.	Eventos Extremos de alta y baja concentración de clorofila-a	33
5.3.1.	Clasificación para eventos de alta concentración de clorofila-a ..	34
5.3.2.	Clasificación para eventos de baja concentración de clorofila-a .	39
5.4.	Condiciones oceanográficas: Casos de estudio	43
6.	Síntesis y Discusiones	52
6.1.	Variabilidad de concentración de clorofila-a	53
6.2.	Patrones atmosféricos intraestacionales y relación con concentración de clorofila-a	55
6.3.	Influencia de masas de agua en la concentración de clorofila-a	59
7.	Conclusión	61
8.	Anexos	64
9.	Referencias	69

1. Resumen

Estudiamos la concentración de clorofila-a (Chl-a) en el Estrecho de Bransfield (EB, delimitado por las siguientes coordenadas: 62°43'S 60°30'O, 61°54'S 57°42'O, 62°47'S 56°56'O y 63°36'S 59°45'O.), ubicado al noroeste de la Península Antártica Occidental (PAO) y su relación con condiciones atmosféricas y oceanográficas durante los veranos extendidos de las últimas dos décadas (noviembre-marzo, 2002-2020). Nos enfocamos en la variabilidad de escala sinóptica/intraestacional, utilizando datos satelitales de MODIS-Aqua de Chl-a con resolución de 6-8 días, datos de reanálisis ERA5 para las variables meteorológicas y datos hidrográficos de perfiles CTD (conductividad, temperatura y profundidad) obtenidos del programa Antarctic Marine Living Resources (AMLR). Se aplican métodos de descomposición aditiva para examinar la variabilidad temporal y espacial de la Chl-a, y se identifican, mediante técnicas de análisis de clústers y método de significancia estadística de Monte Carlo, patrones de circulación atmosférica que puedan influir en ella, considerando eventos extremos de alta y baja Chl-a (excedentes de una desviación estándar calculada temporalmente desde las anomalías intraestacionales, +/- 0.17mg/m³). Además, se reconocen distintos tipos de masas de agua para dos eventos extremos de Chl-a opuestos en cuanto a sus anomalías de Chl-a y su circulación atmosférica.

Los resultados muestran que ciertos patrones atmosféricos tienen un impacto significativo en la Chl-a, ya que sus anomalías de circulación afectan condiciones ambientales de la zona. Existen dos mecanismos más frecuentes identificados que favorecen el aumento de la Chl-a: uno se caracteriza por debilitar los vientos del oeste y propiciar cielos más despejados en la zona del EB, permitiendo una capa de mezcla oceánica más superficial y expuesta a la luz disponible; el otro permite una circulación favorable para el fortalecimiento de la Corriente de Bransfield (CB), permitiendo el mayor ingreso de Aguas Transicionales del Mar de Bellingshausen (ATB), que se caracterizan por un gran aporte de nutrientes. Por otro lado, dos mecanismos reconocidos inhiben el aumento de Chl-a son: uno se caracteriza por conducir vientos del oeste reforzados en el EB, lo que se traduciría en una capa de mezcla más profunda y fitoplancton menos expuesto a la luz disponible; el otro perjudica a la CB y permite un mayor ingreso de Aguas Transicionales del Mar de Weddell (ATW), caracterizadas por ser pobres en Chl-a.

2. Introducción

La Península Antártica (PA), ubicada en la zona occidental del Continente Antártico (CA), se encuentra rodeada por los mares de Bellingshausen al oeste y de Weddell al este. Esta región es estrecha y montañosa, con una anchura media de 70 km y una altura media de 1500 [m]. Se extiende desde el continente con orientación noreste-noroeste y posee una superficie emergente que supera los 520.000 [km²] (Summerhayes et al., 2009). La PA está constituida por múltiples islas y archipiélagos, cuyas superficies se encuentran cubiertas de hielo y glaciares (Bliss et al., 2013). Nuestra zona de estudio en esta investigación es el Estrecho de Bransfield (EB), ubicado al sureste de las Islas Shetland del Sur (ISS), el archipiélago más al norte de la PA (Fig. 1).

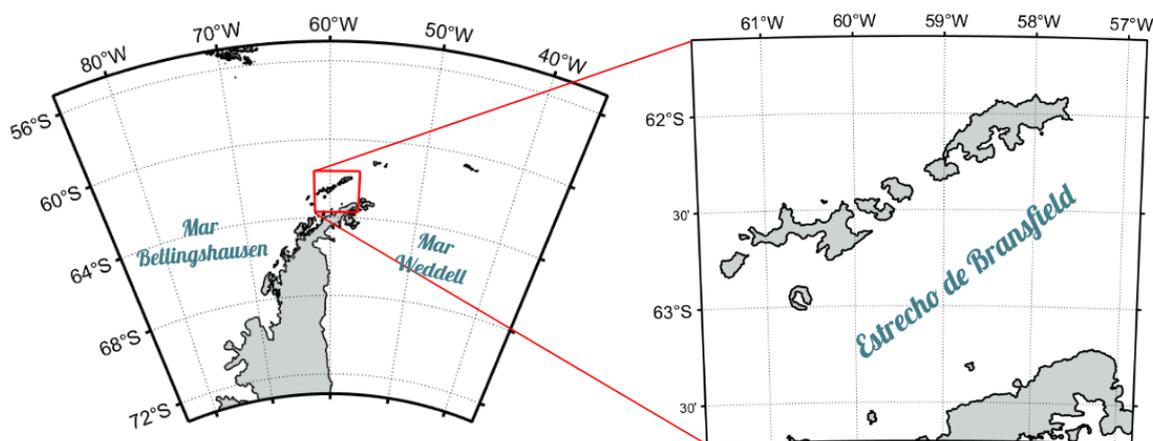


Figura 1: Ubicación del Estrecho de Bransfield y las Islas Shetland del Sur.

El Océano Austral, que rodea el Continente Antártico, posee un rol muy importante tanto en el clima de PA como en el sistema climático global. El fuerte flujo hacia el este, asociado a la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) conecta las cuencas de los océanos Pacífico, Atlántico e Índico. La circulación de CCA se concentra entre el Frente Fronterizo Sur y el Frente Subantártico y contribuye sustancialmente al transporte global de cantidades climáticamente relevantes, como calor, agua dulce, nutrientes y CO₂ antropogénico (Rintoul et al., 2001). Además, su naturaleza zonal (paralelas a líneas de latitud) hace que fluya casi sin restricciones

alrededor del CA, aislando áreas terrestres y marinas frías de latitudes altas de las aguas superficiales templadas cálidas de latitudes medias y bajas.

La PA, al ser la única parte que se extiende hacia el norte del CA (alcanza los 63°S), tiene una gran influencia en las circulaciones oceánicas y atmosféricas (Summerhayes et al., 2009). Por ejemplo, actúa como un obstáculo importante de los vientos oestes circumpolares del hemisferio sur, lo que induce una pronunciada diferenciación climática en sentido longitudinal y latitudinal (Reynolds, 1981). Esto conlleva a que la circulación atmosférica climatológica de gran escala en la PA se caracterice por una baja presión en el Mar Amundsen-Bellingshausen, que por su flanco este transporta masas de aire cálido y húmedo proveniente de latitudes medias en el lado occidental de PA (PAO), y una baja presión en el Mar de Weddell, que por su flanco oeste advecta aire relativamente frío y seco al lado oriental (Turner et al., 2009; Turner et al., 2015). En específico, la parte norte de PAO y las ISS se enfrenta permanentemente a una serie de sistemas de baja presión, lo que conduce a un clima altamente marítimo (Pepper, 1954). En cuanto a las temperaturas, las más altas del continente Antártico se encuentran en PAO, donde pueden subir varios grados por encima del punto de congelación del agua durante el verano. Además, en el contexto de cambio climático de origen humano, PAO es una de las regiones de la Tierra que ha experimentado uno de los calentamientos más rápidos en el último tiempo (Marshall et al., 2002, Turner et al., 2005). Este calentamiento se manifiesta en un acortamiento de la temporada de hielo marino y un aumento en la descarga de hielo glacial hacia el océano (Depoorter et al., 2013).

En general, la variabilidad climática interanual en la Antártica, especialmente en PAO, está relacionada con modos de variabilidad interna de la atmósfera, como lo son El Niño Oscilación del Sur (ENOS; Yuan, 2004), el Modo Anular del Sur (SAM; Meredith & King, 2005; Thompson & Solomon, 2002) y, en escala intraestacional, la Oscilación de Madden-Julian (MJO; Rondanelli et al., 2019; Lee et al., 2019). En especial, el SAM es caracterizado por una alternancia a gran escala de la masa atmosférica entre las latitudes medias y altas que se asocia con un cambio meridional en los vientos del oeste (Hartmann & Lo, 1998), además, por este cambio de masas atmosféricas, una fase positiva del SAM se asocia a calentamiento en la PA (Gillett et al., 2006). Por su parte, la MJO, una perturbación excitada por un dipolo de anomalías de convección organizado en el trópico, puede producir respuestas atmosféricas de largo alcance hacia latitudes altas en forma de teleconexiones de ondas de Rossby (Rondanelli et al., 2019; Conzanzo et al., 2022). Finalmente, el ENOS consiste en la variabilidad interanual de la temperatura superficial del mar (TSM) del Pacífico ecuatorial, la cual afecta a la Antártica principalmente a través de un mecanismo de teleconexión atmosférica. Durante los eventos de El Niño (TSM cálidas) y La Niña (TSM frías), las anomalías de TSM alteran los patrones de circulación atmosférica global, incluyendo la posición y la

intensidad de los vientos del oeste en altas latitudes del hemisferio sur. Estos cambios en la circulación atmosférica pueden influir en la temperatura del aire, la presión atmosférica, y la extensión y distribución del hielo marino antártico (Yuan, 2004).

Un componente activo importante en el clima de la PA es la criósfera, principalmente las variaciones del hielo marino. Esta zona ha experimentado una notoria disminución en la extensión del hielo marino durante los últimos años, especialmente entre 2014 y 2017 (Zhang et al., 2022; Parkinson, 2019), vinculado con la variabilidad del SAM, el calentamiento oceánico y la al aumento de salinidad, todo lo cual desestabilizó la capa superior oceánica desde el 2014. Además, Parkinson (2019) indica otros factores para este declive: un SAM inusualmente negativo en noviembre de 2016, un evento de El Niño extremo entre diciembre de 2015 y febrero de 2016, aguas oceánicas inusualmente cálidas y persistentes en el mar de Bellingshausen, así como patrones atmosféricos específicos que indujeron un fuerte flujo del norte, tales como una onda zonal 3 alrededor de la Antártida y un vórtice estratosférico polar debilitado que afectó los vientos del oeste en superficie. Otras investigaciones, como Stammerjohn et al. (2008) y Yuan (2004) han demostrado que existen relaciones significativas entre la variabilidad del hielo marino antártico y los fenómenos climáticos como el SAM y el ENSO. En particular, la combinación entre eventos El Niño y SAM negativo intensifican el viento del norte sobre PAO y MB, provocando retroceso del hielo marino en primavera-verano. Yuan (2004) también destaca la relación entre los eventos ENSO y la variabilidad del hielo marino, centrándose en el modo climático del Dipolo Antártico (ADP), caracterizado por relaciones de fase opuesta entre las anomalías de hielo marino y la temperatura superficial del mar en el Pacífico y Atlántico Sur.

Tabla 1: Propiedades de las masas de agua presentes en el Estrecho de Bransfield, de acuerdo a las referencias indicadas. Las masas de agua son: Agua Circumpolar Profunda (ACP), Agua Transicional de Bellingshausen (ATB) y Agua Transicional de Weddell (ATW).

Masas de Agua	Profundidad [m]	Temperatura [°C]	Salinidad [psu]	Oxígeno [ml/L]	Densidad [kg/m ³]	Referencias Bibliográficas
ACP	200-500	> 0	> 34.50	~5	27.62	<i>Garcia-Muñoz et al., 1994</i> <i>Sangra et al., 2011</i>
ATB	0-100	> -0.4	< 34.35	~7.8	27.60	<i>Sangra et al., 2011, 2016</i>
ATW	< 100	< -0.45	> 34.45	~6	27.64	<i>Sangra et al., 2011, 2016</i>

En cuanto a las condiciones hidrográficas del EB, la variabilidad de mesoescala de la oceanografía estival está caracterizada principalmente por la

Corriente de Bransfield (CB), la cual es generada por diferencias de densidad entre dos tipos de aguas que interactúan entre sí: las Aguas de Transición con influencia del Mar de Bellingshausen (ATB), constituidas por aguas más cálidas y frescas, con temperaturas de superan los -0.4 [°C] y salinidad menor a 34.35 [psu]; y las Aguas de Transición con influencia del Mar de Weddell (ATW), que, al contrario de las anteriores, son más frías y saladas, con temperaturas menores a -0.45 [°C] y salinidad mayor a 34.45 [psu]. Otras características de estas aguas son identificadas en la Tabla 1, junto con las características de las Aguas Circumpolares Profundas (ACP), aguas permanentes en el estrecho, identificadas como cálidas, de más de 0°C a muy altas profundidades (200-500 [m]). Sangra et al. (2011) describió el funcionamiento de la CB, una corriente de gravedad impulsada por la densidad que transporta ATB hacia el noreste por la costa sureste de las ISS. Además, estableció que la CB está relacionada con un sistema de remolinos anticiclónicos de núcleo cálido de mesoescala, que ayudan a propagar ATB por el estrecho. Todo este mecanismo se puede observar en los esquemas de las Figura 2, obtenidos desde ese mismo estudio. Sangra et al. (2016) profundizó más en esta corriente, estudiando su recirculación en sentido antihorario alrededor de las ISS, además de discutir sobre el impacto de este sistema en la distribución de componentes biológicos por las características de las ATB.

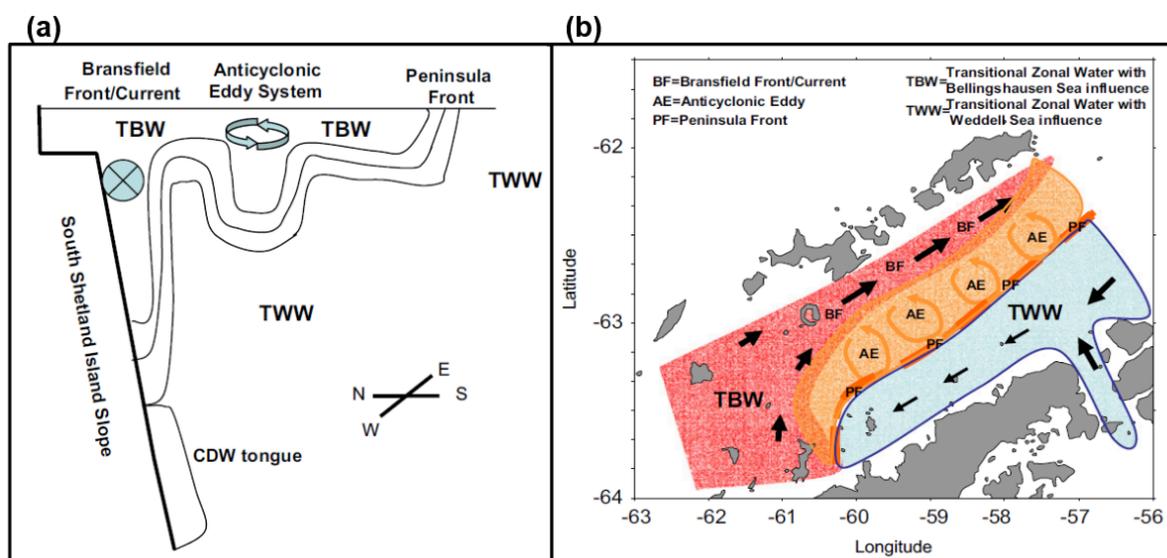


Figura 2: Esquemas de los componentes principales del sistema de la corriente de Bransfield a lo largo de una sección vertical, que (a) cruza el Estrecho de Bransfiels y (b) se proyecta horizontalmente sobre la superficie. Figura adaptada de las Figuras 14 y 15 de Sangra et al (2011).

Por otro lado, la riqueza y diversidad de vida en el ecosistema de Océano Austral (OA) tiene como base de la red trófica al fitoplancton, un conjunto de organismos acuáticos autótrofos que tienen capacidad fotosintética y que, junto a un

número incalculable de procariotas heterótrofos (bacterias y arqueas) y virus, constituyen la red alimentaria microbiana y juegan un papel fundamental en los ciclos biogeoquímicos que median el clima global (Deppeler and Davidson, 2017). Para conocer la biomasa, estructura, estado y fisiología del fitoplancton, sus pigmentos siguen siendo la fuente más importante de información (Neveux et al., 2009). Dada la escasez de datos in situ de fitoplancton en el Océano Austral, los productos de satélite nos brindan un medio para investigar su variabilidad espacio-temporal (Lovenduski and Gruber, 2005). La concentración de clorofila-a (Chl-a) superficial es el proxy más certero para acceder a la biomasa del fitoplancton (Tenorio et al. 2012). Esta información es obtenida a partir de tecnología de color satelital del océano mediante investigación basada en algoritmos (Blondeau-Patissier et al., 2014).

En PAO, el ecosistema se divide en tres subregiones: el talud continental, la plataforma y las regiones costeras, esta última incluye la Zona de Hielo Marino (ZHM) y la Zona de Plataforma Continental Costera (ZPCC; Tréguer and Jacques, 1993). A su vez, son las regiones costeras las que poseen mayor producción primaria de fitoplancton en PAO (Ducklow et al., 2006; Vernet et al., 2008). La variabilidad espacial del fitoplancton sugiere que el EB actúa como una ZHM Estacional típica (Gonçalves-Araujo et al., 2015), en donde la comunidad está gobernada por una combinación de procesos que actúan sinérgicamente, los cuales serán descritos posteriormente.

Las áreas costeras de la PAO pueden mantener extensas floraciones de fitoplancton durante el verano, cumpliendo un papel crucial como importantes sumideros de CO₂ a través del bombeo biológico (Hofer et al., 2019). Diversas investigaciones han documentado estas floraciones, tanto en el EB (e.g. Bode et al., 2002; Mendes et al., 2012) como en bahías de las ISS (e.g. Alcamán-Arias et al., 2018), identificando composición, producción y dinámica de las comunidades, además de las condiciones ambientales y de nutrientes. Asimismo, se han relacionado con una predominante alternancia en la composición de las células de fitoplancton, donde se encuentran presentes tanto flagelados nanoplanctónicos (<20µm) con niveles más bajos de biomasa, como diatomeas microplanctónicas (>20µm) con una biomasa más elevada (Gonçalves-Araujo et al., 2015; Monte-Hugo et al., 2008b), teniendo importantes implicaciones en niveles más altos de la red alimentaria regional (Mendes et al., 2012). La alternancia en la composición del fitoplancton se ha reportado como floraciones de sucesión secundaria, en las que, luego de una floración previa, se desarrolla un nuevo ciclo dominado por flagelados verdes y diatomeas pequeñas, lo que evidencia el cambio gradual de una producción basada en amonio a una basada en nitrato (Bode et al., 2002).

La abundancia de fitoplancton y los ciclos biogeoquímicos asociados pueden ser afectados por los cambios en la circulación atmosférica (Lovenduski & Gruber, 2005), que interactúan con la circulación oceánica y así pueden modificar las condiciones de la columna de agua, la disponibilidad de luz, la temperatura y/o niveles de nutrientes (Gohin et al., 2003; Thomas et al., 2003; Santoleri et al., 2003; Cañon y Santamaría, 2021). Se ha analizado este aspecto en las ISS y en el EB en específico en diversos estudios. Por ejemplo, Aracena et al. (2018) indican que el entorno oceanográfico, determinado parcialmente por la circulación atmosférica, puede incidir en la floración de fitoplancton y, por ende, influir en la concentración de la clorofila local. Por otro lado, Höfer et al. (2019) ha identificado la estabilidad de la columna de agua, la aportación de hierro y la mezcla por el viento como factores clave en la producción y exportación de fitoplancton en la Bahía Maxwell durante el verano del 2017. Más al sur del EB, en el Estrecho de Gerlache, la presencia de un frente térmico superficial –que actúa como barrera física y ecológica del fitoplancton– además de la influencia del viento catabático en la distribución de aguas superficiales –transportando organismos planctónicos, Chl-a y macronutrientes desde los fiordos– desempeñan un papel importante en la distribución y sucesión del fitoplancton, como lo indica Mascioni et al. (2023). Con respecto a los nutrientes, Alcamán-Arias et al. (2018) descubrió altas tasas de asimilación de nitrógeno inorgánico en la Bahía Chile, lo que indica que el sistema no estuvo limitado por nitrógeno durante un evento de floración de fitoplancton.

Gonçalves-Araujo et al. (2015) estableció una relación estrecha entre la composición y abundancia de fitoplancton con ATW y ATB dentro del estrecho durante los veranos del 2002 al 2010. Por ejemplo, las diatomeas micro-planctónicas dominan en ATB, caracterizada por una capa superior mixta poco profundas y una picnoclina relativamente fuerte cerca de ISS, en condiciones que favorecen una mayor Chl-a. Por otro lado, ATW se caracteriza por una capa mixta más profunda, con una columna de agua más mezclada, dominada por flagelados nano planctónicos con bajos Chl-a. Asimismo, García-Muñoz et al. (2013) observaron mayor abundancia de nanofitoplancton mediano y grande en ATB dentro del EB y alrededor de las ISS durante el verano del 2010. Patrones similares en la Chl-a, tasas de producción primaria, eficiencia fotoquímica de la columna de agua y materia orgánica disuelta fueron estudiados por Teira et al. (2012). Por lo tanto, el transporte de ATB contribuiría a la fertilización de las aguas en el EB y alrededor de las ISS.

En PAO, la dinámica de la abundancia y el tamaño del fitoplancton costero, tanto en la progresión estacional y la variabilidad interanual que posee, se encuentra fuertemente ligada a la dinámica del hielo marino, que, ante temperaturas más altas retrocede y aporta agua dulce al océano, llevando estabilidad a la columna de agua (Garibotti et al., 2005; Montes-Hugo et al., 2008b). La progresión estacional del

fitoplancton en la PA norte se encuentra relacionada con el inicio del deshielo primaveral (entre septiembre y noviembre), que junto con el aumento de luz diurna al aproximarse el verano, son factores principales para las floraciones de fitoplancton (Ferreira et al., 2020). La variabilidad interanual del fitoplancton también está relacionada con el ciclo de retroceso de hielo marino, el que impacta en la extensión del área de agua abierta, que permite la penetración de radiación fotosintéticamente activa en la columna de agua (Gonçalves-Araujo et al., 2015). Como ya hemos visto, el hielo marino está fuertemente relacionado con el SAM y el ENSO, por lo que el ecosistema basado en el fitoplancton también lo estará. Por ejemplo, el SAM en sus fases positivas estarían asociadas con vientos del oeste más intensos sobre la Zona Antártica y la Zona Frontal Polar, lo que impulsa un mayor transporte de Ekman hacia el ecuador, anomalías de Temperatura Superficial del Mar (TSM) negativas y aumento del suministro del hierro en estas regiones (Lovenduski & Gruber, 2005). Además, en la zona sur del Frente Polar Antártico (FPA), las anomalías de la concentración de clorofila están correlacionadas positivamente con el SAM. Con respecto al ENSO, Loeb et al. (2010) establecieron que las teleconexiones de la atmósfera meridional instigadas por este y forzadas por el DA pueden influir mediante el movimiento latitudinal del frente de Corriente Circumpolar Antártica sur (fCCAs). Durante eventos de El Niño, la disminución de los vientos del noroeste, el movimiento hacia el ecuador del fCCAs y un giro de Weddell más intenso permiten que ATW fluya al EB, disminuyendo la mezcla entre aguas oceánicas y costeras, y por lo tanto la Chl-a. Para los eventos de La Niña ocurre lo contrario, permitiendo una mayor influencia de aguas oceánicas y mezcla con aguas costeras frías.

En cuanto a los cambios que ha experimentado y que experimentará PAO en sus condiciones ambientales, y por lo tanto en su ecosistema, Montes-Hugo et al. (2009) establece que el clima del PAO está en transición de un clima polar frío-seco a un clima subantártico cálido-húmedo, provocando el desplazamiento de especies dependientes del hielo marino hacia el polo. A partir de un análisis entre dos décadas (1978-1986 y 1998-2006), la subregión norte definida en dicho trabajo, que incluye al EB, muestra en el segundo periodo una transición a cielos más nublados, vientos más fuertes y extensión de hielo marino menor; estos factores conducen a una capa de mezcla superficial más profunda y una disminución drástica de la concentración de clorofila satelital. Además, estos efectos se suman a una advección de masas de agua desde el Mar de Weddell (Barcena et al., 2002), que ya sabemos que son pobres en Chl-a. Por otra parte, los estudios de Deppeler & Davidson (2017) y Ferreira et al. (2020), en mano con el cambio climático, proyectan que para las próximas décadas, el clima en el OA experimentará un aumento del calentamiento junto a una tendencia positiva del SAM, lo que implica aumento de la intensidad del viento oeste, aumento de la acidificación, menor profundidad de capas de mezcla oceánicas, aumento de la radiación solar (en particular en el rango ultravioleta), cambios en el afloramiento y la reposición de nutrientes, disminución

del hielo marino, reducción de la salinidad y migración hacia el sur de los frentes oceánicos. Se espera que estos cambios modifiquen la estructura y función de las comunidades de fitoplancton en el OA: en general, se indica lo complejo que es predecir este efecto neto por los múltiples factores que son inducidos por el clima en una variedad de entornos. Para la ZHM, es probable que el aumento de la acción del viento y las olas acelere la retirada del hielo marino, aumentando la profundidad de la capa de mezcla y desestabilizando la progresión estacional de las floraciones de fitoplancton.

Como hemos visto, existen estudios que explican el entorno oceanográfico de PAO en general y del Estrecho de Bransfield en específico, además de las condiciones meteorológicas recurrentes en diferentes escalas temporales de variabilidad, además de sus efectos en los ecosistemas marinos, que tienen su base en el fitoplancton. Sin embargo, las condiciones meteorológicas regionales y locales, que se manifiesta a través de diferentes patrones en la escala de variabilidad de alta frecuencia (sinóptica-intraestacional), pueden responder a la circulación atmosférica de gran escala. Debido a que no se ha realizado una investigación sistemática sobre los patrones atmosféricos sinópticos-intraestacionales que podrían estar relacionados con la biomasa del fitoplancton, usando como proxy la Chl-a satelital, ésta constituye la principal motivación para desarrollar esta tesis de pregrado. Además, conocer la respuesta de estas comunidades a forzantes ambientales es crucial, por ser el fitoplancton la base de la cadena trófica del ecosistema antártico. En particular, caracterizar posibles impactos asociados al cambio de las condiciones climáticas y meteorológicas es vital para predecir los posibles procesos de retroalimentación que pueden incidir en futuros estados del ecosistema. La tesis está organizada de la siguiente manera: en el Capítulo 2 se presenta la hipótesis de investigación, además del objetivo general y los objetivos específicos; en el Capítulo 3 se identificarán los datos que se utilizarán, junto con los métodos y procedimientos seguidos para realizar el análisis. El Capítulo 4 presenta los resultados obtenidos. Finalmente, en los Capítulos 5 y 6 se exponen la discusión de los resultados y las conclusiones, respectivamente.

