



Facultad de Ciencias, Universidad de la República Instituto de Ecología y Ciencias Ambientales Sección Oceanografía y Ecología Marina PEDECIBA Geociencias Tesis de Maestría

CARACTERÍSTICAS BIOGEOQUÍMICAS Y LABILIDAD DE PARTÍCULAS ORGÁNICAS EN AGUA Y SEDIMENTOS DEL OCÉANO AUSTRAL: ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE AMBOS COMPARTIMENTOS

> Autora: Lic. Stefanie Martínez Orientadora: Dra. Natalia Venturini

> > Montevideo, Uruguay 2025

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a las siguientes instituciones y personas por financiar, facilitar y hacer posible tanto la realización de este trabajo como la carrera de mi posgrado en general:

Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas (PEDECIBA), específicamente la Maestría en Geociencias - por las oportunidades de aprendizaje y crecimiento académico. Especialmente a los compañeros/as de la Comisión de Difusión por compartir las ganas de contar la ciencia y sobre todo a Analía, por llevar adelante toda la logística, confiar siempre y valorar el esfuerzo.

Sección de Oceanografía y Ecología Marina, Instituto de Ecología y Ciencias Ambientales, UdelaR - por hacerme sentir parte del grupo, por las enseñanzas del mundo macro, oceanográfico, ambiental. A Natalia, por invitarme a su proyecto y ofrecerse como orientadora, por la paciencia, los consejos, la comprensión, las oportunidades, la confianza y la invaluable transmisión de conocimientos. Por contestar todas mis preguntas, siempre. Por darme la oportunidad de estudiar y conocer el lugar más increíble del planeta. A Noelia, Pablo, Adri, Gabi, Maru, Come, Noe, Jenny, Matilde, Sofía... por las charlas, las catarsis académicas, la confianza, las enseñanzas, los cursos y horas de laboratorio compartidos. A Agus, por los podcasts y por hacer la experiencia antártica mucho más divertida.

Instituto Antártico Uruguayo (IAU) - por el apoyo en el viaje a la Antártida y en los muestreos allí, por hacer posible la llegada al continente blanco y la supervivencia en ese ambiente extremo y majestuoso, y contribuir a una de las experiencias más importantes para mi crecimiento profesional y personal.

Agencia Nacional de Innovación e Investigación (ANII) - por la beca de posgrados nacionales, por fomentar y facilitar la adquisición de conocimiento y el aporte a la investigación en nuestro país.

Comisión Sectorial de Investigación Científica (CSIC) y su programa de Movilidad e Intercambios Académicos (MIA) - por la financiación para poder concurrir a congresos y cursos en el exterior, contribuyendo a mi formación y a mi crecimiento profesional.

A mis amigas y amigos - Especialmente a Ceci, Chiqui y toda mi tribu: Guille, Sole, Raque, Marian, Marki, Dionysia, Ale, Magda y Emi, y a Tomacco; por la escucha y los consejos, por creer en mí, por las experiencias compartidas y todo lo que suma a que hoy esté donde esté.

A mi familia construida - por el amor, la paciencia y el apoyo incondicional de: **Migue**, el compañero ideal, **Salvador** mi pequeño genio amoroso y **Ámbar** mi pequeña artista sabia y adorable. ¡Gracias por tanto!

A mi familia de origen - a mi pequeño gran hermano, a mi mamá por incentivarme siempre a hacer lo que me gusta y a mi papá por lo que dejó en mí y está presente en cada cosa que logro.

ÍNDICE DE CONTENIDO

Abreviaciones	V
Índice de Figuras	VI
Índice de Tablas	. VIII
RESUMEN	IX
ABSTRACT	X
1. INTRODUCCIÓN	. 11
1.1. Condiciones ambientales y oceanográficas de la Península Antártica	. 11
1.2. Bomba biológica y acoplamiento bento-pelágico	11
1.3. Material orgánico particulado en zonas costeras y profundas del Océano Austral	13
1.3.1. Fiordos antárticos	14
1.3.2. Zonas profundas del Océano Austral	14
1.4. Características biogeoquímicas del MOP sedimentario y en suspensión como herramienta en estudios ambientales y oceanográficos	16
2. HIPÓTESIS	18
3. OBJETIVOS	19
3.1. Objetivo general	19
3.2. Objetivos específicos	19
4. METODOLOGÍA	19
4.1. Área de estudio	19
4.2. Muestreo y procesamiento de muestras a bordo	23
4.3. Análisis del material suspendido total y del tamaño de grano de los sedimentos	24
4.4. Análisis biopolimérico	24
4.5. Análisis de elementos e isótopos estables	25
4.6. Análisis estadístico	25
5. RESULTADOS	26
5.1. Fiordos Bahía Esperanza y Bahía Collins	26
5.1.1. Variables fisicoquímicas oceanográficas	26
5.1.2. Composición bioquímica del MOP en suspensión	28
5.1.3. Profundidad, granulometría y características bioquímicas de los sedimentos	31

5.1.4. Composición isotópica estable y elemental del MOP suspendido y	
sedimentario3	5
5.2. Estrecho de Bransfield: Isla Decepción y Little Point (The Axe)	9
5.2.1. Variables fisicoquímicas oceanográficas3	9
5.2.2. Composición bioquímica del MOP en suspensión	9
5.2.3. Profundidad, granulometría y características bioquímicas de los sedimentos4	4
5.2.4. Composición isotópica estable y elemental del MOP suspendido y sedimentario4	.9
6. DISCUSIÓN	3
6.1. Fiordos Bahía Esperanza y Bahía Collins5	3
6.1.1. Diferencias fisicoquímicas en la columna de agua entre fiordos5	3
6.1.2. Fuentes y calidad del MOP suspendido en la columna de agua de los fiordos estudiados5	3 3
6.1.3. Parámetros biogeoquímicos y estado trófico de los sedimentos en ambos fiordos5	4
6.1.4. Firmas elementales e isotópicas en los sistemas pelágicos y bentónicos de los fiordos analizados5	7
6.2. Estrecho de Bransfield: Isla Decepción y Little Point (The Axe)	9
6.2.1. Características fisicoquímicas de la columna de agua en las zonas profunda del Estrecho de Bransfield5	s ,9
6.2.2. Fuentes y calidad del POC suspendido en aguas profundas de Isla Decepción y monte submarino Little Point - The Axe	9
6.2.3. Biogeoquímica y estado trófico de los sedimentos de Isla Decepción y Little Point - The Axe6	1
6.2.4. Firmas elementales e isotópicas en los sistemas pelágicos y bentónicos en e Estrecho de Bransfield6	эl З
7. CONCLUSIONES 6	6
7.1. Fiordos6	6
7.2. Estrecho de Bransfield6	6
7.3. Consideraciones finales y perspectivas6	7
8. BIBLIOGRAFÍA6	9
9. ANEXO A - MATERIAL SUPLEMENTARIO	0
10. ANEXO B - MATERIAL PUBLICADO	2

Abreviaciones

¹³ C	Isótopo estable del carbono de masa atómica 13
¹² C	Isótopo estable del carbono de masa atómica 12
¹⁴ N	Isótopo estable del nitrógeno de masa atómica 14
¹⁵ N	Isótopo estable del nitrógeno de masa atómica 15
BC	Bahía Collins
BE	Bahía Esperanza
BPC	Carbono biopolimérico
BSW	Aguas del Estrecho de Bransfield
С	Carbono
CO ₂	Dióxido de carbono
C/N	Razón entre carbono y nitrógeno
СНО	Carbohidratos
CHO/LIP	Razón entre carbohidratos y lípidos
EDB	Estrecho de Bransfield
FM	Food material
ID	Isla Decepción
LIP	Lípidos
LP	Little Point
m-UCDW	Aguas profundas circumpolares superiores modificadas
MOP	Material orgánico particulado
MOP _f	Material orgánico particulado de origen fotosintético
MOP _q	Material orgánico particulado de origen quimiosintético
Ν	Nitrógeno
OA	Océano Austral
PA	Península Antártica
PN	Nitrógeno particulado
POC	Carbono orgánico particulado
PRT	Proteínas
PRT/CHO	Razón entre proteínas y carbohidratos
R/V	Research vessel - Buque Oceanográfico
TBW	Aguas zonales transicionales con influencia del Mar de Bellingshausen
TN	Nitrógeno total
TOC	Carbono orgánico total
TSM	Material suspendido total
WTW	Masas de agua zonales transicionales con influencia del Mar de Weddell
δ ¹³ C	Razón entre ¹³ C y ¹² C
$\delta^{15}N$	Razón entre ¹⁵N y ¹⁴N

Índice de Figuras

Figura 6. Concentración de biopolímeros orgánicos (proteínas: PRT, carbohidratos: CHO y lípidos: LIP) en el material suspendido a diferentes profundidades dentro de la columna de agua para cada fiordo: Bahía Collins (a) y Bahía Esperanza (b).....**30**

Figura 8. Contenido de biopolímeros orgánicos (incluidas proteínas: PRT, carbohidratos: CHO y lípidos: LIP) medidos en muestras de sedimentos recolectadas en cada estación en los fiordos investigados: Bahía Collins (a) y Bahía Esperanza (b)......**34**

Figura 11. Diagramas de caja para las variables fisicoquímicas analizadas en las zonas profundas del Estrecho de Bransfield, ID: Isla Decepción y LP: Little Point - The Axe. Temperatura T (° C) (p = 0,03), salinidad S (p = 0,81) y oxígeno disuelto DO (mL L⁻¹) (p = 0,13)......**41**

Figura 17. Diagramas de caja de los parámetros elementales e isotópicos medidos en los sedimentos de de las zonas profundas estudiadas (ID: Isla Decepción; LP: Little Point - The Axe). El panel A se refiere al porcentaje de carbono orgánico total: TOC (%) (p = 0,025); nitrógeno total: TN (%) (p = 0,18); y la razón carbono/nitrógeno (C/N) (p = 0,30). El panel B se refiere a las firmas isotópicas de carbono δ^{13} C (‰) (p = 0,14) y nitrógeno δ^{15} N (‰) (p = 0,44).....**51**

Índice de Tablas

Tabla 2. Profundidad, porcentajes de fracciones granulométricas, escala de clasificación por Folk y Ward y parámetros biopoliméricos orgánicos: carbono biopolimérico (BPC), proteína/carbohidrato (PRT/CHO) y carbohidrato/lípido (CHO/LIP), *"Food material"* (FM) y los porcentajes de cada biopolímero en relación con el FM, para los sedimentos de las estaciones de muestreo de los fiordos Bahía Esperanza (M-02, M-03, M-04) y Bahía Collins (M-08, M-09, M-10).....**32**

Tabla 5. Profundidad, porcentajes de fracciones granulométricas, escala de clasificación por Folk y Ward y parámetros biopoliméricos orgánicos: carbono biopolimérico (BPC), razón proteína/carbohidrato (PRT/CHO), razón carbohidrato/lípido (CHO/LIP), "Food material" (FM) y los porcentajes de cada biopolímero en relación con el FM, para los sedimentos de las estaciones de muestreo del Estrecho de Bransfield: Isla Decepción (M-12, M-14, M-15) y Little Point (M-25, M-27, M-28, M-29, M-30)......**46**

RESUMEN

El Océano Austral (OA) es clave en el ciclo global del carbono, regulando el flujo de materia orgánica entre la columna de agua y los sedimentos. Los fiordos de la Península Antártica (PA) actúan como sumideros de carbono, mientras que las zonas profundas del Estrecho de Bransfield (EDB) presentan una dinámica biogeoquímica influenciada por procesos hidrotermales y montes submarinos. Este estudio evaluó la cantidad, composición y degradación del material orgánico particulado (MOP) en suspensión y sedimentos superficiales en dos tipos de ambientes del OA: fiordos (Bahía Collins - BC y Bahía Esperanza - BE) y zonas profundas del EDB (Isla Decepción - ID y Little Point - The Axe - LP). Se colectaron muestras de agua a distintas profundidades y sedimentos durante el verano antártico de 2020 a bordo del R/V BAP Carrasco. Se analizaron carbono y nitrógeno particulado (POC, PN) y sedimentario (TOC, TN), razones isotópicas (δ¹³C y δ¹⁵N) y biopolímeros orgánicos (proteínas, carbohidratos y lípidos). Los fiordos mostraron diferencias en la composición del MOP asociadas al deshielo. En BC, los sedimentos presentaron mayores concentraciones de proteínas (2,88-3,04 mg g⁻¹) en comparación con BE (1,37-1,55 mg g⁻¹), relacionado a diferencias en las tasas de sedimentación y disponibilidad de materia orgánica. El MOP en suspensión en ambos fiordos fue de origen fitoplanctónico reciente y alta calidad nutricional. En el EDB, las concentraciones de POC y PN en la termoclina fueron menores que en otras zonas de la PA, y los sedimentos presentaron bajos valores de TOC (< 0,5%). En ID, las aguas superficiales mostraron altas concentraciones de lípidos (hasta 41,8 µg L⁻¹), posiblemente vinculadas a la actividad hidrotermal. En LP, los sedimentos presentaron un enriquecimiento en carbohidratos (hasta 3,31 mg g⁻¹), sugiriendo que la interacción de las corrientes con el monte submarino The Axe afecta la redistribución y degradación de la materia orgánica. Estos resultados resaltan la influencia de la geomorfología y las condiciones oceanográficas en la biogeoquímica del MOP en el OA, destacándose la integración de datos pelágicos y bentónicos para comprender la dinámica y el secuestro de carbono en un contexto de cambio climático.

Palabras clave: Carbono orgánico particulado, columna de agua, sedimentos superficiales, marcadores biogeoquímicos, Antártida

ABSTRACT

The Southern Ocean (SO) is key to the global carbon cycle, regulating the flux of organic matter between the water column and sediments. The fjords of the Antarctic Peninsula (AP) act as carbon sinks, while the deep zones of the Bransfield Strait (BS) present biogeochemical dynamics influenced by hydrothermal processes and seamounts. This study assessed the quantity, composition and degradation of particulate organic matter (POM) in suspension and surface sediments in two types of environments in the SO: fjords (Collins Bay - BC and Hope Bay - BE) and deep zones of the BS (Deception Island - ID and Little Point - The Axe - LP). Water and surface sediment samples were collected at various depths during the Antarctic summer of 2020 aboard the R/V BAP Carrasco.Particulate carbon and nitrogen (POC, PN) and sedimentary total organic carbon and total nitrogen (TOC, TN), isotopic ratios (δ^{13} C and δ^{15} N), and organic biopolymers (proteins, carbohydrates, and lipids) were analyzed. The fjords showed differences in POM composition associated with ice melting. In BC, sediments presented higher protein concentrations (2.88–3.04 mg g⁻¹) compared to BE (1.37–1.55 mg g⁻¹), linked to differences in sedimentation rates and organic matter availability. Suspended POM in both fjords was of recent phytoplanktonic origin and high nutritional quality. In the BS, POC and PN concentrations in the thermocline were lower than in other areas of the AP, and sediments had low TOC values (< 0.5%). In ID, surface waters showed high lipid concentrations (up to 41.8 µg L⁻¹), possibly linked to hydrothermal activity. In LP, sediments were enriched in carbohydrates (up to 3.31 mg g⁻¹), suggesting that the interaction of currents with The Axe seamount impacts on organic matter redistribution and degradation. These results highlight the influence of geomorphology and oceanographic conditions on POM biogeochemistry in the SO, emphasizing the integration of pelagic and benthic data to understand carbon dynamics and sequestration in a climate change context.

Keywords: Particulate organic carbon, water column, surface sediments, biogeochemical markers, Antarctica

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Condiciones ambientales y oceanográficas de la Península Antártica

La región de la Península Antártica (PA) es de particular interés por estar experimentando un calentamiento regional rápido y extremo sin precedentes, lo cual está provocando cambios significativos en la dinámica y características de la producción primaria con impactos en los ciclos biogeoquímicos y el funcionamiento de los ecosistemas, cuya magnitud y consecuencias aún son inciertas (Schofield et al., 2010; Boyd et al., 2019; Turner et al., 2021). La PA exhibe propiedades geográficas y climáticas complejas y contrastantes, donde varias masas de agua se encuentran e interactúan con una plataforma continental interrumpida por numerosos valles y cuencas submarinas (Stein & Heywood, 1994), representando una mezcla única de procesos de aguas circumpolares y de plataforma. El Océano Austral (OA), en la región occidental de la PA, presenta una marcada variabilidad estacional y espacial en la producción primaria, con valores máximos en verano y un gradiente decreciente desde la costa y la plataforma continental hacia el océano abierto, asociado principalmente a la estratificación de la columna de agua y a la disponibilidad de hierro como nutriente limitante (Huang et al., 2012). Además, se caracteriza por vínculos estrechos y dinámicos entre las forzantes ambientales y los flujos de partículas en la columna de agua, desempeñando un papel clave en el ciclo global del carbono debido a su capacidad para regular el intercambio de dióxido de carbono (CO₂) entre la atmósfera y el océano, que constituye el mayor reservorio de carbono inorgánico disuelto del planeta (Takahashi et al., 1997; Kim et al., 2005; Huang et al., 2023). La producción de partículas biogénicas en aguas superficiales y su posterior hundimiento en aguas profundas, es uno de los principales mecanismos de transferencia del carbono derivado del CO2 atmosférico a las profundidades marinas, una fuente de energía crítica que alimenta el funcionamiento de los ecosistemas marinos y un componente básico de sus redes tróficas (Ittekkot et al., 1996; Khim et al., 2005; Wynn-Edwards et al., 2020).

1.2. Bomba biológica y acoplamiento bento-pelágico

La bomba biológica de carbono en el océano transporta carbono orgánico desde la zona eufótica hasta las profundidades del mar, donde puede ser enterrado y secuestrado en los sedimentos en escalas de tiempo geológicas, desempeñando un papel importante en el ciclo global del carbono que influye fuertemente en el clima pasado, presente y futuro de la Tierra (Fig. 1) (Turner, 2015). Una serie de procesos biológicos, físicos y químicos ocurren como partes del mecanismo de la bomba biológica, desde la fijación de carbono inorgánico en materia orgánica durante la fotosíntesis por el fitoplancton en los primeros estratos de la columna de agua, la incorporación del carbono orgánico a las tramas tróficas marinas y su degradación/remineralización mediada por microorganismos a medida que aumenta la profundidad, la mezcla vertical y el transporte de nutrientes por eventos como la advección y circulación termohalina entre otros, hasta su exportación y

deposición en los sedimentos marinos (Turner, 2015; Ducklow et al., 2001a; De La Rocha, 2006). Sólo una pequeña fracción de la producción primaria neta se exporta desde la zona eufótica hacia mayores profundidades (De La Rocha & Passow, 2007) pero esto varía según la ubicación geográfica. En los giros oceánicos centrales la exportación de producción primaria neta suele ser <10% (Neuer et al., 2002) pero puede llegar al 30-100% en aguas polares (Buesseler, 1998), y en general, menos del 3% de la producción primaria neta se secuestra en las profundidades del mar (De La Rocha & Passow, 2007). La mayor parte se consume o se respira en la columna de agua, donde aproximadamente el 15% es procesado por bacterias y el resto por zooplancton (Ducklow, 2000; Calbet & Landry, 2004; Turner, 2015). La "nieve marina" es una forma de agregados orgánicos que incluye partículas y organismos (bacterias y otros microorganismos, fitoplancton, phytodetritus - fitoplancton en descomposición -, protozoos, zooplancton vivo y muerto, mudas abandonadas de larvas, pellets fecales, detritos de macrófitas y partículas minerales inorgánicas) y contribuye de manera significativa a la exportación vertical de materia orgánica (Kiørboe, 2001; Simon et al., 2002). Los pellets fecales de zooplancton juegan un rol importante en la exportación de materia orgánica desde la zona eufótica (Turner & Ferrante, 1979; Svensen et al., 2012; Turner, 2015). Sin embargo, gran parte de estos pellets son reciclados en las capas superiores del océano debido a procesos como la degradación microbiana o la coprofagia (ingestión de pellets por otros organismos) (Turner, 2015). Los procesos de exportación de partículas como la "nieve marina" influyen en el acoplamiento bento-pelágico, donde la materia orgánica que llega al fondo oceánico puede ser remineralizada o utilizada por las comunidades bentónicas (De La Rocha & Passow, 2007; Buesseler et al., 2008). La eficiencia de exportación de estos procesos varía según la composición y abundancia de las comunidades de fitoplancton v zooplancton en las aguas superficiales (Gleiber et al., 2012; Wilson et al., 2013), por lo tanto, la respuesta de las comunidades bentónicas a estos eventos o a los pulsos de *phytodetritus* es, al mismo tiempo, una consecuencia directa y un elemento clave en el acoplamiento entre los procesos biogeoguímicos superficiales y el bentos (Turner et al., 2015).

Por otro lado, la influencia de la variabilidad climática, como los ciclos glacial-interglacial y las variaciones contemporáneas del clima, han impactado y continúan impactando la eficiencia de la bomba biológica en los océanos (Sarmiento et al., 2004; Kohfeld et al., 2005; Smith et al., 2009) debido a las fluctuaciones del CO₂ atmosférico en dichos eventos. Dado que el carbono orgánico es el vínculo entre la producción primaria superficial, las profundidades del océano y los sedimentos, un enfoque fundamental de los estudios de biogeoquímica orgánica marina es profundizar en el conocimiento sobre su distribución, composición y ciclo en el océano, tanto en los sistemas pelágicos como bentónicos y sus conexiones (Le Moigne, 2019; Kharbush et al., 2020), con el fin de contribuir a una mejor comprensión de los cambios globales que están aconteciendo.



Figura 1. La bomba biológica de carbono en el océano. Adaptada de Turner (2015) y Soetaert & van Oevelen (2009).

1.3. Material orgánico particulado en zonas costeras y profundas del Océano Austral

La presencia y dinámica estacional del hielo es un factor determinante en la regulación de la producción primaria, y en la acumulación y distribución del material orgánico particulado (MOP) en la columna de agua y sedimentos en zonas costeras y profundas del OA (Garrity et al., 2005). El transporte del material terrestre al medio ambiente marino a través del permafrost y la escorrentía glaciar durante el verano austral, el material vivo y detrítico generados por algas del hielo, la producción primaria por fitoplancton y la degradación bacteriana, representan las principales entradas del MOP (Tian et al., 2015; Misic et al., 2017; Venturini et al., 2020). Además, la producción quimioautótrofa, así como la producción secundaria por microorganismos y heterótrofos mayores, también contribuyen al flujo de carbono orgánico hacia los sedimentos (LaRowe et al., 2020). Por lo tanto, la distribución y el destino del MOP en el OA son resultado de la interacción entre

procesos de producción y advección de nutrientes, el posterior hundimiento, pastoreo y remineralización de este material a diversas profundidades, formando parte de la bomba biológica de carbono (Turner, 2015; Kiko et al., 2017).

1.3.1. Fiordos antárticos

En zonas costeras de la Antártida, alteraciones en la cantidad y composición del MOP en suspensión han sido relacionadas al aumento del aporte terrestre a través de la escorrentía estival de agua de deshielo glaciar (Venturini et al., 2020), al derretimiento y liberación de MOP retenido en el hielo marino (Cau et al., 2021) y a las condiciones termohalinas e intensidad de corrientes (Misic et al., 2017), entre otros factores. Los fiordos son cuencas marinas semicerradas producto de la erosión glaciar, que representan un vínculo entre interacciones terrestres, criosféricas, oceánicas y atmosféricas y son particularmente sensibles al cambio climático debido a su conexión directa con glaciares, su estratificación pronunciada y su limitada renovación de aguas profundas, lo que los hace vulnerables a cambios en la temperatura, el derretimiento y el aporte de agua dulce (Skei, 1983; Bianchi et al., 2020). Además, debido a las tasas de sedimentación relativamente altas en comparación con otros ambientes marinos, y los flujos de carbono orgánico, los fiordos constituyen importantes sumideros de carbono (Cui et al., 2016; Bianchi et al., 2020). Los fiordos antárticos que están influenciados por el drenaje de agua de deshielo y los glaciares de marea pueden ser muy productivos y, dependiendo de su geomorfología, exhiben un forzamiento ecosistémico sustancialmente diferente al de las plataformas continentales y zonas profundas adyacentes (Grange & Smith, 2013). La dinámica estacional del hielo juega un papel clave en el control de la producción primaria, y en el transporte y almacenamiento del carbono orgánico en la columna de agua y sedimentos de los fiordos antárticos (Meredith et al., 2018; Eidam et al., 2019). Las floraciones de fitoplancton que ocurren cada verano austral en la Antártida, y la acumulación de MOP como consecuencia del rápido hundimiento de partículas, sumado a la inhibición a baja temperatura de la actividad microbiana, dan lugar a "banco de alimentos" en sedimentos costeros y de plataforma continental, el cual persiste por un tiempo mayor que en la columna de agua (Mincks et al., 2005; Isla et al., 2006, Ingels et al., 2012). Se ha reconocido que los aportes de material terrestre a través del derretimiento del permafrost y la escorrentía de los glaciares durante el verano austral, los organismos vivos y los detritos derivados de las algas del hielo, la producción primaria por fitoplancton y la degradación bacteriana son las principales fuentes de carbono orgánico en los fiordos antárticos (p. ej., Tian et al., 2015; Misic et al., 2017; Cau et al., 2019; Venturini et al., 2023).