3. Hipótesis y Objetivos

3.1. Hipótesis Inicial

La concentración de clorofila-a (Chl-a) en el Estrecho de Bransfield es controlada por patrones atmosféricos asociados a variabilidad en la escala sinóptica-intraestacional.

3.2. Objetivo General

Estudiar la variabilidad de la Chl-a en el Estrecho de Bransfield y su relación con configuraciones atmosféricas en la escala sinóptica-intraestacional en la zona de la Península Antártica y Océano Austral.

3.3. Objetivos Específicos

- Estudiar la variabilidad temporal y espacial de la Chl-a en el Estrecho de Bransfield, con foco en la escala sinóptica-intraestacional.
- Estudiar aspectos generales de la variabilidad intraestacional de la atmósfera en la zona de la Península Antártica y el Océano Austral.
- Estudiar eventos extremos de Chl-a y su relación con configuraciones atmosféricas particulares en la escala sinóptica-intraestacional.
- Estudiar aspectos relevantes de la oceanografía del Estrecho de Bransfield eventualmente relacionados con resultados obtenidos en los objetivos específicos previos, particularmente en la ocurrencia de eventos extremos de Chl-a.

4. Datos y métodos

4.1. Datos

4.1.1. Datos Satelitales

Se utilizaron datos satelitales de Concentración de Clorofila-a (en $[mg/m^3]$) que fueron obtenidos desde el servidor de datos NASA Ocean Color (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Estos datos fueron procesados mediante el algoritmo OCI (Hu et al., 2012) a partir de información obtenida por el espectroradiómetro MODIS-Aqua (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Este instrumento está incorporado en el satélite Aqua, cuya órbita visualiza toda la superficie de la Tierra cada 1 a 2 días aproximadamente, adquiriendo datos en 36 bandas espectrales. Estos datos poseen una resolución espacial de $0.042^\circ \times 0.042^\circ$ latitud y longitud (4 [km]) y temporal de 6 a 8 días, y cada valor representa una síntesis de todas las veces que el satélite obtuvo imágenes en ese intervalo de días. Originalmente, los campos de datos tienen una disponibilidad desde el año 2002 a la actualidad, con una cobertura global. Por la disponibilidad de datos, el rango de tiempo que se analizará cubre la época estival extendida, es decir, desde noviembre a marzo, del periodo comprendido entre 2002 y 2020. El dominio espacial que se utilizará estará centrado en el Estrecho de Bransfield, en el dominio R2 señalado en la Figura 3b, delimitado por las siguientes coordenadas: $62^\circ 43' 40'' S$ $60^\circ 30' 37'' O$, $61^\circ 54' 50'' S$ $57^\circ 42' 12'' O$, $62^\circ 47' 38'' S$ $56^\circ 56' 42'' O$ y $63^\circ 36' 29'' S$ $59^\circ 45' 6'' O$.

4.1.2. Datos de Reanálisis

Se utilizaron datos del reanálisis de ERA5 (Hersbach et al., 2020) que se obtuvieron desde el servidor de datos Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS, <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>). Las variables utilizadas son: presión media al nivel del mar (PNM, en [Pa]), velocidad del viento meridional y zonal a 10 metros de la superficie (U10 y V10, en [m/s]), temperatura a 2 metros de la superficie (T2M, en [K]), temperatura superficial del mar (TSM, en [K]), flujos de radiación neta en superficie de onda corta (FRSOC, en $[W/m^2]$) y cobertura total de nubes (CTN, en [fracción]). Se realizó la conversión de unidades de medidas de algunas de las variables meteorológicas usadas: PNM de [Pa] a [hPa], TSM y T2M de [K] a $[^\circ C]$ y CTN de [fracción] a [%]. La resolución espacial de

estos campos es de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (~ 27.8 [km]) y la resolución temporal es horaria. El dominio espacial utilizado para esta tesis incluye la zona PA/OA y es el dominio R1 señalado en la Figura 3a, las coordenadas que lo limitan son: 50°S 110°O y 70°S 17°O . La disponibilidad de datos es desde 1979 a la actualidad con una cobertura global.

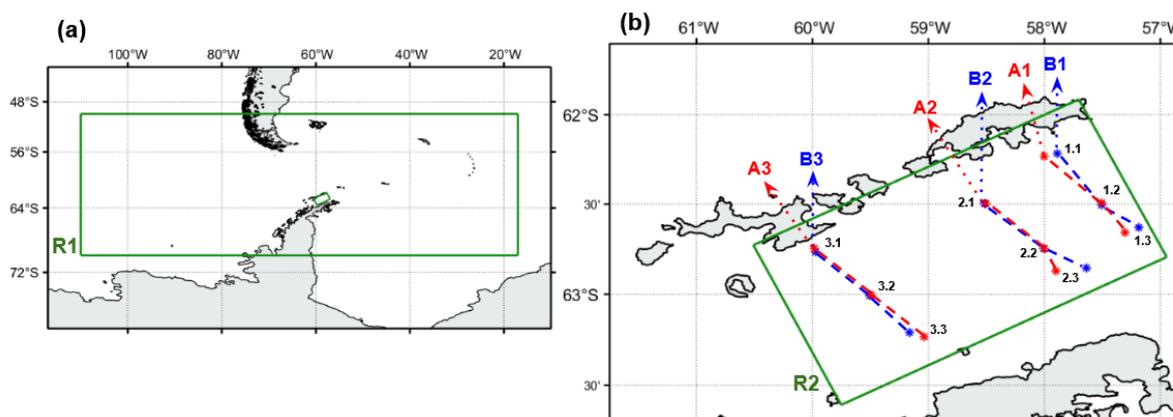


Figura 3: (a) En verde, Dominio de estudio R1, a lo largo del Océano Austral y centrado en PA. (b) En verde, Dominio de estudio R2 centrado en EB. Además, se muestran transectas de medición oceanográfica *in situ* realizada en dos fechas: 01 de marzo del 2005 (azul, previo a eventos de baja Chl-a del 06/03 descritos en sección 4.2.3.) y 17 de enero del 2006 (rojo, que coincide con el evento de la misma semana de alta Chl-a, descrito en sección 4.2.3.). En cada una de ambas fechas indicadas se realizaron tres transectas de observaciones a lo ancho del EB, identificadas con las letras A y B, respectivamente.

4.1.3. Datos Hidrográficos

Se utilizaron datos de perfiles de conductividad, temperatura y profundidad (CTD, por las siglas en inglés de Conductivity, Temperature, Depth). Estos datos fueron proporcionados por Paula Amador Véliz y Andrea Piñones Valenzuela mediante comunicación directa y fueron obtenidos desde los cruceros históricos del programa Antarctic Marine Living Resources (AMLR). Este programa se ha dedicado a la investigación de ecosistemas antárticos mediante evaluaciones anuales *in situ* en aguas costeras y pelágicas, durante los meses de enero a marzo entre los años 1989 a 2012. El programa realizó campañas oceanográficas con transectas de norte a sur y de noroeste a sureste en un área de $150,000 \text{ km}^2$ alrededor de las ISS, con estaciones cada $\sim 55 \text{ km}$. Los datos oceanográficos fueron recolectados mediante CTD modelo Sea-Bird 911 y las variables medidas son temperatura, salinidad, densidad y oxígeno disuelto. Detalles de las técnicas de muestreo pueden ser revisadas en Lipsky (2007), Reiss et al. (2008) y Santora & Veit (2013). Los perfiles utilizados para esta tesis son los muestreados dentro del Estrecho de Bransfield y se pueden identificar espacialmente en la Figura 3b.

4.2. Métodos

4.2.1. Concentración de Clorofila-a

Los datos satelitales de Chl-a utilizados para esta tesis serán los puntos de grilla que se encuentren en el dominio R2 dentro del Estrecho de Bransfield (Fig. 3b) y alrededores. Además, al realizar un análisis de disponibilidad espacial de datos, con la resolución temporal original (análisis no mostrado en esta tesis), notamos que esta área es la que cuenta con mayor cantidad de datos. Así mismo, se determina que el periodo que se utilizará para este estudio comprende la época estival extendida, desde noviembre a marzo, de los años comprendidos entre 2002 y 2020. Como un verano extendido tiene meses provenientes de dos años distintos (por ejemplo, desde noviembre de 2002 hasta marzo de 2003), para simplificar la referencia a estos periodos, dentro de esta tesis, utilizaremos el año correspondiente al fin de la estación, o sea al año correspondiente a los meses de enero a marzo (en el ejemplo anterior, este sería el verano extendido de 2003).

Tabla 2: Datos Satelitales de Concentración de Clorofila-a involucrados cada mes en el análisis espacial mensual (noviembre-marzo).

Mes	N° de Datos	Fechas	Total de días
Noviembre	4	01-08 Nov / 09-16 Nov / 17-24 Nov / 25 Nov - 02 Dic	32
Diciembre	4	03-10 Dic / 11-18 Dic / 19-26 Dic / 27-31 Dic	30
Enero	4	01-08 Ene / 09-16 Ene / 17-24 Ene / 25 Ene - 01 Feb	32
Febrero	3	02-09 Feb / 10-17 Feb / 18-25 Feb	24
Marzo	3	26 Feb - 05 Mar / 06-13 Mar 14-21 Mar	24

El patrón espacial promedio de la Chl-a en el EB se generaron a partir de promedios calculados para cada punto de grilla a escala mensual, considerando el verano extendido (noviembre-marzo) de todos los años (2002-2020). Para cada año,

la cantidad de datos disponibles en cada mes y sus respectivas fechas se pueden observar en la Tabla 2. Para obtener la evolución temporal de Chl-a promedio en el EB, se calculó el promedio de todos los puntos de grilla dentro del dominio R2; la resolución temporal de esta serie es cada 6-8 días (es decir, la resolución original).

Para analizar en mayor profundidad la variabilidad temporal de la Chl-a, se utilizó una descomposición aditiva en la serie de tiempo del EB (Lundsør et al., 2020). Con esta descomposición se obtiene una interpretación directa de diferentes escalas de variabilidad de los datos, que mantienen su unidad de medida [mg/m^3]. Además, al hacer la comparación con una descomposición multiplicativa (Cloern & Jassby, 2010), se obtiene un resultado similar (comparación no mostrada en esta tesis). La serie de tiempo original de Chl-a promedio en el EB, CC_{ij} , tiene dos subíndices: i representa el año del verano extendido, desde 2003 al 2020 (i va de 1 a 18), y j representa el intervalo de días (6-8 días) dentro del verano extendido (j va de 1 a 18). De acuerdo con la descomposición aditiva, CC_{ij} resulta de 4 componentes que se pueden observar en la Ec. 1

$$CC_{ij} = C + y_i + m_j + \varepsilon_{ij} \quad (\text{Ec. 1})$$

donde C es un valor constante que representa la media a largo plazo de la serie; y_i representa el efecto interanual de la serie original; m_j el ciclo anual; y finalmente, ε_{ij} , considerado como el residual de la serie y representante de la variabilidad de alta frecuencia, que en este trabajo se adscribe a la escala sinóptica-intraestacional (es decir, en la escala de días a meses). Este residual juega un papel crucial en esta tesis, ya que con él obtenemos las anomalías que nos permite estudiar esta variabilidad y que utilizaremos para definir posteriormente eventos de alta y baja Chl-a en el estrecho.

Considerando la cantidad de datos disponibles de la serie de tiempo original (CC_{ij}), cada una de las componentes se asocia con un propio criterio para ser calculada. Para obtener C , se realizaron promedios para cada mes y finalmente se obtuvo un promedio global desde estos promedios mensuales, teniendo en cuenta un peso similar. Luego se calculó la serie de anomalías interanuales y_i desde la serie original tras descontar su media a largo plazo ($CC_{ij}-C$), promediando los valores de forma anual. Para calcular una anomalía interanual se consideraron solamente los años que tenían al menos un 50% de datos originales disponibles (en el periodo noviembre-marzo). El ciclo anual m_j se calculó desde la serie que resultó de lo anterior ($CC_{ij}-C-y_i$), y el criterio para formar cada valor también exige que se cumpla al menos con 50% de disponibilidad de datos, considerando en este caso los valores de cada intervalo de días a lo largo de los años (2003-2020).

La última componente, la serie ε_{ij} , es una serie residual de Chl-a que se forma de lo excedente de las series anteriores de la siguiente manera, a partir de la Ec. 1:

$$\varepsilon_{ij} = CC_{ij} - C - y_i - m_j \quad (\text{Ec. 2})$$

Considerando esta serie, definimos los eventos de alta y baja Chl-a en el estrecho mediante un umbral correspondiente a 1 desviación estándar (std, por las siglas en inglés de Standard Deviation) para generar eventos de alta (>1 std) y baja (<-1 std) Chl-a en el EB. El valor de este umbral es de 0.17 [mg/m³]. Considerar que cada uno de los eventos obtenidos por este procedimiento representa a un periodo de tiempo (6-8 días, como la resolución temporal original) en donde las anomalías superaron el umbral propuesto de 1 y -1 std.

Cada una de las series generadas en esta descomposición: y_i , m_j y ε_{ij} fue correlacionada (r) con la serie original CC_{ij} , y posteriormente fue obtenido el coeficiente de determinación (r^2) para comparar las series y conocer la varianza compartida entre éstas y la serie original. La descomposición descrita anteriormente para la serie dentro del EB, considerando el criterio de disponibilidad de datos, también se utilizó para las series de tiempo de cada punto de grilla del dominio R2 dentro del EB y alrededores de las ISS, resultando campos de anomalías intraestacionales que nos servirán para conocer el caracterizar el patrón espacial de estas anomalías.

4.2.2. Configuraciones sinópticas (meteorológicas) y Análisis de Clústers

La configuración sinóptica ha sido analizada usando campos de reanálisis ERA5 generados a resolución diaria, correspondientes a promedios de valores horarios. Sin embargo, para una posterior comparación con los datos de Chl-a, se calculan promedios cada 6-8 días, según corresponda. La misma descomposición aditiva aplicada a los campos de Chl-a es aplicada a estos campos meteorológicos. Sin embargo, en este caso, al tener a disposición mayor cantidad de datos confiables, el periodo de referencia será más amplio, de 1991-2020. Esto permite proporcionar una caracterización más robusta de las condiciones meteorológicas propias de la zona de estudio.

Los patrones sinópticos de la circulación atmosférica sobre la Península Antártica y Océano Antártico (PA/OA), identificada por el dominio R1 (Fig. 3a), que determinan la meteorología característica del EB y alrededores, fueron sometidas a clasificación mediante análisis de clústers. Este procedimiento se realizó tanto para la circulación atmosférica típica del verano extendido de todo el periodo de estudio,

como para la circulación específica de los eventos de alta y baja Chl-a definidos con anterioridad.

El análisis de clústers engloba un conjunto de procedimientos estadísticos multivariable que son usados para crear clasificaciones. En concreto, los métodos comienzan empleando un conjunto de datos que contienen alguna información preliminar e intentan reorganizarlos en grupos relativamente homogéneos que reciben el nombre de clústers. Por lo tanto, el objetivo principal es que los grupos tengan un alto grado de asociación natural entre los miembros (intra-grupo) y un bajo grado entre los miembros de grupos diferentes (inter-grupos) (Everitt, 2011). A grandes rasgos, existen dos grandes categorías de métodos de clústers: métodos jerárquicos y métodos no jerárquicos (Cuadras, 2014). En el contexto de esta tesis, utilizaremos el método k-means (no jerárquico) para clasificar las condiciones atmosféricas sinópticas-intraestacionales generales de la zona de la PA/OA y el método aglomerativo (jerárquico) para clasificar las condiciones atmosféricas sinópticas-intraestacionales particulares de los eventos de alta y baja Chl-a. A continuación abordaremos por separado cada método.

4.2.2.1. Clasificación General de los Patrones de Circulación Atmosféricos Intraestacionales en la Zona PA/OA.

Con el fin de clasificar los patrones de circulación atmosféricos generales de la zona PA/OA (Dominio R1, Fig. 3a), utilizamos el método no jerárquico de Análisis de Clústers k-means (Peña, 2002). Los métodos no jerárquicos tienen como objetivo realizar solo una partición a la vez en k-grupos, por lo tanto, el investigador debe especificar a priori la cantidad de grupos a formar. Aquí, se utilizan los campos de anomalías de PNM correspondientes a los 324 valores disponibles para los 18 veranos extendidos entre 2003 y 2020. Tienen una resolución de 6-8 días y fueron calculados desde la descomposición explicada en la sección 4.2.1. Cabe destacar que para el análisis de clústers, los campos de anomalías de PNM fueron estandarizados, dividiendo el valor de cada anomalía con su respectiva desviación estándar, calculada de la serie de anomalías de cada punto de grilla.

El algoritmo de agrupamiento de k-means es un algoritmo de división de datos iterativos, que va asignando las observaciones a los k-grupos definidos por centroides (o centros de grupo). El valor total de grupos es seleccionado antes de comenzar el algoritmo. El algoritmo de la función k-means¹ de Matlab utilizado en esta investigación funciona paso a paso de la siguiente manera:

- 1) Se establecen los centroides iniciales mediante el algoritmo *k-medias++*, que define el primer centroide de forma aleatoria y los siguientes mediante probabilidades.

¹ MathWorks. kmeans. MATLAB Documentation. <https://es.mathworks.com/help/stats/kmeans.html>

- 2) Calcula las distancias (euclidianas cuadradas) de cada observación a los centroides definidos anteriormente y se asigna a cada observación el centroide más cercano.
- 3) Calcula la media de observación en cada grupo para obtener k ubicaciones de centroides nuevas.
- 4) Repite los pasos 2 y 3 hasta que las asignaciones de los grupos no cambien o se alcance el máximo de iteraciones.

Antes de efectuar el algoritmo, se necesita establecer el número óptimo de clústers (Peña, 2002). Para esto, utilizamos el Método del Codo, que mediante la ejecución del análisis de k-means con diferentes valores de k (números de clústers), calcula la suma de las diferencias al cuadrado dentro de los clústers (SCDC) entre los centroides y las observaciones y gráfica los valores para identificar el llamado Punto de “Codo”, en donde SCDC comienza a aplanarse y formar un “codo”. Desde este punto, agregar más clústers no proporciona una mejora significativa en la varianza inter-clústers explicada. En otras palabras, este método se basa en la minimización de la varianza intra-clúster (entregada desde el cálculo de SCDC) y la maximización de la varianza inter-clústers. Es decir, el método busca que cada observación se encuentre cercana a las observaciones de su mismo grupo y, a la vez, que los grupos se encuentren lo más lejos posible entre ellos.

Los clústers que caracterizan a los patrones de circulación atmosféricos generales de la zona PA/OA se obtienen promediando las anomalías intraestacionales de las variables meteorológicas en los respectivos clústers. Luego, se calcula para cada clúster el promedio de las anomalías intraestacionales de Chl-a sobre el Estrecho de Bransfield. Así conocemos posible asociación de cada uno de los patrones atmosféricos con esta variable. Mediante el uso del Método de Monte Carlo de dos colas, con un 5% de significancia y con 2000 iteraciones, estudiamos si existe significancia estadística en estos promedios de Chl-a del estrecho.

4.2.2.2. Clasificación de los Patrones de Circulación Atmosféricos en Eventos de Alta y Baja Chl-a en la Zona PA/OA.

En la clasificación de los patrones de circulación atmosférica para eventos de alta y baja Chl-a en el Estrecho de Bransfield utilizamos un método aglomerativo jerárquico. Un método de agrupamiento jerárquico tiene como objetivo unir clusters ya existentes formando uno nuevo, o lo contrario, que es separar clusters existentes para generar nuevos. Por lo tanto, si sucesivamente se va efectuando este proceso de aglomeración o división, se minimiza alguna distancia o bien se maximiza alguna medida de similitud. En específico, el método aglomerativo jerárquico comienza considerando tantos grupos como observaciones haya. Luego, desde estas observaciones, se van formando grupos de forma aglomerativa, hasta que

finalmente todas las observaciones quedan englobadas en un mismo clúster. El algoritmo utilizado en Matlab² para este método se guía por los siguientes pasos:

1) Encontrar la similitud o diferencia entre cada par de objetos en el conjunto de datos mediante su distancia euclidiana.

2) Agrupar las observaciones en un árbol de clústers binario y jerárquico, llamado dendrograma. En este paso, vincular pares de objetos que están muy cerca utilizando la información de distancia generada en el paso 1 para determinar la proximidad de los objetos entre sí. A medida que los objetos se emparejan en grupos binarios, los grupos recién formados se agrupan en grupos más grandes hasta que se forma un árbol jerárquico.

3) Determinar dónde cortar el árbol jerárquico en grupos. Se podan las ramas de la parte inferior del árbol jerárquico y se asignan todos los objetos debajo de cada corte a un único clúster. Esto crea una partición de los datos.

Los métodos de clasificación jerárquicos son más apropiados para clasificar conjuntos de datos más pequeños, como en los casos de eventos de alta y baja Chl-a de esta investigación. En cada conjunto de eventos de alta y baja Chl-a se realizaron dos análisis de clústers por separado: 1) considerando las condiciones meteorológicas locales dentro del Estrecho de Bransfield, sintetizadas en un vector con datos promediados de anomalías intraestacionales estandarizadas en el dominio R2 (Figura 3) de 4 variables: viento a 10 [m] (magnitud y dirección), TSM y FRSOC; 2) considerando las condiciones de la circulación de gran escala de la atmósfera usando campos de anomalías de PNM con resolución de 6-8 días del reanálisis de ERA5 (mismos utilizados para la clasificación general de los patrones de circulación en el dominio R1). La determinación final de los grupos para cada conjunto de eventos (alta y baja Chl-a) fue realizada desde un cruce de información entregada por ambos análisis de clústers, en las que mediante un criterio experto sobre las configuración intraestacionales/sinópticas y condiciones locales del estrecho, se observó caso por caso la vinculación entre los eventos de los grupos definidos.

4.2.3. Condiciones Oceanográficas

Las condiciones oceanográficas del Estrecho de Bransfield han sido estudiadas mediante datos de perfiles CTD obtenidos desde los cruceros históricos del programa AMLR. Al realizar un cruce de fechas entre las observaciones de los cruceros con los eventos de alta y baja Chl-a en el EB, coincidieron dos eventos: 1) 1 de marzo del 2005, que coincide previo al evento de baja Chl-a del 6 de marzo del

² MathWorks. Hierarchical Clustering. MATLAB Documentation.
<https://es.mathworks.com/help/stats/hierarchical-clustering.html>

2005; 2) 17 de enero del 2006, que coincide con el evento de alta Chl-a de la misma semana. La ubicación de los perfiles de las fechas seleccionadas se puede identificar en la Figura 3b, donde se aprecian tres transectas a lo largo de EB por cada evento. Al tener las condiciones oceanográficas de dos eventos opuestos en su señal de Chl-a, se realiza una comparación entre las variables de ambos eventos para los perfiles oceanográficos que coinciden en su ubicación.

Finalmente, para realizar una comparación adecuada de las condiciones oceanográficas de estos eventos usando los mismos datos CTD de los cruceros, se buscaron perfiles que estuvieran muestreados en las mismas fechas y ubicaciones que la de los perfiles usados para los eventos, pero de otros años. Así, si estos puntos tienen una cantidad apropiada de al menos 8 perfiles, se pueden calcular promedios y desviaciones estándar que representan la variabilidad en estos puntos. Con los promedios calculados para cada ubicación se logró obtener anomalías de temperatura (T), salinidad (S), densidad (D) y oxígeno disuelto (OD) para los eventos y puntos correspondientes. Con esto se logran identificar zonas en las que las variables superaron 1 desviación estándar con respecto al promedio, para así poder identificar condiciones anormales en estos eventos de baja y alta Chl-a.

5. Resultados

5.1. Variabilidad Estival de la Concentración de Clorofila-a en el Estrecho de Bransfield

El panorama espacial de Chl-a para el verano extendido alrededor de las Islas Shetland del Sur, y en especial en nuestra zona de estudio, el Estrecho de Bransfield, ha sido estudiado a partir de los campos de valores medio y de desviación estándar, los que se pueden observar en la Figura 5. Al considerar los promedios con los 5 meses del verano extendido (panel superior izquierdo), se puede notar que las medias más altas de Chl-a se concentran alrededor de las ISS, y, a medida que aumenta la distancia de las islas, la Chl-a disminuye. Los valores medios van desde 0.3 [mg/m³] alrededores de las islas, llegando a 0.7 [mg/m³] en la zona sureste de las ISS (EB) y más que 1 [mg/m³] en las zona noroeste (costa abierta al Océano Austral). En cuanto a la desviación estándar de cada punto de grilla (lo que define la dispersión que poseen los datos con respecto a su media; panel inferior izquierdo), dentro del EB no supera 1 [mg/m³] a excepción de algunos pocos puntos de grilla. En cambio, en la zona noroeste es claro que la dispersión es más alta, llegando a valores mayores a 4 [mg/m³].

Observando de forma particular cada mes, se puede notar un aumento de la Chl-a alrededor de las ISS desde noviembre a febrero, para luego disminuir en marzo, mostrando un marcado ciclo anual. Por ejemplo, los valores medios en los puntos de grilla del EB van entre 0.2-0.3 [mg/m³] en noviembre, aumentando de forma sostenida a valores medios cercanos a 1 [mg/m³] en febrero, disminuyendo en marzo a valores menores de 0.5 [mg/m³]. Las desviaciones en el EB por mes están marcadas por un ciclo anual similar al de las medias, con un máximo absoluto en febrero, con desviaciones estándar que van desde 0.4 [mg/m³] hasta 2 [mg/m³] con respecto a la media en algunas zonas. Los meses de noviembre y diciembre, espacialmente, se observan más homogéneos en la zona del EB, con bajas desviaciones.

Al promediar la Chl-a dentro del EB (dominio R2; cálculo descrito en la sección 4.2.1.), formamos una serie temporal que nos permite identificar, como primera aproximación de esta zona, cómo varía la Chl-a a través de los días, meses

y años (Fig. 6). Los valores promediados de Chl-a dentro del EB muestra un promedio general (media a largo plazo C) de 0.43 [mg/m³] y desviación estándar de 0.2 [mg/m³] (Fig. 6). La distribución de frecuencia mostrada en el histograma de la Figura 6a es exponencial, típico de valores de Chl-a. La descomposición aditiva de esta serie de tiempo nos posibilita observar en más detalle esta variación en las diferentes escalas de tiempo: ciclo anual (Fig. 7a), variabilidad interanual (Fig. 7b), y variabilidad intraestacional (Fig. 8). En la Tabla 3 se entregan los valores del coeficiente de determinación (r^2) y la varianza compartida entre las serie original de valores absolutos de Chl-a en EB y las series mostradas anteriormente. Acá notamos que es con la serie intraestacional (ϵ_{ij}) es la que más varianza comparte con la serie original, con un 62%.

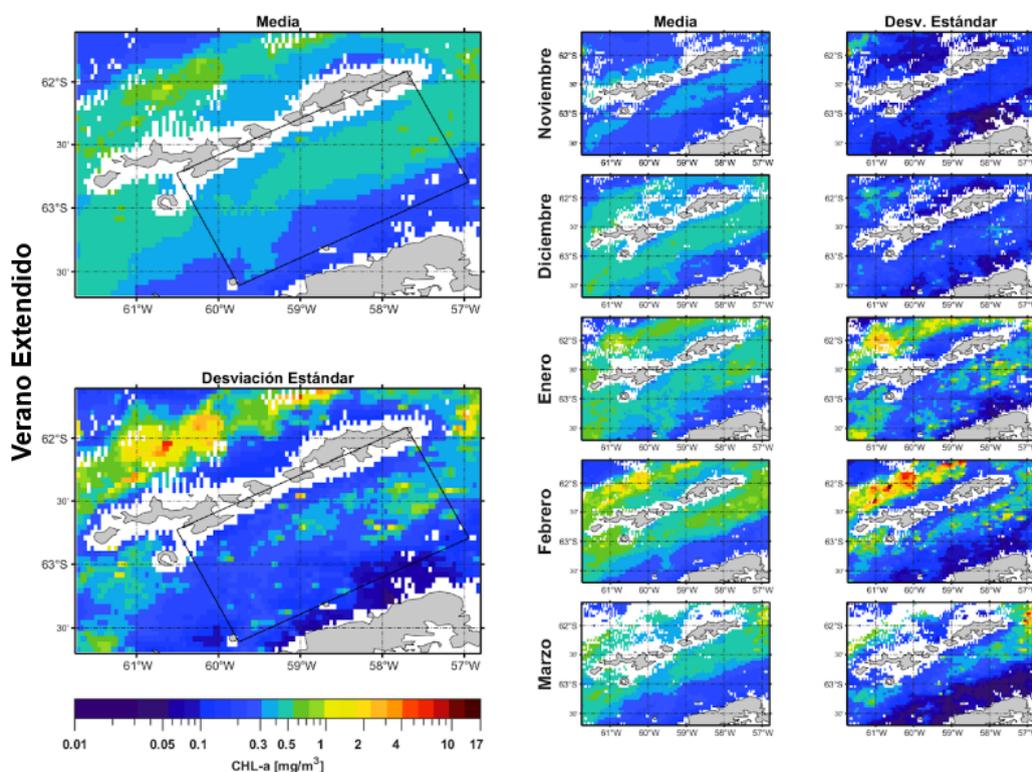


Figura 5: Campos de valores promedio y de desviación estándar de la Chl-a alrededor de las Islas Shetland del Sur y el Estrecho de Bransfield, para el verano extendido (y cada uno de sus meses) entre los años 2003-2020. La primera columna muestra las medias y desviaciones estándar considerando todo el verano extendido, la segunda y tercera columna muestra las medias y las desviaciones estándar, respectivamente, para cada uno de los meses del verano extendido (noviembre a marzo). Escala de valores logarítmica al lado inferior izquierdo de la figura.

Tabla 3: Coeficientes de determinación (r^2) y varianzas compartidas en porcentaje entre la serie original del Chl-a del estrecho y las series resultantes de la descomposición aditiva.

Serie	Coef. Determinación (r^2)	Varianza Compartida [%]
-------	-------------------------------	-------------------------

Interanual (yi)	0.25	25
Anual (mj)	0.13	13
Intraestacional (Residual ϵ_{ij})	0.62	62

Las series anual e interanual resultantes de la descomposición se muestran en la Figura 7. La porción analizada del ciclo anual de la Chl-a del EB durante el verano extendido nos muestra que, en promedio, tiene sus valores mínimos en el mes de noviembre, con anomalías de aproximadamente -0.15 [mg/m^3], aumentando gradualmente, con anomalías positivas desde mediados de diciembre. Los máximos valores de este ciclo anual se encuentran entre finales de enero y principios de febrero, superando los 0.1 [mg/m^3]. El comportamiento de esta serie a través de los meses se asemeja al aumento de la Chl-a mensual promedio mostrada en la Figura 5. Al analizar la variabilidad interanual de la Chl-a en EB, se puede observar que en la serie se sugiere un ciclo de periodo de 4-6 años, con un máximo absoluto en 2016 y dos máximos relativos en 2006 y 2012. La desviación estándar de la serie interanual es de 0.12 [mg/m^3]; son tres los años que escapan del rango de este valor: la anomalía de alta Chl-a del año 2016, con un valor de 0.34 [mg/m^3] propiciada por las altas anomalías de los meses de enero y febrero, las cuales exceden sus respectivas desviaciones por creces (3 y 1.3 std, respectivamente, Fig. 7b y Tabla 4); y las anomalías de baja Chl-a de los años 2003 y 2004, con valores de -0.17 y -0.13 [mg/m^3], respectivamente, estas determinadas en ambos casos por las bajas anomalías de noviembre, febrero y marzo.

Tabla 4: Desviaciones estándares de la serie interanual de Concentración de Clorofila-a utilizando el verano extendido completo, además de cada uno de sus meses.

Mes	Std [mg/m^3]
Verano Extendido (Nov-Mar)	0.12
Noviembre	0.06
Diciembre	0.12
Enero	0.29
Febrero	0.16
Marzo	0.12

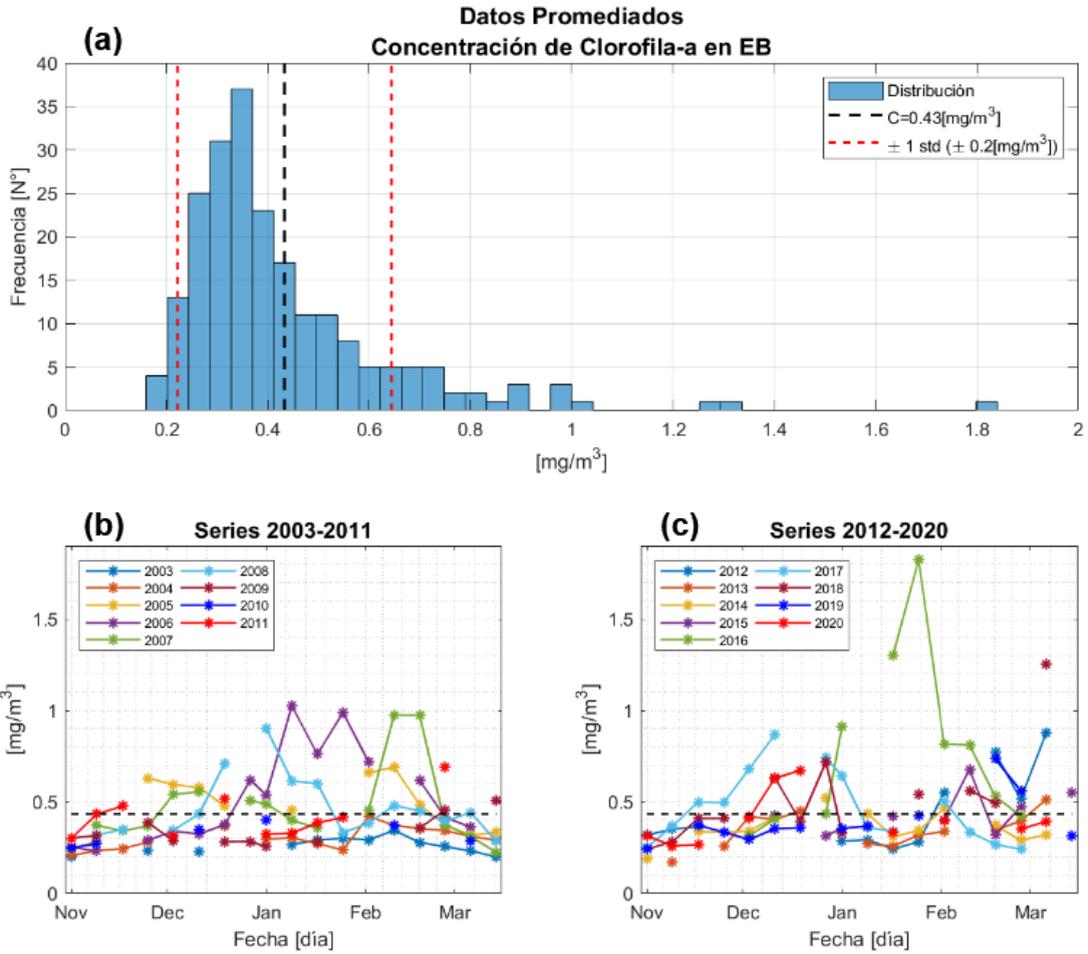


Figura 6: Valores de Chl-a promediados espacialmente dentro del Estrecho de Bransfield (dominio R2) en la resolución temporal original (6-8 días) para los veranos extendidos (noviembre a marzo) de los años 2003 al 2020: **(a)** Histograma de frecuencia de valores absolutos de Chl-a; el promedio a largo plazo ($C=0.43 \text{ [mg/m}^3\text{]}$) se muestra mediante la línea segmentada negra y las líneas segmentadas rojas muestran una desviación estándar respecto al promedio ($\pm 0.2 \text{ [mg/m}^3\text{]}$). **(b)(c)** Series de tiempo de promedios espaciales de Chl-a.

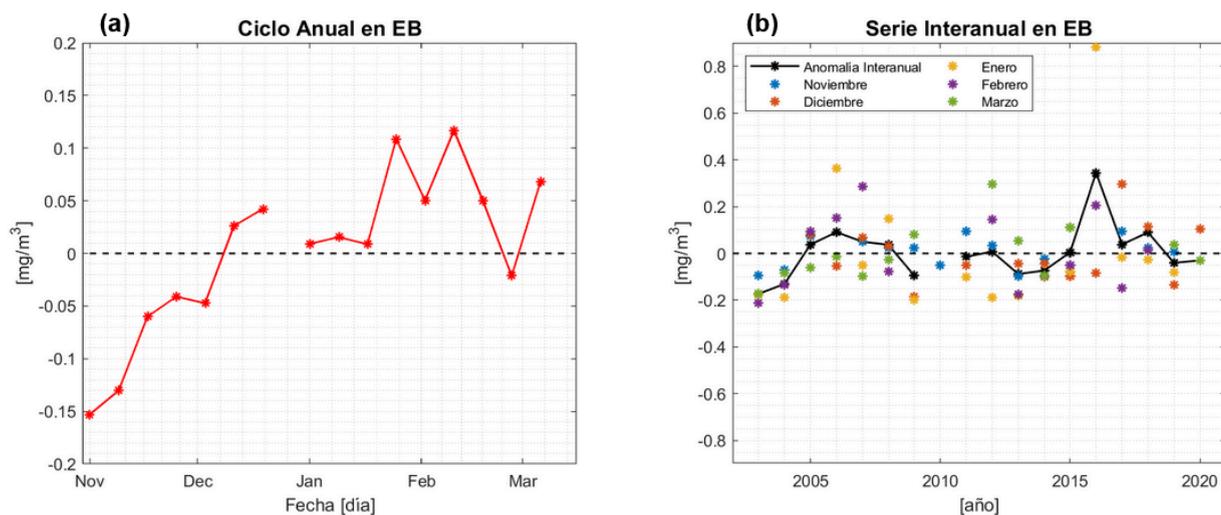


Figura 7: (a) Serie de anomalías promedio del ciclo anual respecto al valor medio de largo plazo de la Chl-a dentro del EB para el verano extendido (noviembre-marzo). (b) Serie de anomalías medias anuales de la Chl-a dentro del EB para los veranos extendidos entre 2003-2020 respecto al valor medio de largo plazo (variabilidad interanuales) en línea continua negra. Además, se muestran en puntos de colores las mismas series pero para cada mes.

Las anomalías intraestacionales, resultantes de la serie residual ε_{ij} obtenida desde la descomposición aditiva de la Ec. 2 (sección 4.2.1), nos permiten conocer cómo se comporta la Chl-a en una escala de tiempo de días a semanas; en este caso, con una resolución temporal de 6-8 días. La Figura 8a muestra la distribución de frecuencia de estas anomalías, en donde la mayoría de las anomalías se encuentran cercanas a cero y su desviación estándar es de 0.17 [mg/m³]. Los valores van desde anomalías negativas de aproximadamente -0.4 [mg/m³] en los primeros días de diciembre del 2015 y finales de febrero del 2016; hasta anomalías positivas máximas de hasta 0.9 [mg/m³] en enero del mismo año 2016. Los eventos extremos de alta y baja Chl-a (procedimiento de obtención en Sección 4.2.1.) que estudiaremos son 20 y 19 eventos, respectivamente. En las figuras 8b,c se pueden observar las fechas de estos eventos, además de sus excedencias respecto a la desviación estándar en cada caso. Las fechas y anomalías de los eventos de alta Chl-a que superan por creces la desviación estándar son: evento del 17-24 de enero del 2016, 6-13 de marzo del 2018 y 25 de enero-1 febrero del 2016 con más de 3, 4 y 5 std, respectivamente. En el caso de los eventos de baja Chl-a, los dos eventos de diciembre del 2015 alcanzan menos de -2 std. Los veranos extendidos de los años 2006, 2016 y 2017 son los que concentran la mayor cantidad de eventos extremos (de alta y baja Chl-a en conjunto), con 7, 6 y 5, respectivamente.

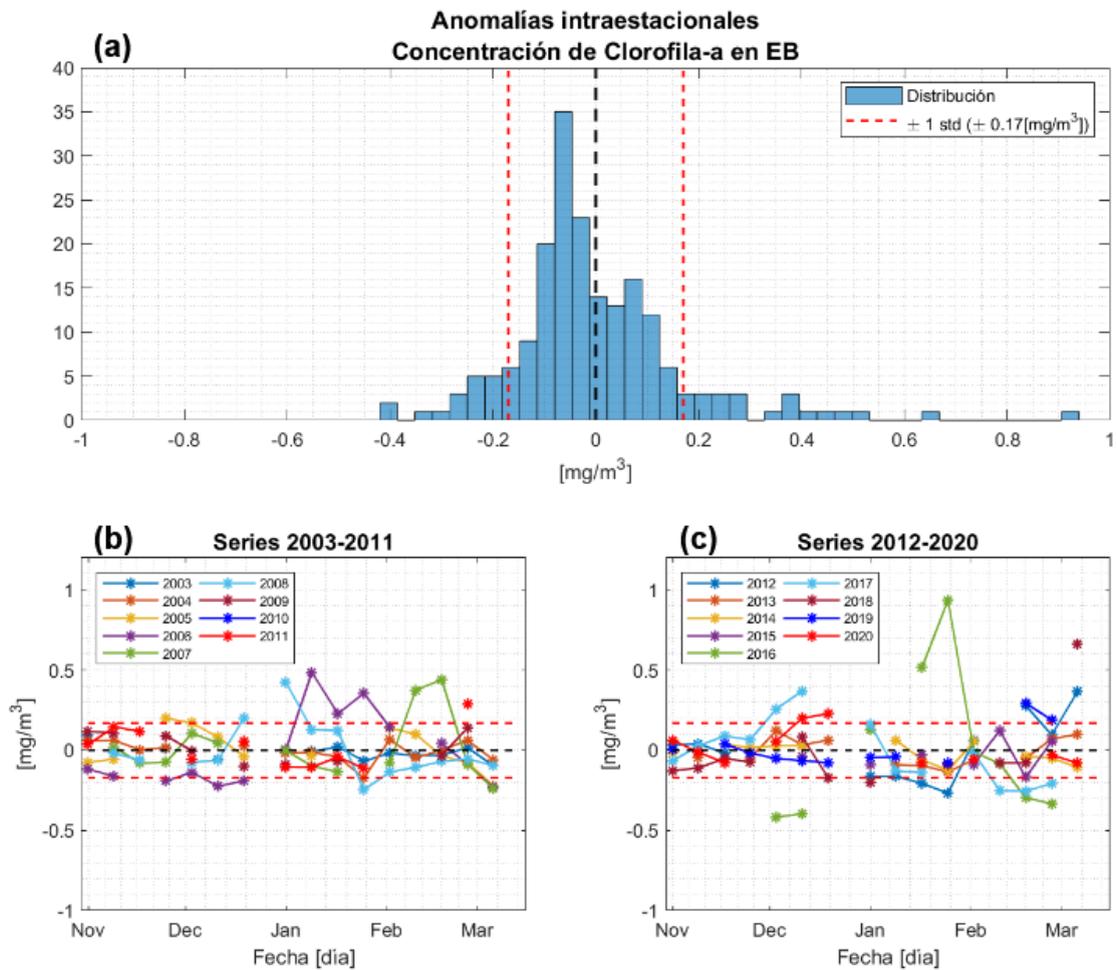


Figura 8: Anomalías intraestacionales de Concentración de Clorofila-a promediadas espacialmente dentro del Estrecho de Bransfield (dominio R2) en la resolución temporal original (6-8 días) para los veranos extendidos (noviembre a marzo) de los años 2003 al 2020: **(a)** Histograma de frecuencia de las anomalías de Chl-a, las líneas segmentadas rojas muestran una desviación estándar respecto al promedio (± 0.17 [mg/m³]). **(b)(c)** Series de tiempo de las anomalías de Chl-a. Acá igual se grafican la desviación estándar en líneas segmentadas rojas. Los puntos que superan estas líneas son considerados los eventos de alta y baja Chl-a.

5.2. Patrones Atmosféricos Intraestacionales en la Zona PA/OA

La clasificación de los 324 patrones atmosféricos correspondientes a cada dato temporal considerado en la escala intraestacional en la zona con dominio R1 (Fig. 3, que abarca la zona PA/OA) se efectuó a través un Análisis de Clústers k-means (Sección 4.2.2.1.). El número de clústers se obtuvo mediante el método del codo. En la Figura 9 se puede observar el resultado de utilizar este método, acá utilizamos valores de k de 1 a 20 clústers. En este caso, no es observable a simple vista un punto en donde se aplane fuertemente la curva de varianza explicada. Sin

embargo, notamos que desde 5 a 6 clústers, el aumento de la varianza explicada es mucho más gradual. Como la finalidad es encontrar un número de clústers adecuado para representar de buena forma la variabilidad de la zona PA/OA, se fijan 6 clústers en total, ya que con este número podemos caracterizar al menos el 50% de la varianza explicada de la zona.

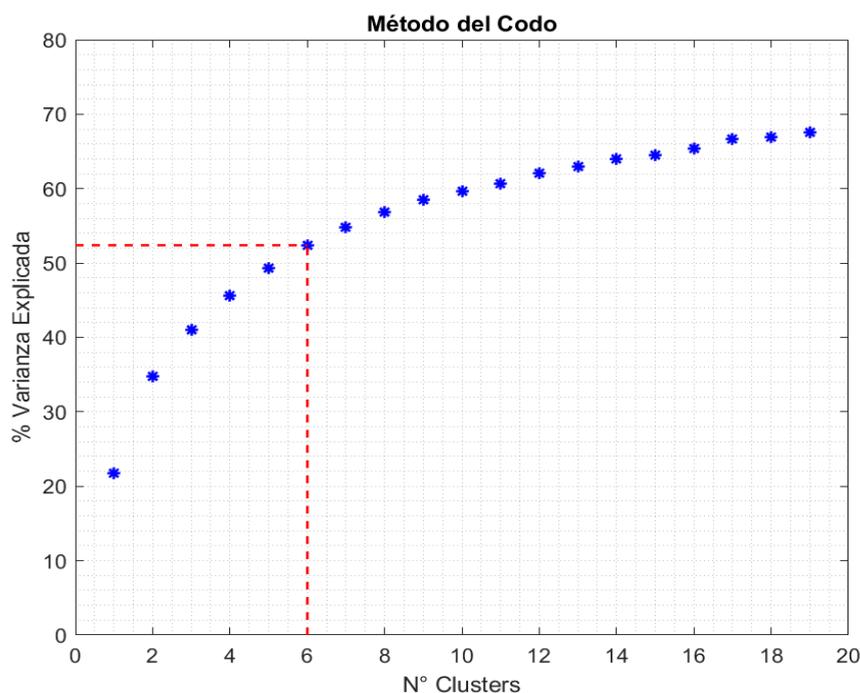


Figura 9: Método del Codo para el Análisis de Clústers de los patrones de circulación atmosféricos intraestacionales generales de la zona PA/OA.

Los 6 grupos resultantes se pueden observar en la Figura 10 y serán diferenciados con las letra G. Según la cantidad de casos en cada grupo, los clústers más frecuentes son el G3 y G5 con 62 y 67 casos, respectivamente, y el clúster menos frecuente es el G1 con 38 casos. Cada uno de estos grupos exhiben características particulares de la meteorología dentro del Estrecho de Bransfield. Además, si observamos de forma general las condiciones meteorológicas de circulación atmosférica, temperatura y radiación solar de los 6 clústers formados (Figs. 10-15), notamos que estas son opuestas entre 3 pares de clústers: los clústers G1 y G3, clústers G2 y G4, y finalmente, los clústeres G5 y G6, condiciones que comentaremos a continuación.

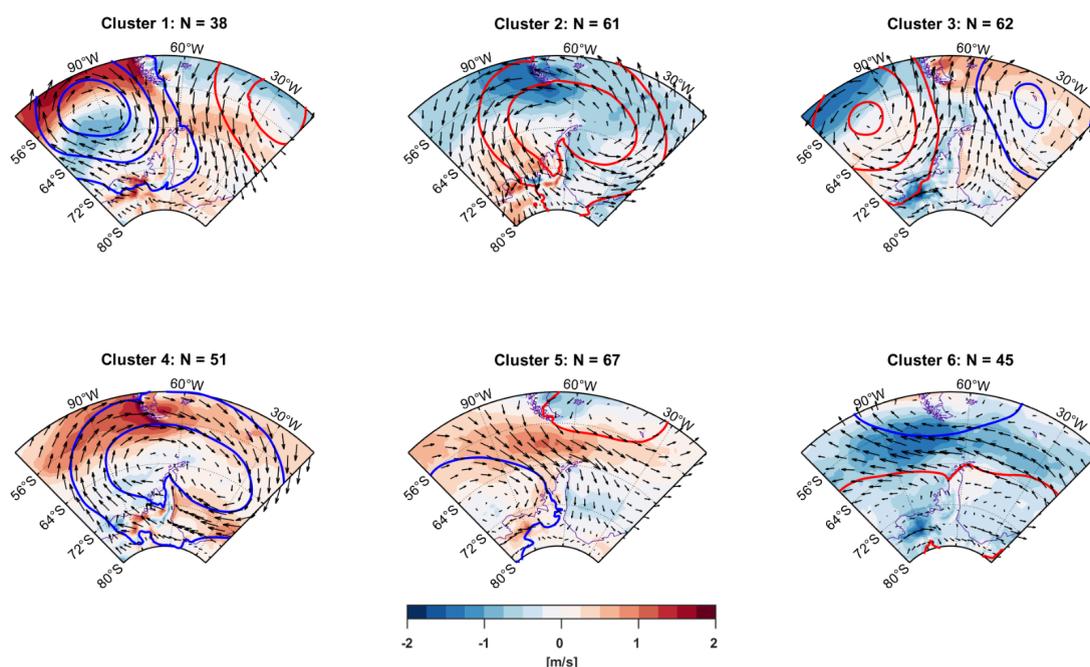


Figura 10: Promedio de anomalías intraestacionales de circulación atmosférica para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers k-means. En cada título se presenta el total de casos de cada clúster. En color se grafican las anomalías de magnitud del viento (escala de valores abajo); en líneas continuas se grafican las anomalías de PNM (en azul se muestran las anomalías negativas y en rojo las positivas, con intervalos cada 3 [hPa]; no se muestra la línea del cero); finalmente, los vectores indican sólo la dirección de las anomalías de viento.

Los patrones atmosféricos intraestacionales observados en el primer par de clústers (G1 y G3) se caracterizan por un dipolo zonal, en donde el clúster G1 (clúster G3) posee una anomalía ciclónica (anticiclónica) al oeste de PAO, centrada al norte del Mar de Bellingshausen, y una anomalía anticiclónica (ciclónica) al este de PAO, centrada al sur del Atlántico. Este dipolo induce anomalías de viento norte con magnitudes mayores (viento sur con magnitudes menores) en la zona del Estrecho de Bransfield en el caso del clúster G1 (clúster G3). Consecuentemente, tanto la temperatura a 2 metros como la temperatura superficial del mar también se comportan de forma opuesta para estos dos clústers: T2M y TSM exhiben anomalías positivas (negativas) en el EB para el clúster G1 (clúster G3). Finalmente, la anomalía ciclónica (anticiclónica) al oeste de EB del clúster G1 (clúster G3) conlleva a que el flujo de radiación de onda corta en superficie y cobertura de nubes presente anomalías de cielos cubiertos (cielos despejados) en esta zona.

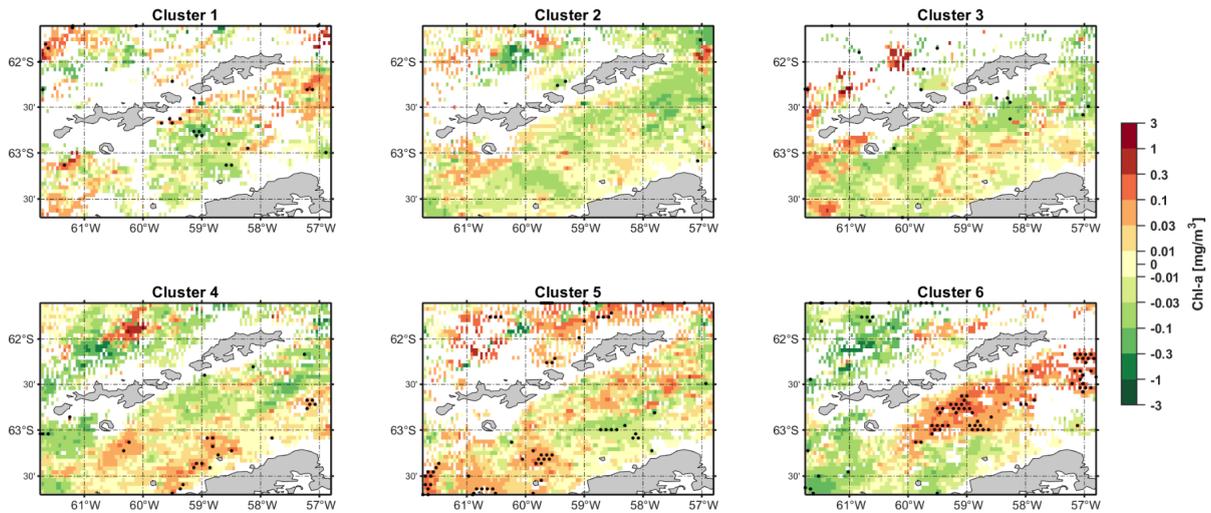


Figura 11: Promedio de anomalías intraestacionales de Chl-a para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers k-means. Escala de valores logarítmica a la derecha de la figura. Los puntos en las figuras indican las zonas que son estadísticamente significativas mediante el Método de Monte Carlo de dos colas y 5% de significancia.