1.3.2. Zonas profundas del Océano Austral

El flujo intermitente de MOP producido por la fotosíntesis en las aguas superficiales, y que tiene en la Antártida una estacionalidad muy marcada, es también esencial para el sustento de comunidades heterotróficas marinas de zonas profundas del OA (Mincks et al., 2005; Ingels et al., 2012). Sin embargo, en ciertas regiones donde existen elevaciones topográficas del lecho marino, como los montes submarinos o "*seamounts*" en inglés, las

intensas corrientes ascendentes pueden invectar nutrientes hacia la zona eufótica de manera persistente o localizada, estimulando la producción primaria independientemente del ciclo estacional (Thresher et al., 2011; Mendonça et al., 2012; Kvile et al., 2014). La mayoría de estos montes se originan por actividad volcánica submarina, estando más del 80% de los volcanes activos del mundo concentrados a lo largo de las dorsales oceánicas y de arcos insulares (Lowell, 1991; Hannington et al., 2005;). En el OA, el Estrecho de Bransfield (EDB) es una zona de fractura tectónica y geológicamente única, donde interactúa un proceso de subducción y uno de separación de placas en forma simultánea, con presencia de diferentes centros volcánicos activos e inactivos, tanto subaéreos como submarinos (Gordon & Nowlin, 1978; Fisk, 1990; Somoza et al., 2004). Los montes submarinos son elevaciones topográficas ampliamente extendidas en las profundidades del océano y considerados "hotspots" de biodiversidad marina capaces de albergar comunidades biológicas únicas (Kiriakoulakis et al., 2009). Sin embargo, relativamente pocos han sido estudiados en detalle y su efecto en ecosistemas adyacentes aún está en discusión. Su presencia, además de proporcionar nutrientes hacia la superficie, promueve el flujo descendente del MOP de alta calidad hacia los sedimentos del fondo marino y las comunidades bentónicas asociadas (Kiriakoulakis et al., 2009; Mendonça et al., 2012; Clark et al., 2015).

Por otro lado, en la parte central del EDB se ha observado la ocurrencia de actividad hidrotermal efímera y comunidades quimiosintéticas, siendo el sitio con emanaciones hidrotermales más al sur conocido actualmente (Klinkhammer et al., 2001; Aquilina et al., 2013; Bell et al., 2016; Rodrigo et al., 2018). En estas condiciones extremas pueden existir ecosistemas reductores de mar profundo capaces de sustentarse a partir de fluidos que emanan desde el interior de la corteza oceánica, como consecuencia de la actividad volcánica submarina (Levin et al., 2016). Las fuentes hidrotermales liberan una mezcla de compuestos químicos (sulfuro, metano, hidrógeno, diferentes formas de hierro, radionúclidos y partículas ricas en minerales) cuya composición varía mucho entre regiones y entornos geológicos, coexistiendo con temperaturas extremadamente altas (superiores a 350 °C) (Lowell, 1991; Petersen et al., 2011). Estos compuestos, sustentan la producción primaria quimiosintética, generando ecosistemas con gran biomasa de organismos heterótrofos que contrastan con las profundidades circundantes y tienen gran impacto sobre los ciclos biogeoquímicos globales de los océanos (McCollom & Shock, 1997; Levin et al., 2016).

La producción primaria durante el verano austral es muy variable en el EDB; las aguas varían desde sistemas oligotróficos hasta zonas de afloramiento muy productivas con altas concentraciones de clorofila-a (Figueiras et al., 1999; Kim et al., 2005). Es una zona caracterizada por un clima subpolar relativamente cálido y húmedo con altos niveles de precipitación (Reynolds, 1981), se encuentra en una región sensible a cambios en factores ambientales que influyen en el avance y retroceso de la cobertura de hielo, haciendo del EDB un sitio ideal para el seguimiento de la distribución, composición y flujo de partículas a distintas escalas espacio-temporales (Kim et al., 2005; Costa et al., 2020).

1.4. Características biogeoquímicas del MOP sedimentario y en suspensión como herramienta en estudios ambientales y oceanográficos

El MOP presente en los ecosistemas marinos deriva de diversas fuentes e incluye componentes orgánicos lábiles (fácilmente degradables y asimilables) y refractarios (más difíciles de degradar y asimilar) (Danovaro, 2010; Bianchi & Canuel, 2011). La fracción marina compuesta por material detrítico y organismos planctónicos vivos, representa una fuente de alimento rica en proteínas, es muy lábil y sufre una degradación significativa durante su transporte vertical (Antonio et al., 2010; Kumar et al., 2016). La fracción terrestre es refractaria, tiene un valor alimenticio bajo (Antonio et al., 2010) y constituye una alta proporción del MOP enterrado en los sedimentos, no sólo en ambientes cercanos a la costa, sino también en sedimentos del océano abierto (Kumar et al., 2016). El carbono orgánico particulado (POC) es el principal componente elemental del MOP (Chester & Jickells, 2012). La fracción biopolimérica del carbono orgánico (BPC), derivado de proteínas, carbohidratos y lípidos totales, es un estimador de la porción lábil del carbono orgánico total, disponible para los heterótrofos marinos (Fabiano et al., 1995; Danovaro, 2010). Las proteínas representan aproximadamente el 50% de la materia orgánica y comprenden una importante fracción del carbono y el nitrógeno orgánico particulado en aguas oceánicas y costeras (van Mooy et al., 2002; Bianchi & Canuel, 2011). Los carbohidratos son importantes moléculas estructurales y de almacenamiento críticas en el metabolismo de organismos acuáticos, representando en el fitoplancton aproximadamente del 20 al 40% de su biomasa celular (Aspinall, 1970; Parsons et al., 1984; Bianchi & Canuel, 2011). Además, los carbohidratos son importantes en la formación de agregados como la "nieve marina" (Passow, 2002; Bianchi & Canuel, 2011). Los lípidos son otros de los constituyentes principales del MOP, y aunque no tan abundantes como las proteínas o los carbohidratos, poseen características moleculares que pueden ser usadas para obtener conocimiento sobre las fuentes y las alteraciones que afectan al MOP en el océano (Wakeham, 1995). Por otro lado, la aplicación de isótopos estables en los ecosistemas naturales se basa en el fraccionamiento isotópico que ocurre durante ciertos procesos químicos y biológicos, en los cuales los isótopos más livianos tienden a reaccionar o moverse más fácilmente, dejando un enriquecimiento relativo de los isótopos más pesados en el reservorio original (Hoefs, 1980). La preferencia en el uso de isótopos estables está relacionado con su bajo peso atómico, las significativas diferencias de masa entre isótopos, el carácter covalente de sus enlaces, los estados de múltiple oxidación y la suficiente abundancia del isótopo raro (Bianchi, 2007). Particularmente, los estudios enfocados en las abundancias naturales de los isótopos estables de carbono y nitrógeno han sido exitosamente utilizados en sistemas lacustres, costero/estuarinos y marinos para rastrear fuentes de entrada de materia orgánica terrestre y acuática (Peterson et al., 1985; Cifuentes et al., 1988; Bianchi, 2007; Venturini et al., 2020; Lin et al., 2023). El MOP está compuesto por una mezcla heterogénea de compuestos orgánicos provenientes de fuentes diversas, por lo cual su composición isotópica (δ^{13} C y δ^{15} N) es muy variable. Además, en lo que respecta a la materia orgánica del océano autóctona, algunos aspectos de la composición de sus elementos principales son de conocimiento suficiente y uno de estos es la proporción C:N:P, denominada relación de Redfield, que se mantiene relativamente constante tanto en los procesos de fotosíntesis como en el consumo de nutrientes por los organismos marinos (Chester & Jickells, 2012). En este sentido, según Bianchi & Canuel (2011) la relación en peso entre carbono orgánico y nitrógeno total (C/N) puede indicar el tipo de materia orgánica presente, ya que diferentes fuentes tienen razones C/N características. Por ejemplo, las plantas vasculares suelen tener razones C/N más altas debido a su mayor contenido de carbono en forma de bio-compuestos estructurales, mientras que las microalgas tienden a ser más ricas en proteínas y tener relaciones C/N más bajas (Meyers, 1994; Lamb et al., 2006). Además, la relación C/N normalmente se estudia junto con δ^{13} C y también puede proporcionar información valiosa sobre las fuentes y la composición de la materia orgánica en los ecosistemas acuáticos (Bianchi & Canuel, 2011).

Las características cuantitativas del MOP han sido estudiadas exhaustivamente en distintas regiones de la Antártida y el OA, mientras que la información detallada sobre su composición biogeoquímica y labilidad es menos abundante (Isla et al., 2009; Misic et al., 2017; Venturini et al., 2020; Cau et al., 2021, entre otros). Atributos específicos del MOP en suspensión y en sedimentos superficiales de distintos ecosistemas marinos han sido contrastados y utilizados para comprender procesos ambientales y oceanográficos en varias regiones del planeta, incluyendo la Antártida (Tian et al., 2015; Misic et al., 2017; Winogradow et al., 2019). El comportamiento del MOP, tanto en la columna de agua como en los sedimentos marinos varía considerablemente según las escalas temporales y espaciales de interés y son componentes críticos de los ciclos biogeoquímicos globales (LaRowe et al., 2020). La composición del MOP en suspensión en la columna de agua, refleja las condiciones en el momento del muestreo, las cuales están sujetas a mayor variabilidad por cambios momentáneos en las forzantes ambientales (deshielo, mareas, estratificación de la columna de agua, entre otras). En contraste, la composición del MOP en los sedimentos marinos refleja las condiciones locales prevalecientes a escalas de (Valesini et al., 2010; Cardoso et al., 2016). Aunque tiempo mavores la degradación/sedimentación continua a lo largo de la columna de agua constituye un sumidero importante de MOP y un mecanismo crítico de la bomba biológica de carbono (De La Rocha, 2006; Winogradow et al., 2019), en general, ambos compartimentos han sido analizados de manera independiente. Sin embargo, recientemente, se ha propuesto la importancia y necesidad de una evaluación crítica e integrada de la distribución y el comportamiento de las partículas orgánicas (tanto de origen natural como antrópico) en múltiples compartimentos, para contribuir a la comprensión actual de las alteraciones prey post-deposicionales, y su destino final en diferentes ecosistemas marinos (Cardoso et al., 2016).

2. HIPÓTESIS

La labilidad del MOP está determinada, entre otros factores, por la profundidad, ya que el mayor tiempo de residencia en la columna de agua incrementa su exposición a procesos degradativos. En fiordos antárticos, cuya menor profundidad y altas tasas de sedimentación favorecen un rápido transporte del material orgánico hacia el fondo, se exportará una mayor proporción de MOP lábil hacia los sedimentos superficiales en comparación con zonas oceánicas profundas (Fig. 2A y B).

En el Estrecho de Bransfield, la topografía del monte submarino Little Point (The Axe) puede alterar la circulación y favorecer la retención de partículas, en un entorno donde la producción primaria depende de la mezcla vertical y la disponibilidad de nutrientes. Estas condiciones promueven la acumulación de MOP fotosintético en los sedimentos cercanos al monte, mientras que en Isla Decepción se sumará el aporte de carbono quimiosintético asociado a la actividad hidrotermal (Fig. 2B).



Figura 2. Esquema representando variaciones en la labilidad del material orgánico particulado (MOP) y en la contribución fotosintética (MOP_f) y quimiosintética (MOP_q) entre ambientes antárticos geomorfológicamente diferentes. A: Fiordo; B: Estrecho de Bransfield con presencia de un monte submarino y posible actividad hidrotermal.

3. OBJETIVOS

3.1. Objetivo general

Comparación de la cantidad, composición biogeoquímica y labilidad del MOP, en suspensión en la columna de agua y en sedimentos superficiales, de dos ambientes geomorfológicamente distintos del OA, considerando la influencia de las condiciones oceanográficas.

3.2. Objetivos específicos

Verificación del origen, fuentes y alteraciones diagenéticas del MOP en suspensión y sedimentos superficiales mediante una combinación de marcadores biogeoquímicos, δ^{13} C, δ^{15} N, C/N y biopolímeros orgánicos.

Evaluación de la influencia de las características fisicoquímicas de la columna de agua (temperatura, salinidad y oxígeno disuelto) y granulométricas de los sedimentos sobre los atributos cuantitativos y cualitativos del MOP.

Valoración en sedimentos de un monte submarino y zonas circundantes con actividad hidrotermal, la importancia del MOP derivado de la fotosíntesis, comparativamente al derivado de la quimiosíntesis.

4. METODOLOGÍA

4.1. Área de estudio

La Bahía Collins (BC) o *Collins Bay* en inglés (62°12′S, 58°51′W) está ubicada al norte de la Bahía Maxwell, en la Isla Rey Jorge, Islas Shetland del Sur (Fig. 3a). Es un fiordo relativamente ancho (~3 km de ancho en su desembocadura) y su eje longitudinal corre a lo largo de una línea de ~3 km en dirección N-S. Tiene un clima marítimo subpolar a templado, con temperaturas medias de -1,8 °C y una precipitación media anual de 524 mm (Yoon et al., 1998; Llanillo et al., 2019). BC está influenciada por el Glaciar Collins, también llamado Bellingshausen Dome, cuyo frente terrestre está localizado en la zona adyacente a la Península Fildes, la zona libre de hielo permanente de la Isla Rey Jorge. Próximo al Glaciar Collins se encuentra la Base Científica Antártica Artigas (BCAA), la estación de investigación científica permanente de Uruguay. Debido a la influencia directa del Glaciar Collins, la zona costera adyacente se caracteriza por una mayor entrada de agua dulce y material terrestre durante el pico de deshielo del verano austral, lo cual favorece condiciones de alta turbidez y una disminución relativa de la salinidad superficial. Esta tendencia ha sido descrita para el sector noreste de la Bahía Maxwell, donde se encuentra BC, como áreas con las salinidades superficiales menores, en comparación

con otras regiones de la bahía (Yoon et al., 1998; Venturini et al., 2023).. Se ha informado una tasa de sedimentación de 5,5 mm año⁻¹ para BC (Boldt et al., 2013). El fondo marino es una gran plataforma plana con profundidades de hasta 280 m (Munoz & Wellner, 2018).

La Bahía Esperanza (BE) o *Hope Bay* en inglés (63°23' S, 56°59' W) es un fiordo ubicado en la parte NE del extremo continental de la PA (Fig. 3b), conocido como Península Trinity que desemboca en el Estrecho Antártico, por donde entra agua fría desde la plataforma del Mar de Weddell y luego se dirige hacia el Estrecho de Bransfield (Sangrà et al., 2011). Tiene una longitud de 6 km, una anchura máxima de 800 m y una superficie de 11,5 km². La profundidad varía entre 50 y 320 m. Tiene un clima frío, seco y semi-polar, con temperaturas medias de -5,1 °C y precipitación anual de 250 mm en promedio (Pereira et al., 2013). En su porción costera se encuentran la Estación Científica Antártica Ruperto Elichiribehety (ECARE) de Uruguay y la Base Argentina Esperanza (Munoz & Wellner, 2018; García et al., 2019). Está influenciado por varios glaciares, Depot y Arena son los glaciares más grandes (Munoz & Wellner, 2018). La tasa de sedimentación reportada por Boldt et al. (2013) es de 3 mm año⁻¹. El fondo marino de la bahía interior se caracteriza por varias crestas transversales, mientras que la bahía exterior se caracteriza por una cuenca grande y profunda (Munoz & Wellner, 2018).

El Estrecho de Bransfield (EDB) o Bransfield Strait en inglés (Fig. 3c), constituye una cuenca semicerrada de aproximadamente 130 km de ancho y 460 km de largo, con una superficie de unos 55.000 km² (Gordon & Nowlin, 1977; Masqué et al., 2002) y una topografía de fondo de más de 1000 m de profundidad (Zhou et al., 2006). Se compone características geomorfológicas de tres subcuencas con V oceanográficas significativamente diferentes (Gordon & Nowlin, 1977), separadas entre sí por crestas o divisorias umbrales estrechas y relativamente poco profundas (500 m aproximadamente). La cuenca occidental, ubicada al sur y al oeste de la Isla Decepción, es la más irregular de todas y tiene una profundidad máxima de 1000 m; la cuenca central ubicada a lo largo de la Isla Rey Jorge tiene una profundidad máxima de 2000 m; y la cuenca ubicada hacia el este que es más estrecha y tiene una profundidad de hasta 2500 m (Bárcena et al., 2002; Delhaye et al, 2023). A lo largo del eje longitudinal del EDB ocurren eventos volcánicos tanto subaéreos como submarinos, montes submarinos como el Orca y el Little Point - The Axe, así como, calderas, crestas neovolcánicas o conos de ceniza y respiraderos hidrotermales (Smellie et al., 1984; Keller et al., 1991; Somoza et al., 2004). La tasa de sedimentación en el EDB se estima entre 1,2 y 2,3 mm año⁻¹ (Demaster et al., 1991; Harden et al., 1992). Desde el punto de vista hidrográfico, el EDB se define como una zona de transición entre el Mar de Bellingshausen y el Mar de Weddell (Masgué et al., 2002).

La parte occidental del estrecho está influenciada por la interacción entre la placa de Phoenix y el bloque de las Islas Shetland del Sur, lo que ha llevado a un contexto tectónico activo que afecta tanto a la geología como a la actividad volcánica (Almendros et al., 2020). La Isla Decepción (ID) o *Deception Island* en inglés (Fig. 3c) es una isla volcánicamente activa con forma de herradura y una caldera hundida que mide aproximadamente 9,8 km por 5,7 km. La isla tiene una apertura al mar a través del estrecho Neptunes Bellows, lo que permite el intercambio de agua de mar con el EDB (Baldwin & Smith, 2003). Se encuentra en una zona tectónicamente activa, en la confluencia de la Fosa de Bransfield y la zona de fractura Hero, lo que contribuye a su actividad volcánica, cuya última erupción se registró en 1970 (Rey et al., 1995; Smith, 2003). Las condiciones climáticas en ID son extremas, con temperaturas bajas (desde -12,6 °C hasta 2,7 °C) y una cobertura de hielo estacional que afecta la producción primaria y la dinámica del ecosistema (Smith, 2003).

El monte submarino Little Point - The Axe (LP) (Fig. 3c) se encuentra en la cuenca central del EDB, entre la PA y las Islas Shetland del Sur y forma parte de una serie de estructuras volcánicas derivadas de la actividad tectónica en la región (Aquilina et al., 2013). El fondo marino se encuentra a 1025 m de profundidad aproximadamente en esta zona se han registrado tasas de sedimentación de hasta 1,8 mm año⁻¹ y un espesor de sedimentos de hasta 3,3 km (Wilson et al., 1999). Esta estructura topográfica está asociada con un sistema de rifting continental, lo que significa que se ha formado a través de procesos de separación de la corteza terrestre dando lugar a actividad volcánica e hidrotermal en la zona (Prieto et al., 1998).



Figura 3. Ubicación geográfica de las estaciones de muestreo en a) Bahía Collins; b) Bahía Esperanza; y c) Estrecho de Bransfield: Isla Decepción y monte submarino Little Point (The Axe).

4.2. Muestreo y procesamiento de muestras a bordo

Las muestras fueron obtenidas a bordo del R/V "BAP Carrasco" (BOP 171) de la Marina de Guerra del Perú (Fig. 4), durante el Crucero ORCA II y la expedición ANTAR XXVII que se realizó en la Campaña Antártica de Verano (CAV 2019/20), específicamente desde el 26 de enero al 26 febrero de 2020, en el marco de un acuerdo de cooperación científica entre los Programas Nacionales Antárticos de Uruguay y Perú. Se tomaron muestras de agua y sedimentos del fondo en 14 estaciones: 3 en Bahía Collins, 3 en Bahía Esperanza y 8 en el Estrecho de Bransfield (3 cercanas a la Isla Decepción y 5 en la zona del monte submarino Little Point - The Axe). Se midieron los perfiles de temperatura, salinidad y oxígeno en cada sitio de muestreo georeferenciado con sensores acoplados al CTD SBE 19 PLUS. Las muestras de agua se obtuvieron con botellas Niskin acopladas a una roseta oceanográfica a 4 profundidades (superficie, base de la termoclina, profundidad intermedia debajo de la termoclina y fondo), se filtraron entre 1,3 y 1,5 L a través de filtros GF/F (Whatman® 47 mm, tamaño de poro 0,7 µm) previamente calcinados siguiendo protocolos estándares (4 h; 450 °C) para la retención del MOP en suspensión, y se almacenaron a -20 °C hasta su posterior análisis. Se obtuvieron 5 filtros para cada profundidad. Las muestras de sedimento se colectaron con una draga van Veen (0,1 m²). Los sedimentos superficiales (1 - 2 cm) se almacenaron en bandejas de aluminio, previamente calcinadas a 450 °C durante 2 h y se mantuvieron a -20 °C hasta su análisis en el laboratorio.



Figura 4. Buque oceanográfico R/V "BAP Carrasco" (BOP 171) de la Armada del Perú, durante el Crucero ORCA II y la expedición ANTAR XXVII realizado en la Campaña Antártica de Verano (CAV 2019/20).

4.3. Análisis del material suspendido total y del tamaño de grano de los sedimentos

El material suspendido total (TSM) se determinó mediante gravimetría, pesándose antes y después del secado utilizando una balanza analítica. Los sedimentos se sometieron al método estándar de tamizado para análisis granulométrico (Suguio, 1973). Las muestras de sedimento fueron secadas, pesando aproximadamente 40 g cada una, desagregadas químicamente con 30% H_2O_2 y 10% HCl, y luego, tamizadas a través de una serie de tamices con la escala de tamaño de grano de Wentworth y sus correspondientes valores phi (ϕ) (Wentworth, 1922). El paquete GRADISTAT (Blott & Pye, 2001) se utilizó para calcular porcentajes de las diferentes fracciones de tamaño de grano, los parámetros estadísticos de cada distribución granulométrica y los términos descriptivos de Folk & Ward (1957).

4.4. Análisis biopolimérico

Los biopolímeros orgánicos como las proteínas totales (PRT), lípidos (LIP) y carbohidratos (CHO) tanto en materia suspendida como en muestras de sedimento se analizaron espectrofotométricamente de acuerdo con los protocolos descritos en Danovaro (2010). En el caso de los sedimentos se utilizaron 0,5 g para PRT y LIP, y 0,25 g para CHO. Para el material en suspensión se utilizó 1/4 filtro para cada análisis biopolimérico. El análisis de PRT se realizó de acuerdo con Hartree (1972) modificado por Rice (1982). El análisis de CHO se realizó de acuerdo con Gerchakov & Hatcher (1972). Los LIP se analizaron siguiendo el protocolo descrito en Marsh & Weinstein (1966). Las concentraciones de PRT, LIP y CHO se expresaron como equivalentes de albúmina sérica bovina, tripalmitina y glucosa, respectivamente. Todos los estándares fueron de Sigma-Aldrich. Para cada uno de estos métodos, una fracción del sedimento se incineró en una mufla (500 °C, 4 h) y se utilizó como blanco. Los blancos se trataron y analizaron de la misma manera que las muestras. Las concentraciones de cada biopolímero (PRT, CHO y LIP), expresadas en µg C L⁻¹ para agua y mg C g⁻¹ para sedimentos, se convirtieron a equivalentes de carbono utilizando factores de conversión específicos: 0,49 para proteínas, 0,40 para carbohidratos y 0,75 para lípidos. Posteriormente, se sumaron para calcular el carbono orgánico biopolimérico (BPC) (Isla et al., 2006; Pusceddu et al., 2009a). La clasificación del estado trófico de los sedimentos se realizó en función de los valores de BPC, siguiendo el criterio propuesto por Pusceddu et al. (2011): valores de BPC > 3 mg C g⁻¹ indican condiciones eutróficas; entre 1 y 3 mg C g^{-1} , mesotróficas; y < 1 mg C g^{-1} , oligotróficas. Por otra parte, el "food material" (FM), según lo establecido por Navarro & Thompson (1995), corresponde a la suma directa de las concentraciones absolutas de los tres biopolímeros. Además, se calculó el porcentaje de cada uno en relación con el FM total, tanto en el sistema pelágico como en el bentónico. El FM se ha utilizado tradicionalmente como indicador del contenido nutritivo del material particulado y facilita la comparación con otros estudios que reportan estas concentraciones en unidades absolutas.

4.5. Análisis de elementos e isótopos estables

Los filtros GF/F y sedimentos empleados para el análisis de carbono orgánico total fueron descarbonatados con HCI 1N mediante fumigación durante la noche y adición directa, respectivamente previo a su análisis elemental e isotópico. En el caso del material en suspensión se utilizó 1/8 de filtro para cada sitio y el pre-tratamiento se basó en el protocolo descrito por Levin & Currin (2012) y en Lourey et al. (2004). El pre-tratamiento de los sedimentos se realizó de acuerdo al procedimiento descrito en Ryba & Burgess (2002). Dado que la acidificación de las muestras afecta las firmas isotópicas de N (Ryba & Burgess, 2002) las firmas isotópicas de C y N se analizaron a partir de submuestras diferentes y el pre-tratamiento para el análisis de nitrógeno se basó en enjuague con agua MilliQ y agua destilada, para filtros y sedimentos respectivamente (Lourey et al., 2004; Brodie et al., 2011). Se transfirieron alícuotas de sedimentos y filtros a cápsulas de estaño (~ 3 a 5 mg) y las muestras se procesaron en un analizador elemental Thermo Flash HT Plus o Costech 4010, acoplado a un espectrómetro de masas de isótopos estables (IRMS) Thermo Delta V Plus, en el Centro de Isótopos Estables de la Universidad de Nuevo México (CSI-UNM, EEUU). Las firmas isotópicas de carbono y nitrógeno (δ^{13} C y δ^{15} N) de las muestras se expresaron en la unidad delta (δ) según la nomenclatura estándar: δ^{13} C v δ^{15} N (‰) = [(R muestra / R estándar) - 1)] x 1000, donde R es 13 C/ 12 C o ¹⁵N/¹⁴N, respectivamente (Fry, 2006). Las proporciones de isótopos de nitrógeno y carbono se reportaron en relación con los estándares V-AIR y Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB), respectivamente. Se corrieron tres estándares internos de laboratorio al principio, a intervalos entre muestras y al final de cada sesión analítica. La precisión analítica calculada a partir de los estándares fue \pm 0,1 % tanto para el δ^{13} C como para el δ^{15} N. Los análisis se normalizaron con los estándares de laboratorio calibrados utilizando: OIEA N1, OIEA N2 y USGS 43 para el δ¹⁵N y respecto a: NBS 21, NBS 22 y USGS 24 para el δ^{13} C. Es relevante mencionar que los filtros GF/F para análisis elementales y de isótopos estables están disponibles sólo para la profundidad de termoclina. Debido a restricciones en el financiamiento, se tuvo que reducir el número de muestras, por lo que decidimos dar prioridad a estas muestras informativas.