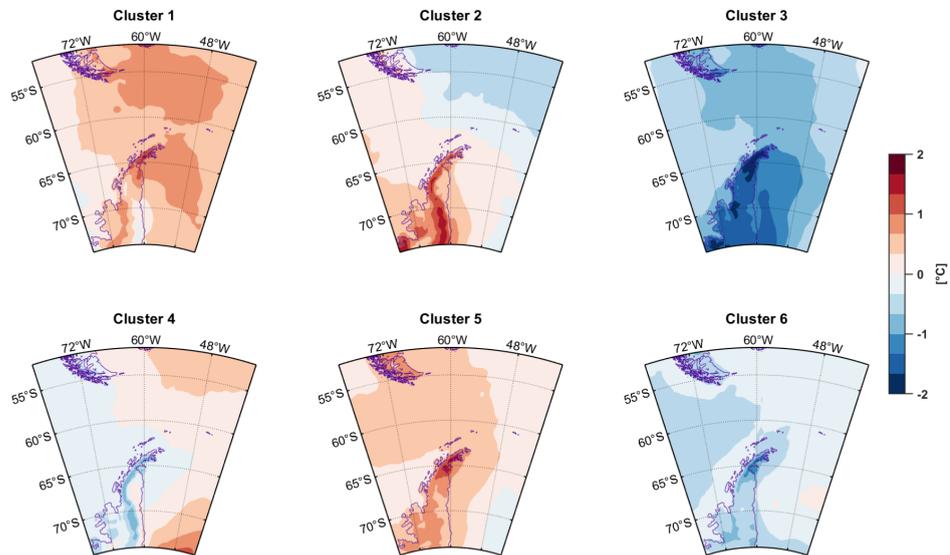


Figura 12: Promedio de anomalías intraestacionales de temperatura a 2 metros (T2M) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers k-means. Escala de valores a la derecha de la figura.

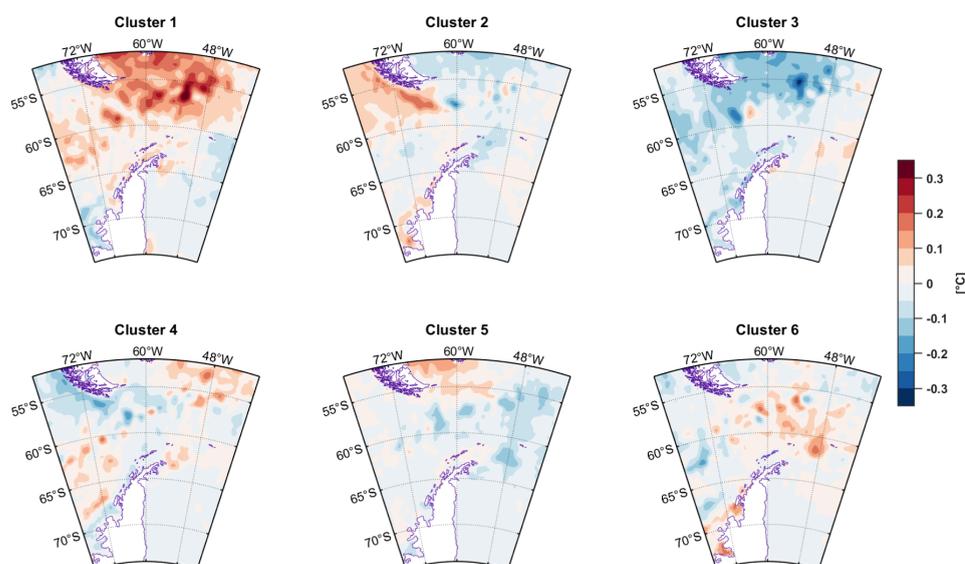


Figura 13: Promedio de anomalías intraestacionales de temperatura superficial del mar (TSM) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers k-means. Escala de valores a la derecha de la figura.

Observando el siguiente par de clústers opuestos (G2 y G4), éstos se caracterizan por tener una circulación de un solo polo (monopolo). Para el clúster G2 (clúster G4) una anomalía anticiclónica (cyclónica) se encuentra centrada justo al norte de PAO. Estos clústers poseen anomalías cercanas a cero en la magnitud y dirección del viento en el EB, lo que nos indica valores cercanos a lo normal en esta zona. Las anomalías de las otras variables atmosféricas en el EB, como T2M, TSM, FRSOC y CTN, al igual que el viento, muestran valores cercanos a cero, o sea cercanos al promedio de largo plazo.

Finalmente, la Figura 10 revela que los clústers G5 y G6 muestran un dipolo meridional; el clúster G5 (clúster G6) exhibe una anomalía anticiclónica (cyclónica) al norte de Paso de Drake, centrada en el Atlántico sur (Patagonia); y una anomalía ciclónica (anticiclónica) al sur del Paso de Drake, centrada en el Mar de Bellingshausen (Continente Antártico). Las anomalías de circulación inducen anomalías de viento del oeste (relativamente más débiles del este) en el EB para el clúster G5 (clúster G6). La T2M en el EB (Fig. 12) es levemente más alta de lo normal (baja de lo normal) con anomalías de ~ 0.5 °C (~ -0.5 °C) en el clúster G5 (clúster G6). En cuanto a TSM (Fig. 13) en EB, los valores muestran para ambos clústers valores cercanos a lo normal. La condiciones de circulación atmosférica implica que las anomalías de FRSOC y CTN en PAO (Figs. 14 y 15) indiquen cielos cubiertos (cielos despejados) en el clúster G5 (clúster G6), pero al acercarnos hacia el norte en el EB, las condiciones son más cercanas a lo normal.

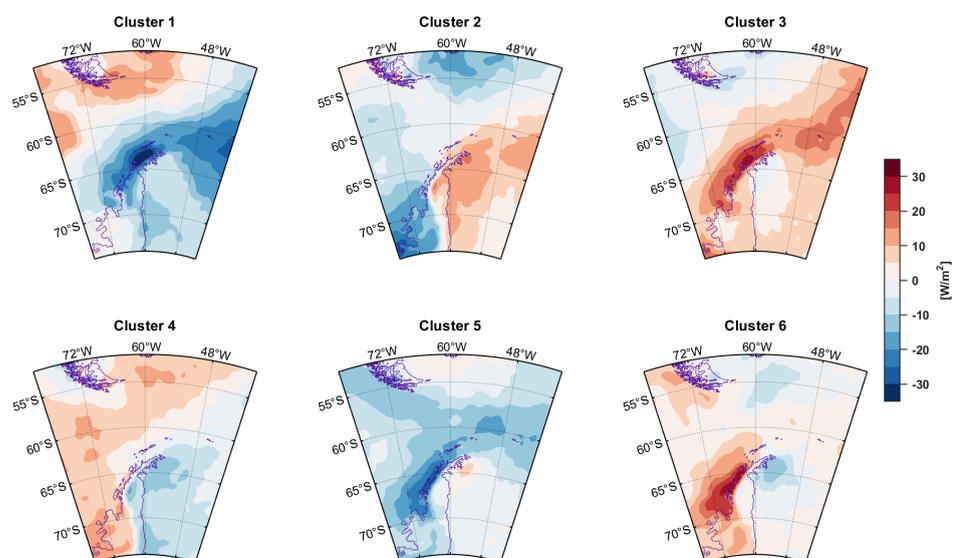


Figura 14: Promedio de anomalías intraestacionales de flujo de radiación neta en superficie de onda corta (FRSOC) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers k-means. Escala de valores a la derecha de la figura.

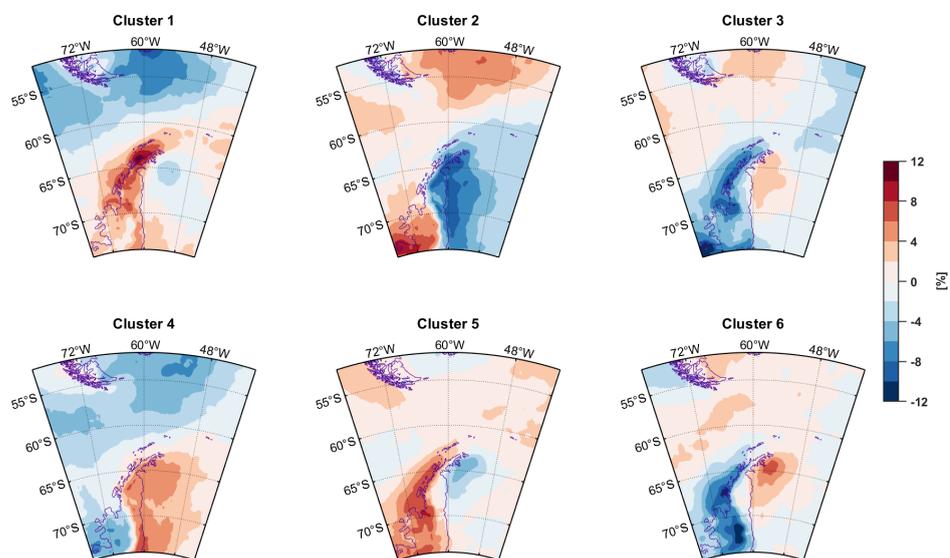


Figura 15: Promedio de anomalías intraestacionales de porcentaje de cobertura de total de nubes (CTN) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers k-means. Escala de valores a la derecha de la figura.

Las anomalías promedio de Chl-a para cada clúster en el Estrecho de Bransfield y alrededor de las Islas Shetland del Sur se pueden observar en la Figura

11. Además, se señala con puntos las zonas en que existe significancia estadística por Monte Carlo en las anomalías. Las condiciones opuestas que se observan en la meteorología del EB y alrededores entre pares de clústers, además de la circulación general observada entre estos pares (Figuras 9-13) no se advierten de forma clara en las anomalías de Chl-a, con valores más dispersos entre puntos de grilla dentro del EB en cada clúster. Los clusters G1, G2 y G3 muestran una mayor cantidad de puntos de grilla con anomalías negativas dentro del EB, algunos de los cuales alcanzan valores menores a -0.1 [mg/m^3]. Sin embargo, al revisar con más detención, solo los clústers G1 y G3 poseen sectores, que por lo demás son escasos, en donde estas anomalías son estadísticamente significativas. Para los clústers G4 y G5, los sectores con anomalías positivas de Chl-a son más frecuentes que en los clústers anteriores, pero las grillas significativas se pueden observar más al sur del EB, cerca de la Península Antártica Norte, con valores entre 0.1 y 0.3 [mg/m^3]. Finalmente, el clúster que mayor cantidad de grillas con significancia estadística tiene dentro del EB es el clúster G6, que además posee anomalías positivas que superan los 0.3 [mg/m^3] en algunos sectores.

5.3. Eventos Extremos de alta y baja Chl-a

Tabla 5: Fechas de cada uno de los eventos de alta y baja Chl-a agrupadas según los clústers de eventos.

	Fechas por clúster				Total eventos
	Clúster 1	Clúster 2	Clúster 3	Clúster 4	
Eventos Alta Chl-a	24 Nov-01 Dic 2004 25 Ene-01 Feb 2006 18-25 Feb 2012 05-12 Mar 2012 17-24 Ene 2016 02-09 Dic 2016 18-25 Feb 2019 26 Feb-05 Mar 2019 11-18 Dic 2019	18-25 Feb 2007 10-17 Dic 2016 06-13 Mar 2018	17-24 Ene 2006 01-08 Ene 2008 26 Feb-05 Mar 2011 25 Ene-05 Feb 2016 19-26 Dic 2019	09-16 Ene 2006 10-17 Feb 2007 19-26 Dic 2007	20
Eventos Baja Chl-a	25 Nov-02 Dic 2005 11-18 Dic 2005 06-13 Mar 2007 25 Ene-01 Feb 2008 17-Ene-2012' 03-10 Dic 2015	06-13 Mar 2006 18-25 Feb 2016 18- 25 Feb 2017 19-26 Dic 2017	06-13 Mar 2005 19-26 Dic 2005 25 Ene-01 Dic 2012 11-18 Dic 2015 26 Feb-05 Mar 2017 01-08 Ene 2018	25 Ene-01 Feb 2004 26 Feb-04 Mar 2016 10-17 Feb 2017	19

Para el análisis de esta sección, se consideraron 20 eventos de alta Chl-a y 19 eventos de baja Chl-a; en la Tabla 5 se pueden observar las fechas de estos eventos y en la Figura 8b,c los valores, mostrados sobre los umbrales ahí graficados. Los resultados de la clasificación aglomerativa en clústers para los patrones atmosféricos de los 20 y 19 eventos de alta y baja Chl-a, respectivamente,

se relatan en este subcapítulo. Resultaron 4 grupos para cada caso, los cuales serán diferenciados con la letra H (inicial de la palabra en inglés High) para los de alta Chl-a, y la letra L (inicial de la palabra en inglés Low) para los de baja Chl-a; los respectivos patrones de circulación y las cantidades de eventos en cada clúster son mostrados en las Figuras 16 y 23 para alta y baja Chl-a, respectivamente.

5.3.1. Clasificación para eventos de alta Chl-a

De los 4 grupos generados en esta categoría, el clúster H1 es el que posee la mayor cantidad de eventos con 9, representando el 45% del total. Le sigue el clúster H3 con 5 eventos (25%) y finalmente los clústers H2 y H4 con 3 eventos cada uno (15%). Los patrones sinópticos determinan la circulación atmosférica y las correspondientes condiciones meteorológicas que inciden particularmente en el EB y alrededores. Los diferentes grupos generados en esta clasificación de alta Chl-a se pueden observar en las Figuras 16-21. Además, en la Figura 22 se puede observar la cuantificación de las anomalías en el EB de los clústers en términos de las respectivas desviaciones estándares de algunas variables meteorológicas y en la Figura 17 las anomalías intraestacionales de Chl-a para cada clúster. A continuación se comentarán estas condiciones para cada uno de los grupos.

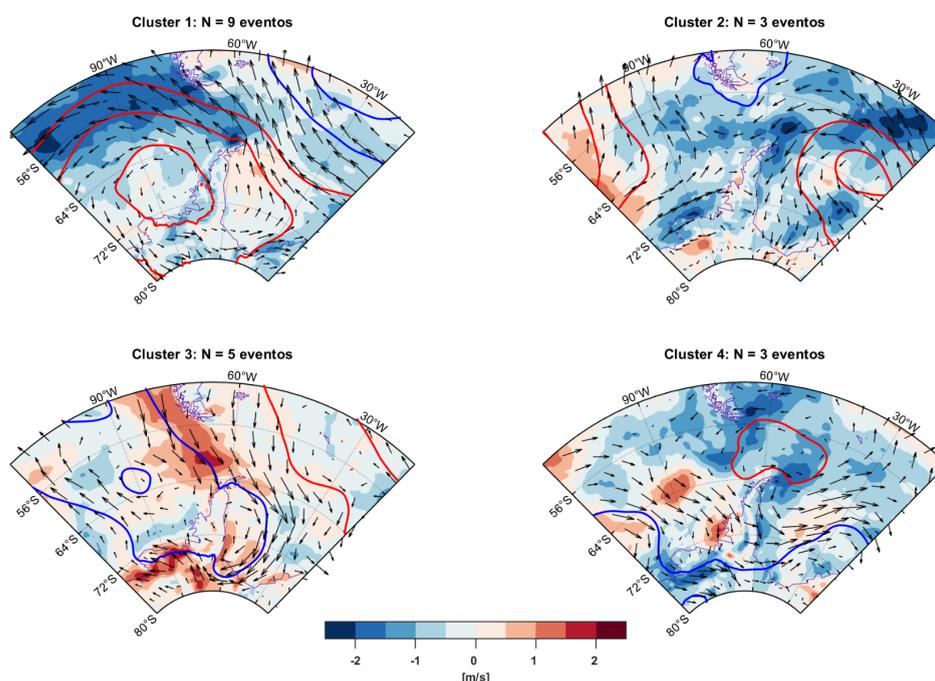


Figura 16: Promedio de anomalías intraestacionales de circulación atmosférica para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de alta Chl-a en el EB. En cada título se definen el total de casos de cada clúster. En color se grafican las anomalías de magnitud del viento (escala de valores abajo); en líneas continuas se grafican las anomalías de PNM (en azul se muestran las anomalías negativas y en rojo las positivas, con intervalos cada 3 [hPa]; no se muestra la línea del cero); finalmente, los vectores indican sólo la dirección de las anomalías de viento.

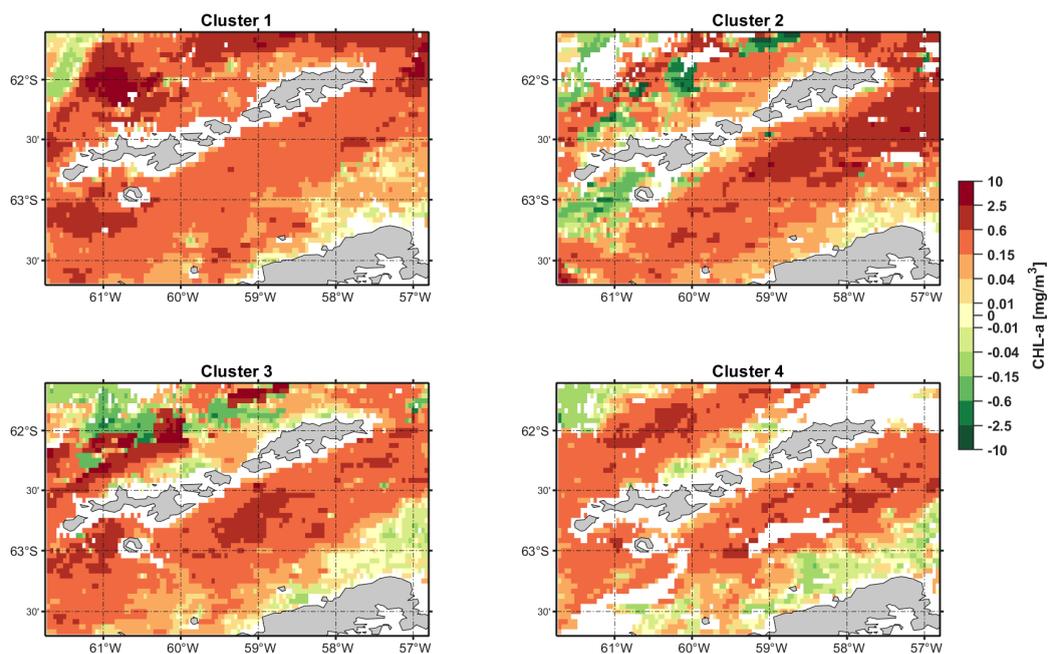


Figura 17: Promedio de anomalías intraestacionales de Concentración de Clorofila-a para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de alta Chl-a en el EB. Escala de valores logarítmica a la derecha de la figura.

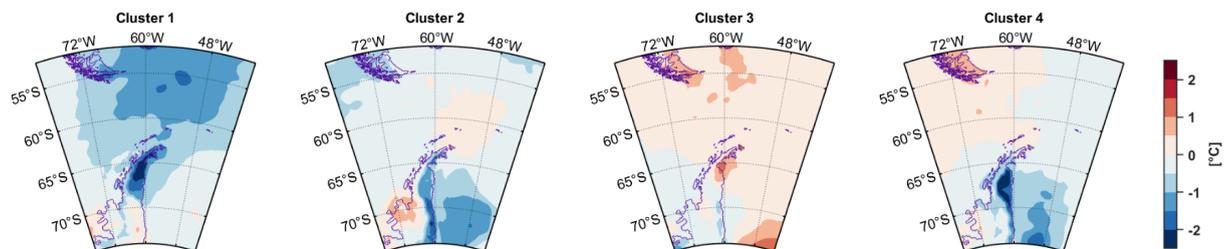


Figura 18: Promedio de anomalías intraestacionales de temperatura a 2 metros (T2M) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de alta Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

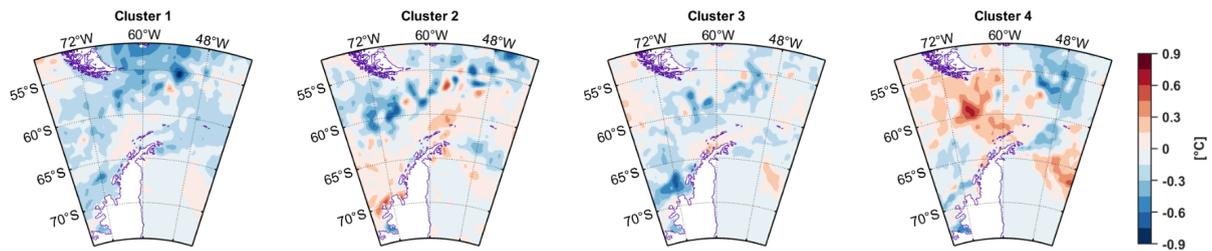


Figura 19: Promedio de anomalías intraestacionales de temperatura superficial del mar (TSM) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de alta Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

El clúster H1, al ser el grupo con mayor cantidad de eventos, se muestra como una condición intraestacional frecuente para eventos de alta Chl-a. Dentro del estrecho, las anomalías de Chl-a promedio (Fig. 17) son menores a las de los otros clústers en la zona noroeste, donde no supera los $0.6 \text{ [mg/m}^3\text{]}$, excepto en algunos puntos de grilla; sin embargo, en la zona al noreste de las ISS, se observan anomalías mayores, de $2.5 \text{ [mg/m}^3\text{]}$. En cuanto a las condiciones de circulación atmosférica, este clúster se caracteriza por una anomalía de alta presión con centro y máximo de casi 12 [hPa] frente a la PAO en el Mar de Bellingshausen y que se extiende por todo el continente Antártico (Fig.16). Esta anomalía conlleva una circulación anticiclónica anómala alrededor de la alta presión que, al norte de la PA, genera vientos anormalmente débiles de dirección sureste, con anomalías que logran alcanzar los -2.5 [m/s] ; este valor corresponde a casi 2 std en el EB (Fig. 22). Las condiciones estables de esta anomalía anticiclónica representan zonas más despejadas de lo normal en la PAO, extendiéndose hacia el Paso de Drake, como se puede observar con las anomalías de FRSOC Y CTN, que logran alcanzar valores de $\sim 40 \text{ [W/m}^2\text{]}$ y -10% en el EB (Figs. 20 y 21), respectivamente, este último valor alcanza a superar 1 std en la zona de estudio (Fig. 21). En cuanto a T2M (Fig. 18), la circulación anómala del sureste induce advección fría desde el Mar de Weddell, con anomalías que no bajan de $-1 \text{ [}^\circ\text{C]}$ en el EB pero que logran superar 1 std en el lugar (Fig. 22).

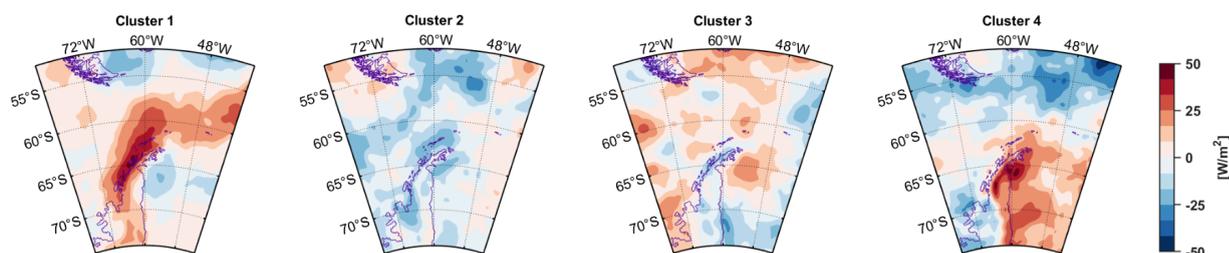


Figura 20: Promedio de anomalías intraestacionales de flujo de radiación neta en superficie de onda corta (FRSOC) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de alta Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

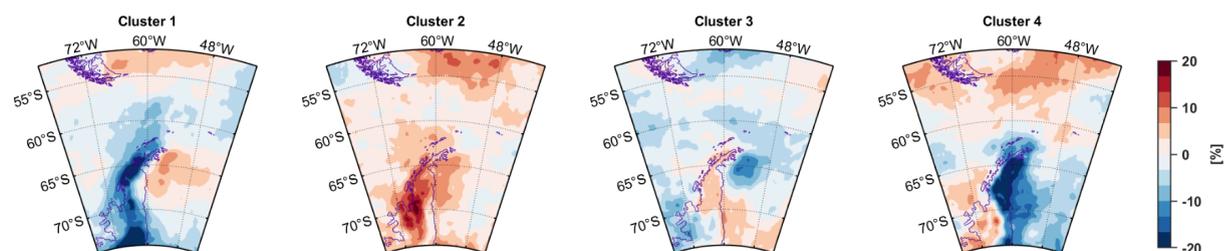


Figura 21: Promedio de anomalías intraestacionales de cobertura total de nubes (CTN,) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de alta Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

El segundo clúster con mayor cantidad de eventos es el H3. Las anomalías de Chl-a de este clúster indican que en la zona suroeste del estrecho los valores se mantienen más altos de lo normal en comparación con los otros clústers, llegando a superar $0.8 \text{ [mg/m}^3\text{]}$. Hay que considerar que dentro de este clúster se encuentra el evento con mayor anomalía promedio de Chl-a dentro de EB (Fig. 8c), que llega a superar 5 std con un valor de $\sim 0.9 \text{ [mg/m}^3\text{]}$, correspondiente al periodo comprendido entre el 25 de enero y el 1 de febrero del 2016 (Tabla 5). El patrón promedio de circulación atmosférica intraestacional nos muestra anomalías de baja presión, que tienen su centro en el Mar de Bellinghausen y se extienden desde el Pacífico Sur (frente a costas chilenas) hasta llegar a cubrir la PA (Fig. 16). Esta anomalía ciclónica induce anomalías de viento desde el noroeste que aumentan en su magnitud desde las costas del sur de Chile hasta el norte de la PA, aunque en EB las magnitudes alcanzan anomalías de entre 0.5 y 1 m/s que no logran superar 1 std

(Fig. 22). Las anomalías promedio de FRSOC y CTN se muestran casi nulas en la zona de PAO y EB. Lo mismo pasa con la temperatura, aunque se observa un leve aumento en la zona sur del Estrecho en la TSM que logra superar 1 std.