4.6. Análisis estadístico

Para evaluar la existencia de diferencias significativas en las variables fisicoquímicas de la columna de agua y en la composición bioquímica del MOP suspendido entre los fiordos y entre las dos zonas profundas estudiadas en el EDB, se emplearon Análisis de Varianza de una vía (ONE-WAY ANOVA). Previamente, la normalidad y la homogeneidad de las varianzas fueron testeadas mediante las pruebas de Shapiro-Wilk y Levene, respectivamente. Cuando no se verificó la homogeneidad de las varianzas se utilizó un ANOVA de una vía con la corrección de Welch (Welch, 1951). En ausencia de normalidad se empleó la prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis. La homogeneidad de las varianzas también se evaluó antes del análisis. El nivel de significancia se estableció como p < 0,05 para todos los análisis estadísticos (Zar, 2010). Se emplearon diagramas de caja (BOXPLOT) porque proporcionan amplia información estadística, incluidas medianas, rangos y valores atípicos, y también como una forma útil de visualizar las diferencias entre

los dos fiordos y las dos zonas profundas del EDB. Los análisis estadísticos se realizaron en R versión 3.6.3 (R Core Team, 2020) y para la creación de figuras se utilizó el paquete *ggplot2* versión 3.3.2 (Wickham, 2016).

5. RESULTADOS

5.1. Fiordos Bahía Esperanza y Bahía Collins

5.1.1. Variables fisicoquímicas oceanográficas

La temperatura de la columna de agua en BE varió entre -0,7 °C en la superficie y -1,1 °C en las aguas del fondo, mientras que en BC osciló entre 1,8 °C y 0 °C (Tabla 1). En BE se registraron temperaturas significativamente más bajas que en BC (Fig. 5) (*ver resultados estadísticos en la Tabla S1 del material suplementario*). La base de la termoclina se ubicó a 15 m de profundidad en todas las estaciones de BE. Por el contrario, en BC se ubicó a 15 m de profundidad solo en la estación M-09, mientras que en las demás se ubicó a mayor profundidad; 40 m de profundidad (estación M-10) y 50 m de profundidad (estación M-08) (Tabla 1). La salinidad mostró diferencias significativas entre los dos fiordos (Fig. 5) (Tabla S1), con valores mayores en BE que en BC. La salinidad osciló entre 34,2 y 34,4 en BE y entre 34,0 y 34,5 en BC (Tabla 1). Las concentraciones de oxígeno disuelto no mostraron diferencias significativas entre los dos fiordos (Fig. 5) (Tabla S1), variando de 7,3 mL L⁻¹ a 6,9 mL L⁻¹ en BE y desde 7,2 mL L⁻¹ hasta 5,6 mL L⁻¹ en BC (Tabla 1). El oxígeno disuelto mostró una disminución progresiva con la profundidad en los dos fiordos, excepto en la estación más profunda de BC (M-08).

Tabla 1. Coordenadas geográficas, profundidad, variables fisicoquímicas del agua de mar (temperatura, salinidad y oxígeno), material suspendido total (TSM) y parámetros biopoliméricos orgánicos de la columna de agua: carbono biopolimérico (BPC), proteína/carbohidrato (PRT/CHO), carbohidrato/lípido (CHO/LIP), *"Food material"* (FM) y los porcentajes de cada biopolímero en relación con el FM, en las estaciones de muestreo de los fiordos Bahía Esperanza y Bahía Collins.

	Latitud (S)	Longitud (W)	Profundidad (m)	T (°C)	Salinidad	Oxígeno (mL L¹)	TSM (mg L ^{.1})	BPC (µg C L¹)	PRT/CHO	CHO/LIP	FM (µg L¹)	% PRT	% CHO	% LIP
					N	1-02								
			10	-0,9	34,3	7,3	73,0	73,2	0,80	1,33	137,9	31,5	39,2	29,4
	63°22 35'	57°00 04'	15	-1,0	34,3	7,2	72,0	53,6	1,92	0,60	94,9	41,8	21,8	36,4
	00 22,00	57 00,04	100	-1,0	34,4	7,1	69,7	53,5	3,59	0,28	90,2	43,8	12,2	44,0
			300	-1,1	34,4	6,8	72,1	45,1	2,27	0,59	80,4	45,6	20,1	34,2
	M-03													
			10	-0,9	34,2	7,3	72,4	50,7	1,45	0,68	89,7	36,9	25,5	37,6
Bahía Esperanza	63°23.05'	57°00.30'	15	-1,0	34,3	7,3	72,7	46,1	2,79	0,55	82,5	49,7	17,8	32,5
	00 20,00	0. 00,00	100	-1,0	34,4	7,1	72,6	32,2	4,05	0,44	57,7	55,5	13,7	30,8
			310	-1,1	34,4	6,8	71,7	40,6	2,08	0,74	74,0	46,9	22,6	30,5
					N	1-04								
	63°22,88'	56°58,77'	10	-0,7	34,2	7,3	72,1	63,7	1,49	0,41	106,1	30,2	20,3	49,6
			15	-0,8	34,2	7,3	65,7	48,1	2,15	0,53	84,4	42,5	19,8	37,7
			100	-1,0	34,4	7,0	68,7	28,0	3,72	0,81	53,0	62,5	16,8	20,8
			230	-1,1	34,4	6,9	71,4	40,7	1,87	0,82	74,5	45,6	24,4	29,9
					N	1-08								
		58°50,05'	10	1,7	34,1	7,2	74,3	62,4	2,67	0,43	108,2	44,4	16,6	39,0
	62°14.01'		50	1,6	34,1	7,1	62,3	59,9	2,64	0,55	107,0	48,4	18,3	33,3
			100	0,9	34,2	6,8	75,8	27,6	3,59	0,56	50,3	56,5	15,7	27,8
			400	0,0	34,5	5,6	77,0	40,0	2,21	0,73	72,9	48,1	21,8	30,0
					N	1-09								
			10	1,8	34,0	7,2	72,7	48,5	3,10	0,53	87,2	51,8	16,7	31,4
Bahía Collins	62°12.60'	58°50,30'	15	1,7	34,0	7,2	75,3	50,9	1,99	0,64	90,9	43,7	22,0	34,3
			100	1,1	34,2	6,9	63,6	28,0	3,10	0,80	52,4	58,0	18,7	23,3
			240	0,2	34,4	6,0	74,4	39,5	2,53	0,60	71,1	48,8	19,3	31,9
					N	1-10								
			10	1,7	34,0	7,2	62,0	44,8	2,03	1,08	84,7	51,2	25,3	23,5
	62°11,38'	58°49,69'	40	1,5	34,1	7,0	62,9	69,4	2,42	0,22	110,5	30,2	12,5	57,3
			80	1,2	34,2	6,9	61,7	27,8	5,78	0,51	51,6	66,1	11,4	22,5
			130	1,0	34,2	6,8	63,8	35,2	2,51	0,80	65,2	52,8	21,0	26,2



Figura 5. Diagramas de cajas para los parámetros fisicoquímicos de la columna de agua de los fiordos estudiados (BE: Bahía Esperanza; BC: Bahía Collins): temperatura T (°C) (p = 2,87e-05), salinidad S (p = 0,007) y oxígeno disuelto DO (mL L⁻¹) (p = 0,07). Los datos corresponden a valores obtenidos de distintas profundidades de la columna de agua (superficie, termoclina, intermedia y fondo), extraídos de perfiles de CTD obtenidos durante el muestreo. La línea central de la caja indica la mediana de los datos. Los extremos inferior y superior de la caja indican el primer cuartil (Q1) y el tercer cuartil (Q3), respectivamente. La longitud de la caja es la diferencia entre Q1 y Q3 y se conoce como rango intercuartil (IQR). Los bigotes en forma de T representan el mínimo (inferior) y el máximo (superior) dentro de 1,5 veces el IQR. Los valores p < 0,05 indican diferencias significativas entre los dos fiordos. El número de muestras utilizadas para cada análisis fue n = 24.

5.1.2. Composición bioquímica del MOP en suspensión

La cantidad de material suspendido total (TSM) en BE osciló entre 65,7 y 73,0 mg L⁻¹, mientras que en BC TSM osciló entre 61,7 y 77,0 mg L⁻¹, no mostrándose diferencias significativas entre los fiordos (Tabla S1). Las concentraciones de TSM en los diferentes estratos de la columna de agua para cada estación de muestreo se presentan en la Tabla 1. Las concentraciones de PRT en el material suspendido de BE variaron entre 32,0 y 43,4 µg L⁻¹, con valores más altos a la profundidad de la termoclina en las estaciones M-02 y M-04 (Fig. 6b). En la estación M-02 se observó poca variación en las concentraciones de PRT con la profundidad. Además, las concentraciones de PRT en material suspendido de BC oscilaron entre 30,4 y 51,8 µg L-1, con valores más altos en la termoclina de la estación M-08 y en aguas superficiales de las estaciones M-09 y M-10 (Fig. 6a). No se obtuvieron diferencias significativas entre los dos fiordos para las concentraciones de PRT en el MOP en suspensión (Tabla S1). Las concentraciones de CHO en BE variaron entre 7,9 y 22,9 µg L-1, con un valor máximo en la superficie de la estación M-02, cercana a la costa (Fig. 6b). Las concentraciones de CHO oscilaron entre 5,9 y 21,04 µg L⁻¹ en BC, donde se registraron los valores más altos en aguas superficiales de la estación M-10 y en la termoclina de las estaciones M-08 y M-09 (Fig. 6a). Las concentraciones de CHO en el material suspendido no mostraron diferencias significativas entre los fiordos (Tabla S1). Las concentraciones de LIP de BE variaron de 11,0 a 52,6 µg L⁻¹, cuyos valores más altos fueron en aguas superficiales de las estaciones M-03 y M-04, y también, a la profundidad intermedia de la estación M-02 (Fig. 6b). Asimismo, en BC las concentraciones de LIP oscilaron entre 11,6 y 63,3 µg L⁻¹, donde los valores más altos fueron en la termoclina de las estaciones M-09 y M-10, y también,

en aguas superficiales de la estación M-08 (Fig. 6a). No se encontraron diferencias significativas entre los dos fiordos para las concentraciones de LIP en el MOP en suspensión (Tabla S1). El BPC en el material suspendido varió entre 28,0 y 73,2 μ g C L⁻¹ en BE y entre 27,6 y 69,4 μ g C L⁻¹ en BC (Tabla 1) sin diferencias significativas entre ambos fiordos (Tabla S1).

Los valores para el FM suspendido fueron similares en los dos fiordos, ya que oscilaron entre 53,0 y 137,9 µg L⁻¹, y entre 50,3 y 110,5 µg L⁻¹ en BE y BC, respectivamente (Tabla 1). En general, las proteínas dominaron la composición bioquímica del FM en ambos fiordos. En BE, las proteínas oscilaron entre el 30,2% y el 62,5%, y en BC, entre el 43,7% y el 66,1% (Tabla 1). En BE, los carbohidratos representaron entre el 12,2% y el 39,2% y los lípidos entre el 20,8% y el 49,6%. En BC, los carbohidratos oscilaron entre el 11,4% y el 25,3%, mientras que los lípidos representaron entre el 22,5% y el 57,3% (Tabla 1).

Las concentraciones de BPC mostraron una disminución con la profundidad en la mayoría de las estaciones de ambos fiordos, con un ligero aumento al llegar al fondo (Tabla 1). Se obtuvieron razones PRT/CHO > 1 para todos los estratos de la columna de agua de las estaciones de ambos fiordos, excepto en las aguas superficiales de la estación M-02 en BE (Tabla 1). No se encontraron diferencias significativas entre BE y BC respecto a la razón PRT/CHO (Tabla S1). Además, el MOP suspendido de todas las estaciones presentó razones CHO/LIP < 1, con excepción de las aguas superficiales de las estaciones M-02 y M-10 en BE y BC, respectivamente (Tabla 1). La razón CHO/LIP no mostró diferencias significativas entre los fiordos (Tabla S1).



PRT (µg L⁻¹) = CHO (µg L⁻¹) = LIP (µg L⁻¹)



Figura 6. Concentración de biopolímeros orgánicos (proteínas: PRT, carbohidratos: CHO y lípidos: LIP) en el material suspendido a diferentes profundidades dentro de la columna de agua para cada fiordo: Bahía Collins (a) y Bahía Esperanza (b).

5.1.3. Profundidad, granulometría y características bioquímicas de los sedimentos

La profundidad de las estaciones de muestreo en BE osciló entre 257 y 332 m, mientras que en BC varió entre 152 y 435 m (Tabla 2). La grava se encontró solo en una estación en BE con un aporte del 10 %, en BC la contribución de grava a los sedimentos fue muy baja, variando entre 0,28 y 0,57 % (Tabla 2). No se obtuvieron diferencias significativas en la contribución de grava a los sedimentos entre los dos fiordos (Fig. 7, panel A) (Tabla S1). La arena fue la fracción granulométrica del sedimento predominante en BE con aportes > 70 % (Tabla 2). En cambio, en BC la arena osciló entre 3,6 y 6,1 %, mostrando valores significativamente menores que en BE (Fig. 7, panel A) (Tabla S1). Los sedimentos limosos y arcillosos predominaron en BC con aportes > 90 % en todas las estaciones (Tabla 2). BC presentó una contribución de fango significativamente mayor a los sedimentos que BE (Fig. 7, panel A) (Tabla S1). En este último, el fango representó solamente entre 20 y 28 % (Tabla 2). Según los términos descriptivos de Folk & Ward, los sedimentos en BE variaron desde arena muy fina pobremente seleccionada hasta arena fina muy pobremente seleccionada, mientras que en BC, los sedimentos se clasificaron como limo grueso pobremente seleccionado (Tabla 2). Las concentraciones de PRT en sedimentos de BE variaron desde 1,37 hasta 1,55 mg g⁻¹ (Fig. 8a), mostrando valores significativamente menores que en BC (Fig. 7, panel B) (Tabla S1), donde oscilaron entre 2,88 y 3,04 mg g⁻¹ (Fig. 8b). Además, las concentraciones de CHO en sedimentos de BE oscilaron entre 0,47 y 0,69 mg g⁻¹ (Fig. 8a), mientras que en BC variaron de 0,79 a 1,38 mg g^{-1} (Fig. 8b). No se encontraron diferencias significativas entre los dos fiordos en las concentraciones de CHO en sedimentos (Fig. 7, panel B) (Tabla S1). Las concentraciones de LIP en sedimentos de BE presentaron valores entre 0,48 y 0,62 mg g⁻¹ (Fig. 8a). En BC, las concentraciones de LIP en sedimentos oscilaron desde 1,12 hasta 1,21 mg g⁻¹ (Fig. 8b). Las concentraciones de LIP en sedimentos de BC fueron significativamente mayores que en BE (Fig. 7, panel B) (Tabla S1).

El FM en sedimentos de BE presentó concentraciones entre 2,38 y 2,85 mg g⁻¹, mientras que en BC osciló entre 4,97 y 5,39 mg g⁻¹ (Tabla 2). En BE, las proteínas dominaron la composición bioquímica del FM, representando entre 54,2% y 57,6%, seguidas por los carbohidratos (19,6–24,2%) y los lípidos (20,0–21,8%). De forma similar, en BC también se observó un predominio de proteínas (53,5–59,8%), con proporciones comparables de carbohidratos (15,9–25,7%) y lípidos (20,8–24,4%), lo que indica una composición bioquímica general similar entre ambos fiordos (Tabla 2).

Se registraron concentraciones de BPC > 1 mg C g⁻¹ en todas las estaciones de BE, mientras que en todas las estaciones de BC las concentraciones de BPC fueron > 3 mg C g⁻¹ (Tabla 2). Se obtuvieron diferencias significativas en las concentraciones de BPC entre los dos fiordos, con valores mayores en BC respecto a BE (Fig. 7, panel C) (Tabla S1). Razones PRT/CHO > 1 se obtuvieron en todas las estaciones de ambos fiordos (Tabla 2), sin diferencias significativas entre ellos (Fig. 7, panel B) (Tabla S1). Razones CHO/LIP > 1 se obtuvieron en las estaciones M-03 y M-04 de BE, y en la estación M-09 de BC, mientras que razones CHO/LIP < 1 se obtuvieron en la estación M-02 de BE, y también, en estaciones M-08 y M-10 de BC (Tabla 2). Las razones CHO/LIP presentaron valores en el entorno de 1 en todas las estaciones de los dos fiordos y no se encontraron diferencias significativas entre estas (Fig. 7, panel B) (Tabla S1). **Tabla 2.** Profundidad, porcentajes de fracciones granulométricas, escala de clasificación por Folk y Ward y parámetros biopoliméricos orgánicos: carbono biopolimérico (BPC), proteína/carbohidrato (PRT/CHO) y carbohidrato/lípido (CHO/LIP), *"Food material"* (FM) y los porcentajes de cada biopolímero en relación con el FM, para los sedimentos de las estaciones de muestreo de los fiordos Bahía Esperanza (M-02, M-03, M-04) y Bahía Collins (M-08, M-09, M-10).

	Estación	Profundidad (m)	Grava (%)	Arena (%)	Limo y arcilla (%)	Descrip	ción de Folk y Ward	BPC (mg C g ⁻¹)	PRT/CHO	CHO/LIP	FM (mg g⁻¹)	% PRT	% CHO	% LIP
Dahía	M-02	311	0	73	27	Arena muy fina	Pobremente seleccionado	1,3	3,0	0,9	2,40	58,6	19,6	21,8
Bania Esperanza	M-03	332	0	72	28	Arena muy fina	Pobremente seleccionado	1,5	2,2	1,1	2,85	54,2	24,2	21,6
Loperanza	M-04	257	10	70	20	Arena fina	Muy pobremente seleccionado	1,1	2,6	1,1	2,38	57,6	22,4	20,0
Bahía	M-08	435	0,28	6,1	94	Limo grueso	Pobremente seleccionado	3,4	3,8	0,7	4,97	59,8	15,9	24,4
Collins	M-09	266	0,43	5,1	94	Limo grueso	Pobremente seleccionado	3,1	2,1	1,2	5,39	53,5	25,7	20,8
Comins	M-10	152	0,57	3,6	96	Limo grueso	Pobremente seleccionado	3,5	3,3	0,8	5,12	59,4	17,8	22,9



Figura 7. Diagramas de cajas de un subconjunto de parámetros sedimentarios medidos para los fiordos estudiados (BE: Bahía Esperanza; BC: Bahía Collins). El panel A se refiere al porcentaje que representa cada una de las fracciones granulométricas: Grava (p = 0,51), arena (p = 0,050) y limo + arcilla (p = 0,046). El panel B se refiere a las concentraciones (mg g⁻¹) de biopolímeros orgánicos: Proteínas (p = 0,043), carbohidratos (p = 0,077) y lípidos (p = 0,0003). El panel C se refiere a: Carbono biopolimérico (BPC, mg C g⁻¹) (p = 0,0003) y las razones proteína/carbohidrato (PRT/CHO) (p = 0,45) y carbohidrato/lípido (CHO/LIP) (p = 0,47). La línea central de la caja indica la mediana de los datos. Los extremos inferior y superior de la caja indican el primer cuartil (Q1) y el tercer cuartil (Q3), respectivamente. La longitud de la caja es la diferencia entre Q1 y Q3 y se conoce como rango intercuartil (IQR). Los bigotes en forma de T representan el mínimo (inferior) y el máximo (superior) dentro de 1,5 veces el IQR. Los valores p < 0,05 indican diferencias significativas entre los dos fiordos. El número de muestras utilizadas para cada análisis fue n = 24.



Figura 8. Contenido de biopolímeros orgánicos (incluidas proteínas: PRT, carbohidratos: CHO y lípidos: LIP) medidos en muestras de sedimentos recolectadas en cada estación en los fiordos investigados: Bahía Collins (a) y Bahía Esperanza (b).

5.1.4. Composición isotópica estable y elemental del MOP suspendido y sedimentario

Es relevante recordar que los filtros GF/F para análisis elemental y de isótopos estables solo están disponibles para la profundidad de la termoclina. Debido a restricciones en el financiamiento, se tuvo que reducir el número de muestras, por lo que decidimos dar prioridad a estas muestras informativas.

Las concentraciones de POC a la profundidad de la termoclina en BE oscilaron entre 15,1 v 44.9 µg L⁻¹, mientras que en BC variaron entre 29.0 v 47.4 µg L⁻¹ (Tabla 3a). No se encontraron diferencias significativas en las concentraciones de POC entre los dos fiordos (Tabla S1). El nitrógeno particulado total (PN) a la profundidad de la termoclina varió entre 9,6 y 15,5 μ g L⁻¹ en BE y entre 8,7 y 17,3 μ g L⁻¹ en BC (Tabla 3a), sin diferencias significativas entre ambos fiordos (Tabla S1). La razón C/N en BE varió de 2,6 a 5,5, mientras que en BC osciló entre 2,0 y 6,4 (Tabla 3a). No se encontraron diferencias significativas en la razón C/N entre fiordos (Tabla S1). Las firmas isotópicas de carbono estable (δ^{13} C) mostraron valores entre -25,7 y -26,7 ‰ en BE, mientras que en BC los valores de δ¹³C oscilaron entre -26,6 y -27,6 ‰ (Tabla 3a). No se encontraron diferencias significativas entre ambos fiordos (Tabla S1). Desafortunadamente, las firmas isotópicas de nitrógeno ($\delta^{15}N$) no están disponibles para los filtros GF/F debido a las pequeñas concentraciones de N en las muestras. El carbono orgánico total (TOC) en los sedimentos de BE varió entre 0,23 y 0,30 %, mientras que en BC presentó porcentajes entre 0,37 y 1,1 % (Tabla 3b), no mostrándose diferencias significativas entre fiordos (Fig. 9) (Tabla S1). El nitrógeno total (TN) osciló entre 0,05 y 0,07 % en los sedimentos de BE y fue significativamente menor que en sedimentos de BC (Fig. 7, panel C), donde presentó porcentajes entre 0,12 y 0,14 % (Tabla 3b). La razón C/N sedimentaria en BE varió entre 3,8 y 6,3, mientras que en BC osciló entre 3,1 y 9,2. La razón C/N más alta se obtuvo en la estación M-10 de BC (Tabla 3b). Sin embargo, no se encontraron diferencias significativas entre ambos fiordos (Fig. 9) (Tabla S1). El δ^{13} C presentó valores entre -24,3 v -24.6 ‰ en sedimentos de BE. En contraste, en sedimentos de BC los valores de δ^{13} C fueron significativamente más negativos que en BE (Fig. 7, panel C) (Tabla S1), oscilando entre -25,5 y -26,4 ‰ (Tabla 3b). Los valores de $\delta^{15}N$ no mostraron diferencias significativas entre BE y BC (Fig. 9). En sedimentos de BE el δ¹⁵N osciló entre 5,13 y 5,23 ‰, mientras que en sedimentos de BC varió entre 4,04 y 6,15 ‰ (Tabla 3b). La comparación conjunta del 5¹³C versus la razón C/N del POC suspendido y sedimentario para ambos fiordos, mostró una composición distinta del POC en el compartimento pelágico y bentónico. Los valores de δ^{13} C variaron entre -27,6 y -24,3 ‰ y las razones C/N oscilaron entre 2,0 y 9,2. (Fig. 10).

Tabla 3. Parámetros elementales e isotópicos: carbono orgánico particulado (POC), nitrógeno particulado (PN), carbono orgánico total (TOC), nitrógeno total (TN), razón carbono/nitrógeno (C/N) y firmas de carbono y nitrógeno (δ^{13} C, δ^{15} N), en la capa de termoclina (a) y sedimentos superficiales (b) de las estaciones de muestreo en los fiordos de Bahía Esperanza (M-02, M-03, M-04) y Bahía Collins (M-08, M-09, M-10). Los valores de δ^{15} N en la termoclina no están disponibles (n/d).

Termoclina									
	Estación	POC (µg L¹)	PN (μg L¹)	C/N	δ13C (‰)	δ15N (‰)			
Bahía Esperanza	M-02	44,9	9,6	5,5	-25,7	n/d			
	M-03	15,1	-	-	-26,0	n/d			
	M-04	34,3	15,5	2,6	-26,7	n/d			
Bahía Collins	M-08	47,4	8,7	6,4	-27,6	n/d			
	M-09	44,6	14,4	3,6	-26,6	n/d			
	M-10	29,0	17,3	2,0	-27,6	n/d			

b.

a.

			Sedimento			
	Estación	TOC (%)	TN (%)	C/N	δ13C (‰)	δ15N (‰)
Bahía Esperanza	M-02	0,27	0,05	6,3	-24,4	5,2
	M-03	0,23	0,07	3,8	-24,3	5,1
	M-04	0,30	0,06	5,8	-24,6	5,2
Bahía Collins	M-08	0,64	0,12	6,2	-26,4	5,1
	M-09	0,37	0,14	3,1	-25,5	6,1
	M-10	1,1	0,14	9,2	-25,6	4,0


Figura 9. Diagramas de caja de los parámetros elementales e isotópicos medidos en los sedimentos de los fiordos estudiados (BE: Bahía Esperanza; BC: Bahía Collins). El panel A se refiere al porcentaje de nitrógeno total: TN (%) (p = 0,001); carbono orgánico total: TOC (%) (p = 0,11) y la razón carbono/nitrógeno (C/N) (p = 0,68). El panel B se refiere a las firmas isotópicas de carbono δ^{13} C (‰) (p = 0,009) y nitrógeno δ^{15} N (‰) (p = 0,88). La línea central de la caja indica la mediana de los datos. Los extremos inferior y superior de la caja indican el primer cuartil (Q1) y el tercer cuartil (Q3), respectivamente. La longitud de la caja es la diferencia entre Q1 y Q3 y se conoce como rango intercuartil (IQR). Los bigotes en forma de T representan el mínimo (inferior) y el máximo (superior) dentro de 1,5 veces el IQR. Los valores p < 0,05 indican diferencias significativas entre los dos fiordos. El número de muestras utilizadas para cada análisis fue n = 24.



	200 10	Bianom & Ganadi, 2011				
ártida	-31.8 a -22.8	Lourey et al., 2004; Henley et al., 2011; Lin et al., 2023				
dulce	-25 a -30	Lamb et al., 2006				
	C/N					
teria	3 a 5	Monticelli et al., 2003; Henley et al., 2011				
ancton	4 a 6	Bianchi & Canuel, 2011				
ancton	6 a 10	Goñi et al., 2003; Lamb et al., 2006				
estre	más de 12	Goñi et al., 2003; Lamb et al., 2006				
	ártida dulce cteria ancton ancton estre	ártida -31.8 a -22.8 ártida -25 a -30 cteria 3 a 5 ancton 4 a 6 ancton 6 a 10 estre más de 12				

Figura 10. Análisis conjunto de δ^{13} C en función de la razón C/N en sedimentos (triángulo naranja) y columna de agua (círculo azul) de las estaciones estudiadas para cada fiordo. Estaciones de Bahía Esperanza: M-02, M-03, M-04; Estaciones de Bahía Collins: M-08, M-09, M-10. Se incluyeron valores de δ^{13} C y razones C/N para varias fuentes de materia orgánica según la literatura.

5.2. Estrecho de Bransfield: Isla Decepción y Little Point (The Axe)

5.2.1. Variables fisicoquímicas oceanográficas

La temperatura de la columna de agua en ID varió entre 2,1 °C en la superficie y -0,5 °C en las aguas del fondo, mientras que en LP osciló entre 1,8 °C y -1 °C (Tabla 4). En LP se registraron temperaturas significativamente menores que en ID (Fig. 11) (Tabla S1). La base de la termoclina se ubicó entre los 35 y 40 m de profundidad en todas las estaciones de ID, mientras que en LP se ubicó entre los 30 y 55 m de profundidad (Tabla 4). La salinidad no mostró diferencias significativas entre estas dos zonas (Fig. 11) (Tabla S1), oscilando entre 34,0 y 34,7 en ID y entre 34,0 y 34,6 en LP (Tabla 4). Las concentraciones de oxígeno disuelto variaron de 7,3 mL L⁻¹ a 4,2 mL L⁻¹ en ID y desde 7,4 mL L⁻¹ hasta 5,8 mL L⁻¹ en LP (Tabla 4), sin presentar diferencias significativas entre las dos zonas (Fig. 11) (Tabla S1). (Tabla S1). El oxígeno disuelto mostró una disminución progresiva con la profundidad en ambas zonas, excepto en la estación más profunda de ID (M-14), donde se incrementó levemente al llegar al fondo (Fig. 11).

5.2.2. Composición bioquímica del MOP en suspensión

La concentración de material suspendido total (TSM) en ID varió entre 60,3 y 94,0 mg L⁻¹, mientras que en LP TSM osciló entre 61,9 y 69,3 mg L⁻¹, sin diferencias significativas entre las dos zonas (Tabla S1). Las concentraciones de TSM en los diferentes estratos de la columna de agua para cada estación de muestreo se presentan en la Tabla 4. Las concentraciones de PRT en el MOP en suspensión de ID variaron entre 24,5 y 71,2 µg L⁻¹, con valores mayores en el estrato superficial de todas las estaciones (Fig. 12). En LP las concentraciones de PRT oscilaron entre 21,8 y 89,0 µg L⁻¹ y también fueron mayores en aguas superficiales de todas las estaciones, excepto en M-30, donde el mayor valor se obtuvo en la segunda capa intermedia a 665 m de profundidad (Fig. 13). No se obtuvieron diferencias significativas para las concentraciones de PRT en el MOP en suspensión entre ambas zonas del EDB (Fig. 14, panel A) (Tabla S1). Las concentraciones de CHO en ID variaron entre 10.3 y 51.1 µg L⁻¹, con un valor máximo en la capa intermedia de la estación M-14 (Fig.12). En LP las concentraciones de CHO oscilaron entre 9,1 y 41,0 µg L⁻¹, los valores más altos se registraron en las aguas superficiales de todas estaciones (Fig. 13). Las concentraciones de CHO en el material suspendido no mostraron diferencias significativas entre las dos zonas estudiadas en el EDB (Fig. 14, panel A) (Tabla S1). Las concentraciones de LIP en ID variaron desde 16,4 hasta 41,8 µg L⁻¹, con valores mayores registrados a la profundidad de la termoclina en todas las estaciones (Fig. 12). En LP las concentraciones de LIP oscilaron entre 13,5 y 49,3 µg L⁻¹, los mayores valores se obtuvieron en el estrato superficial de todas las estaciones (Fig. 13). Sin embargo, las concentraciones de LIP fueron significativamente mayores en las estaciones de ID respecto a las de LP (Fig. 14, panel A) (Tabla S1).

Tabla 4. Coordenadas geográficas, profundidad, variables fisicoquímicas del agua de mar (temperatura, salinidad y oxígeno), material suspendido total (TSM) y parámetros biopoliméricos orgánicos de la columna de agua: carbono biopolimérico (BPC), razón proteína/carbohidrato (PRT/CHO), razón carbohidrato/lípido (CHO/LIP), *"Food material"* (FM) y los porcentajes de cada biopolímero en relación con el FM en las estaciones de muestreo en el Estrecho de Bransfield - Isla Decepción y Little Point - The Axe.

	Latitud (S)	Longitud (W)	Profundidad (m)	T (°C)	Salinidad	Oxígeno (mL L¹)	TSM (mg L ⁻¹)	BPC (µg C L ⁻¹)	PRT/CHO	CHO/LIP	FM (µg L⁻¹)	% PRT	% CHO	% LIP
							M-12							
			10	2,1	34,1	7,3	64,4	70,1	2,63	0,83	130,8	54,4	20,7	24,8
	63°02.54' 60°55	60°55.96'	35	1,4	34,1	6,8	63,4	50,9	2,32	0,39	86,7	39,7	17,1	43,3
			115	0,4	34,3	6,1	63,2	41,3	3,03	0,50	73,6	50,3	16,6	33,2
			170	0,3	34,4	6,0	63,0	31,7	2,49	0,72	58,1	50,9	20,5	28,6
							M-14							
			10	1,8	34,1	7,2	62,5	64,9	2,47	0,84	120,8	53,1	21,4	25,5
			40	1,8	34,1	7,2	60,9	61,7	1,53	0,63	108,5	37,1	24,3	38,5
Isla Decepción	63°06,77'	61°07,99'	120	0,4	34,3	5,8	62,5	49,5	0,58	2,61	100,1	29,4	51,0	19,6
			345	1,3	34,7	4,2	60,9	37,5	2,22	0,63	67,3	46,2	20,8	33,0
			900	-0,5	34,6	5,7	72,8	52,5	2,47	0,52	92,6	45,7	18,5	35,9
							M-15							
			10	1,8	34,0	7,1	72,2	44,1	3,42	0,93	84,1	62,3	18,2	19,5
	00000 54	04040 701	40	1,7	34,1	7,2	60,3	52,8	2,27	0,53	93,0	44,1	19,5	36,5
	63°09,54'	61°16,73°	100	0,4	34,3	5,8	63,1	32,3	2,38	0,48	56,4	43,4	18,3	38,3
			380	1,1	34,6	4,4	63,5	34,5	1,99	0,64	61,7	43,8	22,0	34,2
			467	0,8	34,6	4,6	94,0	32,9	2,46	0,57	58,8	47,3	19,2	33,5
						= -	M-25							
			10	1,6	34,1	7,2	62,8	54,4	1,68	0,86	99,7	43,7	26,0	30,3
	62°52,04'	59°55,20'	42	1,6	34,1	7,2	62,7	31,2	1,28	1,05	57,9	39,6	30,9	29,5
		4' 59°55,20'	200	-0,9	34,5	6,6	61,9	30,8	2,09	0,64	55,3	45,0	21,5	33,5
			450	-0,9	34,6	5,9	62,5	33,5	1,18	1,32	63,6	40,1	34,1	25,8
				4.7		7.0	M-2/	50.0	0.47	1.00		50.0	00.0	
			10	1,7	34,1	7,2	64,3	50,8	2,47	1,06	96,8	56,0	22,6	21,4
	62940 041	E0°E2 80'	45	1,6	34,1	7,0	63,0	31,0	1,00	1,41	59,1	36,9	36,9	26,2
	02 45,01	33 33,80	100	0,4	34,3	6,4	63,9	32,2	2,80	0,51	57,2	48,4	17,3	34,3
			350	-1,0	34,5	6,3	66,0	34,6	2,85	0,56	62,1	50,6	1/,/	31,7
			600	-1,0	34,5	6,0	M-28	33,3	1,60	1,01	62,3	47,5	20,3	20,2
			10	1.5	24.1	7.4	62.6	07 7	2.17	1 11	166.0	52.2	24.6	22.1
Little Point -			20	1,5	34,1	7,4	63,6	01,1	2,17	1,11	100,9	00,0 AG A	24,0	22,1
The Axe	62°51,24'	59°50,30'	300	1.0	34,4	6,9	63,6	20,3	1,00	0,60	40,5	40,4	24,7	20,9
			500	-1,0	34,5	5.0	64.2	30,6	2,09	1.00	72 4	41,0	22,0	20.4
			520	-0,5	54,5	5,5	M-29	50,5	2,05	1,00	75,4	55,1	20,4	20,4
			10	1.8	34.0	7.3	69.3	72.5	2.31	0.69	131.6	48.5	21.0	30.5
	62°50.07'	59°48.42'	55	17	34.1	7.1	64.0	27.0	1 99	0.83	49.6	47.4	23.8	28.8
			570	-0.9	34.6	5.9	64.3	36.9	1,73	1.09	69.6	47.4	27,4	25,1
			010	0,0	01,0	0,0	M-30	00,0	1,70	1,00	00,0		L 1,1	20,1
			10	1.8	34.0	7.3	64.4	78.8	2,53	0.52	139.4	46.3	18.3	35.4
			38	1.6	34.1	7.3	64.3	37.5	2,79	1.15	72.2	59.8	21.5	18.7
	62°50,41'	59°44.80'	265	-0.7	34.5	6.1	64.6	28.8	2.75	0.53	51.3	48.7	17.7	33.5
			665	-0.9	34.6	5.8	64.6	61.2	7,70	0,52	115.8	72.5	9.4	18.1
			880	-0.9	34.5	5.9	65.1	37.7	1.81	0.90	69.7	46.2	25.5	28.3
62°52,04' 62°49,01' Little Point - The Axe 62°51,24' 62°50,07' 62°50,07'			000	-0,9	34,5	5,9	00,1	51,1	1,01	0,90	69,7	40,Z	20,0	20,3



Figura 11. Diagramas de caja para las variables fisicoquímicas analizadas en las zonas profundas del Estrecho de Bransfield, ID: Isla Decepción y LP: Little Point - The Axe. Temperatura T (° C) (p = 0,03), salinidad S (p = 0,81) y oxígeno disuelto DO (mL L⁻¹) (p = 0,13). La línea central de la caja indica la mediana de los datos. Los extremos inferior y superior de la caja indican el primer cuartil (Q1) y el tercer cuartil (Q3), respectivamente. La longitud de la caja es la diferencia entre Q1 y Q3 y se conoce como rango intercuartil (IQR). Los bigotes en forma de T representan el mínimo (inferior) y el máximo (superior) dentro de 1,5 veces el IQR. Los valores p < 0,05 indican diferencias significativas entre las zonas estudiadas. El número de muestras utilizadas para cada análisis fue n = 24.

Los valores para el FM suspendido oscilaron entre 56,4 y 130,8 µg L⁻¹, y entre 48,5 y 166,9 µg L⁻¹ en ID y LP, respectivamente (Tabla 4). En ID, las PRT constituyeron entre el 29,4% y el 62,3%, mientras que en LP, representaron entre el 36,9% y el 72,5% del FM (Tabla 4). En ID, los CHO oscilaron entre el 16,6% y el 51,0% y los LIP entre el 19,5% y el 43,3%. En LP, los CHO representaron entre el 9,4% y el 36,9% del FM, mientras que los LIP entre el 18,1% y el 36,4% (Tabla 4).

El BPC en el MOP en suspensión de ID osciló entre 31,7 y 70,1 µg C L⁻¹ y en LP el mismo varió entre 26,3 y 87,7 µg C L⁻¹ (Tabla 4) sin diferencias significativas entre estas zonas (Fig. 14, panel B) (Tabla S1). Las concentraciones de BPC variaron de manera diferente con el aumento de profundidad en la columna de agua en las estaciones de ambas zonas. En ID se observó una disminución con la profundidad en la estación M-12, así como en M-14 pero con un aumento al llegar al fondo, ya en la estación M-15 la disminución en la concentración de BPC es a partir de la termoclina, habiendo previamente un ligero aumento (Tabla 4). Para todas las estaciones de LP en general, se observó una disminución en el BPC con el aumento de profundidad pero en M-28, M-29 y M-30 se observó además un aumento de la concentración de BPC al llegar al fondo (Tabla 4). Se obtuvieron razones PRT/CHO > 1 en todos los estratos de la columna de agua de las estaciones estudiadas de ambas zonas, excepto en la capa intermedia de la estación M-14 a 120 m en ID (Tabla 4). No se encontraron diferencias significativas entre ID y LP para estas razones (Fig. 14, panel B) (Tabla S1). Además, el MOP suspendido de todas las estaciones de ID presentó razones CHO/LIP < 1, con excepción de la capa intermedia a 120 m de profundidad en la estación M-14 (Tabla 4). La mayoría de las estaciones de LP también presentaron razones CHO/LIP < 1, aunque algunas presentaron CHO/LIP > 1 (Tabla 4). La razón CHO/LIP mostró diferencias significativas entre ambas zonas del EDB siendo mayores en LP (Fig. 14, panel B) (Tabla S1).



Figura 12. Concentración de biopolímeros orgánicos (proteínas: PRT, carbohidratos: CHO y lípidos: LIP) en el material suspendido a diferentes profundidades dentro de la columna de agua para la zona de Isla Decepción en el Estrecho de Bransfield.



Figura 13. Concentración de biopolímeros orgánicos (proteínas: PRT, carbohidratos: CHO y lípidos: LIP) en el material suspendido a diferentes profundidades dentro de la columna de agua para la zona de Little Point - The Axe en el Estrecho de Bransfield.



Figura 14. Diagramas de cajas de un subconjunto de parámetros obtenidos para el MOP en columna de agua de las zonas profundas del EDB, ID: Isla Decepción y LP: Little Point - The Axe. El panel A se refiere a las concentraciones (ug L⁻¹) de biopolímeros orgánicos: Proteínas: PRT (p = 0,47); carbohidratos: CHO (p = 0,81) y lípidos: LIP (p = 0,018). El panel B se refiere a: Carbono biopolimérico (BPC, ug C L⁻¹) (p = 0,13) y las razones proteína/carbohidrato (PRT/CHO) (p = 0,42) y carbohidrato/lípido (CHO/LIP) (p = 0,047). La línea central de la caja indica la mediana de los datos. Los extremos inferior y superior de la caja indican el primer cuartil (Q1) y el tercer cuartil (Q3), respectivamente. La longitud de la caja es la diferencia entre Q1 y Q3 y se conoce como rango intercuartil (IQR). Los bigotes en forma de T representan el mínimo (inferior) y el máximo (superior) dentro de 1,5 veces el IQR. Los valores p < 0,05 indican diferencias significativas entre los dos fiordos. El número de muestras utilizadas para cada análisis fue n = 24.

5.2.3. Profundidad, granulometría y características bioquímicas de los sedimentos

La profundidad osciló entre 188 y 932 m en ID y entre 468 y 900 m en LP (Tabla 5). El porcentaje de grava en los sedimentos de ambas zonas fue muy bajo, oscilando entre 0,2 y 6 %, excepto en la estación más alejada de ID (M-15) donde el aporte llegó al 12% (Tabla 5). No se obtuvieron diferencias significativas en la contribución de grava a los sedimentos entre las dos zonas (Tabla S1). La contribución de las fracciones de arena en los sedimentos de ID osciló entre 44 y 64 % (Tabla 5) mientras que en LP varió entre 12 y 75 % (Tabla 5), sin diferencias significativas entre ambas zonas (Tabla S1). El fango representó en ID entre 24 y 56 % (Tabla 5) y en LP entre 19 y 88% de las distintas

fracciones granulométricas (Tabla 5). No se encontraron diferencias significativas entre ambas zonas estudiadas (Tabla S1). Los sedimentos en ID fueron clasificados desde limo muy grueso pobremente seleccionado hasta arena fina muy pobremente seleccionada, mientras que en LP, desde limo muy grueso muy pobremente seleccionado hasta arena muy fina muy pobremente seleccionada (Tabla 5). Las concentraciones de PRT en sedimentos de ID variaron de 0,62 A 0,97 mg g⁻¹ y en LP oscilaron entre 0,63 y 1,98 mg g⁻¹ (Fig. 15). No se encontraron diferencias significativas para las PRT entre las dos zonas del EDB (Fig. 16, panel A) (Tabla S1). Las concentraciones de CHO en sedimentos de ID presentaron concentraciones entre 0,31 y 0,37 mg g⁻¹ (Fig. 15), mientras que en LP fueron significativamente mayores (Fig. 16, panel A) (Tabla S1) y variaron entre 0,41 y 3,31 mg g⁻¹ (Fig. 15). Las concentraciones de LIP en sedimentos de ID variaron desde 0,22 hasta 0,57 mg g⁻¹ (Fig.15), mientras que en sedimentos de LP las mismas oscilaron entre 0,29 y 1,04 mg g⁻¹ (Fig. 15). No se encontraron diferencias significativas para los LIP en sedimentos entre las dos zonas del EDB (Fig. 16, panel A) (Tabla S1). El FM en sedimentos de ID presentó concentraciones que variaron entre 1,47 y 1,62 mg g⁻¹, mientras que en LP oscilaron entre 1,40 y 6,33 mg g⁻¹ (Tabla 5). En ID, las PRT dominaron la composición bioquímica del FM comprendiendo entre 39,6% y 64,4% del mismo. Los CHO oscilaron entre 20,9% y 23,8%, y los LIP entre 14,7% y 36,5%. De forma similar, en los sedimentos de LP los biopolímeros también presentaron proporciones comparables dentro del FM: las PRT constituyeron entre el 28,4% y el 57,6%, los CHO entre el 29,1% y el 56,9%, y los LIP entre el 12,3% y el 26,2% (Tabla 5). Concentraciones de BPC < 1 mg C g^{-1} se registraron en todas las estaciones de ID, mientras que en LP, concentraciones de BPC > 1 mg C g^{-1} se registraron en la mayoría de las estaciones, excepto en M-29 donde el BPC < 1 mg C g⁻¹ (Tabla 5). Además, en la estación M-25 de LP el BPC > 3 mg C g⁻¹ (Tabla 5). No se obtuvieron diferencias significativas en las concentraciones de BPC entre ambas zonas profundas del EDB (Fig. 16, panel B) (Tabla S1). Razones PRT/CHO > 1 se obtuvieron en todas las estaciones de ID y en la mayoría de las estaciones de LP, excepto en las estaciones M-25 y M-28 donde PRT/CHO < 1 (Tabla 5). Además, las razones PRT/CHO fueron significativamente mayores en ID que en LP (Fig. 16, panel B) (Tabla S1). Se obtuvieron razones CHO/LIP > 1 en todas las estaciones de ambas zonas del EDB, con la excepción de la estación M-14 de ID donde CHO/LIP < 1 (Tabla 5). Las razones CHO/LIP no presentaron diferencias significativas entre ambas zonas (Fig. 16, panel B) (Tabla S1).

Tabla 5. Profundidad, porcentajes de fracciones granulométricas, escala de clasificación por Folk y Ward y parámetros biopoliméricos orgánicos: carbono biopolimérico (BPC), razón proteína/carbohidrato (PRT/CHO), razón carbohidrato/lípido (CHO/LIP), *"Food material"* (FM) y los porcentajes de cada biopolímero en relación con el FM, para los sedimentos de las estaciones de muestreo del Estrecho de Bransfield: Isla Decepción (M-12, M-14, M-15) y Little Point (M-25, M-27, M-28, M-29, M-30).

	Estación	Profundidad (m)	Grava (%)	Arena (%)	Limo y arcilla (%)	Descri	oción de Folk y Ward	BPC (mg C g ⁻¹)	PRT/CHO	CHO/LIP	FM (mg g ⁻¹)	% PRT	% CHO	% LIP
Isla Decepción Little Point	M-12	188	0,5	44	56	Limo muy grueso	Pobremente seleccionado	0,8	2,6	1,4	1,62	60,1	23,1	16,8
	M-14	932	0,3	46	53	Limo muy grueso	Pobremente seleccionado	0,7	1,7	0,7	1,55	39,6	23,8	36,5
	M-15	482	12	64	24	Arena fina	Muy pobremente seleccionado	0,7	3,1	1,4	1,47	64,4	20,9	14,7
	M-25	468	0,2	12	88	Limo grueso	Pobremente seleccionado	3,1	0,6	3,2	6,33	31,2	52,3	16,5
	M-27	675	1,7	73	26	Arena muy fina	Muy pobremente seleccionado	1,0	1,3	2,1	2,05	46,0	36,4	17,6
Little Point	M-28	542	5,4	31	64	Limo muy grueso	Muy pobremente seleccionado	2,2	0,5	3,9	5,15	28,4	56,9	14,7
	M-29	602	0,4	73	27	Arena muy fina	Pobremente seleccionado	0,7	1,5	1,1	1,40	44,7	29,1	26,2
	M-30	900	6,0	75	19	Arena fina	Muy pobremente seleccionado	1,1	1,9	2,5	2,32	57,6	30,1	12,3



Figura 15. Contenido de biopolímeros orgánicos (incluidas proteínas: PRT, carbohidratos: CHO y lípidos: LIP) medidos en muestras de sedimentos recolectadas en cada estación de las zonas profundas de EDB, ID: Isla Decepción y LP: Little Point - The Axe.



В

Α



Figura 16. Diagramas de cajas de un subconjunto de parámetros sedimentarios medidos para los sedimentos de de las zonas profundas estudiadas (ID: Isla Decepción; LP: Little Point - The Axe). El panel A se refiere a las concentraciones (mg g⁻¹) de biopolímeros orgánicos: Proteínas (p = 0,23), carbohidratos (p = 0,025) y lípidos (p = 0,35). El panel B se refiere a: Carbono biopolimérico (BPC, mg C g⁻¹) (p = 0,10) y las razones proteína/carbohidrato (PRT/CHO) (p = 0,03) y carbohidrato/lípido (CHO/LIP) (p = 0,08). La línea central de la caja indica la mediana de los datos. Los extremos inferior y superior de la caja indican el primer cuartil (Q1) y el tercer cuartil (Q3), respectivamente. La longitud de la caja es la diferencia entre Q1 y Q3 y se conoce como rango intercuartil (IQR). Los bigotes en forma de T representan el mínimo (inferior) y el máximo (superior) dentro de 1,5 veces el IQR. Los valores p < 0,05 indican diferencias significativas entre los dos fiordos. El número de muestras utilizadas para cada análisis fue n = 24.

5.2.4. Composición isotópica estable y elemental del MOP suspendido y sedimentario

Las concentraciones de POC a la profundidad de la termoclina en ID oscilaron entre 24,9 y 40,0 µg L⁻¹, ya en LP las mismas variaron entre 30,8 y 55,2 µg L⁻¹ (Tabla 6a), sin . diferencias significativas entre las dos zonas estudiadas (Tabla S1). El PN a la profundidad de la termoclina presentó concentraciones entre 9,8 y 17,2 µg L⁻¹ en ID y entre 5,8 y 16,0 µg L⁻¹ en LP (Tabla 6a), también sin diferencias significativas entre ambas zonas (Tabla S1). La razón C/N en ID varió de 2,6 a 3,6, mientras que en LP osciló entre 2,2 y 6,8 (Tabla 6a). No se encontraron diferencias significativas en la razón C/N entre las dos zonas (Tabla S1). Las firmas isotópicas de carbono estable (δ^{13} C) mostraron valores entre -26,9 y -27,6 ‰ en ID, mientras que en LP los valores de δ^{13} C oscilaron entre -26,8 y -28,7 ‰ (Tabla 6a). Tampoco se encontraron diferencias significativas entre estas dos zonas del EDB (Tabla S1). Desafortunadamente, las firmas isotópicas de nitrógeno (δ^{15} N) no están disponibles para los filtros GF/F debido a las pequeñas concentraciones de N en las muestras.