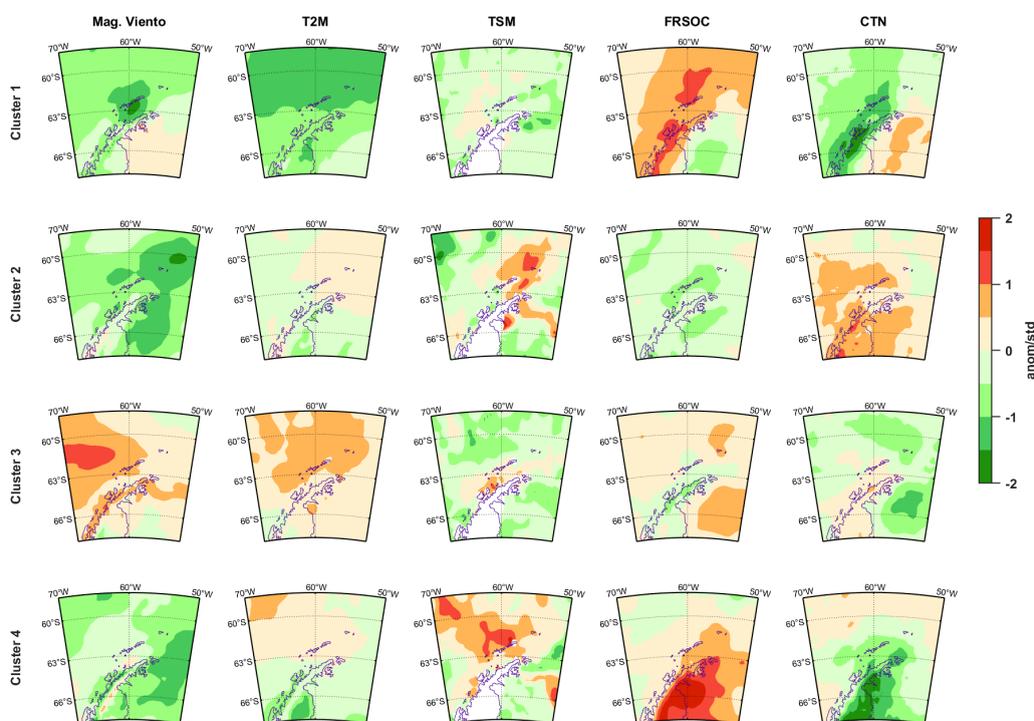


Figura 22: Anomalías intraestacionales estandarizadas de 5 variables meteorológicas: magnitud del viento, T2M, TSM, FRSOC Y CTN, para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de alta Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

Finalmente, los clústers H2 y H4, con solo 3 eventos cada uno, se convierten en los patrones atmosféricos menos frecuentes para eventos de alta Chl-a. Los valores de las anomalías de Chl-a se mantienen bastantes altas dentro del estrecho en este clúster, principalmente en la zona noroeste, donde alcanza valores de más de 2.5 [mg/m^3] (Fig. 17). El clúster H2 posee una pequeña anomalía de baja presión de -3 hPa ubicada en el sur de la Patagonia, y dos anomalías anticiclónicas en cada lado de la PA (Fig. 15). Este patrón atmosférico conlleva a una circulación con anomalías de viento del este y de magnitud más débil de lo normal en EB, que no logra superar 1 std, pero sí más al noreste del estrecho (Fig. 22). La ubicación de la baja presión además implica anomalías de FRSOC y CTN que representa cielos levemente más cubiertos en EB (Fig 20 y 21). Por otra parte, el clúster H4 muestra una anomalía anticiclónica de máximo 4 hPa en el Paso de Drake, que implica vientos de normales a relativamente más débiles al norte de PA (Fig. 16). Las

condiciones de nubosidad son opuestas a la del clúster H2, con anomalías que representan cielos levemente más despejados en EB.

5.3.2. Clasificación para eventos de baja Chl-a

En este caso fueron 19 los eventos que superaron el umbral de 1 desviación estándar ($-0.17 \text{ [mg/m}^3\text{]}$). La cantidad de eventos de baja Chl-a para cada uno de los grupos generados en esta clasificación es casi similar a diferencia que la clasificación de eventos de alta Chl-a. Los clústers L1 y L3 son los con mayor cantidad de eventos, con 6 cada uno (32%), siguiéndole el clúster L2 con 4 eventos (21%) y finalmente el L4 con 3 eventos (16%). Los diferentes grupos generados en esta clasificación de baja Chl-a se pueden observar en las Figuras 23-28. Además, en la Figura 29 se puede observar la cuantificación de las anomalías en el EB de los clústers en términos de las respectivas desviaciones estándares de algunas variables meteorológicas y en la Figura 24 las anomalías intraestacionales de Chl-a para cada clúster. A continuación se comentarán estas condiciones para cada uno de los grupos.

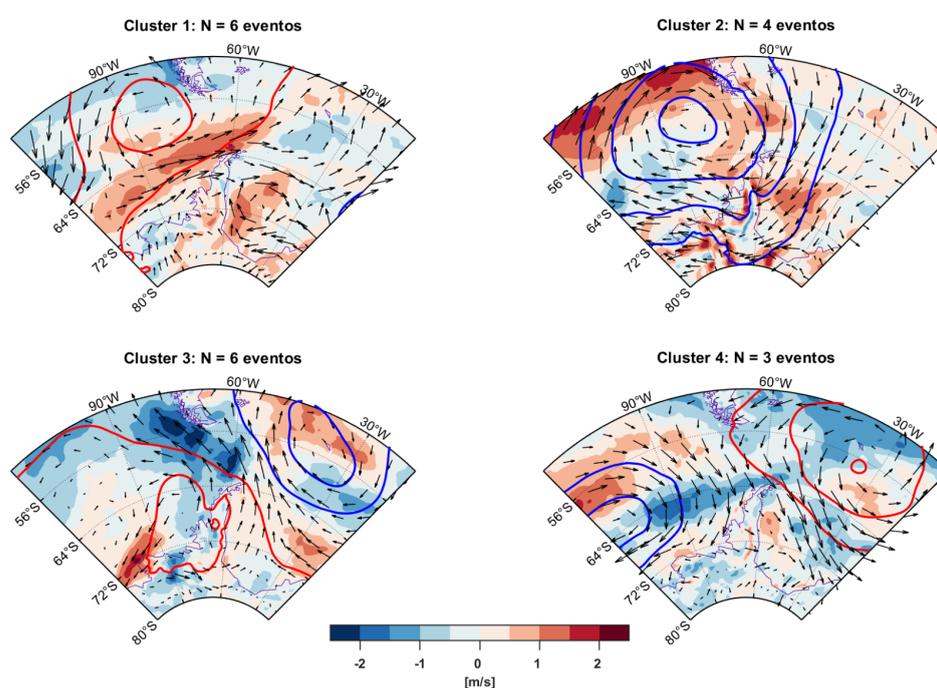


Figura 23: Promedio de anomalías intraestacionales de circulación atmosférica para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de baja Chl-a en el EB. Misma descripción que la Fig. 15.

En primer lugar, los clústers relativamente más frecuentes en este tipo de eventos (L1 y L3) muestran anomalías negativas de Chl-a de hasta $-0.6 \text{ [mg/m}^3\text{]}$ que

se mantienen en todo el EB. También hay puntos que llegan a los $-2.5 \text{ [mg/m}^3\text{]}$ en la zona noroeste (Fig 24). Ambos clústers se caracterizan por condiciones promedio de anomalías de altas presiones, pero centradas en diferentes sectores, y por lo tanto, con influencias diferentes en la zona de estudio. La anomalía anticiclónica del clúster L1 se encuentra centrada al oeste del Paso de Drake extendiéndose desde el Mar de Amundsen hasta el Atlántico Sur (Fig. 23). Esta configuración intraestacional permite anomalías promedio de viento oeste más intenso en la zona norte de la PAO, y por lo tanto en el EB, que en su zona suroeste supera 1 std (Fig 29), dando cuenta de lo relevante de estas anomalías. La condiciones estables que entrega este patrón atmosférico se ve reflejado también en la radiación solar que va de anomalías cercanas a cero a positivas en FRSOC y cercanas a cero a negativas de CTN (Fig. 27 y 28). En cuanto a la T2M y TSM, el estado es normal en el EB, pero con temperatura del aire más bajas de lo normal al este de PA. Las anomalías de estas últimas variables atmosféricas no logran ser tan relevantes al no superar 1 std en el estrecho (Fig 29).

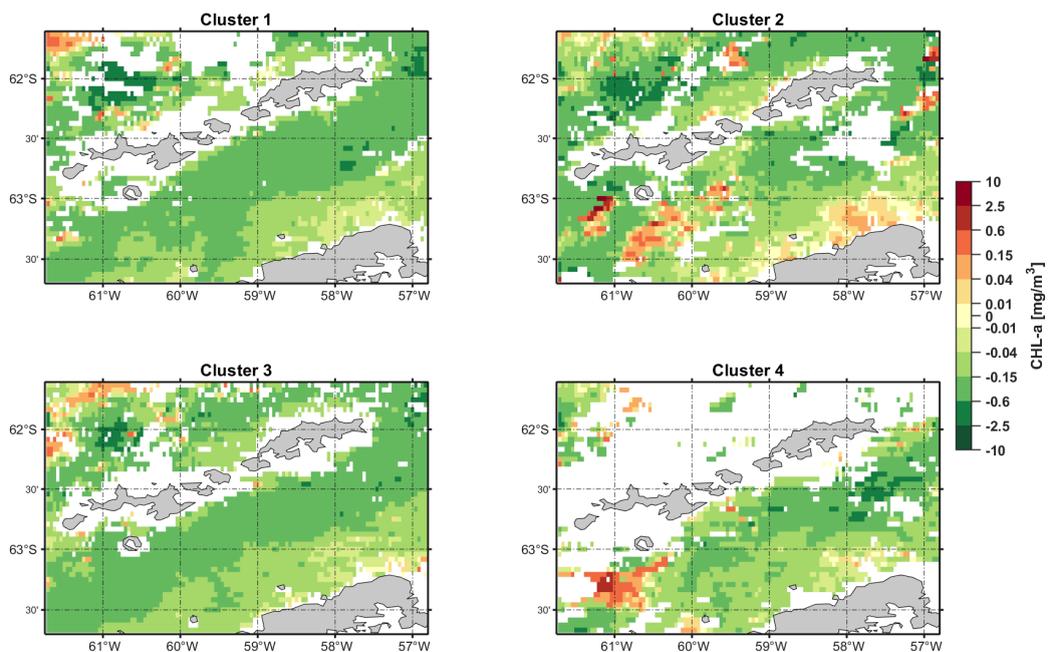


Figura 24: Promedio de anomalías intraestacionales de Chl-a para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de baja Chl-a en el EB. Escala de valores logarítmica a la derecha de la figura.

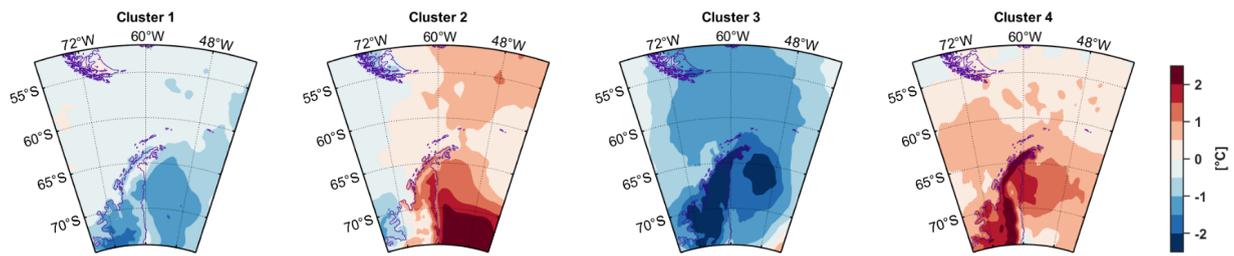


Figura 25: Promedio de anomalías intraestacionales de temperatura a 2 metros (T2M) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de baja Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

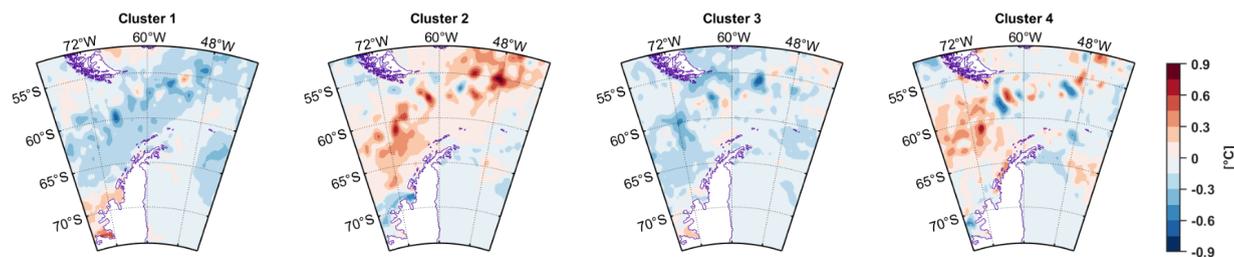


Figura 26: Promedio de anomalías intraestacionales de temperatura superficial del mar (TSM) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de alta Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

Por otra parte, la anomalía anticiclónica del clúster L3 se centra frente a PAO, al igual que el clúster H1 de los eventos de alta Chl-a (Fig. 16), pero con una anomalía de presión menos intensa de 8 [hPa] (Fig. 23). Las anomalías promedio de magnitud del viento en este caso también son negativas, pero estas se prolongan desde más al norte de las ISS, por lo tanto no logran ser relevantes en la zona de estudio, y además no superan 1 std (Fig. 29). Las condiciones estables de la alta presión establecen anomalías con cielos más despejados de lo normal en EB y la advección de aire desde el Mar de Weddell implica T2M más bajas de lo normal (Fig. 25), con anomalías menores a -1.5 [°C], que logran superar al doble la desviación estándar del estrecho (Fig. 29).

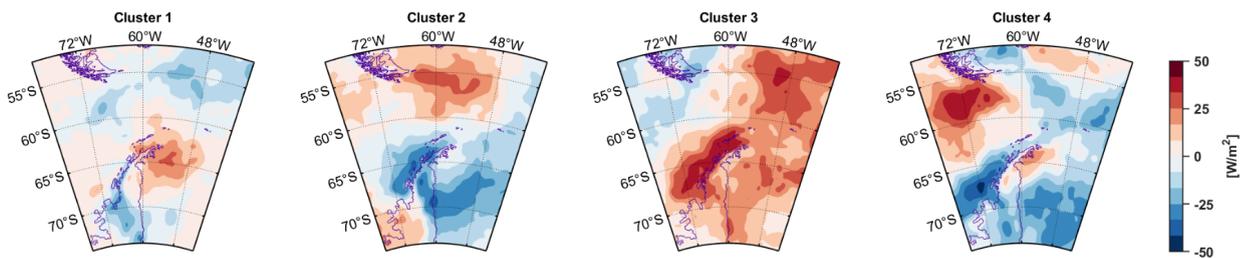


Figura 27: Promedio de anomalías intraestacionales de flujo de radiación neta en superficie de onda corta (FRSOC) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de baja Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

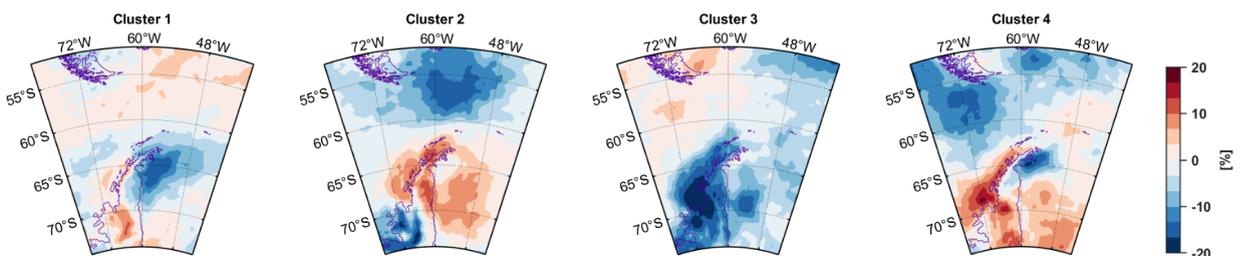


Figura 28: Promedio de anomalías intraestacionales de cobertura total de nubes (CTN,) para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de baja Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

Con respecto a los otros clústers, el clúster L2 se caracteriza por tener una anomalía promedio de PNM negativa centrada al noroeste de la PAO (Fig. 23). Esta anomalía ciclónica representa la generación de sistemas frontales que, como se observa en las anomalías de FRSOC y CTN, trae consigo una alta cobertura de nubes y baja disponibilidad de luz en toda la Península Antártica (Figs. 27 y 28), incluyendo nuestra zona de estudio, aunque estas no logran ser importantes con respecto a la desviación estándar (Fig. 29). La circulación anómala proveniente del noreste no afecta la magnitud del viento en EB, el que se mantiene cercano a lo normal. Finalmente, el clúster L4 nos muestra un dipolo de anomalía ciclónica al oeste de PAO centrada en el Mar de Bellingshausen y anomalía anticiclónica al noreste de PA, centrada en el Atlántico Sur (Fig.22). Este dipolo trae consigo advección cálida desde el Pacífico Sur a la zona norte de PAO, que se puede observar las anomalías positivas de T2M, que logran superar 1 std (Fig. 29).

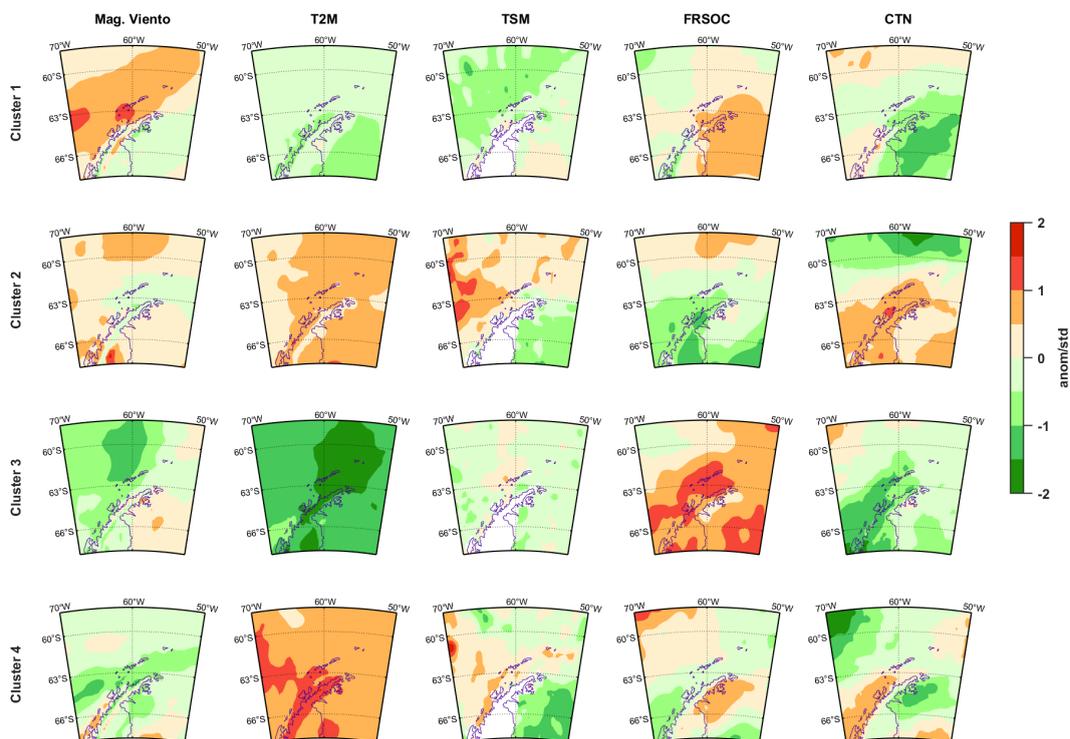


Figura 29: Anomalías intraestacionales estandarizadas de 5 variables meteorológicas: magnitud del viento, T2M, TSM, FRSOC Y CTN, para cada clúster obtenido del Análisis de Clústers Aglomerativo de los eventos de baja Chl-a en el EB. Escala de valores a la derecha de la figura.

5.4. Condiciones Oceanográficas: Casos de Estudio

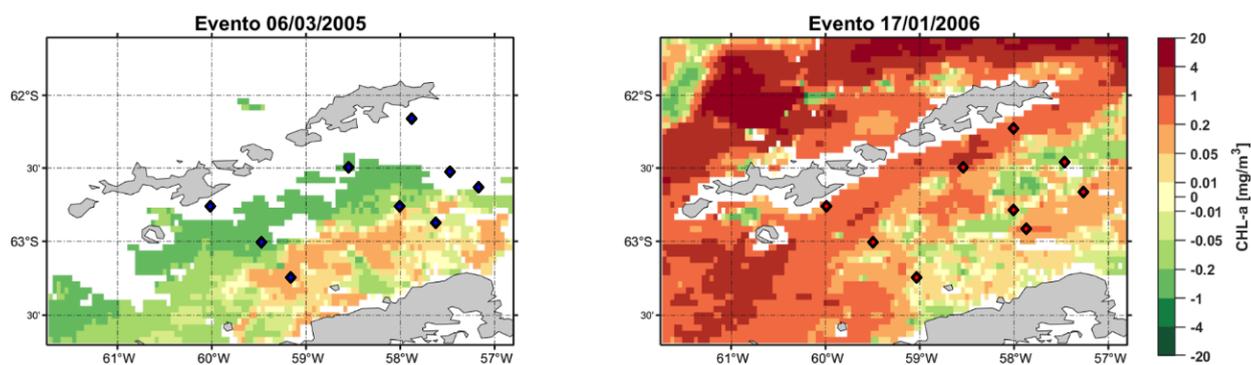


Figura 30: Anomalías intraestacionales de Chl-a en el EB, para los dos eventos utilizados para explorar condiciones oceanográficas del EB: 06/03/2005 para el evento de baja Chl-a y 17/01/2006 para el evento de alta Chl-a. Los rombos representan los puntos donde hubo mediciones en cada fecha. Escala de valores logarítmica a la derecha de la figura.

Ahora, además de los resultados previamente obtenidos en donde relacionamos la Chl-a con las condiciones sinópticas-intraestacionales de la atmósfera, se han incorporado observaciones oceanográficas para enriquecer nuestro entendimiento del sistema. Mediante un cruce de información entre datos hidrográficos de perfiles CTD y los eventos de alta y baja Chl-a obtenidos en los análisis anteriores, se logró encontrar perfiles que muestran las condiciones oceanográficas del Estrecho de Bransfield cercanos a dos eventos opuestos entre sí: 1) perfiles del 1 de marzo del 2005 (identificados con la letra B), que son previos al evento del 6 de marzo de baja Chl-a ubicado en el clúster L3; 2) perfiles del 17 de enero del 2006 (identificados con la letra A), que coinciden con el evento de la misma semana de alta Chl-a ubicado en el clúster H3. Los perfiles forman tres transectos a lo ancho del EB, enumerados desde el noreste al suroeste; sus ubicaciones pueden ser observadas en la Figuras 3 y 30.

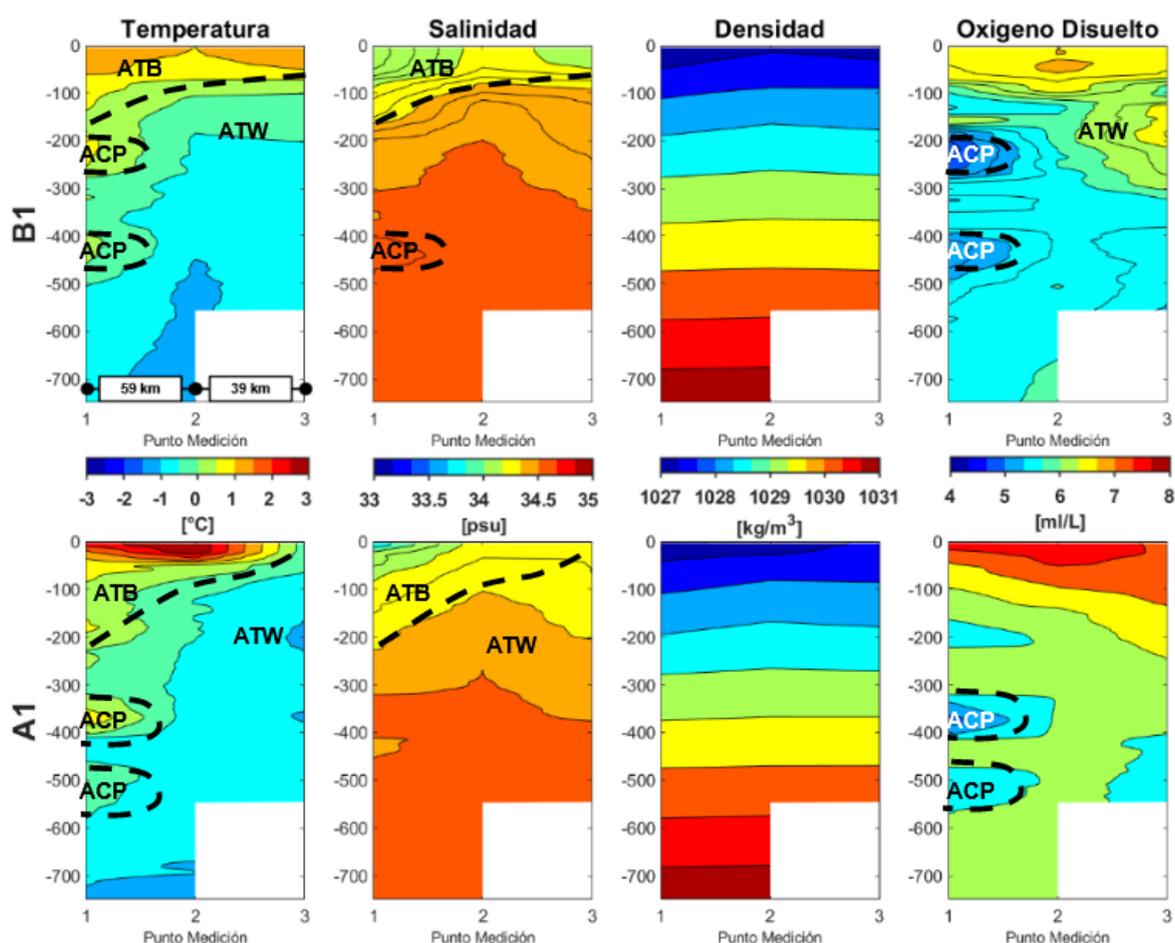


Figura 31: Mediciones de los perfiles de CTD en el transecto 1, arriba para el evento B (baja Chl-a, 01/03/2005) y abajo para el evento A (alta Chl-a, 17/01/2006). Las variables hidrográficas mostradas son Temperatura, Salinidad, Densidad y Oxígeno Disuelto, cada escala de valores se encuentra al medio. Estos datos fueron obtenidos de los cruceros históricos del programa AMLR. En el primer gráfico se pueden observar las distancias de los puntos de medición en este transecto. Las letras y líneas (segmentadas) negras muestran

los diferentes tipos de masas de agua en el estrecho en cada perfil, según sus características físicas (Tabla 1).