Tabla 6. Parámetros elementales e isotópicos: carbono orgánico particulado (POC), nitrógeno particulado (PN), carbono orgánico total (TOC), nitrógeno total (TN), razón carbono/nitrógeno (C/N) y firmas de carbono y nitrógeno (δ^{13} C, δ^{15} N), en la capa de termoclina (a) y sedimentos superficiales (b) de las estaciones de muestreo en el EDB: Isla Decepción (M-12, M-14, M-15) y Little Point - The Axe (M-25, M-27, M-28, M-29, M-30).

Termoclina									
	Estación	POC (µg L¹)	PN (μg L ^{.1})	C/N	δ13C (‰)	δ15Ν (‰)			
	M-12	24,8	11,2	2,6	-27,6	n/d			
Isia Decención	M-14	30,3	9,8	3,6	-26,9	n/d			
Deception	M-15	40,0	17,2	2,7	-27,6	n/d			
	M-25	55,2	12,8	5,0	-28,1	n/d			
Little Deint	M-27	30,8	16,1	2,2	-27,5	n/d			
Little Point -	M-28	40,2	8,9	5,3	-26,8	n/d			
THE AXE	M-29	34,0	5,8	6,8	-27,4	n/d			
	M-30	44,4	14,0	3,7	-28,7	n/d			

b.

Sedimento									
	Estación	TOC (%)	TN (%)	C/N	δ13C (‰)	δ15N (‰)			
	M-12	0,22	0,04	6,3	-26,2	6,7			
Decención	M-14	0,24	0,04	7,0	-26,3	4,6			
Deception	M-15	0,23	0,04	6,6	-25,0	5,3			
	M-25	1,1	0,14	9,2	-25,1	3,8			
	M-27	0,28	0,05	6,6	-25,2	5,5			
The Axe	M-28	0,79	0,11	8,4	-25,0	4,4			
	M-29	0,25	0,04	7,3	-25,6	5,1			
	M-30	0,27	0,05	6,5	-25,5	5,9			

a.

En los sedimentos de ID el carbono orgánico total (TOC) varió entre 0,22 y 0,24 %, mientras que en LP osciló entre 0.25 y 1,1 % (Tabla 6b), siendo significativamente mayor la concentración de TOC en LP respecto a ID (Fig. 17, panel A) (Tabla S1). El valor de TN en los sedimentos de todas las estaciones de ID fue de 0,04 %, mientras que en sedimentos de LP TN osciló entre 0,04 y 0,14 % (Tabla 6b). No se encontraron diferencias significativas para TN entre estas dos zonas (Fig. 17, panel A) (Tabla S1). La razón C/N sedimentaria en ID varió entre 6,3 y 7,0, ya en LP la misma osciló entre 6,5 y 9,2 (Tabla 6b), sin detectarse diferencias significativas entre las dos zonas (Fig. 17, panel A) (Tabla S1). El δ¹³C presentó valores entre -25,0 y -26,3 ‰ en sedimentos de ID y en sedimentos de LP los valores de δ^{13} C oscilaron entre -25,0 y -25,6 ‰ (Tabla 6b). No se encontraron diferencias significativas entre ambas zonas (Fig. 17, panel B) (Tabla S1). El δ¹⁵N tampoco presentó diferencias significativas entre ID y LP (Fig. 17, panel B) (Tabla S1). En sedimentos de ID el δ¹⁵N osciló entre 4,6 y 6,7 ‰, mientras que en sedimentos de LP varió entre 3,8 y 5,9 ‰ (Tabla 6b). La comparación conjunta del δ13C versus la razón C/N del POC suspendido y sedimentario entre ambas zonas del EDB, mostró una composición distinta para el compartimento pelágico y bentónico (Fig. 18). Los valores de δ^{13} C variaron entre -25,0 y -28,7 ‰ y las razones C/N oscilaron entre 2,2 y 9,2 (Fig. 18).



Figura 17. Diagramas de caja de los parámetros elementales e isotópicos medidos en los sedimentos de de las zonas profundas estudiadas (ID: Isla Decepción; LP: Little Point - The Axe). El panel A se refiere al porcentaje de carbono orgánico total: TOC (%) (p = 0,025); nitrógeno total: TN (%) (p = 0,18); y la razón carbono/nitrógeno (C/N) (p = 0,30). El panel B se refiere a las firmas isotópicas de carbono δ^{13} C (‰) (p = 0,14) y nitrógeno δ^{15} N (‰) (p = 0,44). La línea central de la caja indica la mediana de los datos. Los extremos inferior y superior de la caja indican el primer cuartil (Q1) y el tercer cuartil (Q3), respectivamente. La longitud de la caja es la diferencia entre Q1 y Q3 y se conoce como rango intercuartil (IQR). Los bigotes en forma de T representan el mínimo (inferior) y el máximo (superior) dentro de 1,5 veces el IQR. Los valores p < 0,05 indican diferencias significativas entre los dos fiordos. El número de muestras utilizadas para cada análisis fue n = 24.



Figura 18. Análisis conjunto de δ^{13} C en función de la razón C/N en sedimentos (círculo marrón) y columna de agua (círculo azul) de las estaciones estudiadas para cada zona profunda del EDB. Estaciones de Isla Decepción: M-12, M-14, M-15; Estaciones de Little Point - The Axe: M-25, M-27, M-28, M-29, M-30. Se incluyeron valores de δ^{13} C y razones C/N para varias fuentes de materia orgánica según la literatura.

6. DISCUSIÓN

6.1. Fiordos Bahía Esperanza y Bahía Collins

6.1.1. Diferencias fisicoquímicas en la columna de agua entre fiordos

La temperatura de la columna de agua, la salinidad y el oxígeno disuelto en BC fueron consistentes con lo reportado en trabajos previos (Venturini et al., 2020; 2023) y en BE la temperatura y la salinidad estuvieron dentro del rango informado por García et al. (2019). Hasta el momento no existen datos previos de concentración de oxígeno disuelto en agua de mar para BE que permitan la comparación. Las menores temperaturas registradas en BE estarían asociadas a la intrusión de agua fría de la plataforma del Mar de Weddell (Sangrà et al., 2011; García et al., 2019). Las mayores temperaturas superficiales en BC están relacionadas con los aportes de agua de deshielo a mayor temperatura (Llanillo et al., 2019) como consecuencia del calentamiento de los canales de deshielo poco profundos por la alta incidencia de la radiación solar durante el verano austral (Tian et al., 2015). La menor salinidad registrada en BC, en comparación con BE, sería resultado de la escorrentía glaciar directa de agua dulce a través de canales de deshielo (Munoz & Wellner, 2018; Petsch et al., 2020). En contraste, la mayor salinidad registrada en BE se debe a que el aqua de deshielo se acumula en lagos (Izaguirre et al., 1998; García et al., 2019). Los niveles de oxígeno disuelto disminuyeron con la profundidad en ambos fiordos. En BC, esto podría estar relacionado con la entrada de Aguas Profundas Circumpolares Superiores modificadas (m-UCDW, modified Upper Circumpolar Deep Waters) que ingresa a través de las Aguas del Estrecho de Bransfield (BSW, Bransfield Strait Waters) mucho más frías (Llanillo et al., 2019), mientras que en BE, podría ser resultado de la mezcla del Agua de Transición de Bellingshausen (TBW, Bellingshausen Transitional Water) en la superficie y el Agua de Transición de Weddell (WTW, Weddell Transitional Water) por debajo de los 75 m de profundidad (Gonçalves-Araujo et al., 2015; Cerpa et al., 2022). Tampoco se descarta la posible contribución del metabolismo bentónico y de procesos de remineralización asociados a la degradación del MOP durante su hundimiento, los cuales podrían intensificar el consumo de oxígeno en las capas profundas, como se ha observado en otros fiordos antárticos (Cecchetto et al. 2024).

6.1.2. Fuentes y calidad del MOP suspendido en la columna de agua de los fiordos estudiados

Las concentraciones de TSM en BE y BC fueron mucho mayores a las reportadas en estudios previos para el verano austral en las mismas áreas (García et al., 2019; Venturini et al., 2020, respectivamente). Los niveles elevados de partículas suspendidas típicamente resultan del aporte de material terrígeno por la escorrentía de agua de deshielo de los glaciares o de la ocurrencia de eventos de resuspensión (Fuentes et al., 2016). Los fiordos naturalmente tienen altas tasas de sedimentación, así como, aporte de

agua de deshielo glaciar cargada con material terrígeno (Thrush et al., 2004), lo cual puede cambiar dependiendo de las condiciones climáticas prevalecientes (Venturini et al., 2020). Desde 2018, se ha observado un incremento generalizado y sostenido en la descarga de glaciares en diferentes regiones de la PA. Durante el verano austral de 2019/2020, la plataforma de hielo George VI en la al norte de la PA experimentó una duración y extensión de deshielo superficial excepcionales en comparación con los 31 veranos anteriores (Banwell et al., 2021). Mientras que en la región occidental la tasa de descarga aumentó de aproximadamente 50 megatoneladas por año (Mt/año) entre 2017 y 2020 a alrededor de 160 Mt/año en los años siguientes, lo que representa un aumento de más del triple (Davison et al., 2024). Este aumento de la descarga glaciar puede haber intensificado el ingreso de partículas al sistema, incluyendo tanto material inorgánico como materia orgánica de origen diverso, cuyo carácter y procedencia se analizan en secciones posteriores.

Las concentraciones de PRT en BE y BC fueron ligeramente mayores que las informadas a profundidades similares en el mar de Ross (Jo et al., 2021). La variabilidad en la composición de POC se relaciona con los cambios taxonómicos del fitoplancton y las fases de crecimiento. Altas concentraciones de PRT están vinculadas a floraciones de diatomeas antárticas de tamaño micro en etapa temprana (Young et al., 2015; Jo et al., 2021), aumentando durante el crecimiento exponencial (Berdalet et al., 1994; Lamb et al., 2006; Jo et al., 2021). Los altos niveles de PRT en la profundidad de la termoclina, junto con la escasa variación con la profundidad, sugieren una abundancia de carbono orgánico particulado (POC) relativamente fresco, posiblemente vinculado a una producción fitoplanctónica reciente. En contraste, concentraciones menores de CHO y LIP en ambos fiordos, en comparación a las reportadas por Jo et al. (2021), han sido relacionadas con la fase estacionaria del fitoplancton. Razones PRT/CHO elevadas (>1), típicas de regiones productivas como el OA (Fabiano & Pusceddu, 1998; Guglielmo et al., 2000), combinadas con razones CHO/LIP <1, sugieren que la materia orgánica es fresca, lábil y de alto valor nutricional (Danovaro et al., 1993; 1999; Baldi et al., 2010). En este contexto, el POC en ambos fiordos parece presentar una calidad nutricional elevada para los organismos heterótrofos marinos, aunque esto dependerá, entre otros, de la variabilidad en la composición de las fracciones bioquímicas. La disminución del BPC con la profundidad, seguida de un ligero aumento cerca del fondo, apunta a una degradación durante el hundimiento, en concordancia con los procesos de la bomba biológica observados en otras regiones antárticas (Fabiano & Pusceddu, 1998; Danovaro, 2010; Cau et al., 2021).

6.1.3. Parámetros biogeoquímicos y estado trófico de los sedimentos en ambos fiordos

El predominio de sedimentos arenosos en BE, en lugar de sedimentos fangosos como los que predominaron en BC, estaría relacionado a diferencias en la energía hidrodinámica entre los dos fiordos, distintas tasas de acumulación de sedimentos, también a diferentes condiciones climáticas y de erosión del suelo (Boldt et al., 2013). La prevalencia del tamaño de grano en cada fiordo es consistente con la mayor tasa de sedimentación reportada para BC que para BE (Boldt et al., 2013). Además, las diferencias en los sistemas de escorrentía glaciar entre BC y BE, donde el agua de deshielo en BE se acumula principalmente en lagos (Izaguirre et al., 1998; García et al., 2019), puede explicar la prevalencia de sedimentos arenosos en BE. Los lagos modifican significativamente la sedimentación al actuar como trampas de sedimentos, promoviendo

que las partículas finas suspendidas en el agua de deshielo sedimenten en ellos, y que las partículas gruesas sean transportadas al ambiente marino (Schmutz y Sendzimir, 2018). La ocurrencia de sedimentos mal seleccionados en ambos fiordos indica la variabilidad en la energía hidrodinámica y las tasas de acumulación de sedimentos con el tiempo, lo que también ha informado en otros fiordos antárticos alimentados por glaciares de marea (Eidam et al., 2019).

Aunque no existen registros previos sobre la composición bioguímica de los sedimentos en BE, encontramos que las concentraciones de PRT fueron equivalentes a las reportadas previamente en BC (Venturini et al., 2023) y en Potter Cove, otra bahía tributaria de la Bahía Maxwell sujeta a un rápido retroceso glaciar (Pasotti et al., 2014). Sin embargo, las concentraciones de PRT registradas en este estudio en sedimentos de BC fueron significativamente mayores que en sedimentos de BE, y también superiores a las reportadas previamente en BC por Venturini et al. (2023). La prevalencia de PRT en sedimentos antárticos tanto costeros como de aguas profundas, en comparación con los otros biopolímeros orgánicos, se ha atribuido al aporte de materia orgánica fresca y altamente nutritiva producida por el fitoplancton, que posteriormente se exporta al fondo marino (Isla et al., 2006; Pasotti et al., 2014). Si bien componentes como pellets fecales o carcasas de zooplancton también contribuyen al flujo vertical (Atkinson et al., 2012; Manno et al., 2020), se ha observado que el material fitoplanctónico sedimenta rápidamente y con un alto contenido proteico, lo que sugiere una contribución directa significativa de este grupo al contenido de PRT en sedimentos superficiales (Park et al., 2021). La acumulación de PRT en sedimentos superficiales puede estar relacionada con procesos microbianos anaeróbicos que descomponen los azúcares más rápido que los aminoácidos y con la formación de asociaciones de PRT con compuestos refractarios durante la degradación, especialmente en áreas con alta carga orgánica (Baldi et al., 2010; Misic et al., 2017). Por lo tanto, las concentraciones significativamente mayores de PRT en BC en comparación con BE serían resultado de la mayor tasa de sedimentación en BC, una mayor exportación de materia orgánica derivada del fitoplancton y la acumulación de PRT en los sedimentos del fondo. Además, en sedimentos fangosos, la mayor área superficial de partículas finas, junto con el intercambio de iones intercambiables en superficies internas y externas, promueven la adsorción y preservación de materia orgánica. En contraste, los sedimentos arenosos, como los de BE, son menos efectivos para retener materia orgánica debido a su mayor permeabilidad, penetración de oxígeno y, en consecuencia, mayor degradación de materia orgánica (Lopez & Levinton, 1987).

Las concentraciones de CHO registradas en sedimentos de los dos fiordos fueron bajas, no mostraron diferencias significativas entre ellas y, además, fueron similares a los valores reportados en estudios previos (Pasotti et al., 2014; Venturini et al., 2023). Las altas concentraciones de CHO en sedimentos marinos a menudo se han relacionado con materia fitoplanctónica degradada durante el hundimiento y después de la deposición (Pusceddu et al., 2009a; Bianchi & Canuel, 2011; Kharbush et al., 2020; Arnosti et al., 2021). Entonces, las bajas concentraciones de CHO sugieren una deposición de materia orgánica fitoplanctónica fresca en los sedimentos tanto de BC como de BE.

Las concentraciones de LIP en ambos fiordos fueron inferiores a las reportadas previamente en sedimentos de BC (Venturini et al., 2023) y Potter Cove (Pasotti et al., 2014). La producción reducida de LIP por parte del fitoplancton se ha relacionado con una intensidad de luz debilitada en la columna de agua (Lee et al., 2012). Los agregados de diatomeas y los pellets fecales ricos en lípidos provenientes del pastoreo del zooplancton

son los principales vehículos de transporte de materia orgánica hacia el fondo marino (Schnack-Shiel & Isla, 2005; Cau et al., 2021). Por lo tanto, las bajas concentraciones de LIP pueden estar relacionadas con una intensidad de luz reducida a partir de altas concentraciones de TSM tanto en BE como en BC. Dado que los pellets fecales del zooplancton son uno de los portadores más importantes de LIP a los sedimentos del fondo marino antártico (Kim et al., 2015) y en términos generales serían más refractarios que proteínas y carbohidratos (Fabiano & Danovaro, 1998; Burdige, 2007) podrían sugerir, entre otros, una reducida presión de pastoreo del zooplancton sobre el fitoplancton durante el período de muestreo y la exportación principalmente de materia orgánica fresca derivada de diatomeas al fondo marino. Por otro lado, las concentraciones significativamente más altas de LIP en sedimentos BC en comparación con sedimentos BE pueden asociarse con la mayor tasa de sedimentación en BC. Estudios previos han demostrado que los lípidos tienden a exhibir valores bajos de 5¹³C en la composición de la materia orgánica (Ramos et al., 2003), lo cual es un indicador de materia orgánica rica en lípidos que es exportada a los sedimentos. En las muestras de sedimento analizadas, las bajas concentraciones de LIP, combinadas con valores más positivos de δ¹³C, sugieren un escaso transporte de LIP desde el sistema pelágico al bentónico, y también, poca degradación del material fresco derivado de diatomeas durante el hundimiento.

Las relaciones PRT/CHO mayores que 1 y las relaciones CHO/LIP menores o aproximadamente iguales a 1 en los dos fiordos indicarían la existencia de carbono orgánico lábil en los sedimentos, que se produce típicamente durante las primeras etapas de las floraciones de fitoplancton, asociado a una gran abundancia de compuestos orgánicos recién generados o biomasa heterotrófica reciente, como documentaron Baldi et al. (2010) y Pasotti et al. (2014). Estas razones son congruentes con las registradas para la materia orgánica suspendida, lo que sugiere la ocurrencia de un fuerte acoplamiento bento-pelágico y el desarrollo de un "banco de alimentos" bentónico en los sedimentos marinos antárticos (Mincks et al., 2005; Pasotti et al., 2014; Cape et al., 2019).

La composición biopolimérica indica el predominio de carbono orgánico sedimentario marino fresco y rico en PRT en los sedimentos del fondo de BE y BC. Estos resultados resaltan la importancia de los fiordos antárticos como entornos de suministro de alimentos de alta calidad para organismos heterótrofos bentónicos marinos (Schnack-Schiel & Isla, 2005; Grange et al., 2017; Venturini et al., 2023). Con base en las concentraciones de BPC, los sedimentos de BE pueden clasificarse como mesotróficos (BPC entre 1 y 3 mg C g-1), mientras que los sedimentos de BC como eutróficos (BPC > 3 mg C g-1) (Pusceddu et al., 2009; Venturini et al., 2012; Hadlich et al., 2018). La eutrofización se asocia con una mayor acumulación de carbono orgánico en los sedimentos del fondo como resultado de una mayor productividad primaria en la columna de agua debido a una carga de nutrientes que supera la capacidad de asimilación del sistema (Emeis et al., 2000; Bianchelli et al., 2016, Teufel et al., 2017), mientras que el estado mesotrófico de los sedimentos refleja niveles intermedios de productividad (Pusceddu et al., 2009a; Bianchi & Canuel, 2011). El mayor estado trófico de los sedimentos en BC en comparación con BE puede estar relacionado con una mayor tasa de sedimentación y acumulación de carbono orgánico en el fondo marino, favorecida por la presencia predominante de sedimentos finos en esa zona, los cuales promueven la retención y preservación de materia orgánica (Mayer, 1994). Aunque la eutrofización antropogénica es en general insignificante en fiordos de altas latitudes, se han reportado cambios en las condiciones climáticas y oceanográficas causados por el calentamiento global, tales como alteraciones en la dinámica del derretimiento glaciar y en la cobertura de hielo marino, que modifican el suministro de nutrientes y las condiciones fisicoquímicas en los mismos (Piwosz et al., 2009; Juul-Pedersen et al., 2015). Esto, a su vez, puede afectar la productividad, el ciclo del carbono orgánico y, en última instancia, alterar el papel de los fiordos polares como sumideros de carbono orgánico y reguladores del clima (Bianchi et al., 2020).

6.1.4. Firmas elementales e isotópicas en los sistemas pelágicos y bentónicos de los fiordos analizados

Las concentraciones de POC y PN en partículas suspendidas a la profundidad de la termoclina en ambos fiordos fueron mayores que las reportadas en estudios previos en aguas superficiales de BC (Venturini et al., 2020), pero menores que en las aguas superficiales altamente productivas de la Bahía Terra Nova en el Mar de Ross (Misic et al., 2017). Las razones C/N en ambos fiordos, a la profundidad de la termoclina, estuvieron en los rangos asociados a partículas biogénicas marinas de origen fitoplanctónico y a la presencia de bacterias microheterotróficas, lo que indica materia orgánica particulada de alta calidad nutricional (Monticelli et al., 2003; Henley et al., 2011). Bacterias y microalgas típicamente presentan razones C/N entre 2 y 4; el fitoplancton generalmente tiene razones entre 6 y 10, mientras que la materia orgánica terrestre tiene razones hasta 20 veces mayores (Goñi et al., 2003; Lamb et al., 2006). Además, se han reportado razones C/N bajas durante todo el período de floración en aguas antárticas, y en contraste, altas durante el período posterior a la floración (Fabiano et al., 1993; Jo et al., 2021). Con base en las razones C/N bajas, las altas concentraciones de PRT y bajas concentraciones de CHO y LIP, podemos inferir que el POC suspendido en el sistema pelágico de ambos fiordos deriva de la producción reciente del fitoplancton y presenta poca degradación. Los valores típicos de δ¹³C para la materia orgánica marina varían de -23‰ a -18‰ (Bianchi & Canuel, 2011), pero las aguas antárticas presentan valores significativamente menores que los de las aguas de baja latitud, entre -31,8‰ y -22,8‰ (Lourey et al., 2004; Henley et al., 2011; Lin et al., 2023) y los valores de δ^{13} C registrados en este estudio están dentro de este rango. Inicialmente se planteó que el valor inusualmente bajo de δ¹³C en las regiones polares podría estar relacionado con modificaciones en el fraccionamiento de isótopos de carbono durante la fotosíntesis, atribuibles a cambios de temperatura (Sackett et al., 1965; Degens et al., 1968). Sin embargo, investigaciones posteriores han establecido que el factor determinante es el aumento en la concentración de CO2 disuelto asociado a temperaturas más bajas, lo que provoca alteraciones en el fraccionamiento isotópico del carbono durante la fotosíntesis (Lourey et al., 2004; Lara et al., 2010). Aunque a mayor disponibilidad de CO₂ se esperaría una menor discriminación contra el ¹³C (es decir, valores de δ^{13} C menos negativos), en ambientes polares ocurre lo contrario debido al predominio de captación pasiva de carbono por difusión. En estas condiciones, el fitoplancton puede expresar un fraccionamiento isotópico mayor, ya que no necesita activar mecanismos de transporte activo de carbono, lo que resulta en una señal isotópica más empobrecida en ¹³C (Rau et al., 1989; Goericke & Fry, 1994).

En cuanto a los sedimentos, los valores de TOC y TN en los dos fiordos fueron similares a los informados previamente para BC por Venturini et al. (2023), pero mayores que los valores registrados en Potter Cove (Pasotti et al., 2014). Como se verificó para las concentraciones de PRT, un contenido de TN significativamente más alto en sedimentos de BC que de BE, podría atribuirse a una mayor tasa de sedimentación en BC que en BE. En consecuencia, una mayor exportación de materia orgánica derivada del fitoplancton al

fondo marino y acumulación de TN, considerando que se estima que los PRT comprenden alrededor del 85 % del nitrógeno total (Bianchi & Canuel, 2011). Los valores de C/N sedimentarios en los dos fiordos fueron indicativos del origen marino autóctono del carbono orgánico en el sistema bentónico, como se verificó para el pelágico. En el caso de BE, las razones C/N estuvieron dentro del rango indicativo de fuentes bacterianas, mientras que algunas en BC algunos valores de las razones C/N sugieren la presencia de fitoplancton de agua dulce (Lamb et al., 2006), especialmente en la estación más cercana a la costa (M-10). Esto puede estar relacionado con los aportes de agua de deshielo a través de la escorrentía del Glaciar Collins en BC (Venturini et al., 2023). Los valores más positivos de δ^{13} C en sedimentos de ambos fiordos, sumado a las bajas concentraciones de LIP, sugieren poca degradación del material fresco derivado de diatomeas durante el hundimiento (Ramos et al., 2003).

Las firmas sedimentarias de δ^{15} N obtenidas en ambos fiordos fueron superiores a las reportadas en estudios de trampas de sedimentos para Marian Cove, otro tributario de Maxwell Bay, ubicado cerca de BC (Khim et al., 2007). La materia orgánica sedimentada en la Antártida se distingue por sus bajos valores de δ^{15} N (0,5 - 5,0 ‰), que se han atribuido a la asimilación por el fitoplancton de nitrato proveniente del afloramiento profundo, constituyendo una fuente persistente y fuerte de nitrógeno nuevo en las aguas superficiales. Esta abundante disponibilidad de nitrato, con una firma isotópica naturalmente baja, permite que la asimilación por parte del fitoplancton ocurra con mínima o incompleta discriminación isotópica, resultando en materia orgánica con un bajo δ^{15} N (Treguer & Jacques, 1992; Khim et al., 2007; Smart et al., 2015). Por otro lado, se han reportado valores elevados de δ^{15} N en partículas que se hunden, desde el inicio hasta el final de una floración de fitoplancton, lo cual se ha vinculado a la mezcla y/o resuspensión de partículas que se modifican desde agregados de diatomeas hasta algunos restos de zooplancton (Khim et al., 2007). Esto es consistente con las características de las partículas suspendidas que se exportan al fondo marino en los dos fiordos.

En cuanto al análisis más detallado en la comparación conjunta del δ¹³C en función la razón C/N, a distinta composición del carbono orgánico en el sistema pelágico y bentónico de ambos fiordos observada, puede explicarse por las escalas temporales singulares que reflejan ambos sistemas en el momento del muestreo (Valesini et al., 2010; Cardoso et al., 2016), pero también por la alteración de las partículas biogénicas durante el hundimiento en la columna de agua y después de su deposición en el fondo marino. La degradación durante el hundimiento en la columna de agua y posteriormente la deposición en los sedimentos constituye un mecanismo crítico de la bomba biológica de carbono (De La Rocha, 2006; Winogradow et al., 2019). Esta degradación afecta principalmente a la fracción lábil del POC, donde los microorganismos tienden a consumir preferentemente isótopos más ligeros, dejando atrás isótopos más pesados (lo que da como resultado más δ^{13} C positivo) en el material residual (Hayes, 1993). En consecuencia, los valores de δ^{13} C en los sedimentos tienden a ser más altos que los de la columna de agua, como se observó en este estudio. Además, valores de δ^{13} C significativamente más bajos en sedimentos de BC que en BE sugirieron menos material degradado en sedimentos de BC. Esto puede atribuirse a una menor degradación durante el transporte en la columna de agua, posiblemente facilitada por un mayor flujo de partículas hacia el fondo en BC, como lo indica su mayor tasa de sedimentación.

Por otro lado, la mezcla de material biogénico y alóctono debe tenerse en cuenta al interpretar los isótopos estables en áreas polares. La geología local en BE incluye metasedimentos y rocas sedimentarias de la Formación Hope Bay (Birkenmajer, 1998),

que pueden contribuir con material alóctono, influyendo en la composición de los isótopos estables de carbono y nitrógeno en sedimentos marinos. Además, Yoon et al. (1998) y Khim et al. (2007) destacan que el derretimiento glaciar en la Bahía Maxwell, incluyendo BC como uno de sus tributarios, transporta sedimentos terrígenos erosionados de rocas sedimentarias locales, que también pueden afectar la composición isotópica. Sin embargo, nuestros resultados sugieren un origen principalmente autóctono y marino del carbono orgánico en el sistema pelágico y bentónico de ambos fiordos.

6.2. Estrecho de Bransfield: Isla Decepción y Little Point (The Axe)

6.2.1. Características fisicoquímicas de la columna de agua en las zonas profundas del Estrecho de Bransfield

La temperatura de las aguas superficiales fue comparable a los valores reportados en Avelina et al. (2020) para el EDB, mientras que las registradas en aguas de fondo fueron mayores que las reportadas en ese mismo estudio. Los valores de salinidad también fueron similares a los obtenidos por Avelina et al. (2020) y aunque las concentraciones de oxígeno disuelto en el presente trabajo fueron mayores, en ambos mostraron una disminución con la profundidad. La menor temperatura del agua de mar en LP respecto a ID podría explicarse por la mayor profundidad de la cuenca central del EDB donde están ubicadas las estaciones de LP (Bárcena et al., 2002; Delhaye et al, 2023). La corriente de Bransfield, es influenciada por masas de agua zonales transicionales con influencia del Mar de Bellingshausen (TBW) y con influencia del Mar de Weddell (WTW) (Sangrá et al., 2011), cuva ubicación y características físico-químicas difieren. WTW se encuentra predominantemente en el sector sureste del EDB y se caracteriza por temperaturas más frías y mayor salinidad del Mar de Weddell, mientras que TBW se localiza principalmente en el sector noroeste del EDB, donde las aguas son menos frías y menos salinas, debido a la influencia del Mar de Bellingshausen (Gonçalves-Araujo et al., 2015). El monte submarino LP se encuentra en la cuenca central del EDB, mientras que la ID se ubica en la cuenca occidental del EDB, por lo que los datos del presente estudio serían consistentes con la presencia de las masas de agua mencionadas.

6.2.2. Fuentes y calidad del POC suspendido en aguas profundas de Isla Decepción y monte submarino Little Point - The Axe

Las concentraciones del material suspendido total (TSM) tanto para ID como para LP obtenidas en el presente trabajo, fueron aproximadamente 30 veces mayores que las reportadas por Gulin (2014) para profundidades entre 0 y 150 m en otras zonas del EDB, donde no se ha reportado la presencia de montes submarinos. En general, se ha visto que la interacción entre la topografía y la hidrografía en montes submarinos amplifica el flujo de mareas, aumenta las velocidades de las corrientes y fomenta la formación de olas internas, potenciando significativamente la mezcla vertical (Lavelle & Mohn, 2010; van Haren et al., 2017). Esto, junto con los flujos horizontales de materia orgánica, puede

generar patrones de circulación cerrados o semicerrados, como las columnas de Taylor (Chapman & Haidvogel, 1992; Roberts et al., 2018), lo que resulta en la retención de materia orgánica e inorgánica (Busch et al., 2020). Kiriakoulakis et al. (2009) reportaron una alta calidad trófica de la materia orgánica en los montes Seine y Sedlo, ubicados en el noreste del Océano Atlántico mostrando que hay un efecto impulsado por los montes submarinos (*"seamount effect"*) que resulta en la transferencia del MOP suspendido y lábil a aguas más profundas, aunque se observa que este fenómeno es transitorio e intermitente. Esto implica que, aunque los montes submarinos pueden ser puntos de enriquecimiento del MOP, la naturaleza de este enriquecimiento puede variar en el tiempo y el espacio, lo que dificulta su detección en estudios a corto plazo.

Las concentraciones de PRT en aguas superficiales tanto de LP como de ID fueron superiores a las reportadas por Park et al., 2021 en la bahía de Terra Nova, Mar de Ross en ausencia de montes submarinos o actividad hidrotermal, la cual constituye una de las zonas más productivas del OA. En ID, la actividad hidrotermal podría influir en la química del agua y en la disponibilidad de nutrientes, lo que podría aumentar la producción primaria y el aporte de materia orgánica, ya sea por un mayor suministro de nutrientes que favorezca la producción de proteínas por fotosíntesis o a través de la quimiosíntesis asociada a la actividad hidrotermal (Aquilina et al., 2013; Levin et al., 2016; Delhaye et al., 2023). Sin embargo, los valores de CHO y LIP obtenidos en LP e ID fueron inferiores a los reportados por Park et al., (2021). La composición macromolecular del MOP, que proviene principalmente del fitoplancton, está influenciada por varios factores, como la composición de especies y las diferentes fases de crecimiento (Liebezeit, 1984; Finkel et al., 2016). Las principales comunidades de fitoplancton en el Mar de Ross incluyen diatomeas y Phaeocystis antarctica (Smith & Asper, 2001), y se ha observado que los carbohidratos vinculados a P. antarctica disminuyen rápidamente durante el proceso de degradación, mientras que los carbohidratos asociados a las diatomeas se retienen más tiempo dentro de su matriz celular (Hitchcock, 1982). Según Kang & Lee (1995), las aguas del EDB se caracterizan por un predominio de nanoflagelados, como P. antarctica, que representan el 83% del carbono total del fitoplancton. Esta estructura comunitaria podría explicar las bajas concentraciones de CHO observadas en este estudio. Aunque Park et al. (2021) reportan un aumento de CHO en otoño e invierno, es importante considerar que durante esas estaciones la biomasa fitoplanctónica es muy baja debido a la limitada disponibilidad de luz. Por lo tanto, el menor contenido de CHO registrado en el presente trabajo, realizado durante el verano austral, no se explicaría por una menor estacionalidad en la producción, sino por la composición fitoplanctónica dominante. Además, aunque las bacterias heterótrofas participan activamente en la degradación de materia orgánica, su biomasa durante el verano representa sólo una pequeña fracción de la biomasa fitoplanctónica, con relaciones bacteria:fitoplancton mucho menores a 1 en términos de carbono (Ducklow et al., 2001b), lo que sugiere un papel limitado en la reducción del contenido de CHO en estas condiciones. De la misma manera, la concentración de LIP es mayor principalmente en las estaciones de otoño e invierno, debido a su importancia como reserva de energía en la supervivencia del fitoplancton (Park et al., 2021). Dado que el presente estudio corresponde al verano austral es esperable que los valores de LIP registrados en el EDB sean inferiores a los registrados durante el período frío.

Por otra parte, los valores significativamente menores de LIP en LP en comparación con ID, podrían estar relacionados con la actividad hidrotermal que ocurre en ID (Aquilina et al., 2013; Levin et al., 2016; Delhaye et al., 2023). Además de la producción primaria por fotosíntesis en la zona eufótica, también existe una contribución de origen quimiosintético

en zonas con actividad hidrotermal (Angulo-Preckler et al., 2021; Delhaye et al., 2023). Si bien gran parte de la biomasa generada por microorganismos quimiosintéticos se retiene en las comunidades asociadas a los respiraderos, una fracción de esta producción puede transferirse a la columna de agua a través de partículas en plumas hidrotermales, exopolímeros, gametos y larvas, como señalan Levin et al. (2016). Estas plumas pueden extenderse decenas a cientos de kilómetros y contener partículas orgánicas que contribuyen a la carga de MOP en el océano profundo, aunque el alcance y magnitud de esta transferencia aún no están bien cuantificados. Específicamente los lípidos, como parte del MOP, desempeñan un papel crucial en la fisiología y bioquímica de los organismos que dependen de las simbiosis guimiosintéticas, lo que resalta su importancia en la nutrición y el metabolismo de las especies que habitan en estos ecosistemas reductores del océano profundo, los cuales acumulan altos niveles lípidos (Childress et al., 1992; Colaço et al., 2009). La acumulación de lípidos puede ser una estrategia adaptativa que les permite almacenar energía en forma de grasa, lo que es especialmente importante en condiciones donde la disponibilidad de alimento puede fluctuar debido a cambios en la actividad hidrotermal o en la producción de MOP (Levin & Michener, 2002). Además, la infauna heterótrofa en estos ecosistemas a menudo obtiene su nutrición de la producida mixotrofia, tanto de materia orgánica quimiosintéticamente como fotosintéticamente (Levin et al., 2009, 2010; Demopoulos et al., 2010).

La razón CHO/LIP fue coherentemente inferior en ID respecto a LP, dada la mayor concentración de LIP obtenida en ID. Y en general, las razones PRT/CHO > 1 y CHO/LIP < 1 sugieren que la materia orgánica es lábil, de producción reciente y de alto contenido nutricional y energético (Danovaro et al., 1993; 1999; Baldi et al., 2010).

La disminución de las concentraciones de BPC con la profundidad en la mayoría de las estaciones, con un ligero aumento al alcanzar la capa más profunda en el caso de una de las estaciones de ID y en la mayoría de las estaciones de LP, al igual que lo observado en los otros sitios estudiados en este trabajo y otras regiones del OA, sugiere una degradación de la porción lábil del MOP durante su hundimiento en la columna de agua, y una vez más, denota la incidencia de procesos de la bomba biológica de carbono (Fabiano & Pusceddu 1998; Danovaro, 2010).

6.2.3. Biogeoquímica y estado trófico de los sedimentos de Isla Decepción y Little Point - The Axe

La plataforma continental de la cuenca occidental del EDB está cubierta principalmente por sedimentos gruesos, mientras que la cuenca profunda recibe sedimentos finos probablemente arrastrados por las corrientes de fondo y transportados lateralmente (Anderson et al., 1991; Palanques et al., 2002). Esto podría explicar la predominancia de sedimentos finos tanto en ID como en LP.

Las concentraciones de PRT y CHO obtenidas en sedimentos de ambas zonas del EDB fueron menores que las reportadas por Isla et al. (2011) en la plataforma continental al este del Mar de Weddell. Esta diferencia podría estar relacionada con la mayor profundidad y una mayor degradación de la materia orgánica en la columna de agua o en los sedimentos del EDB, posiblemente debido a una mayor actividad microbiana y a la influencia de las corrientes, que pueden favorecer la resuspensión y exportación lateral de partículas (Palanques et al., 2002; Busch et al., 2020). Además, la actividad hidrotermal en ID y la presencia del monte submarino en LP podrían intensificar los procesos de

degradación y transformación de la materia orgánica en la columna de agua. En ID, los respiraderos hidrotermales liberan calor y compuestos químicos que pueden estimular la actividad microbiana y la quimiosíntesis, promoviendo la degradación de la materia orgánica antes de su sedimentación (Levin et al., 2016). En LP, la turbulencia inducida por las ondas internas y la mezcla por cizallamiento asociadas al monte submarino pueden favorecer la resuspensión y dispersión del material orgánico, reduciendo su acumulación en los sedimentos (van Haren et al., 2017).

Por otro lado, las concentraciones de CHO fueron significativamente mayores en LP que en ID y dado que las altas concentraciones de carbohidratos en sedimentos marinos suelen asociarse con la descomposición de fitoplancton durante su hundimiento (Pusceddu et al., 2009a; Bianchi & Canuel, 2011), esto sugiere una mayor actividad microbiana en el ecosistema que rodea al monte submarino The Axe. Además, se ha investigado en diversos ambientes antárticos, incluido el EDB, (Passow & Alldredge, 1994; Passow, 2002; Corzo et al., 2005) la abundancia de partículas de exopoliméricas transparentes, ricas en polisacáridos, que aparentemente son producidas por el fitoplancton y bacterias, siendo este uno de los principales componentes de la "nieve marina".

En relación a los LIP, las concentraciones que se obtuvieron aquí para el EDB fueron similares que las reportadas para el Mar de Weddell en Isla et al., 2011, aunque de las biomoléculas analizadas en nuestro estudio, los LIP fueron los de menor concentración. Los pellets fecales del zooplancton son uno de los portadores más importantes de LIP a los sedimentos del fondo marino antártico (Kim et al., 2015), por lo que niveles bajos de LIP indicarían poco pastoreo sobre el fitoplancton durante el período de muestreo y exportación de materia orgánica fresca o poco degradada al fondo marino. Sin embargo, también es posible que parte de los lípidos, particularmente los ácidos grasos poliinsaturados característicos de diatomeas en aguas frías, hayan sido transformados en otros compuestos no detectables - como aldehídos - durante la fase de senescencia del fitoplancton o por procesos de oxidación externos, lo que reduciría su señal en los análisis (Guschina & Harwood, 2009; Svenning et al., 2019).

La relación significativamente baja de PRT/CHO en los sedimentos de LP se relaciona con la alta concentración de CHO en esa área. Se ha sugerido que la formación de estructuras de circulación sub-mesoescala asociadas a la topografía del monte submarino puede generar zonas de retención de agua y partículas, favoreciendo la retención de larvas alrededor de montes submarinos, aumentando el reclutamiento bentónico y potenciando los flujos de materia orgánica de alta calidad hacia las comunidades del fondo (Kiriakoulakis & Wolff, 2005). Las relaciones PRT/CHO mayores a 1 en todas las estaciones de ID y en LP (excepto en las estaciones menos profundas de la cumbre) sugieren que también el material orgánico depositado en el sedimento es fresco, fácilmente degradable y altamente nutritivo (Danovaro et al., 1993; 1999; Baldi et al., 2010). Además, las razones CHO/LIP > 1 en la mayor parte de las estaciones de ambas zonas son consistentes con las bajas concentraciones de LIP registradas. En el caso de las estaciones más cercanas a la cima del monte The Axe, estos hallazgos concuerdan con estudios previos que informaron una menor concentración de carbono biopolimérico en sedimentos cercanos a las cimas de montes submarinos en diferentes regiones (Weber et at., 2000; Heinz et al., 2004; Pusceddu et al., 2009b; Bongiorni et al., 2013). Según Heinz et al. (2004) y Weber et al. (2000), los niveles de carbono orgánico sedimentario en las cimas de los montes submarinos suelen ser inferiores a los observados en las laderas adyacentes, atribuyéndolo a procesos como el transporte lateral y vertical, seguido de la resuspensión y el barrido por corrientes intensas, que limitan la acumulación de carbono orgánico en la cumbre de los montes submarinos.

Según las concentraciones de BCP, los sedimentos de LP se pueden clasificar como mesotróficos, mientras que los sedimentos de ID son oligotróficos (Pusceddu et al., 2011; Venturini et al., 2012; Hadlich et al., 2018). Un mayor estado trófico bentónico en LP en comparación con ID, podría estar relacionado con el *"seamount effect"*, cuya presencia promovería un mayor flujo descendente de MOP hacia el fondo marino (Kiriakoulakis et al., 2009; Mendonça et al., 2012; Clark et al., 2015). Palanques et al., 2002 encontraron que en esta zona del EDB, los flujos de partículas cerca del fondo son alrededor de tres órdenes de magnitud más altos que en las zonas de profundidad media, siendo suministrados la mayoría de los componentes orgánicos por transporte advectivo.

6.2.4. Firmas elementales e isotópicas en los sistemas pelágicos y bentónicos en el Estrecho de Bransfield

Las concentraciones de POC y PN en la termoclina tanto de LP como de ID estuvieron por debajo de las reportadas para las aguas superficiales del noreste de la PA en Lin et al. (2023). En ese estudio, la alta concentración de POC superficial se relacionó con la producción primaria dominada por diatomeas y el hierro liberado por el derretimiento del hielo marino. A pesar de que el EDB es una zona productiva debido a los afloramientos de aguas profundas ricas en nutrientes, la concentración de carbono orgánico en la columna de agua podría ser menor que en la PA, por influencia de las aguas frías del Mar de Weddell, aguas de reciente formación, caracterizadas por mayor salinidad y menores concentraciones de nutrientes (Gonçalves-Araujo et al., 2015). Además la interacción entre las Aguas Transicionales de Bellingshausen (TBW) y las Aguas Transicionales de Weddell (WTW) que se da en el EDB (García et al., 2002), genera condiciones de estratificación que podrían limitar la transferencia de nutrientes (Libes, 2011).

En el sistema bentónico, los valores de TOC y TN sedimentarios obtenidos en este estudio fueron inferiores a los previamente reportados para otras zonas del EDB por Masqué et al. (2002) y Khim et al. (2005). Estas diferencias, al igual que lo observado con los biopolímeros, podrían estar asociadas a procesos de degradación en la columna de agua. En ID, la actividad hidrotermal podría intensificar la remineralización de la materia orgánica antes de su deposición en los sedimentos, ya que el aumento de temperatura favorece la actividad microbiana (Levin et al., 2016). En este sentido, en dos estaciones de ID se registraron temperaturas inusualmente más altas en la segunda capa intermedia, en contraste con el patrón de disminución de la temperatura observado en el resto de las estaciones, lo que podría estar favoreciendo procesos de degradación en profundidad. En el caso de LP, si bien el trabajo de van Haren et al. (2017) se refiere a un monte submarino del Atlántico, sugiere que estas estructuras pueden generar interacciones con las corrientes que favorecen la redistribución de partículas, lo cual podría disminuir la acumulación de materia orgánica en el fondo marino. Aunque esta interpretación no puede confirmarse con los datos disponibles, resulta coherente con la morfología y dinámica observadas en la zona.

Por otro lado, los valores significativamente altos de TOC en sedimentos de LP en comparación con los de ID, de los cuales los mayores fueron en las estaciones donde se encontraría la cumbre del monte submarino The Axe (M-25; M-28) (Tabla 6b), podrían indicar un *"seamount effect"* dado que los patrones de circulación alrededor de los montes

submarinos pueden crear áreas de retención del material orgánico y nutrientes, como se mencionó anteriormente. Esta retención puede aumentar la producción local de fitoplancton y otros organismos marinos, ya que los materiales producidos o advectados a la vecindad del monte submarino tienen menos probabilidades de perderse en las corrientes aguas abajo (White et al., 2007). A diferencia de otros estudios que reportaron menores niveles de carbono orgánico sedimentario en las cumbres de montes submarinos en comparación con las laderas y las llanuras abisales (Heinz et al., 2004; Weber et al., 2000) atribuyéndolo a procesos como transporte lateral y vertical, resuspensión y barrido, en este caso en el sistema bentónico de la zona donde está presente el monte submarino The Axe mostró un aumento del carbono orgánico, respecto a ID.

Las características topográficas variables interactúan con el entorno para generar distintos flujos físicos (White et al., 2007). Sin embargo, los movimientos más enérgicos suelen concentrarse cerca de la cima de los montes submarinos (Brink, 1989; Chapman, 1989) y son difíciles de distinguir por encima de la picnoclina estacional (Eriksen, 1991; Brink, 1995; Codiga, 1997). El efecto del monte submarino sobre la materia orgánica depende de la distancia entre su cumbre y la picnoclina estacional (Roden, 1987). El flujo de fondo puede limitarse a unos cien metros sobre la cumbre en montes submarinos de menor altura o extenderse miles de metros hacia el océano débilmente estratificado en montes de mayor altura. Esto también explicaría las diferencias observadas entre el sistema pelágico y bentónico en las cantidades de carbono orgánico total. Dado que en la termoclina, profundidad a la que podría coincidir aproximadamente la picnoclina según perfiles obtenidos (Cerpa et al., 2022), no se obtuvieron diferencias significativas entre ID y LP pero sí entre la columna de agua y los sedimentos.

Las firmas isotópicas del carbono obtenidas tanto para el POC suspendido en la termoclina como para el TOC sedimentario en ambas zonas del EDB se encontraron en el rango de valores reportados en estudios anteriores para aguas y sedimentos antárticos (Lin et al., 2023; Khim et al., 2005, respectivamente). En el caso de los valores de δ¹⁵N en ambas zonas estudiadas estos fueron mayores a 3 ‰ mientras que Khim et al. (2005) reportaron valores entre 1 y 2 ‰ en el EDB. En dicho estudio estos valores relativamente bajos, se atribuyen a la intensa y constante entrada de nutrientes, especialmente nitratos, en las aguas superficiales, ya que el δ^{15} N en los sedimentos se utiliza como registro de los cambios en la utilización de nitratos en la superficie del océano. Esto sugiere una alta disponibilidad de nitrógeno en la superficie, lo que resulta en una menor fracción de nitrógeno pesado (15N) en el fitoplancton que utiliza estos nutrientes. Asimismo, en el mismo estudio encontraron algunos valores de δ¹⁵N anómalamente altos y en el rango de los encontrados en nuestro trabajo, pudiendo indicar un cambio en la fuente de materia orgánica, posiblemente asociado a un mayor reciclaje del nitrógeno en la columna de agua o a una menor proporción de nitrógeno nuevo disponible (fracción f baja; siendo f = producción con N nuevo / producción total). Este patrón podría estar indicando una producción más dependiente del nitrógeno regenerado y, por ende, una menor producción primaria en el momento del muestreo (Khim et al., 2005; DiFiore et al., 2006). Las profundidades de nuestras muestras son menores que las del estudio mencionado y sumado a la presencia del monte submarino "The Axe" y la actividad hidrotermal en ID, esto podría explicar las diferencias.

La comparación conjunta del δ^{13} C del POC suspendido y sedimentario versus la razón C/N entre ambas zonas, mostró una composición distinta para los compartimentos pelágicos y bentónicos. Esta diferenciación se observa mayormente en las razones C/N donde los menores valores del compartimento pelágico indican un origen bacteriano así

como la influencia del zooplancton (Monticelli et al., 2003; Henley et al., 2011; Bianchi & Canuel, 2011). Mientras que aquellas razones C/N más elevadas obtenidas en el sistema bentónico indicarían un MOP de origen fitoplanctónico (Goñi et al., 2003; Lamb et al., 2006). La presencia de una firma fitoplanctónica más clara en los sedimentos que en la columna de agua podría reflejar un desfase temporal entre ambos compartimentos. Esto se debería a que el material particulado en la columna de agua responde a procesos recientes y altamente variables en escalas cortas, mientras que el sedimento acumula y preserva señales integradas a lo largo del tiempo (Henson et al., 2014; Blain et al., 2021). Así, la materia orgánica fitoplanctónica registrada en el fondo podría haberse originado en eventos de exportación anteriores al momento del muestreo, como floraciones previas o pulsos estacionales de producción.

En el caso de las firmas isotópicas del carbono, si bien todos los valores se encontraron dentro del rango esperado para ecosistemas antárticos, se observó una distinción clara entre los compartimentos pelágico y bentónico, con valores más negativos en la columna de agua y más enriquecidos en los sedimentos. Este patrón es coherente con el fraccionamiento isotópico que ocurre durante el hundimiento de la materia orgánica, donde el isótopo más liviano (¹²C) es preferentemente degradado o remineralizado, y la fracción más pesada (¹³C) tiende a acumularse en el fondo (Fry, 2006; Bianchi & Canuel, 2011). A pesar de este fraccionamiento, la relación entre las señales isotópicas de ambos compartimentos sugiere una continuidad en la transferencia del carbono desde la columna de agua hacia los sedimentos, lo que respalda la existencia de un acoplamiento bento-pelágico en la zona de estudio.