En la Figura 30 se muestran las anomalías de Chl-a para los eventos analizados en este subcapítulo. Existe una menor cantidad de datos disponibles para el evento del 6 de marzo del 2005, por lo que no se puede conocer el panorama exacto de las zonas cercanas a las ISS y el noreste del estrecho. Las anomalías negativas se concentran en la zona centro y noroeste del estrecho, alcanzando valores entre -0.2 a -1 $[\text{mg}/\text{m}^3]$. En cuanto al evento del 17 de enero del 2006, es posible conocer mejor el panorama de las anomalías, ya que existe una alta cantidad de datos disponibles dentro del estrecho. Las anomalías positivas en este caso se concentran cercanas a las ISS, llegando a valores que logran superar 1 $[\text{mg}/\text{m}^3]$ en algunos sectores.

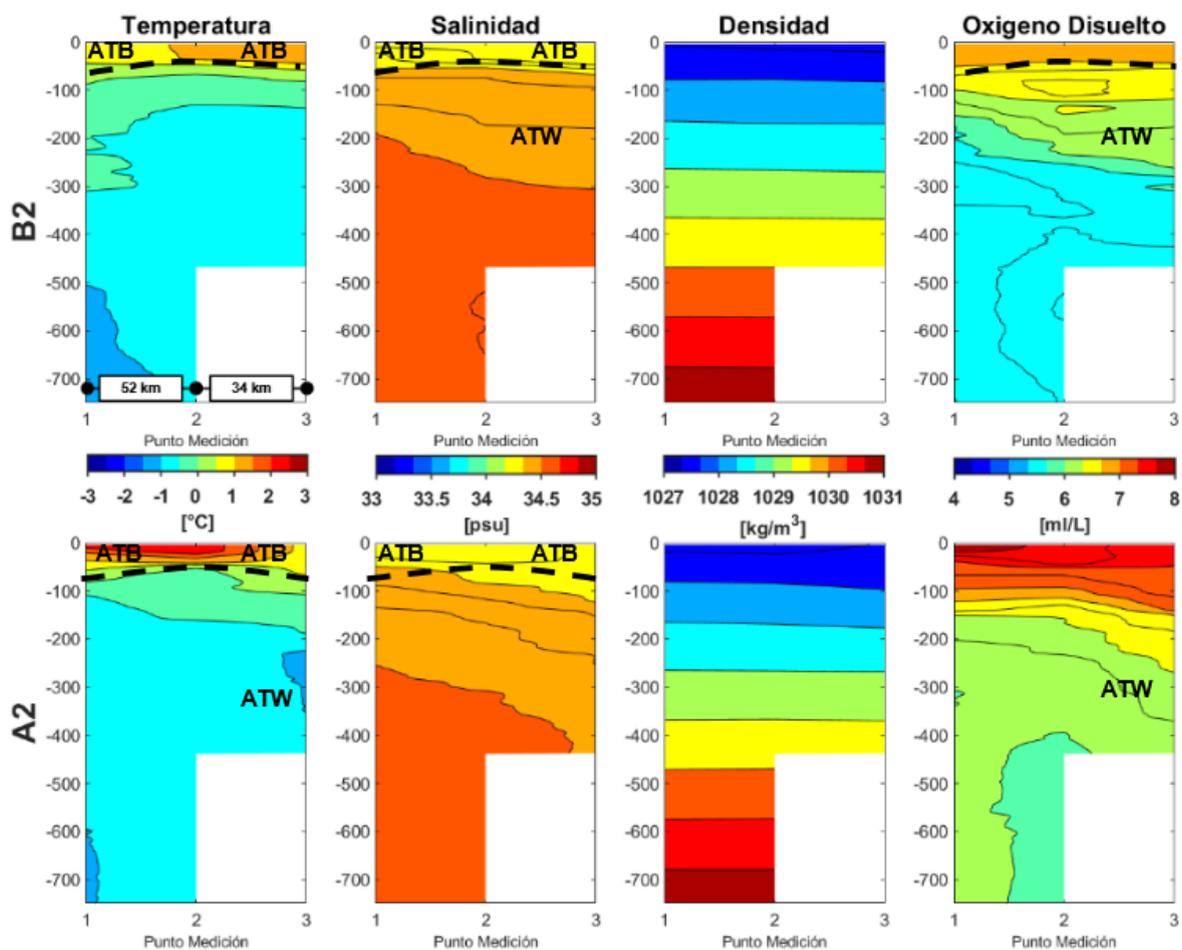


Figura 32: Mediciones de los perfiles de CTD en el transecto 2, arriba para el evento B y abajo para el evento A. Las variables hidrográficas mostradas son Temperatura, Salinidad, Densidad y Oxígeno Disuelto, cada escala de valores se encuentra al medio. Estos datos fueron obtenidos de los cruceros históricos del programa AMLR. En el primer gráfico se pueden observar las distancias de los puntos de medición en este transecto. Las letras y líneas (segmentadas) negras muestran los diferentes tipos de masas de agua en el estrecho en cada perfil, según sus características físicas (Tabla 1).

Las mediciones de los CTD en los tres transectos se pueden observar en las Figuras 31-33, para ambos eventos. Cabe tener en cuenta que las imágenes solo muestran datos puntuales a lo ancho del estrecho (3 perfiles) y por lo tanto, ofrecen una visión general con una baja resolución, con un espaciamiento horizontal promedio es de 56 km (dentro de las mismas figuras identificadas anteriormente se encuentran las distancias exactas entre los puntos de los transectos). Si analizamos con detención las variables de ambos eventos opuestos, notamos que existen distinciones importantes en las columnas de agua. Además, desde estas diferencias, es posible distinguir las masas de agua presentes en el estrecho en función de sus características, las cuales se indican en la Tabla 1 (Introducción), y son: las Aguas de Transición con influencia del Mar de Bellingshausen (ATB) impulsadas por la Corriente de Bransfield (CB), Aguas de Transición con influencia del Mar de Weddell (ATW) y Aguas Circumpolares Profundas (ACP).

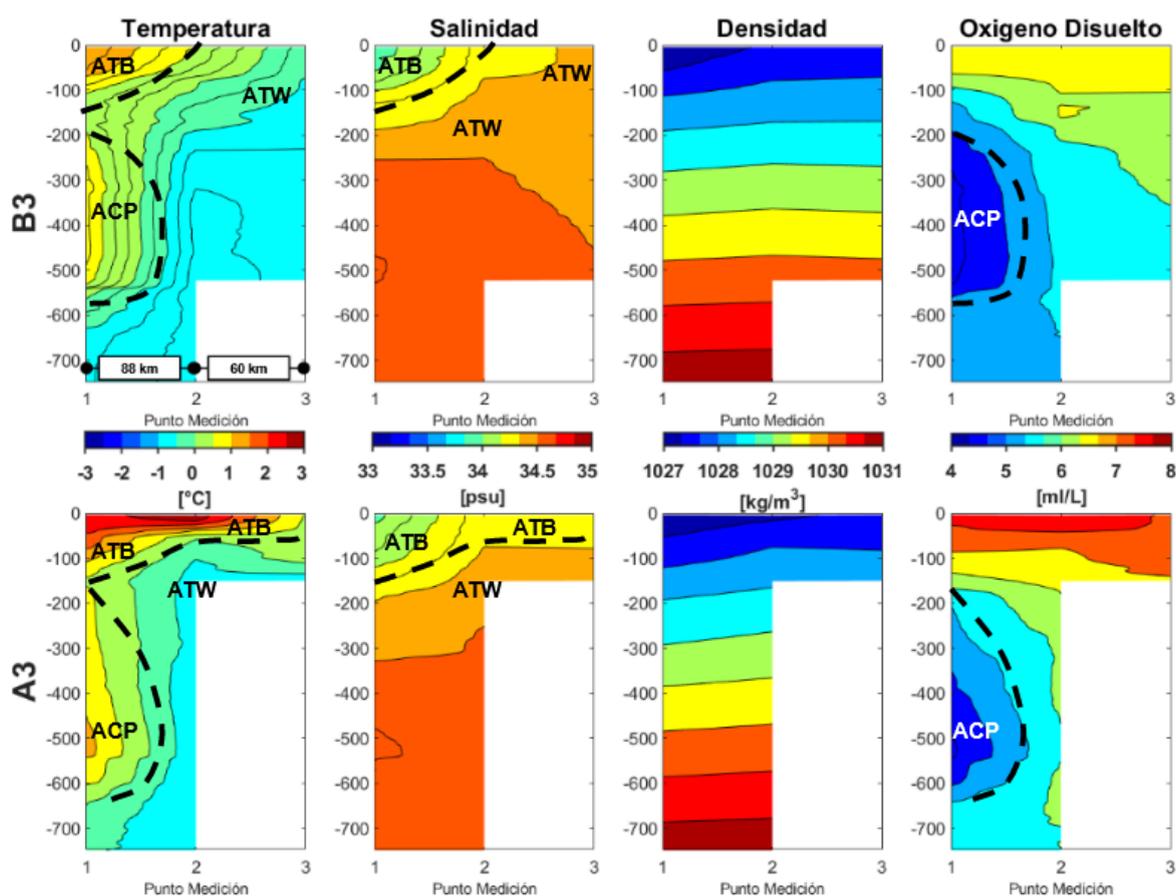


Figura 33: Mediciones de los perfiles de CTD en el transecto 3, arriba para el evento B y abajo para el evento A. Las variables hidrográficas mostradas son Temperatura, Salinidad, Densidad y Oxígeno Disuelto, cada escala de valores se encuentra al medio. Estos datos fueron obtenidos de los cruceros históricos del programa AMLR. En el primer gráfico se pueden observar las distancias de los puntos de medición en este transecto. Las letras y

líneas (segmentadas) negras muestran los diferentes tipos de masas de agua en el estrecho en cada perfil, según sus características físicas (Tabla 1).

Al analizar los valores de temperatura y salinidad, se infiere que al noreste del estrecho, en el transecto B1 (Fig 31), las aguas ATB se encuentran desde la superficie hasta aproximadamente 200 metros de profundidad cerca de la costa de las ISS, mientras que en la sección más próxima a la Península Antártica se extienden desde la superficie hasta los 100 metros,. De forma análoga se identifican aguas ATW entre los 100 y 300 metros en los perfiles 2 y 3, que pueden ser observadas con mayor claridad en las mediciones del oxígeno disuelto. Por otro lado, considerando los perfiles de temperatura y salinidad, en el transecto A1, ATB supera los 200 metros cerca de las ISS, y ATW se presenta desde profundidades de 250 metros a mayores en los perfiles 3 y 2. Llegando a aguas más céntricas del estrecho, tanto en el transecto A2 como en el B2 (Fig. 32) la variable salinidad sugiere la presencia de ATB hasta los 100 metros de profundidad en los tres puntos de medición. A partir de los perfiles de oxígeno disuelto, se infiere la presencia de ATW: en B2 se observa entre los 100 y 300 metros, y en A2 a profundidades mayores de 250 metros en todos los puntos medidos. Finalmente, según sugieren los perfiles de salinidad y temperatura, al suroeste del estrecho, el transecto B3 (Fig. 33) presenta ATB hasta solo los 100 metros cerca de las ISS, mientras que ATW se encuentran a profundidades superiores a los 200 metros en el segundo punto y llegando a las superficie en el tercer punto. En el transecto A3, en cambio, se muestran ATB que llegan hasta los 200 metros en el primer punto de muestreo y se extienden por la superficie en los puntos 2 y 3, donde además, las ATW se encuentran debajo de los 200 metros de profundidad. En cuanto a las ACP, éstas se presentan sólo cerca de la costa de las ISS, a profundidades que varían según el transecto. Por ejemplo, en B1 y A1 estas aguas se posicionan en dos rangos de profundidad en cada transecto: entre los 150-300 y 400-500 metros para B1 y 300-400 y 450-600 metros en A1, con valores de hasta 4 [ml/L] de oxígeno disuelto y temperaturas que alcanzan 1 [°C] en los primeros rangos de cada transecto. En cuanto a B3 y A3, ACP se encuentra en profundidades algo similares, entre los 250-550 metros y 300-600 metros, respectivamente. Además, también poseen condiciones oceanográficas similares estas aguas entre estos eventos, sólo levemente más alto el oxígeno disuelto en B3 y la temperatura A3. Todas estas características y distribuciones de aguas que describimos en este párrafo destacan la complejidad de las condiciones oceánicas en ambos eventos y resaltan la importancia de comprender la estructura vertical de las aguas en el estrecho.

Los perfiles de anomalías de variables oceanográficas que se lograron analizar y comparar, fueron los puntos 1.1 y 1.2 del primer transecto y 2.1 del segundo transecto (la ubicación de los puntos pueden ser observadas en la Figura 3b) y se pueden observar en la Figura 35. Estas anomalías revelan patrones distintivos entre ambos eventos en estos puntos, las cuales podrían resaltar diferencias en la respuesta del sistema hidrográfico en cada evento. El punto de medición 1.1, cercano a la costa de las ISS en la zona más norte del EB (Isla Rey

Jorge), es el que evidencia más zonas importantes de los 3 puntos de medición, **Tabla 6:** Número de perfiles utilizados para el cálculo de promedios y desviaciones estándares de los puntos de medición dentro del EB.

	Transecto	Punto de Medición		
		1	2	3
Evento 17 Enero 2006 (alta Chl-a)	A1	14	14	2
	A2	13	8	2
	A3	8	8	8
Evento 01 Marzo 2005 (baja Chl-a)	B1	9	9	4
	B2	8	4	2
	B3	5	5	4

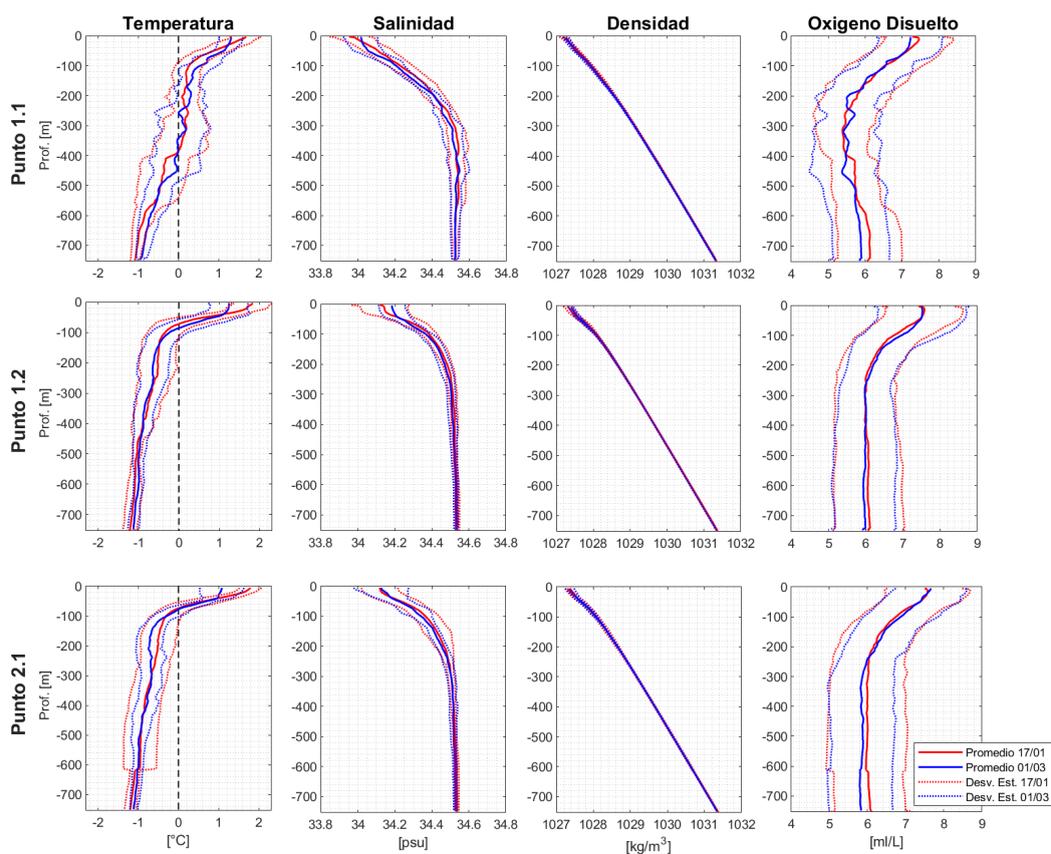


Figura 34: Promedios y desviaciones estándares de los perfiles de CTD en tres puntos del estrecho (1.1, 1.2 y 2.1), para ambos eventos: A en rojo y B en azul.

con 3 para el evento A y una para el evento B. En la zona más superficial de A, entre 0 y 20 m, las anomalías positivas de temperatura y negativas de la salinidad y densidad logran exceder 1.5, -1.25 y -1.8 std, respectivamente. Este aumento podría estar asociado a un mayor ingreso de ATB por acción de la CB. En profundidades entre 180-220 m, ambos eventos tienen una zona relevante con características similares en cuanto a las anomalías de temperaturas (ambas positivas que superan 1.25 y 1.21 std), pero opuestas en cuanto a salinidad, con valores bajo lo normal en el evento A y sobre lo normal en el B (en torno a -1.25 y 1.3, respectivamente); debido a esto, se concluye que esta zona exhibe diferentes cuerpos de agua para cada evento. Además, para esta zona, en el evento A, son importantes las anomalías negativas de densidad, lo que implicaría una relación con ATB (Fig. 31). Durante el evento B, el oxígeno disuelto posee anomalías negativas iguales a 1 desviación estándar, lo que indicaría presencia de ACP. La última zona identificada en el evento A es la más profunda, entre 360 y 380 m. En este caso destacan las anomalías positivas de temperatura y salinidad, junto con anomalías negativas de oxígeno disuelto, lo que coincide con las ACP identificadas en la Figura 30.

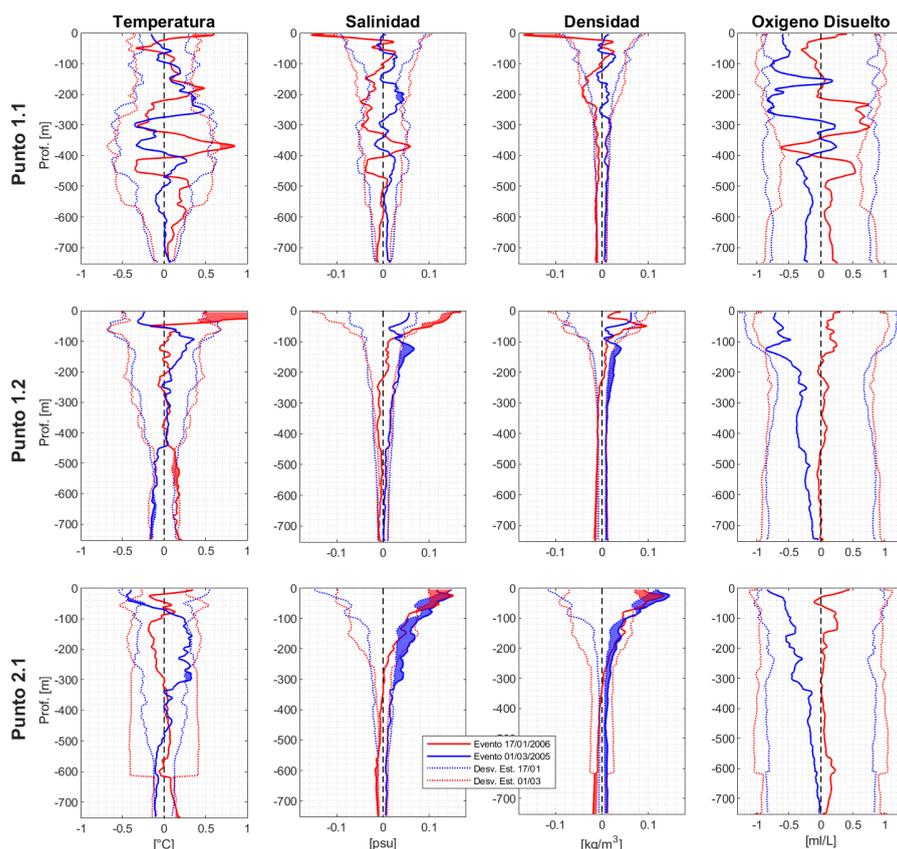


Figura 35: Anomalías de los perfiles de CTD en tres puntos del estrecho (1.1, 1.2 y 2.1), para ambos eventos: A (en rojo) y B (en azul). Se colorean las zonas donde la anomalía supera 1 desviación estándar.

En el Punto de Medición 1.2, ubicado también en el sector norte del estrecho, pero más al centro de este, se identifican dos zonas (Fig. 35). Una zona es más superficial, entre 0-60 m, correspondiente al evento A, con anomalías positivas destacadas en temperatura, salinidad y densidad, con valores que superan en 2.4, 1.7 y 1.25 std, respectivamente. La otra zona, correspondiente al evento B, se ubica entre 100-250 m de profundidad; a éste evento corresponden anomalías positivas particularmente en salinidad y densidad, con valores de 1.5 y 2 std, respectivamente. Finalmente, en el Punto de Medición 2.1, un poco más al sureste del punto 1.2 y un poco cercano a la costa, se pueden identificar 3 zonas importantes. La primera es en superficie, entre 0-60 m y corresponde al evento A, con anomalías positivas relevantes en temperatura, salinidad y densidad. Las otras dos zonas corresponden al evento B. Una zona también se ubica en superficie, donde se evidencian anomalías negativas de temperatura más moderadas y anomalías positivas de salinidad y densidad más pronunciadas, con valores de 1.5 y 1.75 std, respectivamente. Otra zona, más profunda entre 100-320 m, con valores sobre lo normal en temperatura, salinidad y densidad que representan un 1.2, 2.25 y 2 std, respectivamente. En comparación, se logran evidenciar patrones divergentes entre los eventos A y B en las anomalías comentadas anteriormente.

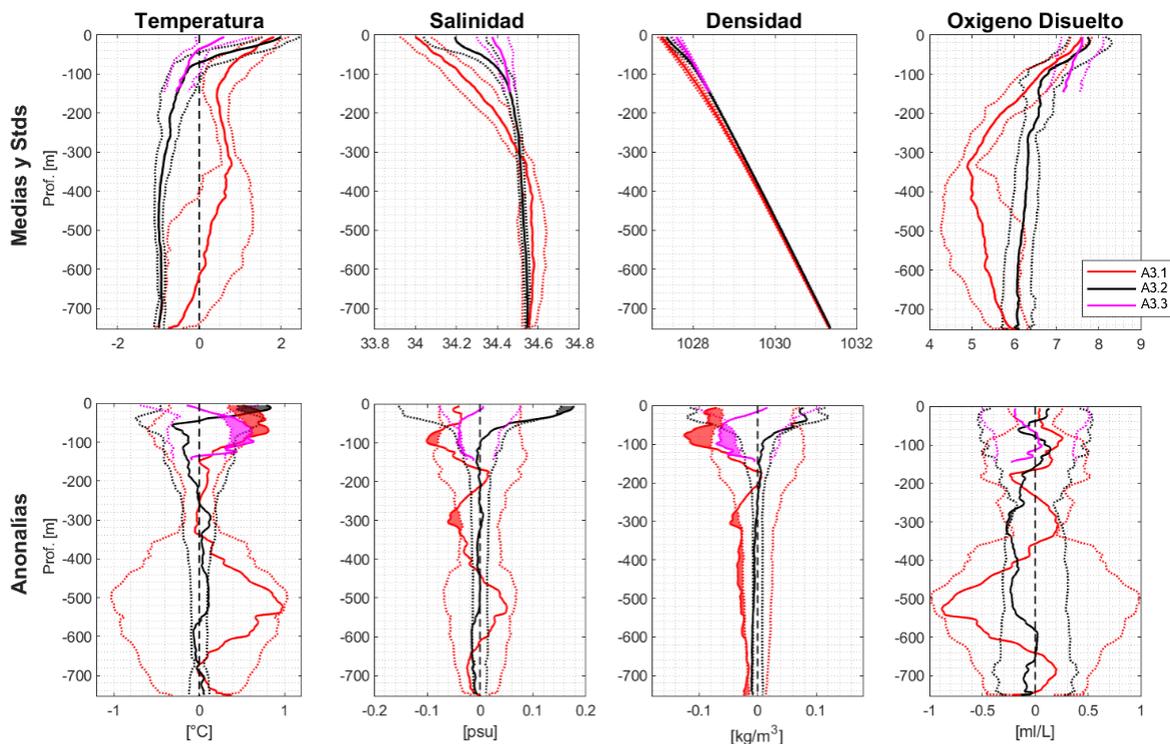


Figura 36: Promedios y desviaciones estándares (arriba) y anomalías (abajo) de los perfiles de CTD en los tres puntos del transecto 3 en el estrecho, solo para el evento A. Coloreadas las zonas donde la anomalía supera la desviación estándar.

Para los puntos de medición del transecto 3 solo se logró obtener anomalías para el evento de alta concentración de clorofila-a (Fig. 36), principalmente por la escasa cantidad de datos para el evento B (Tabla 6). En el Punto de Medición 3.1, el más cercano a la costa de ISS, se destacan dos zonas donde las anomalías superan una desviación estándar. La zona más superficial, entre 0-100 m, muestra anomalías sobre lo normal en temperatura y bajo lo normal en salinidad y densidad, indicando una respuesta en las capas superficiales, probablemente proveniente de ATB. La zona entre 270-320 m igualmente revela anomalías bajo lo normal en salinidad y densidad, sugiriendo cambios importantes en capas más profundas, que se extienden hasta aproximadamente los 500 m si notamos las anomalías de densidad. En el Punto de Medición 3.2, al centro del estrecho, solo se exhibe una zona superficial, entre 0-20 m, con anomalías positivas importantes en temperatura y salinidad. Por último, en el Punto de Medición 3.3, el más cercano a la PA, exhibe una zona semi-superficial, entre 30-120 m, en donde resaltan anomalías similares a la zona superficial del punto 3.1, con temperaturas más altas de lo normal y salinidad y densidad menores.

6. Síntesis y Discusiones

Al inicio de este estudio, se planteó la hipótesis de que la variabilidad de la Chl-a en el Estrecho de Bransfield está relacionada y controlada por las condiciones sinópticas e intraestacionales de la atmósfera. Nuestros objetivos específicos incluían analizar la variabilidad temporal y espacial de la Chl-a y examinar cómo las condiciones meteorológicas y oceanográficas, representadas por la circulación atmosférica y las masas de agua, pueden influir en esta variabilidad.