7. CONCLUSIONES

7.1. Fiordos

Los distintos entornos de escorrentía glaciar entre los dos fiordos impulsan diferentes condiciones fisicoquímicas en la columna de agua, y controlan, a su vez, la distribución del tamaño de grano en los sedimentos del fondo. Las aguas marinas de baja temperatura y alta salinidad, pero también el predominio de sedimentos arenosos en BE pueden atribuirse a la retención de agua de deshielo y de sedimentos terrígenos en lagos.. Sin embargo, las condiciones contrastantes de la columna de agua y el predominio de sedimentos fangosos en BC pueden explicarse por los aportes de escorrentía de agua de deshielo directamente al mar, lo que refleja diferentes condiciones hidrodinámicas y tasas de sedimentación.

Durante el período productivo de verano, el POC suspendido en ambos fiordos es fresco con alta calidad nutricional y energética para los organismos heterotróficos marinos, mostrando poca degradación durante el hundimiento y la incidencia de procesos de bombeo biológico. La mayor acumulación de proteínas en los sedimentos de BC, debido a su alta tasa de sedimentación, denota una gran exportación de carbono orgánico derivado del fitoplancton a los sedimentos del fondo y resalta el fuerte acoplamiento bentónico-pelágico. El carbono orgánico presente en los sedimentos de los dos fiordos se origina principalmente a partir del fitoplancton reciente y muestra una degradación baja. Los bajos valores de δ^{13} C bentónico registrados en los sedimentos de BC indican una menor alteración del carbono orgánico en el sistema pelágico vinculada al rápido hundimiento y deposición de partículas en el fondo marino, debido a su alta tasa de sedimentación.

A pesar de las concentraciones similares de TSM y la composición bioquímica del POC suspendido en la columna de agua de los dos fiordos, el estado trófico del sedimento de BC es eutrófico, mientras que en BE es mesotrófico. Por lo tanto, este estudio enfatiza la importancia de integrar los sistemas pelágicos y bentónicos para comprender las vías y el destino del carbono orgánico en los fiordos antárticos y destaca la necesidad de monitorear su estado trófico en respuesta a los cambios impulsados por el clima.

7.2. Estrecho de Bransfield

Tanto en la columna de agua como en los sedimentos superficiales del EDB, se destacan diferencias claras entre los sistemas pelágicos y bentónicos entre ID y LP. La composición de biopolímeros orgánicos, junto con los análisis isotópicos (δ^{13} C y δ^{15} N) y las razones C/N, evidencian que el MOP en el sistema pelágico tiene un mayor componente bacteriano y zooplanctónico, reflejado en los menores valores de δ^{13} C y C/N. Mientras que en los sedimentos, los mayores valores de C/N y δ^{13} C, sugieren una fuente predominantemente fitoplanctónica. Estas características destacan un acoplamiento bento-pelágico significativo, aunque con posibles desfases temporales ligados a la dinámica estacional de cada sistema cuyos patrones específicos están influenciados por las condiciones locales de cada zona.

Las diferencias observadas en las características físico-químicas de la columna de agua y la granulometría de los sedimentos en ID y LP reflejan la interacción entre las condiciones oceanográficas y la topografía local. En LP, aunque no se puede concluir definitivamente que el monte submarino tenga un efecto directo y constante sobre las dinámicas de retención de partículas orgánicas, las mayores concentraciones de materia orgánica en los sedimentos podrían estar relacionadas con procesos transitorios o intermitentes que favorecen la acumulación de MOP en esta zona. Se ha sugerido que los montes submarinos pueden influir en la dinámica de las corrientes y fomentar la retención local de partículas orgánicas mediante la formación de áreas semicerradas de circulación, pero este efecto puede variar considerablemente en el espacio y el tiempo, lo que dificulta su detección en estudios de corta duración. Por el contrario, en ID, la actividad hidrotermal parece jugar un papel más definido, con un aporte significativo de lípidos que evidenciaría la contribución de microorganismos quimiosintéticos.

Las razones biopoliméricas analizadas en el MOP de ambas zonas, sugieren que se trata de material fresco, lábil y con alto contenido energético. Sin embargo, las diferencias en las concentraciones absolutas de carbohidratos y lípidos entre las dos zonas se explicarían por la interacción de factores como la productividad primaria, los procesos de degradación orgánica y las hidrodinámicas particulares. Este estudio muestra que los sistemas pelágicos y bentónicos del EDB están estrechamente conectados, con dinámicas biogeoquímicas que integran la producción primaria local y los procesos de remineralización, modulados por las características oceanográficas y geomorfológicas específicas de cada sitio.

7.3. Consideraciones finales y perspectivas

Este estudio permitió comparar la cantidad, composición biogeoquímica y labilidad del MOP en suspensión y en sedimentos superficiales de dos sistemas contrastantes en el OA, considerando su relación con las condiciones oceanográficas y geomorfológicas. Los resultados evidenciaron que la interacción entre las características fisicoquímicas de la columna de agua, la topografía submarina y los aportes de material orgánico determinan su distribución y acumulación.

Respecto a las hipótesis inicialmente planteadas los resultados evidencian que la labilidad del MOP en general disminuye con la profundidad en la columna de agua y que en los sedimentos superficiales de los fiordos se observa una mayor labilidad, probablemente asociada a un menor tiempo de permanencia y a diferencias en las tasas de sedimentación, comparativamente a las zonas profundas. Sin embargo, los resultados indican además que otros factores, como la calidad del material orgánico, el aporte de material terrestre y las características oceanográficas, modulan este comportamiento. Asimismo, si bien en el EDB la influencia del monte submarino LP - The Axe y de la actividad hidrotermal en ID se evidencian por un enriquecimiento en carbohidratos y lípidos en los sedimentos, respectivamente, la interacción entre aportes fotosintéticos y quimiosintéticos es más compleja de lo inicialmente planteado, no siendo posible discernir sus contribuciones relativas.

Los hallazgos de este trabajo contribuyen al conocimiento sobre la dinámica del carbono en el Océano Austral y resaltan la necesidad de continuar investigando la influencia de los montes submarinos, los aportes glaciares y la actividad hidrotermal en la biogeoquímica de estos ecosistemas, tanto en la columna de agua como en los sedimentos. Para una mayor comprensión del acoplamiento bento-pelágico, resulta fundamental avanzar en estudios de alta resolución temporal y espacial que integren mediciones directas de exportación de partículas (como trampas de sedimentos), caracterización del zooplancton como vector en la transformación de la materia orgánica, y la aplicación de técnicas específicas como el análisis de biomarcadores o isótopos compuestos, que permitan diferenciar el origen y grado de degradación de la materia orgánica.

Dado que esta región cumple un papel clave en la regulación del clima global, comprender los procesos que determinan la producción, transformación y acumulación de materia orgánica —incluyendo el rol de la actividad microbiana— es esencial en el contexto del cambio climático. En particular, los fiordos antárticos, al actuar como sumideros de carbono, representan ecosistemas estratégicos para la mitigación del aumento de CO₂ atmosférico. Futuros estudios deberían centrarse en evaluar la variabilidad temporal del MOP, el rol de la actividad microbiana en estos ambientes, así como seguir profundizando en técnicas específicas para la diferenciación de la contribución de las diferentes fuentes de materia orgánica, contribuyendo así a una mejor comprensión de los procesos que regulan el ciclo del carbono en estos ecosistemas y su impacto en el equilibrio climático global.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Almendros, J., Wilcock, W., Soule, D., Teixidó, T., Vizcaíno, L., Ardanaz, O., ... & Schmahl, L. (2020). BRAVOSEIS: Geophysical investigation of rifting and volcanism in the Bransfield strait, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102834.
- Anderson, J.B., Bartek, L.R., & Thomas, M.A. (1991). Seismic and sedimentological record of glacial events on the Antarctic Peninsula shelf. En M. R. A. Thomson, J. A. Crame, & J. W. Thomson (Eds.), *Evolution of Antarctica* (pp. 687–691). Cambridge University Press.
- Angulo-Preckler, C., Pernet, P., García-Hernández, C., Kereszturi, G., Álvarez-Valero, A.M., Hopfenblatt, J., ... & Avila, C. (2021). Volcanism and rapid sedimentation affect the benthic communities of Deception Island, Antarctica. *Continental Shelf Research*, *220*, 104404.
- Antonio, E.S., Kasai, A., Ueno, M., Kurikawa, Y., Tsuchiya, K., Toyohara, H., Ishihi, Y., Yokoyama, H., & Yamashita, Y. (2010). Consumption of terrestrial organic matter by estuarine molluscs determined by analysis of their stable isotopes and cellulase activity. *Estuarine, Coastal and Shelf Science, 86,* 401–407.
- Aquilina, A., Connelly, D.P., Copley, J.T., Green, D.R.H., Hawkes, J.A., Hepburn, L.E., Huvenne, V. A. I., Marsh, L., Mills, R.A. & Tyler, P.A. (2013). Geochemical and Visual Indicators of Hydrothermal Fluid Flow through a Sediment-Hosted Volcanic Ridge in the Central Bransfield Basin (Antarctica). *PLoS ONE 8*(1): e54686. doi:10.1371/journal.pone.0054686
- Arnosti, C., Wietz, M., Brinkhoff, T., Hehemann, J.H., Probandt, D., Zeugner, L. & Amann, R. (2021). The biogeochemistry of marine polysaccharides: sources, inventories, and bacterial drivers of the carbohydrate cycle. Annual Review of Marine Science, 13(1), 81-108. <u>https://doi.org/10.1146/annurev-marine-032020-012810</u>
- Aspinall, G.O. (1970). Pectins, plant gums, and other plant polysaccharides. En W. Pigman & D. Horton (Eds.), *The carbohydrates: Chemistry and biochemistry* (Vol. IIB, pp. 515–536). Academic Press.
- Avelina, R., da Cunha, L.C., Farias, C.D.O., Hamacher, C., Kerr, R. & Mata, M. M. (2020). Contrasting dissolved organic carbon concentrations in the Bransfield Strait, northern Antarctic Peninsula: insights into Enso and Sam effects. *Journal of Marine Systems, 212*, 103457.
- Baldi, F., Marchetto, D., Pini, F., Fani, R., Michaud, L., Giudice, A. L., ... & Giani, M. (2010). Biochemical and microbial features of shallow marine sediments along the Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica). *Continental Shelf Research*, 30(15), 1614-1625.
- Baldwin, R.J., & Smith, K.L., Jr. (2003). Temporal dynamics of particulate matter fluxes and sediment community response in Port Foster, Deception Island, Antarctica. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 50*(10–11), 1707–1725.
- Banwell, A. F., Datta, R. T., Dell, R. L., Moussavi, M., Brucker, L., Picard, G., ... & Stevens, L. A. (2021). 32-year record-high surface melt in 2019/2020 on north George VI Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *The Cryosphere Discussions*, 1-24.
- Bárcena, M.Á., Isla, E., Plaza, A., Flores, J.A., Sierro, F.J., Masqué, P., ... & Palanques, A. (2002). Bioaccumulation record and paleoclimatic significance in the Western Bransfield Strait. The last 2000 years. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(4-5), 935-950.
- Bell, J.B., Woulds, C., Brown, L E., Sweeting, C.J., Reid, W.D.K., Little, C.T.S. & Glover, A. G. (2016). Macrofaunal ecology of sedimented hydrothermal vents in the Bransfield Strait, Antarctica. *Frontiers in Marine Science*, *3*, 32. https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00032
- Berdalet, E., Latasa, M. & Estrada, M. (1994). Effects of nitrogen and phosphorus starvation on nucleic acid and protein content of Heterocapsa sp. *J. Plankton Res.* 16, 303–316. doi: 10.1093/plankt/16.4.303
- Bianchelli, S., Pusceddu, A., Buschi, E. & Danovaro, R. (2016). Trophic status and meiofauna biodiversity in the Northern Adriatic Sea: insights for the assessment of good environmental status. *Marine Environmental Research*, *113*, 18-30. <u>https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2015.10.010</u>
- Bianchi, T.S., Arndt, S., Austin, W.E., Benn, D.I., Bertrand, S., Cui, X., ... & Syvitski, J. (2020). Fjords as aquatic critical zones (ACZs). *Earth-Science Reviews*, 203, 103145. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103145</u>
- Bianchi, T.S. & Canuel, E.A. (2011). Chemical Biomarkers in Aquatic Ecosystems. Princeton University Press. https://doi.org/10.1515/9781400839100

- Bianchi, T.S., Wysocki L.A., Stewart, M., Filley, T.R. & McKee, B.A. (2007). Temporal variability in terrestrially- derived sources of particulate organic carbon in the lower Mississippi River. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 4425–4437.
- Birkenmajer, K. (1998). Geological research of the Polish Geodynamic Expeditions to West Antarctica, 1984-1991: Antarctic Peninsula and adjacent islands. *Polish Polar Research 19*, 125–142.
- Blain, S., Rembauville, M., Crispi, O., & Obernosterer, I. (2021). Synchronized autonomous sampling reveals coupled pulses of biomass and export of morphologically different diatoms in the Southern Ocean. Limnology and Oceanography, 66(3), 753-764.
- Blott, S.J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms, 26*(11), 1237-1248.
- Boldt, K.V., Nittrouer, C.A., Hallet, B., Koppes, N.M., Forrest, B.K., Wellner, J.S., & Anderson, J.B. (2013). Modern rates of glacial sediment accumulation along a 15° S-N transect in fjords from the Antarctic Peninsula to southern Chile. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 118*(5), 2072–2088. <u>https://doi.org/10.1002/jgrf.20145</u>
- Bongiorni, L., Ravara, A., Parretti, P., Santos, R. S., Rodrigues, C. F., Amaro, T., & Cunha, M. R. (2013). Organic matter composition and macrofaunal diversity in sediments of the Condor Seamount (Azores, NE Atlantic). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *98*, 75-86.
- Boyd, P.W., Claustre, H., Levy, M., Siegel, D.A., & Weber, T. (2019). Multi- faceted particle pumps drive carbon sequestration in the ocean. *Nature 568*, 327–335. doi: 10.1038/s41586-019-1098-2
- Brink, K.H. (1989). The effect of stratification on seamount-trapped waves. Deep Sea Res., 36, 825-844
- Brodie, C.R., Casford, J.S.L., Lloyd, J.M., Leng, M.J., Heaton, T.H.E., Kendrick, C.P. & Yongqiang, Z. (2011). Evidence for bias in C/N, δ13C and δ15N values of bulk organic matter, and on environmental interpretation, from a lake sedimentary sequence by pre-analysis acid treatment methods. *Quaternary Science Reviews 30*, 3076-3087.
- Buesseler, K.O. (1998). The decoupling of production and particulate export in the surface ocean. *Global Biogeochemical Cycles 12*, 297–310.
- Buesseler, K.O., Trull, T.W., Steinberg, D.K., Silver, M.W., Siegel, D.A., Saitoh, S.-I., Lamborg, C.H., Lam, P.J., Darl, D.M., Jiao, N.Z., Honda, M.C., Elskens, M., Dehairs, F., Brown, S.L., Boyd, P.W., Bishop, J.K.B. & Bidigare, R.R. (2008). VERTIGO (VERtical Transport in the Global Ocean): a study of particle sources and flux attenuation in the North Pacific. *Deep-Sea Research II 55*, 1522–1539.
- Burdige, D. J. (2007). Preservation of organic matter in marine sediments: controls, mechanisms, and an imbalance in sediment organic carbon budgets?. *Chemical reviews, 107*(2), 467-485.
- Busch, K., Hanz, U., Mienis, F., Mueller, B., Franke, A., Roberts, E.M., ... & Hentschel, U. (2020). On giant shoulders: How a seamount affects the microbial community composition of seawater and sponges. *Biogeosciences*, *17*(13), 3471-3486.
- Calbet, A. & Landry, M.R. (2004). Phytoplankton growth, microzooplankton grazing, and carbon cycling in marine systems. *Limnology and Oceanography* 49, 51–57.
- Cape, M.R., Vernet, M., Pettit, E.C., Wellner, J., Truffer, M., Akie, G., Domack, E., Leventer, A., Smith, C.R., & Huber, B.A. (2019). Circumpolar deep water impacts glacial meltwater export and coastal biogeochemical cycling along the West Antarctic Peninsula. *Frontiers in Marine Science*, *6*, 144. <u>https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00144</u>
- Cardoso, F.D., Dauner, A.L.L. & Martins, C.C. (2016). A critical and comparative appraisal of polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments and suspended particulate material from a large South American subtropical estuary. *Environmental Pollution 214*, 219–229. doi: 10.1016/j.envpol.2016.04.011
- Cau, A., Ennas, C., Moccia, D., Mangoni, O., Bolinesi, F., Saggiomo, M., Granata, A., Guglielmo, L., Swadling, K.M. & Pusceddu, A. (2021). Particulate organic matter release below melting sea ice (Terra Nova Bay,Ross Sea, Antarctica): Possible relationships with zooplankton. *Journal of Marine Systems, Volume 217*,103510, ISSN 0924-7963. <u>https://doi.org/10.1016/i.jmarsys.2021.103510</u>
- Cecchetto, M. M., Smith, C. R., Nunnally, C. C. & Sweetman, A. K. (2024). High benthic community respiration and ecosystem response to phytodetrital input in a subpolar fjord on the West Antarctic Peninsula. *Limnology and Oceanography*, 69(11), 2610-2623.
- Cerpa, L., Venturini, N., Ricaurte, C., Rodríguez, K., Arteaga, A., Tarazona, U., Olaechea, R., Rosas, S., Dold, B., Ignacio, C., Asensio, M., Herrera, J., Paredes, J., Poma, V., Esquivel, R., Bartens, M., & Indacochea, A. (2022). Evolución del volcanismo submarino en el estrecho Bransfield: Relación de las emanaciones hidrotermales con la biodiversidad y el cambio climático. INGEMMET, Boletín, Serie M: *Geología Marina y Antártica, 1,* 157 p. <u>https://hdl.handle.net/20.500.12544/3927</u>
- Chapman, D.C. & Haidvogel, D.B. (1992). Formation of Taylor caps over a tall isolated seamount in a stratified ocean. Geophys. Astrophys. *Fluid. Dyn.*, *64*, 31-65

Chester, R., & Jickells, T. (2012). Marine geochemistry (3rd ed.). John Wiley & Sons. ISBN 1118349091, 9781118349090

- Childress, J., & Fisher, C. (1992). The biology of hydrothermal vent animals: physiology, biochemistry, and autotrophic symbioses. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* 30, 337–441.
- Cifuentes, L.A., Sharp, J.H. & Fogel, M.L. (1988). Stable carbon and nitrogen isotope biogeochemistry in the Delaware estuary. *Limnology and Oceanography* 33: 1102–1115.
- Clark, M.R., & Bowden, D.A. (2015). Seamount biodiversity: high variability both within and between seamounts in the Ross Sea region of Antarctica. *Hydrobiologia*, *761*, 161-180.
- Codiga, D.L. (1997). Trapped-wave modification and critical surface formation by mean flow at a seamount with application at Fieberling Guyot. *Journal of Geophysical Research*, *102*(C10), 23025–39.
- Colaço, A., Prieto, C., Martins, A., Figueiredo, M., Lafon, V., Monteiro, M., & Bandarra, N. M. (2009). Seasonal variations in lipid composition of the hydrothermal vent mussel Bathymodiolus azoricus from the Menez Gwen vent field. *Marine Environmental Research*, *67*(3), 146-152.
- Corzo, A., Rodríguez-Gálvez, S., Lubian, L., Sangrá, P., Martínez, A., & Morillo, J.A. (2005). Spatial distribution of transparent exopolymer particles in the Bransfield Strait, Antarctica. *Journal of Plankton Research*, 27(7), 635-646.
- Costa, R.R., Mendes, C.R.B., Tavano, V.M., Dotto, T.S., Kerr, R., Monteiro, T., Odebrecht, C. & Secchi, E.R. (2020). Dynamics of an intense diatom Bloom in the Northern Antarctic Peninsula, February 2016. *Limnology and Oceanography* 65, 2056-2075. doi: 10.1002/Ino.1143
- Cui, X., Bianchi, T.S., Savage, C. & Smith, R.W. (2016). Organic carbon burial in fjords:terrestrial versus marine inputs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 451, 41–50.
- Danovaro, R., Fabiano, M., & Della Croce, N. (1993). Labile organic matter and microbial biomasses in deep sea sediments (Eastern Mediterranean Sea). Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 40(5), 953–965. <u>https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90083-F</u>
- Danovaro, R., Marrale, D., Della Croce, N., Parodi, P., & Fabiano, M. (1999). Biochemical composition of sedimentary organic matter and bacterial distribution in the Aegean Sea: Trophic state and pelagic-benthic coupling. *Journal* of Sea Research, 42(2), 117-129. <u>https://doi.org/10.1016/S1385-1101(99)00024-6</u>
- Danovaro, R. (2010). *Methods for the study of deep-sea sediments, their functioning and biodiversity.* CRC Press. https://doi.org/10.1201/9781439811382
- Davison, B. J., Hogg, A. E., Moffat, C., Meredith, M. P., & Wallis, B. J. (2024). Widespread increase in discharge from west Antarctic Peninsula glaciers since 2018. *The Cryosphere*, 18(7), 3237-3251.
- De La Rocha, C.L. (2006). The biological pump. *Treatise on Geochemistry, vol. 6.* Pergamon Press, 83–111. ISBN 0080451012, 9780080451015
- De La Rocha, C. & Passow, U. (2007). Factors influencing the sinking of POC and the efficiency of the biological carbon pump. *Deep-Sea Research II 54*, 639–658.
- Degens, E.T., Guillard, R.R.L., Sackett, W.M. & Hellebust, J.A. (1968). Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton - 1. Temperature and respiration experiments. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 15, 1–9.
- Delhaye, L.J., Elskens, M., Ricaurte-Villota, C., Cerpa, L. & Kochzius, M. (2023). Baseline concentrations, spatial distribution and origin of trace elements in marine surface sediments of the northern Antarctic Peninsula. *Marine Pollution Bulletin*, 187, 114501.
- Dell'Anno, A., Mei, M. L., Pusceddu, A. & Danovaro, R. (2002). Assessing the trophic state and eutrophication of coastal marine systems: A new approach based on the biochemical composition of sediment organic matter. *Marine Pollution Bulletin*, 44(7), 611–622. <u>https://doi.org/10.1016/s0025-326x(01)00302-2</u>
- DeMaster, D.J., Nelson, T.M., Harden, S.L. & Nittrouer, C.A. (1991). The cycling and accumulation of biogenic silica and organic carbon in Antarctic deep-sea and continental margin environments. *Marine Chemistry* 35, 489–502.
- Demopoulos, A., Gualtieri, D., and Kovacs, K. (2010). Food-web structure of seep sediment macrobenthos from the Gulf of Mexico. *Deep Sea Res. Part II* 57, 1972–1981. doi: 10.1016/j.dsr2.2010.05.011
- DiFiore, P. J., Sigman, D. M., Trull, T. W., Lourey, M. J., Karsh, K., Cane, G., & Ho, R. (2006). Nitrogen isotope constraints on subantarctic biogeochemistry. *Journal of Geophysical Research: Oceans, 111*(C8).
- Ducklow, H. W. (2000). Bacterial production and biomass in the oceans. En D. L. Kirchman (Ed.), *Microbial ecology of the oceans* (pp. 85–120). Wiley-Liss.
- Ducklow, H.W., Steinberg, D.K. & Buesseler, K.O. (2001a). Upper ocean carbon export and the biological pump. *Oceanography 14* (4), 50–58.