Los resultados de esta investigación han revelado patrones evidentes en la variabilidad de la Chl-a, con ciclos anuales que muestran mínimos en noviembre y máximos entre finales de enero y principios de febrero. Además, la descomposición aditiva de la serie de tiempo ha permitido una interpretación directa de los datos, gracias a que se mantiene la unidad de medida. Este análisis revela características relevantes de la variabilidad interanual, anual e intraestacional. Mediante la descomposición de series temporales y análisis de clústers, hemos observado que eventos de alta y baja Chl-a están asociados con patrones intraestacionales de circulación atmosférica y condiciones oceanográficas de mesoescala. Los resultados obtenidos a partir de este método permiten corroborar la hipótesis inicial y cumplir con los objetivos que fueron propuestos, proporcionando una comprensión de la dinámica del fitoplancton en el Estrecho de Bransfield y su relación con los factores ambientales.

En este estudio, a través de un análisis detallado de datos satelitales, de reanálisis ERA5, ajustados a promedios de 6-8 días para su comparación con los datos de Chl-a, e hidrográficos de dos eventos opuestos, hemos podido identificar configuraciones relevantes que contribuyen a nuestro entendimiento de la regulación de la biomasa del fitoplancton en esta región.

Algunos hallazgos destacados de este estudio incluyen:

- Ciclo anual evidente de la Chl-a, además de variabilidad interanual e intraestacional que sugieren la modulación por factores que influyen en la biomasa del fitoplancton.
- Relaciones importantes entre patrones atmosféricos intraestacionales típicos de la zona PA/OA para la época estival y la Chl-a; esto fue analizado a partir de análisis de clústers aplicado a las condiciones de circulación atmosférica y la posterior nexa con la Chl-a mediante el análisis de significancia estadística de Monte Carlo.
- Eventos de alta y baja Chl-a vinculados a patrones atmosféricos específicos que influyen en el aumento o disminución de la Chl-a.
- Influencia de las masas de aguas distintas, ATB y ATW (vinculadas con patrones de circulación atmosférica), durante dos eventos específicos de alta y baja Chl-a, respectivamente. Estas diferencias en las propiedades oceanográficas,

como la temperatura y salinidad, destacan la importancia de las masas de agua en la regulación de la Chl-a en el estrecho.

Estos hallazgos ofrecen una visión integral de cómo las condiciones atmosféricas y oceanográficas afectan la Chl-a en el Estrecho de Bransfield, contribuyendo a llenar el vacío de conocimiento identificado en la literatura previa. Describiremos cada uno de estos a continuación, interpretando resultados, comparándolos con la literatura y analizando limitaciones e implicancias.

6.1. Variabilidad de Concentración de Clorofila-a

Antes de comentar los resultados obtenidos con respecto a la variabilidad de la Chl-a, es importante señalar algunas limitaciones que tiene la utilización de datos satelitales para esta estimación en la PAO. Uno de los principales desafíos radica en la disponibilidad de datos, ya que la región está frecuentemente cubierta por nubosidad, la que en frecuentes ocasiones, es modulada por sistemas frontales que complican la adquisición de información satelital. Estos obstáculos atmosféricos pueden generar lagunas en la serie temporal de datos, lo que limita la capacidad de realizar un monitoreo continuo y detallado de la Chl-a. En nuestro caso, existen estas lagunas temporales en los datos utilizados, debido probablemente a los motivos descritos anteriormente (u otros no considerados). A pesar de este obstáculo, mediante un análisis de disponibilidad de datos y un procedimiento cuidadoso (Sección 4.2.1.), en donde se considera al menos un 50% de los datos para hacer cálculos importantes como la descomposición de la serie de tiempo de Chl-a en el EB, se logró abordar de manera cuidadosa la obtención y análisis de la información satelital necesaria para cumplir los objetivos de esta tesis

La descomposición aditiva efectuada a la serie de tiempo de Chl-a dentro del estrecho permite una interpretación más clara de los datos, al revelar la contribución relativa de cada componente temporal a la variabilidad total. Al estudiar esta contribución (Tabla 3), notamos que la componente interanual explica el 25% de la varianza, el ciclo anual el 13%, y la variabilidad intraestacional el 62%, lo que indica que la mayor parte de la variabilidad observada en la Chl-a se debe a procesos de alta frecuencia, aparentemente ligados a eventos específicos de floraciones.

Sin restarles importancia, la variabilidad anual e interanual de la concentración de clorofila en el Estrecho de Bransfield presenta ciclos temporales recurrentes. Por ejemplo, los resultados nos muestran un ciclo anual marcado, con una amplitud de 0.27 [mg/m³] (16.4% de la amplitud de la serie original), que durante el verano extendido, muestra valores mínimos durante noviembre, con un aumento gradual que llega a máximos entre finales de enero y principios de febrero. Esta variabilidad de ciclo anual durante el verano puede ser observada tanto en el análisis espacial de la Chl-a, mostrado en la Figura 5, como en el análisis de

descomposición, en donde las anomalías intra-anales son mostradas en la Figura 7a. El ciclo anual de la Chl-a está directamente determinado por las condiciones estacionales del ambiente, como por ejemplo, la mayor disponibilidad de luz solar fotosintéticamente activa (PAR) en esta zona en temporadas estivales (Ferreira et al., 2020) o la fecha de inicio del derretimiento del hielo marino en primavera y el desarrollo del mismo en otoño que influyen en la extensión del área expuesta a la luz disponible, así como en la dinámica de mezcla en la columna de agua (Gonçalves-Araujo et al., 2014).

La variabilidad interanual sugiere un ciclo de un período de 4-6 años, con máximos y mínimos destacados en ciertos años (amplitud de 0.52 [mg/m³], 31.5% de la amplitud de la serie original). Por ejemplo, el año 2016 con una anomalía de alta Chl-a, cuenta con valores que exceden las desviaciones estándar correspondientes a los meses de enero y febrero; por otro lado, los años 2003 y 2004 presentan anomalías de baja Chl-a, que también superan 1 desviación estándar, pero en estos casos en los meses de noviembre, febrero y marzo. Esta variabilidad resulta ser importante para la Chl-a de la región, y podría estar influenciada por la dinámica del hielo marino o de procesos climáticos y oceanográficos a más largo plazo, como El Niño Oscilación del Sur (ENOS) o el Modo Anular del Sur (SAM), que podrían estar modulando la productividad del fitoplancton en la región (Gonçalves-Araujo et al., 2014; Loeb et al., 2010; Lovenduski & Gruber, 2005). Por parte de la dinámica del hielo marino, el mecanismo que influye en la Chl-a interanual es el mismo que a escala intra-anual: se modifica la extensión de área abierta expuesta a la luz y la dinámica de mezcla de la columna de agua, que permite una mayor estratificación y un fitoplancton más expuesto a PAR, que aumenta la Chl-a superficial (Garibotti et al., 2005). Específicamente, Zhang et al. (2022) y Parkinson (2019) estudiaron la disminución del hielo marino desde el 2014 al 2017 vinculada a diversos factores; este declive en el hielo marino coincide con la tendencia al aumento de la Chl-a interanual desde el 2014 hasta su máximo, el 2016. Por otro lado, Gonçalves-Araujo et al. (2014) identificaron una capa de hielo más extensa en los veranos del 2002-2003, 2003-2004 y 2009-2010, con valores bajos de Chl-a, lo cual coincide con nuestros resultados en cuanto a esta variabilidad para los años 2003 y 2004. En esta tesis no pudimos obtener una anomalía interanual para el año 2010, ya que no existían los datos satelitales suficientes (laguna temporal) para cumplir con la metodología propuesta (Sección 4.2.1.), que era tener al menos un 50% de datos disponibles (en el periodo noviembre-marzo). Sin embargo, en la Figura 7b notamos una tendencia a la baja entre 2008 y 2009, lo que nos sugiere un año 2010 de Chl-a bajo, que coincidiría también con Gonçalves-Araujo et al. (2014), quienes mostraron un dominio de ATW (y, por lo tanto, condiciones desfavorables para Chl-a). Además, Mendes et al. (2012) indicaron que el verano de 2010 se observó un mayor predominio de criptofitas, que corresponde a fitoplancton con menor biomasa. Con relación al SAM, Lovenduski & Gruber (2005) relacionaron este modo de variabilidad

climática con la concentración de clorofila en la zona sur del Frente Polar Antártico, indicando correlaciones positivas entre ésta y el índice SAM. En esta tesis, no fueron profundizadas estas relaciones entre variabilidades de Chl-a y modos de variabilidad climática interanual, pero los resultados expuestos sirven como base para posteriores investigaciones.

Por motivación inicial, la variabilidad intraestacional fue estudiada en mayor profundidad en esta investigación y resultó ser determinante en la variabilidad de la Chl-a en el Estrecho de Bransfield. Es por ello, que es importante comprender los patrones atmosféricos intraestacionales y el impacto que tienen en el ecosistema marino. Esta variabilidad se estudió mediante la aplicación de un análisis de clústers a la circulación atmosférica de la zona PA/OA, además de la definición de eventos extremos de alta y baja Chl-a. Los eventos extremos de alta y baja Chl-a definidos son 20 y 19 eventos, respectivamente, y son particularmente frecuentes en los veranos extendidos de los años 2006, 2016 y 2017 (Sección 5.1.), lo que sugiere que ciertos años pueden ser particularmente críticos para la dinámica del fitoplancton en el estrecho.

En síntesis, los resultados muestran que la Chl-a en el Estrecho de Bransfield está sujeta a una compleja interacción de factores estacionales (intra-anales), interanuales e intraestacionales (considerados en este marco conceptual como de alta frecuencia), lo que subraya la importancia de monitorear y comprender estos patrones para predecir los cambios en la productividad primaria y la salud del ecosistema marino antártico.

6.2. Patrones Atmosféricos Intraestacionales y su relación con Chl-a

La clasificación de los patrones atmosféricos intraestacionales en la zona del Océano Antártico y la Península Antártica (PA/OA), realizada de manera independiente de la señal de Chl-a, ha revelado seis grupos distintos. Los clústers G3 y G5 son los más frecuentes (19.1% y 20.7% de los casos totales, respectivamente) y sugieren que estos patrones de circulación podrían estar asociados con condiciones más habituales durante el verano extendido en la región. Por otro lado, el clúster G1 es el menos frecuente (11.7% de los casos totales), considerándose una configuración poco habitual.

Los patrones observados se caracterizan por ser tres pares opuestos entre sí. Por ejemplo, los clústers G1 y G3 se caracterizan por un dipolo zonal, donde el clúster G1 presenta una anomalía ciclónica al oeste de PAO y una anomalía anticiclónica al este, mientras que el clúster G3 muestra el patrón opuesto. Así también entre los clústers G2 y G4, con circulación de un solo polo centrado justo al

norte de PAO, donde el clúster G2 tiene una anomalía anticiclónica y el G4 ciclónica. Finalmente, los clústers G5 y G6 con un dipolo meridional, en donde el clúster G5 tiene una anomalía anticiclónica al norte de Paso de Drake y una ciclónica al sur, y el clúster G6 al contrario. Estas anomalías en la circulación atmosférica tienen implicancias directas y opuestas en las condiciones meteorológicas dentro del Estrecho de Bransfield con diferencias en la dirección y magnitud del viento, la temperatura a 2 metros (T2M) y superficial del mar (TSM), y la cobertura de nubes (CN), lo que a su vez influye en el flujo de radiación neta en superficie de onda corta (FRSOC).

El análisis de los campos de Chl-a correspondientes a los patrones atmosféricos intraestacionales muestra que ciertos patrones pueden tener un impacto significativo en la Chl-a en el Estrecho de Bransfield y, por lo tanto, en la dinámica del ecosistema marino de la región. A pesar de que las condiciones opuestas que se observan en la circulación general y la meteorología de EB no se reflejan necesariamente en las anomalías correspondientes de Chl-a, existen clústers con configuraciones que pueden influir en la disponibilidad de luz y nutrientes, así también como en la estratificación y mezcla de la columna de agua, factores cruciales para el crecimiento del fitoplancton y, por ende, para la Chl-a. Diversos estudios indagan sobre las condiciones adecuadas para el desarrollo del fitoplancton en el EB o alrededores, como por ejemplo, Cañon y Santamaría (2021), Höfer et al. (2019), Gohin et al. (2003), Thomas et al. (2003) y Santoleri et al. (2003).

El clúster G6 es el que incluye mayor cantidad de puntos de grilla con señales que exhiben significancia estadística dentro del EB, con anomalías positivas que superan los 0.3 [mg/m³] en algunos sectores y que indican mayores niveles de Chl-a en el estrecho. Las anomalías de viento indican una magnitud menor de lo normal para esta configuración, lo que indicaría un debilitamiento de los vientos del oeste típicos y permitiría condiciones de estabilidad en la columna de agua, con una capa de mezcla más superficial. Lo anterior, sumado a las condiciones estables en la atmósfera debido a la alta presión posicionada en la PA, permite cielos más despejados y con mayor disponibilidad de luz fotosintéticamente activa (anomalías positivas de FRSOC y negativas de CN) para que el fitoplancton pueda desarrollarse. Por otro lado, el clúster G3 es el que posee mayor cantidad de puntos de grilla con anomalías negativas de Chl-a dentro del estrecho, y algunas de ellas exhiben significancia estadística. Este clúster corresponde a un dipolo zonal con una anomalía anticiclónica al oeste de PAO y ciclónica al este. La circulación atmosférica al norte de PAO, en el EB, indica advección desde el Mar de Weddell. Una advección de agua desde el Mar de Weddell implica aguas pobres en Chl-a, como Barcena et al. (2002) lo menciona en su investigación: aguas desde el Mar de Weddell entran al Mar de Bellingshausen mediante el Estrecho de Bransfield y de Gerlache. Los demás clústers intraestacionales poseen anomalías de Chl-a no significativas dentro de nuestra zona de estudio (EB), por lo que no muestran un impacto relevante en esta variable.

Al definir eventos de alta y baja Chl-a en el EB, también podemos obtener patrones atmosféricos intraestacionales asociados a éstos mediante análisis de clústers y buscar relaciones desde una mirada opuesta a lo descrito en los párrafos anteriores, es decir, determinando el análisis desde la señal de Chl-a. Los eventos de alta Chl-a están vinculados a patrones atmosféricos específicos que propician el aumento de Chl-a, mientras que los eventos de baja Chl-a se asocian con patrones que podrían reducir los valores de Chl-a.

Previo a comentar los resultados obtenidos en cada uno de los clústers, es importante considerar el efecto que provoca el promediar poca cantidad de datos (en esta caso, eventos). Al promediar pocos eventos, el efecto de cada uno puede ser más pronunciado en el resultado final. Por ejemplo, si se promedian sólo dos o tres eventos (e.g. clústers H2, H4, L2 y L4) y uno de estos tiene un valor extremadamente alto, el promedio total podría ser considerablemente mayor a si se promedian un conjunto más amplio de eventos, en donde las variaciones extremas tienden a suavizarse.

Para los eventos de alta Chl-a, se identificaron cuatro patrones de circulación atmosférica distintos (Fig. 16). El clúster H1 es el grupo con mayor cantidad de eventos, con 9 representa el 45% del total, lo que lo vuelve una condición intraestacional frecuente para eventos de alta Chl-a. Este clúster posee un patrón atmosférico similar al del clúster G6 de los patrones intraestacionales identificados para la zona PA/OA (Fig. 10), que posiciona una anomalía de alta presión con centro frente a la PAO y que se extiende por todo el Continente Antártico. Las anomalías meteorológicas en el EB del clúster H1 de alta Chl-a son similares al clúster G6 de circulación general, pero más fortalecidas, lo que sugiere que el mismo mecanismo de aumento de Chl-a opera con mayor intensidad. Por ejemplo, las anomalías negativas de magnitud del viento llegan a valores que exceden casi -2 std, al igual que las anomalías de FRSOC y CTN, que exceden +1 std (Fig. 20).

Los clústers H2 y H4 son los menos frecuentes (15% de los evento cada uno); el clúster H2 en específico se caracteriza por una pequeña anomalía de baja presión en el sur de la Patagonia y dos anomalías anticiclónicas a cada lado de la Península Antártica (PA), lo que conduce a una circulación con anomalías de viento del este que disminuyen el viento oeste promedio en el EB. Esta debilitación del viento promedio posibilita la estratificación del agua y mantiene la capa de mezcla más superficial, lo que aumenta la Chl-a y podría estar contribuyendo a la productividad del fitoplancton en estas condiciones.

El clúster H3, que representa el 25% de los eventos ($n=5$), corresponde a otro tipo de condiciones que favorecen altos valores de Chl-a. La anomalía de baja presión con centro en el Mar de Bellinghausen y que se extiende desde el Pacífico Sur hasta pasada la PA permite anomalías de magnitud del viento positivas desde el noroeste de PAO, que no logran ser importantes en el EB, pero que facilita la aportación de nutrientes y la mezcla vertical desde aguas del Paso de Drake y el Mar de Bellinghausen, principalmente ATB, lo que resulta en un ambiente propicio para el florecimiento del fitoplancton. Algunos autores como Sangra et al. (2011) comentan sobre la Corriente de Bransfield que transporta ATB por el estrecho. Entraremos en más detalles de este tema en el siguiente subcapítulo.

Por otro lado, para los eventos de baja Chl-a también se identifican 4 patrones de circulación. Los clústers más frecuentes para estos eventos son el L1 y el L3 con 6 eventos cada uno (32%), estos muestran condiciones promedio de anomalías de altas presiones, pero centradas en diferentes sectores, lo que implica influencias distintas en la zona de estudio. Por un lado, el clúster L1 se caracteriza por una anomalía anticiclónica centrada al oeste del Paso de Drake, lo que permite anomalías de viento del oeste más fuertes en el Estrecho de Bransfield. Estas condiciones de vientos reforzados provocan inestabilidad en la columna de agua, que se traduciría en una capa de mezcla más profunda y fitoplancton menos expuesto a la luz disponible. En el clúster L3, la anomalía anticiclónica se centra frente a PAO, al igual que el clúster L1 de los eventos de alta Chl-a, pero con una anomalía de presión menos intensa y anomalías de magnitud del viento que se prolongan hacia más al norte de las ISS y no son relevantes en EB. Este patrón de circulación es opuesto al clúster L3 de los eventos de alta Chl-a; en este caso las anomalías indican un transporte desde el Mar de Weddell, con aguas más pobres en Chl-a (Barcena et al., 2002). Con respecto al clúster L2, su anomalía de baja presión al nivel del mar, centrada al noroeste de la PAO (Fig. 23), representa la generación de sistemas frontales que, como se observa en las anomalías de FRSOC y CTN, trae consigo una alta cobertura de nubes y baja disponibilidad de luz en nuestra zona de estudio. Estas condiciones inhiben el desarrollo del fitoplancton en el estrecho y, por lo tanto, inducen valores bajos de Chl-a.

Con respecto a estos análisis, se puede resumir que los diferentes patrones de circulación atmosférica tienen un impacto directo en las condiciones ambientales que afectan la Chl-a en el EB. Estas relaciones entre los resultados sustentan aún más nuestra hipótesis, al consolidar desde dos miradas opuestas el control de las condiciones intraestacionales a la Chl-a.

6.3. Influencia de Masas de Agua en la Chl-a

Las masas de agua, que a su vez se vinculan con los patrones de circulación atmosférica, también tienen influencia en la Chl-a y son un aspecto fundamental para comprender la dinámica de los ecosistemas marinos, especialmente en regiones como el EB. Sus propiedades, como la temperatura, salinidad y oxígeno disuelto, pueden modificar condiciones de la columna de agua y niveles de nutrientes que juegan un papel crucial en la productividad primaria y la distribución del fitoplancton. En el Estrecho de Bransfield, se presencian Aguas Circumpolares Profundas (ACP), Aguas Transicionales de Bellingshausen (ATB) y Aguas Transicionales de Weddell (ATW), cada una con propiedades distintas, como se ha identificado en la literatura (ver Tabla 1). Sangra et al. (2011) estudió la mesoescala del estrecho, la cual está liderada por la Corriente de Bransfield (CB), que se impulsa por diferencias de densidad y transporta ATB hacia el noreste por la costa sureste de las ISS. Estas aguas contribuyen a la fertilización de las aguas en el Estrecho de Bransfield y alrededor de las ISS dependiendo de su intensidad, al estar asociadas con una mayor abundancia de fitoplancton. Además, ATB interacciona con ATW, con características menos favorables para el desarrollo de fitoplancton, como ha sido analizado por Barcena et al. (2002).

Para estudiar las masas de agua en el estrecho, se analizaron datos de perfiles CTD para dos eventos, uno perteneciente al clúster H3 de alta Chl-a (A) y el otro perteneciente al clúster L3 de baja Chl-a (B). Los patrones atmosféricos de estos eventos indican un posible transporte de ATB o ATW hacia el EB, como se comentó anteriormente al describir estos clústers. Los resultados de este análisis muestran una mayor presencia de ATB en el evento A que en el evento B, llegando a profundidades de hasta más 200 m en zonas cercanas a la costa de las ISS. Estos resultados además se sustentan con las anomalías calculadas para algunos puntos de medición que exhiben anomalías positivas de temperatura y negativas de salinidad y densidad, condiciones que muestran un mayor ingreso de ATB mediante una Corriente de Bransfield fortalecida por el patrón atmosférico, como lo comentado en el párrafo anterior proveniente de Sangra et al. (2011). Además, en el evento A se observan aguas con características diferentes a las conocidas en las zonas más centrales del estrecho (puntos de medición 1.2, 2.1 y 3.2, Figura 3), lo que se podría atribuir a mezclas de aguas por los remolinos anticiclónicos formados por la CB (Sangra et al., 2011).

Para el evento B, en comparación con el evento A, los perfiles muestran una mayor presencia de ATW. Estas ATW se ubican entre 100 y 300 metros en la mayoría de los puntos de medición lejanos a la costa de las ISS; de hecho, en el punto 3.3 logra llegar hasta la superficie. La mayor presencia de ATW en este evento se debe al patrón atmosférico que permite mayor advección desde el Mar de Weddell hacia el estrecho. Nuestros resultados con respecto a la relación de ATB con el evento de alta Chl-a se respaldan con estudios previos como

Gonçalves-Araujo et al. (2014), Garcia-Muñoz et al. (2013) y Teira et al. (2012). que indagaron en las características de estas aguas. Por ejemplo, Goncalves-Araujo et al. (2014) estableció que las diatomeas micro-planctónicas dominan en ATB, caracterizada por una capa superior mixta poco profundas y una piconclina relativamente fuerte cerca de ISS, condiciones que favorecen una mayor Chl-a. Con respecto a ATW, estas aguas se caracterizaron por una capa mixta más profunda, con una columna de agua más mezclada, dominada por flagelados nanoplanctónicos que exhiben bajos valores de Chl-a. Garcia-Muñoz et al. (2013) observaron mayor abundancia de nanoplancton mediano y grande asociada a estas aguas dentro del estrecho. Teira et al. (2012) exploró patrones similares en la Chl-a vinculados a tasas de producción primaria, eficiencia fotoquímica de la columna de agua y materia orgánica disuelta en ATB, lo que sugiere que las características de estas aguas pueden promover el crecimiento del fitoplancton y, por ende, aumentar la Chl-a.

Finalmente, sobre la base de los resultados de este análisis y los estudios previos, se descubre que las condiciones oceanográficas, determinadas por las masas de agua y la circulación atmosférica, a su vez representada por los diferentes patrones intraestacionales explorados, son un factor relevante y tienen un impacto importante en la determinación de la estructura y distribución del fitoplancton.

7. Conclusiones

El fitoplancton es la base alimentaria de la cual se construyen los ecosistemas marinos en la Antártica. Además, el fitoplancton desempeña papeles fundamentales en los ciclos biogeoquímicos que regulan el clima del mundo. Por motivos como estos es trascendental estudiar la modulación del fitoplancton por factores físicos ambientales, así como conocer su evolución ante el cambio de condiciones meteorológicas y oceanográficas.

A pesar de limitaciones que afectan la adquisición de datos satelitales impuestas por la nubosidad en la zona de estudio, la investigación realizada en el Estrecho de Bransfield mediante la aplicación de diversos métodos, ha proporcionado una comprensión minuciosa de la variabilidad de la Chl-a y su relación con las condiciones atmosféricas y oceanográficas. La hipótesis inicial planteada, que establecía que la variabilidad de la Chl-a en el EB está controlada por las condiciones sinópticas e intraestacionales de la atmósfera ha sido respaldada por los resultados obtenidos. Además, los objetivos diseñados para abordar el vacío de conocimiento identificado en la literatura previa han sido llevados a cabo. Esta investigación ha demostrado que existe una relación importante entre los patrones atmosféricos intraestacionales y la Chl-a, lo que confirma la influencia de la circulación atmosférica y las condiciones oceanográficas en la variabilidad de la biomasa del fitoplancton.

En cuanto a la variabilidad total de la Chl-a, el estudio ha demostrado que la variabilidad intraestacional es el principal factor que contribuye a ésta con un 62% (Tabla 3) de la varianza explicada, superando a la variabilidad interanual y al ciclo anual (25% y 13%, respectivamente). En la misma línea, la amplitud de la serie intraestacional es de 1.35 [mg/m³], representando el 81.8% de la amplitud de la serie original de Chl-a y superando con creces las amplitudes de las series interanual y anual (0.52 y 0.27 [mg/m³], 31.5% y 16.4% de la amplitud de la serie original). A pesar de esto, se ha observado una variación estacional marcada, con valores mínimos de anomalías en noviembre y máximos en enero-febrero, lo que puede estar influenciado por factores estacionales como la disponibilidad de luz solar y la dinámica de mezcla de la columna de agua. Por otro lado, la variabilidad interanual sugiere un ciclo con un período de 4-6 años, con máximos y mínimos destacados en ciertos años.

Los patrones atmosféricos intraestacionales identificados en la región presentan anomalías significativas que afectan la temperatura, el viento, la radiación solar y la cobertura de nubes, por lo tanto, afectan los factores ambientales esenciales para el crecimiento del fitoplancton y, por ende, para la concentración de clorofila-a. Además, estos patrones son cruciales para entender la presencia de eventos extremos de alta y baja Chl-a, los cuales están asociados con patrones atmosféricos que favorecen o inhiben la acumulación de Chl-a.

Entrelazado a las condiciones atmosféricas, el entorno oceanográfico identificado en este estudio por las masas de agua también representa factores físicos clave para el crecimiento del fitoplancton, que pueden afectar la disponibilidad de luz y nutrientes, la estratificación y la mezcla de la columna de agua. En el EB, la influencia de las masas de agua –como las Aguas Transicionales de Bellingshausen (ATB) y Weddell (ATW)– en la regulación de la concentración de clorofila-a en el estrecho ha sido relevante durante eventos específicos estudiados de alta y baja Chl-a.

Los patrones atmosféricos intraestacionales más frecuentes, junto con condiciones de las masas de agua, que resultaron estar asociados a altos valores de Chl-a en el EB son:

- El patrón más frecuente indica circulación anormal anticiclónica centrada frente a PAO, lo que en nuestra zona de estudio implica un debilitamiento de los vientos del oeste típicos, lo que permite condiciones de estabilidad en la columna de agua, con una capa de mezcla más superficial que expone al fitoplancton a cielos más despejados y con mayor disponibilidad de luz, por las condiciones estables en la atmósfera debido a la alta presión.
- Una circulación anormal de baja presión con centro en el Mar de Bellingshausen permite anomalías de magnitud del viento positivas desde el noroeste de PAO que facilitan la aportación de nutrientes y la mezcla vertical desde aguas del Paso de Drake y el Mar de Bellingshausen, principalmente ATB, fortalecimiento la Corriente de Bransfield (CB) que transporta estas aguas.

A su vez, los patrones que resultaron estar asociados a bajos valores de Chl-a son:

- Circulación anticiclónica anormal centrada al oeste del Paso de Drake, que permite anomalías de viento del oeste más fuertes en el EB. Estos vientos reforzados provocan inestabilidad en la columna de agua, que se traduciría en una capa de mezcla más profunda y fitoplancton menos expuesto a la luz disponible.
- Anomalía anticiclónica centrada frente a PAO y ciclónica centrada en el Atlántico Sur, indican un transporte desde el Mar de Weddell, con un posible debilitamiento de la CB y mayor ingreso de ATW, aguas más pobres en Chl-a.

En conclusión, la investigación ha revelado que el estudio de la modulación de la Chl-a en el Estrecho de Bransfield es esencial para comprender la dinámica de la biomasa del fitoplancton y su respuesta a los cambios ambientales. Además, este trabajo ha proporcionado una comprensión más profunda de la compleja interacción entre las condiciones atmosféricas y oceanográficas y su impacto en la Chl-a. Se sugieren como perspectivas futuras a esta investigación las siguientes directrices y preguntas:

- ¿Es posible que modelos predictivos mejoren significativamente la capacidad para anticipar los impactos en los ecosistemas marinos antárticos y adaptar estrategias de conservación en consecuencia? Desarrollar y validar modelos que consideren tanto los patrones atmosféricos intraestacionales como las condiciones oceánicas es crucial para prever con precisión los cambios en la Chl-a.
- ¿Cómo impactará el cambio climático a la variabilidad intraestacional de los patrones atmosféricos en la zona PA/OA? Investigar cómo el cambio climático global afectará la variabilidad atmosférica a largo plazo (e.g. el cambio en la intensidad del viento oeste y la acidificación de los océanos) y su influencia en la Chl-a en el Estrecho de Bransfield.
- ¿Cómo afecta la variabilidad de Chl-a a la cadena alimenticia marina? Analizar el impacto de las variaciones en la Chl-a en la distribución y abundancia del krill antártico y/u otras especies asociadas, para comprender mejor las dinámicas de la red trófica marina en la Antártida.
- ¿Cómo varía la respuesta del fitoplancton en diferentes regiones? Analizar las respuestas del fitoplancton a las variabilidades atmosféricas y oceánicas en diversas regiones del Océano Austral para comprender los factores que influyen en estas variaciones y su implicación en la productividad primaria.
- ¿Cómo influyen los modos climáticos, como el ENSO, el SAM y la MJO en la Chl-a? Investigar el papel de eventos climáticos en la variabilidad interanual e intraestacional de la Chl-a Del Estrecho de Bransfield y profundizar en sus relaciones.

8. Anexos

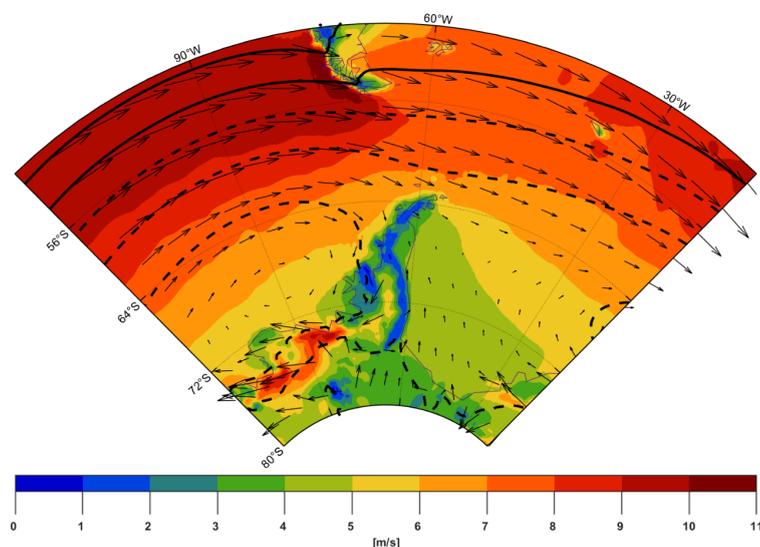


Figura 37: Promedios a largo plazo (C, Ec. 1) de circulación atmosférica para el verano extendido (noviembre-marzo) de los años entre 1991-2020. En color se grafican la magnitud del viento (escala de valores abajo); en líneas negras se grafican la PNM (continuas se muestran los valores de 1000 hPa hacia arriba y segmentadas de 995, con intervalos cada 5 [hPa]); finalmente, los vectores indican sólo la dirección del viento.

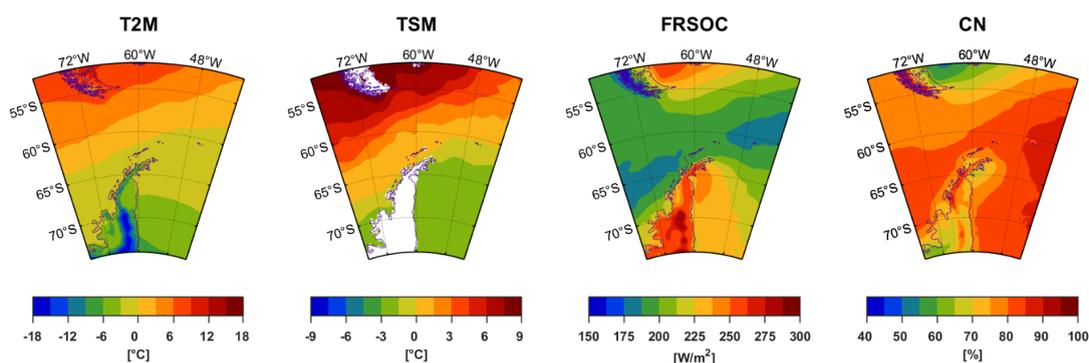


Figura 38: Promedios a largo plazo (C, Ec. 1) de 4 variables meteorológicas: temperatura a dos metros (T2M, en [°C]), temperatura superficial del mar (TSM, en [°C]), flujo de radiación superficial de onda corta (FRSOC, en [W/m²]) y cobertura de nubes (CN, en [%]). Los promedios son del verano extendido (noviembre-marzo) de los años entre 1991-2020. Las escalas de valores se encuentran debajo de cada mapa.

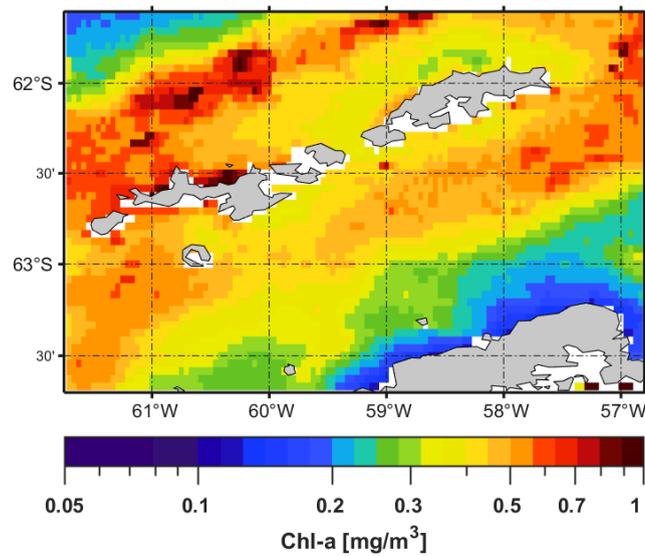


Figura 38: Promedios a largo plazo (C, Ec. 1) de concentración de clorofila-a para el verano extendido (noviembre-marzo) de los años entre 2002-2020. La escala de valores logarítmica se encuentra abajo.

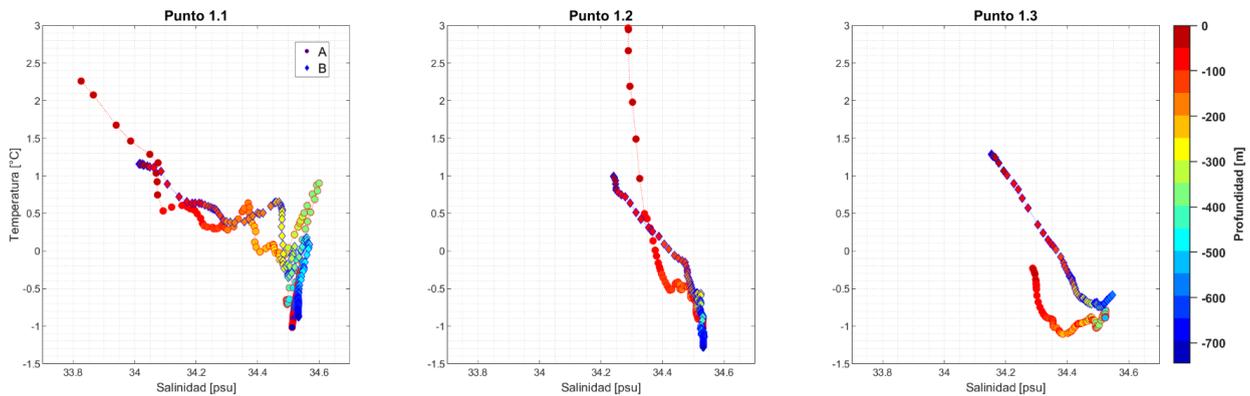


Figura 39: Diagramas TS (Temperatura v/s Salinidad) de los perfiles de CTD en el transecto 1 para ambos eventos: A (círculos con contorno rojo) y B (rombos con contorno azul). Estos datos fueron obtenidos de los cruceros históricos del programa AMLR. El color de cada medición representa la profundidad (escala de valores a la derecha).

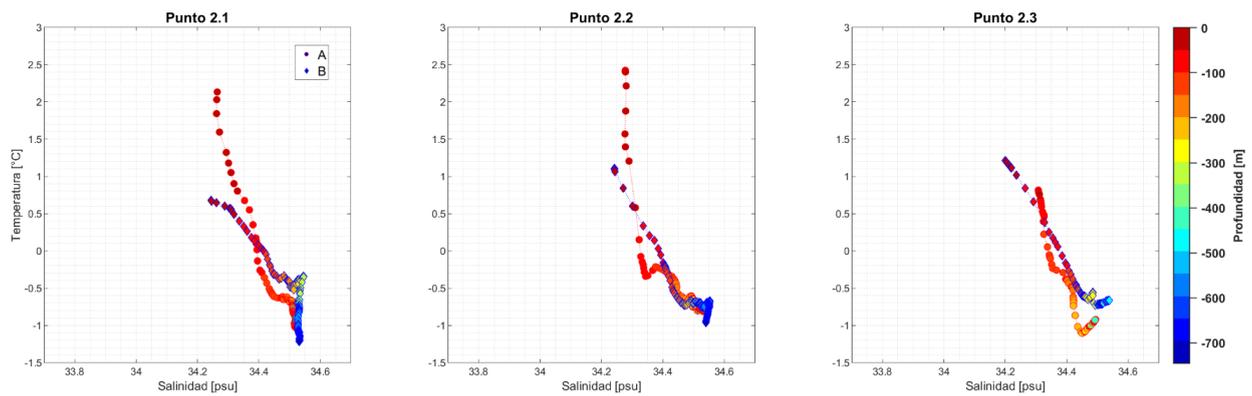


Figura 40: Diagramas TS (Temperatura v/s Salinidad) de los perfiles de CTD en el transecto 2 para ambos eventos: A (círculos con contorno rojo) y B (rombos con contorno azul). Estos datos fueron obtenidos de los cruceros históricos del programa AMLR. El color de cada medición representa la profundidad (escala de valores a la derecha).

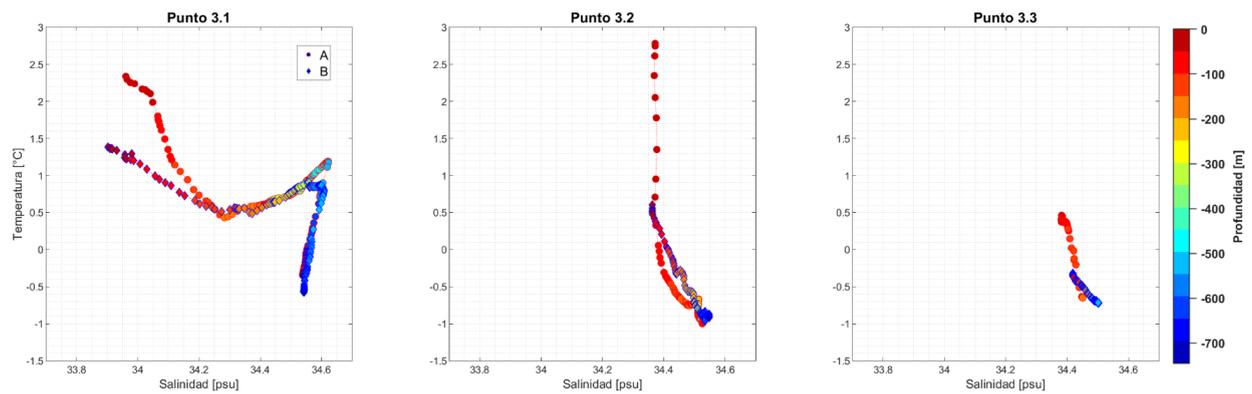


Figura 41: Diagramas TS (Temperatura v/s Salinidad) de los perfiles de CTD en el transecto 3 para ambos eventos: A (círculos con contorno rojo) y B (rombos con contorno azul). Estos datos fueron obtenidos de los cruceros históricos del programa AMLR. El color de cada medición representa la profundidad (escala de valores a la derecha).

9. Referencias

- Alcamán-Arias, M. E., Farías, L., Verdugo, J., Alarcon-Schumacher, T., & Díez, B. (2018). Microbial activity during a coastal phytoplankton bloom on the Western Antarctic Peninsula in late summer. *FEMS microbiology letters*, 365(10), fny090.
- Aracena, C., González, H. E., Garces-Vargas, J., Lange, C. B., Pantoja, S., Muñoz, F., ... & Tejos, E. (2018). Influence of summer conditions on surface water properties and phytoplankton productivity in embayments of the South Shetland Islands. *Polar Biology*, 41(10), 2135-2155.
- Bárcena M. A. et al., *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 935 (2002).
- Bliss, A., Hock, R., & Cogley, J. G. (2013). A new inventory of mountain glaciers and ice caps for the Antarctic periphery. *Annals of Glaciology*, 54(63), 191-199.
- 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.
- Bode, A., Castro, C. G., Doval, M. D., & Varela, M. (2002). New and regenerated production and ammonium regeneration in the western Bransfield Strait region (Antarctica) during phytoplankton bloom conditions in summer. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(4-5), 787-804.
- Cañón Páez, M. L., & Santamaría del Ángel, E. (2021). Identificación de florecimientos fitoplanctónicos en el estrecho de Gerlache, Península Oeste Antártica.
- Cloern, J. E., & Jassby, A. D. (2010). Patterns and scales of phytoplankton variability in estuarine-coastal ecosystems. *Estuaries and coasts*, 33, 230-241.
- Constanzo, A., Jacques-Coper, M., Montecinos, A., Bozkurt, D. & Rondanelli, R. (2022). Olas de calor y eventos cálidos no persistentes en la Islas Shetland del Sur: Caracterización climática, sinóptica y teleconexiones. Tesis de pregrado en Meteorología. Universidad de Concepción.
- Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), doi: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>
- Cuadras, C.M. (2014). Nuevos Métodos de análisis multivariante. CMC Editions.
- Depoorter, M. A., Bamber, J. L., Griggs, J. A., Lenaerts, J. T. M., Ligtenberg, S. R., Van den Broeke, M. R., & Moholdt, G. (2013). Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves. *Nature*, 502(7469), 89.
- Deppeler, S. L., & Davidson, A. T. (2017). Southern Ocean phytoplankton in a changing climate. *Frontiers in Marine Science*, 4, 40.
- Ducklow, H. W., Fraser, W., Karl, D. M., Quetin, L. B., Ross, R. M., Smith, R. C., ... & Daniels, R. M. (2006). Water-column processes in the West Antarctic Peninsula and the Ross Sea: interannual

variations and foodweb structure. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(8-10), 834-852.

Everitt, B.S. (2011). *Cluster analysis*, 5th Edition. Wiley.

Ferreira, A., Costa, R. R., Dotto, T. S., Kerr, R., Tavano, V. M., Brito, A. C., ... & Mendes, C. R. (2020). Changes in phytoplankton communities along the Northern Antarctic Peninsula: causes, impacts and research priorities. *Frontiers in Marine Science*, 7, 576254.

García-Muñoz, C., Lubián, L.M., García, C.M., Marrero-Díaz, A., Vernet, M., Sangrà, P., 2013. A mesoscale study of phytoplankton assemblages around the South Shetland Islands. *Polar Biol.* 36, 1107–1123.

Garibotti, I. A., Vernet, M., Smith, R. C., & Ferrario, M. E. (2005). Interannual variability in the distribution of the phytoplankton standing stock across the seasonal sea-ice zone west of the Antarctic Peninsula. *Journal of Plankton Research*, 27(8), 825-843.

Gohin, F., Lampert, L., Guillaud, J. F., Herbland, A., & Nézan, E. (2003). Satellite and in situ observations of a late winter phytoplankton bloom, in the northern Bay of Biscay. *Continental shelf research*, 23(11-13), 1117-1141.

Gonçalves-Araujo, R., de Souza, M. S., Tavano, V. M., & Garcia, C. A. E. (2015). Influence of oceanographic features on spatial and interannual variability of phytoplankton in the Bransfield Strait, Antarctica. *Journal of Marine Systems*, 142, 1-15.

Gillett, N. P., Kell, T. D., & Jones, P. D. (2006). Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23).

Hartmann, D. L., & Lo, F. (1998). Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(8), 1303-1315.

Hersbach, H., and Coauthors, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.

Höfer, J., Giesecke, R., Hopwood, M. J., Carrera, V., Alarcón, E., & González, H. E. (2019). The role of water column stability and wind mixing in the production/export dynamics of two bays in the Western Antarctic Peninsula. *Progress in Oceanography*, 174, 105-116.

Hu, C., Lee Z., & Franz, B.A. (2012). Chlorophyll-a algorithms for oligotrophic oceans: A novel approach based on three-band reflectance difference, *J. Geophys. Res.*, 117, C01011, doi:10.1029/2011JC007395.

King, J. C., & Turner, J. (2007). *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge University Press.

Lee, H. J., & Seo, K. H. (2019). Impact of the Madden-Julian oscillation on Antarctic sea ice and its dynamical mechanism. *Scientific reports*, 9(1), 1-10.

Lipsky, J. 2007. AMLR 2006/2007 Field Season Report: Objectives, Accomplishments and Tentative Conclusions. *South. Fish. Scie. Cen.*, 161pp.

- Loeb, V., Hofmann, E. E., Klinck, J. M., & Holm-Hansen, O. (2010). Hydrographic control of the marine ecosystem in the South Shetland-Elephant Island and Bransfield Strait region. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 57(7-8), 519-542.
- Lovenduski, N. S., & Gruber, N. (2005). Impact of the Southern Annular Mode on Southern Ocean circulation and biology. *Geophysical Research Letters*, 32(11).
- Lundsør, E., Stige, L. C., Sørensen, K., & Edvardsen, B. (2020). Long-term coastal monitoring data show nutrient-driven reduction in chlorophyll. *Journal of Sea Research*, 164, 101925.
- Mascioni, M., Almandoz, G. O., Cusick, A., Pan, B. J., & Vernet, M. (2023). Phytoplankton dynamics in nearshore regions of the western Antarctic Peninsula in relation to a variable frontal zone in the Gerlache Strait. *Frontiers in Marine Science*, 10, 1139293.
- Marshall, G. J., Lagun, V., & Lachlan-Cope, T. A. (2002). Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956 to 1999: a synthesis of observations and reanalysis data. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 22(3), 291-310.
- Mendes, C. R. B., Tavano, V. M., Leal, M. C., de Souza, M. S., Brotas, V., & Garcia, C. A. E. (2013). Shifts in the dominance between diatoms and cryptophytes during three late summers in the Bransfield Strait (Antarctic Peninsula). *Polar biology*, 36, 537-547.
- Meredith, M. P., & King, J. C. (2005). Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. *Geophysical Research Letters*, 32(19).
- Montes-Hugo, M. A., Vernet, M., Martinson, D., Smith, R., & Iannuzzi, R. (2008). Variability on phytoplankton size structure in the western Antarctic Peninsula (1997–2006). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 55(18-19), 2106-2117.
- Montes-Hugo, M., Doney, S. C., Ducklow, H. W., Fraser, W., Martinson, D., Stammerjohn, S. E., & Schofield, O. (2009). Recent changes in phytoplankton communities associated with rapid regional climate change along the western Antarctic Peninsula. *Science*, 323(5920), 1470-1473.
- NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Dataset Name Data; NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. doi: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>.
- Neveux, J., Tenório, M. M. B., Jacquet, S., Torréton, J. P., Douillet, P., Ouillon, S., & Dupouy, C. (2009). Chlorophylls and phycoerythrins as markers of environmental forcings including cyclone Erica effect (March 2003) on phytoplankton in the southwest lagoon of New Caledonia and oceanic adjacent area. *International Journal of oceanography*, 2009.
- Parkinson, C. L. (2019). A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(29), 14414-14423.
- Peña, D. *Análisis de datos multivariantes*. (2002). McGraw Hill. Academic Press.
- Pepper, J. 1954. *The meteorology of the Falkland Islands and Dependencies, 1944-1950*. London, C.F. Higdson and Son Ltd. (Falkland Islands and Dependencies Meteorological Service.)

- Reiss, C., A. Cossio., V. Loeb & D. Demer. 2008. Variations in the biomass of Antarctic Krill (*Euphasia superba*) around the South Shetland Islands, 1996-2006. *ICES Jou. of Mar. Sci.*, 65: 497-508.
- Reynolds, J. M. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *Br. Antarct. Surv. Bull.* 54, 123–133.
- Rintoul, S. R., Hughes, C. W., & Olbers, D. (2001). The Antarctic circumpolar current system. In *International Geophysics* (Vol. 77, pp. 271-XXXVI). Academic Press.
- Rondanelli, R., Hatchett, B., Rutllant, J., Bozkurt, D., & Garreaud, R. (2019). Strongest MJO on record triggers extreme Atacama rainfall and warmth in Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 46(6), 3482-3491.
- Sangrà, P., Gordo, C., Hernandez-Arencibia, M., Marrero-Díaz, A., Rodríguez-Santana, A., Stegner, A., ... & Pichon, T. (2011). The Bransfield current system. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58(4), 390-402.
- Sangrà, P., Stegner, A., Hernández-Arencibia, M., Marrero-Díaz, Á., Salinas, C., Aguiar-González, B., ... & Mouriño-Carballido, B. (2016). The Bransfield gravity current. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 119, 1-15.
- Santoleri, R. et al., 2003. Year-to-year variability of the phytoplankton bloom in the Southern Adriatic Sea (1998–2000): sea-viewing wide field-of-view sensor observations and modeling study. *Journal of Geophysical Research* 108, 8122.
- Santora, J. & R. Veit. 2013. Spatio-temporal persistence of top predator hotspots near the Antarctic Peninsula. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 487: 287-304.
- Stammerjohn, S. E., Martinson, D. G., Smith, R. C., Yuan, X., & Rind, D. (2008). Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C3).
- Summerhayes, C.P., Ainley, D., Barrett, P., Bindshadler, R., Clarke, A., Convey, P., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D.A., Meredith, M.P., Murray, A.S., Pörtner, H.-O., di Prisco, G., Schiel, K., Speer, K., Turner, J., Verde, C., Willems, A., 2009. *The Antarctic environment in the global system*. In: Turner, J., Bindshadler, R., Convey, P., di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D.A., Mayewski, P.A., Summerhayes, C.P. (Eds.), *Antarctic Climate Change and the Environment*. Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge, pp. 1–32.
- Teira, E., Mouriño-Carballido, B., Martínez-García, S., Sobrino, C., Ameneiro, J., Hernández-León, S., Vázquez, E., 2012. Controls of primary production and bacterial carbon metabolism around South Shetland Islands. *Deep-Sea Res. I* 69, 70–81.
- Tenório, M. M. B., Barrera-Alba, J. J., & Rivera, D. (2012). Plankton structure of the shallow coastal zone at Admiralty bay, King George Island, West Antarctic Peninsula (WAP): chlorophyll biomass and size-fractionated chlorophyll during Austral summer 2010/2011. *INCT-APA Annual Activity Report*, (10).
- Thomas, A.C. et al., 2003. Satellite-measured phytoplankton variability in the Gulf of Maine. *Continental Shelf Research* 23, 971–989.

Thompson, D. W., & Solomon, S. (2002). Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296(5569), 895-899.

Tréguer, P., & Jacques, G. (1993). Review Dynamics of nutrients and phytoplankton, and fluxes of carbon, nitrogen and silicon in the Antarctic Ocean. In *Weddell Sea Ecology: Results of EPOS European "Polarstern" Study* (pp. 149-162). Springer Berlin Heidelberg.

Turner, J., Colwell, S. R., Marshall, G. J., Lachlan-Cope, T. A., Carleton, A. M., Jones, P. D., ... & Iagovkina, S. (2005). Antarctic climate change during the last 50 years. *International journal of Climatology*, 25(3), 279-294.

Turner, J., Bindshadler, R., Convey, P., di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D.A., Mayewski, P.A., Summerhayes, C.P. (2009), *Antarctic Climate Change and the Environment*. Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge, pp. 1–32.

Turner, J., Hosking, J. S., Bracegirdle, T. J., Marshall, G. J., & Phillips, T. (2015). Recent changes in Antarctic sea ice. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2045), 20140163.

Vernet, M., Martinson, D., Iannuzzi, R., Stammerjohn, S., Kozłowski, W., Sines, K., ... & Garibotti, I. (2008). Primary production within the sea-ice zone west of the Antarctic Peninsula: I—Sea ice, summer mixed layer, and irradiance. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 55(18-19), 2068-2085.

Yuan, X. (2004). ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science*, 16(4), 415-425.

Zhang, L., Delworth, T. L., Yang, X., Zeng, F., Lu, F., Morioka, Y., & Bushuk, M. (2022). The relative role of the subsurface Southern Ocean in driving negative Antarctic Sea ice extent anomalies in 2016–2021. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 302.