- Ducklow, H., Carlson, C., Church, M., Kirchman, D., Smith, D., & Steward, G. (2001b). The seasonal development of the bacterioplankton bloom in the Ross Sea, Antarctica, 1994–1997. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 48(19-20), 4199-4221.
- Eidam, E.F., Nittrouer, C.A., Lundesgaard, Ø., Homolka, K.K., & Smith, C.R. (2019). Variability of sediment accumulation rates in an Antarctic fjord. *Geophysical Research Letters*, 46, 12747–12756. <u>https://doi.org/10.1029/2019GL084499</u>
- Emeis, K.C., Struck, U., Leipe, T., Pollehne, F., Kunzendorf, H., & Christiansen, C. (2000). Changes in the C, N, P burial rates in some Baltic Sea sediments over the last 150 years—Relevance to P regeneration rates and the phosphorus cycle. *Marine Geology*, 167(1-2), 43-59. <u>https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00015-3</u>
- Eriksen, C.C. (1991). Observations of amplified flows atop a large seamount. J. Geophys. Res., 96, 15227-15236.
- Fabiano, M., & Danovaro, R. (1995). A three-year time series of elemental and biochemical composition of organic matter in subtidal sand sediments of the Ligurian Sea (northwestern Mediterranean). Continental Shelf Research, 15(11), 1453–1469. <u>https://doi.org/10.1016/0278-4343(94)00088-5</u>
- Fabiano, M., & Danovaro, R. (1998). Enzymatic activity, bacterial distribution, and organic matter composition in sediments of the Ross Sea (Antarctica). Applied and Environmental Microbiology, 64(10), 3838-3845.
- Fabiano, M., Povero, P., & Danovaro, R. (1993). Distribution and composition of particulate organic matter in the Ross Sea (Antarctica). *Polar Biology*, 13(8), 525–533. <u>https://doi.org/10.1007/BF00236394</u>
- Fabiano, M. & Pusceddu, A. (1998). Total and hydrolyzable particulate organic matter (carbohydrates, proteins and lipids) at a coastal station in Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica). *Pol. Biol.* 19, 125–132. <u>https://doi.org/10.1007/s003000050223</u>
- Figueiras, F.G., Arbones, B. & Estrada, M. (1999). Implications of bio-optical modeling of phytoplankton photosynthesis in Antarctic waters: further evidence of no light limitation in the Bransfield Strait. *Limnology and Oceanography 44*, 1599–1608.
- Finkel, Z.V., Follows, M.J., Liefer, J.D., Brown, C.M., Benner, I. & Irwin, A.J. (2016) Phylogenetic diversity in the macromolecular composition of microalgae. *PLoS ONE*, *11*, e0155977.
- Fisk, M.R. (1990). Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences, 3*(2-3), 91-101.
- Folk, R.L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary research*, 27(1), 3-26. <u>https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D</u>
- Fry, B. (2006). Stable isotope ecology. Springer, New York. https://doi.org/10.1007/0-387-33745-8
- Fuentes, V., Alurralde, G., Meyer, B., Aguirre, G.E., Canepa, A., Wölfl, A.C., Hass, H.C., Williams, G.N. & Schloss, I.R. (2016). Glacial melting: An overlooked threat to Antarctic krill. *Scientific Reports, 6.* <u>https://doi.org/10.1038/srep28568</u>
- García, M.A., Castro, C.G., Ríos, A. F., Doval, M.D., Rosón, G., Gomis, D. & López, O. (2002). Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 49(4-5), 585-602.
- García, M.D., Severini, M.D.F., Spetter, C., Abbate, M.C.L., Tartara, M.N., Nahuelhual, E.G., Marcovecchio, J.E., Schloss, I.R & Hoffmeyer, M.S. (2019). Effects of glacier melting on the planktonic communities of two Antarctic coastal areas (Potter Cove and Hope Bay) in summer. *Regional Studies in Marine Science, 30*, 100731. <u>https://doi.org/10.1016/j.rsma.2019.100731</u>
- Garrity, C., Ramseier, R.O., Peinert, R., Kern, S. & Fischer, G. (2005). Water column particulate organic carbon modeled fluxes in the ice-frequented Southern Ocean. *J. Mar. Syst.* 56, 133–149.
- Gerchakov, S.M. & Hatcher, P.G. (1972). Improved technique for analysis of carbohydrates in sediments. *Limnology and Oceanography 17:* 938–943.
- Gleiber, M.R., Steinberg, D.K., & Ducklow, H.W. (2012). Time series of vertical flux of zooplankton fecal pellets on the continental shelf of the western Antarctic Peninsula. *Marine Ecology Progress Series* 471, 23–36.
- Gonçalves-Araujo, R., Silva de Souza, M., 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. <u>https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.09.007</u>
- Goñi, M.A., Teixeira, M.J. & Perkey, D.W. (2003). Sources and distribution of organic matter in a river- dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). *Estuarine Coastal and Shelf Science* 57: 1023–1048.
- Gordon A.L. & Nowlin W.D. (1978). The basin waters of the Bransfield Strait. J. Phys. Oceanogr.. 8: 258-264.
- Guschina, I. A., & Harwood, J. L. (2009). Algal lipids and effect of the environment on their biochemistry. *Lipids in aquatic* ecosystems, 1-24.
- Grall, J., & Chauvaud, L. (2002). Marine eutrophication and benthos: The need for new approaches and concepts. *Global Change Biology*, 8(8), 813–830. https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2002.00519.x
- Grange, L.J., Smith, C.R., Lindsay, D.J., Bentlage, B. & Youngbluth, M.J. (2017). High abundance of the epibenthic trachymedusa Ptychogastria polaris Allman, 1878 (Hydrozoa, Trachylina) in subpolar fjords along the West Antarctic Peninsula. *PLoS ONE, 12*(1), e0168648. <u>https://doi.org/10.1371/journal.pone.0168648</u>
- Grange, L.J. & Smith, C.R. (2013). Megafaunal Communities in Rapidly Warming Fjords along the West Antarctic Peninsula: Hotspots of Abundance and Beta Diversity. *PLoS ONE* 8(11): e77917. doi: 10.1371/journal.pone.007791
- Guglielmo, L., Carrada, G.C., Catalano, G., Dell'Anno, A., Fabiano, M., Lazzara, L., ... & Saggiomo, V. (2000). Structural and functional properties of sympagic communities in the annual sea ice at Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica). *Polar Biology, 23*, 137-146. <u>https://doi.org/10.1007/s003000050019</u>
- Gulin, S.B. (2014). ²³⁴Th-based measurements of particle flux in surface water of the Bransfield Strait, western Antarctica. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 299, 819-825.
- Hadlich, H.L., Venturini, N., Martins, C.C., Hatje, V., Tinelli, P., de Oliveira Gomes, L.E., & Bernardino, A.F. (2018). Multiple biogeochemical indicators of environmental quality in tropical estuaries reveal contrasting conservation opportunities. *Ecological Indicators*, 95, 21-31. <u>https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.07.027</u>
- Hannington, M.D., De Ronde, C.E.J., & Petersen, S. (2005). Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Economic Geology 100th Anniversary Volume* (pp. 111–141). Society of Economic Geologists, Inc.
- Harden, S.L., DeMaster, D.J. & Nittrouer, C.A. (1992). Developing sediment geochronologies for high-latitude continental shelf deposits: a radiochemical approach. *Marine Geology* 103, 69–97.
- Hartree, E.F. (1972). Determination of proteins: a modification of the Lowry method that give a linear photometric response. *Anal. Biochem.* 48, 422–427.
- Hayes, J.M. (1993). Factors controlling 13C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. *Marine Geology, 113*(1-2), 111-125.
- Heinz P., Ruepp D. & Hemleben C. (2004). Benthic foraminifera assemblages at Great Meteor Seamount. *Mar. Biol.* 144(5), 985–998.
- Henley, S.F., Annett, A.L., Ganeshram, R.S., Carson, D. S., Weston, K., Crosta, X., ... & Clarke, A. (2011). Factors influencing the stable carbon isotopic composition of suspended and sinking organic matter in the coastal Antarctic sea ice environment. *Biogeosciences Discussions*, 8(6). <u>https://doi.org/10.5194/bg-9-1137-2012</u>
- Henson, S. A., Yool, A., & Sanders, R. (2015). Variability in efficiency of particulate organic carbon export: A model study. Global Biogeochemical Cycles, 29(1), 33-45.
- Hitchcock, G.L. (1982). A comparative study of the size-dependent organic composition of marine diatoms and dinoflagellates. *J. Plankton Res.* 1982, 4, 363–377.
- Hoefs, J. (1980). Stable isotope geochemistry. Springer, Heidelberg.
- Huang, K., Ducklow, H., Vernet, M., Cassar, N., & Bender, M. L. (2012). Export production and its regulating factors in the West Antarctica Peninsula region of the Southern Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, *26*(2).
- Huang, Y., Fassbender, A. & Bushinsky, S. (2023). "Biogenic carbon pool production maintains the Southern Ocean carbon sink." *Proceedings of the National Academy of Sciences 120.18*: e2217909120.
- Ingels, J., Vanreusel, A., Brandt, A., Catarino, A.I., David, B., De Ridder, C., ... & Robert, H. (2012). Possible effects of global environmental changes on Antarctic benthos: a synthesis across five major taxa. *Ecology and evolution*, 2(2), 453-485. doi: 10.1002/ece3.96.
- Isla, E., Gerdes, D., Palanques, A., Gili, J.M., Arntz, W.E. & König-Langlo, G. (2009). Downward particle fluxes, wind and a phytoplankton bloom over a polar continental shelf: A stormy impulse for the biological pump. *Marine Geology* 259, 59–72. doi:10.1016/j.margeo.2008.12.011
- Isla, E., Gerdes, D., Rossi, S., Fiorillo, I., Sañé, E., Gili, J.M., & Arntz, W.E. (2011). Biochemical characteristics of surface sediments on the eastern Weddell Sea continental shelf, Antarctica: is there any evidence of seasonal patterns?. *Polar biology*, 34, 1125-1133.
- Isla, E., Rossi, S., Palanques, A., Gili, J.M., Gerdes, D. & Arntz, W. (2006). Biochemical composition of marine sediment from the eastern Weddell Sea (Antarctica): High nutritive value in a high benthic-biomass environment. *Journal* of Marine Systems, 60, 255-267. <u>https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.01.006</u>
- Ittekkot, V., Schafer, P., Honjo, S. & Depetris, P. (1996). *Particle Flux in the Ocean*. John Wiley & Sons, Chichester. 372 p. ISBN 047196073X
- Izaguirre, I., Vinocur, A., Mataloni, G., & Pose, M. (1998). Phytoplankton communities in relation to trophic status in lakes from Hope Bay (Antarctic Peninsula). *Hydrobiologia*, *36*9(0), 73-87. <u>https://doi.org/10.1023/A:1017070415024</u>

- Jo, N., La, H.S., Kim, J.H., Kim, K., Kim, B.K., Kim, M.J., Son, W. & Lee, S.H. (2021). Different biochemical compositions of particulate organic matter driven by major phytoplankton communities in the northwestern Ross Sea. *Frontiers in Microbiology*, 12, 623600. <u>https://doi.org/10.3389/fmicb.2021.623600</u>
- Juul-Pedersen, T., Arendt, K.E., Mortensen, J., Blicher, M.E., Sogaard, D.H. & Rysgaard, S. (2015). Seasonal and interannual phytoplankton production in a sub-Arctic tidewater outlet glacier fjord., SW Greenland. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 524, 27–38. <u>https://doi.org/10.3354/meps11174</u>
- Kang, S.H. & Lee, S. (1995). Antarctic phytoplankton assemblage in the western Bransfield Strait region, February 1993: composition, biomass, and mesoscale distributions. *Marine Ecology Progress Series, 129*, 253-267.
- Keller, R.A., Fisk, M.R., White, W.M. & Birkenmajer, K. (1991). Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* 111, 287–303.
- Kharbush, J.J., Close, H.G., van Mooy, B.A.S., Arnosti, C., Smittenberg, R.H., Le Moigne, F.A.C., Mollenhauer, G., Scholz-Böttcher, B., Obreht, I., Koch, B P., Becker, K.W., Iversen, M H. & Mohr, W. (2020). Particulate organic carbon deconstructed: Molecular and chemical composition of particulate organic carbon in the ocean. *Frontiers in Marine Science*, 7, 518. <u>https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00518</u>
- Khim, B. K., Kim, D., Shin, H. C., & Kim, D. Y. (2005). Stable carbon and nitrogen isotopes of sinking particles in the eastern Bransfield Strait (Antarctica). *Ocean science journal*, *40*, 55-64.
- Khim, B.K., Shim, J., Yoon, H.I., Kang, Y.C., & Jang, Y.H. (2007). Lithogenic and biogenic particle deposition in an Antarctic coastal environment (Marian Cove, King George Island): Seasonal patterns from a sediment trap study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 73(1-2), 111-122. <u>https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.12.015</u>
- Kiko, R., Biastoch, A., Brandt, P., Cravatte, S., Hauss, H., Hummels, R., ... & Stemmann, L. (2017). Biological and physical influences on marine snowfall at the equator. *Nature Geoscience*, *10*(11), 852-858.
- Kim, D., Kim, D.Y., Park, J.S., & Kim, Y.J. (2005). Interannual variation of particle fluxes in the eastern Bransfield Strait, Antarctica: A response to the sea ice distribution. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(11), 2140-2155.
- Kim, B.K., Lee, J.H., Yun, M.S., Joo, H., Song, H.J., Yang, E.J., ... & Lee, S.H. (2015). High lipid composition of particulate organic matter in the northern Chukchi Sea, 2011. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 120, 72-81.
- Kiørboe, T. (2001). Formation and fate of marine snow: small-scale processes with large-scale implications. *Scientia Marina* 65 (Suppl. 2), 57–71.
- Kiriakoulakis, K. & Wolff, G. (2005). Organic Biogeochemistry of Seamounts: A Review. OASIS report, University Hamburg, 10p.
- Kiriakoulakis, K., Vilas, J.C., Blackbird, S.J., Aristegui, J. & Wolff, G.A. (2009). Seamounts and organic matter—Is there an effect? The case of Sedlo and Seine seamounts, Part 2. Composition of suspended particulate organic matter. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(25), 2631-2645.
- Klinkhammer, G.P., Chin, C.S., Keller, R.A., Dählmann, A., Sahling, H., Sarthou, G., Petersen, S., Smith, F. & Wilson, C. (2001). Discovery of new hydrothermal vent sites in Bransfield Strait, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 193: 395-407.
- Kohfeld, K.E., Le Quére, C., Harrison, S.P. & Anderson, R.F. (2005). Role of marine biology in glacial-interglacial CO2 cycles. *Science 308*, 74–78.
- Kumar, V., Tiwari, M., Nagoji, S. & Tripathi, S. (2016). Evidence of Anomalously Low δ13C of Marine Organic Matter in an Arctic Fjord. *Sci. Rep.* 6, 36192. doi: 10.1038/srep36192
- Kvile, K.Ø., Taranto, G.H., Pitcher, T.J. & Morato, T. (2014). A global assessment of seamount ecosystems knowledge using an ecosystem evaluation framework. *Biological Conservation, 173,* 108–120.
- Lamb, A.L., Wilson, G.P. & Leng, M.J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using δ¹³C and C/N ratios in organic material. *Earth Sci. Rev.* 75, 29–57. doi:10.1016/j.earscirev.2005.10.003
- Lara, R.J., Alder, V., Franzosi, C.A. & Kattner, G. (2010). Characteristics of suspended particulate organic matter in the southwestern Atlantic: influence of temperature, nutrient and phytoplankton features on the stable isotope signature. *Journal of Marine Systems*, 79, 10.1016/j.jmarsys.2009.09.002.
- LaRowe, D.E., Arndt, S., Bradley, J.A., Estes, E.R., Hoarfrost, A., Lang, S.Q., Lloyd, K.G., Mahmoudi, N., Orsi, W.D., Shah Walter, S.R., Steen, A. & Zhao, R. (2020). The fate of organic carbon in marine sediments - New insights from recent data and analysis. *Earth-Science Reviews, 204.* doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103146
- Lavelle, J.W. & Mohn, C. (2010). Motion, Commotion, and Biophysical Connections at Deep Ocean Seamounts. *Oceanogr.* 23 (Spec. Issue 1), 90–103.

- Lee, J., Jin, Y.K., Hong, J.K., Yoo, H.J., & Shon, H. (2008). Simulation of a tidewater glacier evolution in Marian Cove, King George Island, Antarctica. *Geosciences Journal*, *12*(1), 33-39. <u>https://doi.org/10.1007/s12303-008-0005-x</u>
- Lee, S.H., Kim, B.K., Yun, M.S., Joo, H., Yang, E.J., Kim, Y.N., Shin, H.C. & Lee, S. (2012). Spatial distribution of phytoplankton productivity in the Amundsen Sea, Antarctica. *Polar Biology*, *35*(12), 1721-1733. https://doi.org/10.1007/s00300-012-1220-5
- Le Moigne, F.A.C. (2019). Pathways of Organic Carbon Downward Transport by the Oceanic Biological Carbon Pump. *Front. Mar. Sci.* 6:634. doi: 10.3389/fmars.2019.00634
- Levin, L., Baco, A., Bowden, D., Colaco, A., Cordes, E., Cunha, M., Demopoulos, A., Gobin, J, Grupe, B., Le, J., Metaxas, A., Netburn, A., Rouse, G., Thurber, A., Tunnicliffe, V., Van Dover, C., Vanreusel, A., & Watling, L. (2016). Hydrothermal Vents and Methane Seeps: Rethinking the Sphere of Influence. *Front. Mar. Sci.* 3:72. doi: 10.3389/fmars.2016.00072
- Levin, L.A. & Currin, C. (2012). Stable isotope protocols: Sampling and sample processing. Scripps Institution of Oceanography, UC San Diego. <u>https://escholarship.org/uc/item/3jw2v1hh</u>
- Levin, L.A., Mendoza, G.F., Konotchick, T. & Lee, R. (2009). Community structure and trophic relationships in Pacific hydrothermal sediments. *Deep Sea Res. II* 56, 1632–1648. doi: 10.1016/j.dsr2.2009. 05.010
- Levin, L.A. & Michener, R. (2002). Isotopic evidence of chemosynthesis-based nutrition of macrobenthos: the lightness of being at Pacific methane seeps. Limnol. *Oceanogr.* 47, 1336–1345. doi: 10.4319/lo.2002.47.5.1336
- Libes, S. (2011). Introduction to marine biogeochemistry. Academic Press.
- Liebezeit, G. (1984). Particulate carbohydrates in relation to phytoplankton in the euphotic zone of the Bransfield Strait. *Polar Biology, 2*, 225-228.
- Lilley, M.D., Feely, R.A., & Trefry, J.H. (1995). Chemical and biochemical transformations in hydrothermal plumes. En S.
 E. Humphris, R. A. Zierenberg, L. S. Mullineaux, & R. E. Thomson (Eds.), Seafloor hydrothermal systems: Physical, chemical, biological, and geological interactions (pp. 369–391). American Geophysical Union.
- Lin, Y., Li, Y., Huang, Y., Chen, Z., Wang, L., Li, D. & Tao, S. (2023). Suspended particulate organic carbon and its carbon isotopic composition in the surface water around the Antarctic Peninsula during summer 2017–2018. *Antarctic Science*, 35(3), 194-208. <u>https://doi.org/10.1017/S0954102023000093</u>
- Llanillo, P.J., Aiken, C.M., Cordero, R.R., Damiani, A., Sepúlveda, E. & Fernández-Gómez, B. (2019). Oceanographic variability induced by tides, the intraseasonal cycle and warm subsurface water intrusions in Maxwell Bay, King George Island (West-Antarctica). *Nat. Sci. Rep.* 9. doi: 10.1038/s41598-019-54875-8
- Lopez, G.R. & Levinton, J.S. (1987). Ecology of deposit-feeding animals in marine sediments. *The quarterly review of biology*, 62(3), 235-260.
- Lourey, M.J., Trull, T.W., & Tilbrook, B. (2004). Sensitivity of δ¹³C of Southern Ocean suspended and sinking organic matter to temperature, nutrient utilization, and atmospheric CO₂. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *51*(3), 281–305. <u>https://doi.org/10.1016/j.dsr.2003.10.002</u>
- Lowell, R.P. (1991). Modelling continental and submarine hydrothermal systems. *Reviews of Geophysics, v. 29,* p. 457–476.
- Marsh, J.B. & Weinstein, D.B. (1966). A simple charring method for determination of lipids. *Journal of Lipid Research 7:* 574–576.
- Masqué, P., Isla, E., Sanchez-Cabeza, J.A., Palanques, A., Bruach, J.M., Puig, P., & Guillén, J. (2002). Sediment accumulation rates and carbon fluxes to bottom sediments at the Western Bransfield Strait (Antarctica). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 49*(4-5), 921-933.
- McCollom, T. & Shock, E. (1997). Geochemical constraints on chemolithoautotrophic metabolism by microorganisms in seafloor hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4375–4391.
- Mendonça, A., Arístegui, J., Vilas, J.C., Montero, M.F., Ojeda, A., Espino, M & Martins, A. (2012). Is There a Seamount Effect on Microbial Community Structure and Biomass? The Case Study of Seine and Sedlo Seamounts (Northeast Atlantic). *PLoS ONE* 7(1): e29526. doi:10.1371/journal.pone.0029526
- Meredith, M.P., Falk, U., Bers, A.V., Mackensen, A., Schloss, I. R., Ruiz Barlett, E., Jerosch, K., Silva Busso, A., & Abele, D. (2018). Anatomy of a glacial meltwater discharge event in an Antarctic cove. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences,* 376(2118), 20170163. <u>http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2017.0163</u>
- Meyers, P.A. (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. Chemical Geology 114, 289–302.
- Mincks, S.L., Smith, C.R., & DeMaster, D.J. (2005). Persistence of labile organic matter and microbial biomass in Antarctic shelf sediments: Evidence of a sediment 'food bank'. *Marine Ecology Progress Series, 300*, 3-19. doi:10.3354/meps300003

- Misic, C., Covassi-Harriague, A., Mangoni, O., Aulicino, G., Castagno, P., & Cotroneo, Y. (2017). Effects of physical constraints on the lability of POM during summer in the Ross Sea. *Journal of Marine Systems*, *166*, 132-143. <u>https://doi.org/10.1016/j.jmarsvs.2016.06.012</u>
- Monticelli, L.S., La Ferla, R., & Maimone, G. (2003). Dynamics of bacterioplankton activities after a summer phytoplankton bloom period in Terra Nova Bay. *Antarct. Sci.* 15, 85–93. https://doi.org/10.1017/S0954102003001081
- Munoz, Y.P. & Wellner, J.S. (2018). Seafloor geomorphology of western Antarctic Peninsula bays: a signature of ice flow behaviour. *The Cryosphere* 12, 205–225. <u>https://doi.org/10.5194/tc-12-205-2018</u>
- Navarro, J.M., & Thompson, R.J. (1995). Seasonal fluctuations in the size spectra, biochemical composition and nutritive value of the seston available to a suspension-feeding bivalve in a subarctic environment. *Marine Ecology Progress Series, 125*, 95-106.
- Neuer, S., Davenport, R., Fredenthal, T., Wefer, G., Llinás, O., Rueda, M.J., Steinberg, D.K. & Karl, D.M. (2002). Differences in the biological carbon pump at three subtropical ocean sites. *Geophysical Research Letters* 29, 1885–1889.
- Palanques, A., Isla, E., Puig, P., Sanchez-Cabeza, J.A. & Masque, P. (2002). Annual evolution of downward particle fluxes in the Western Bransfield Strait (Antarctica) during the FRUELA project. *Deep-Sea Research II 49*, 903–920.
- Park, S., Park, J., Yoo, K.C., Yoo, J., Kim, K., Jo, N., ... & Lee, S.H. (2021). Seasonal variations in the biochemical compositions of phytoplankton and transparent exopolymer particles (TEPs) at Jang Bogo Station (Terra Nova Bay, Ross Sea), 2017–2018. *Water, 13*(16), 2173.
- Parsons, T.R., Takahashi, M. & Hargrave, B. (1984). Biological Oceanographic Processes. Pergamon Press (330 pp).
- Pasotti, F., Manini, E., Giovanelli, D., Wölfl, A.C., Monien, D., & Verleyen, E. (2014). Antarctic shallow water benthos in an area of recent rapid glacier retreat. *Marine Ecology*, *36*(4), 716-733. <u>https://doi.org/10.1111/maec.12179</u>
- Passow, U. (2002). Production of transparent exopolymer particles (TEP) by phyto- and bacterioplankton. *Marine Ecology Progress Series* 236: 1–12.
- Passow, U. & Alldredge, A.L. (1994) Distribution, size, and bacterial colonization of transparent exopolymer particles (TEP) in the ocean. *Mar Ecol Prog Ser 113*:185–198.
- Pereira, T.T.C., Schaefer, C.E.G.R., Ker, J.C., Almeida, C.C., & Almeida, I.C.C. (2013). Micromorphological and microchemical indicators of pedogenesis in ornithogenic Cryosols (Gelisols) of Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Geoderma*, 193-194, 311–322. <u>https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.10.023</u>
- Petersen, J.M., Zielinski, F.U., Pape, T., Seifert, R., Moraru, C., Amann, R., Hourdez, S., Girguis, P.R., Wankel., S. D., Barbe, V., Pelletier, E., Fink, D., Borowski, C., Bach, W. & Dubilier, N. (2011). Hydrogen is an energy source for hydrothermal vent symbioses. *Nature* 476, 176–180. doi: 10.1038/nature10325
- Peterson, B.J., Howarth, R.W. & Garritt, R.H. (1985). Multiple stable isotopes used to trace the flow of organic matter in estuarine food webs. *Science* 227: 1361–1363.
- Petsch, C., da Rosa, K.K., Vieira, R., Holger, M.B., Mattos, R.C., & Simões, J.C. (2020). The effects of climatic change on glacial, proglacial and paraglacial systems at Collins Glacier, King George Island, Antarctica, from the end of the Little Ice Age to the 21st century. *Investigaciones Geográficas*, 103. <u>https://doi.org/10.14350/rig.60153</u>
- Pita, A.L., Giménez, L., Kandratavicius, N., Muniz, P., & Venturini, N. (2017). Benthic trophic status of aquatic transitional environments with distinct morphological and dynamic characteristics on the south-western Atlantic coast. *Marine and Freshwater Research*, *68*(11), 2028-2040.
- Piwosz, K., Walkusz, W., Hapter, R., Wieczorek, P., Hop, H., & Wiktor, J., (2009). Comparison of productivity and phytoplankton in a warm (Kongsfjorden) and a cold (Hornsund) Spitsbergen fjord in mid-summer 2002. *Polar Biol.* 32, 549–559. <u>https://doi.org/10.1007/s00300-008-0549-2</u>
- Prieto, M.J, Canals, M., Ercilla, D., deBatist, M. (1998) Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data. *Marine Geology 149*: 17–38.
- Pusceddu, A., Bianchelli, S., Gambi, C., & Danovaro, R. (2011). Assessment of benthic trophic status of marine coastal ecosystems: Significance of meiofaunal rare taxa. Estuarine, *Coastal and Shelf Science*, *93*(4), 420-430.
- Pusceddu, A., Dell'Anno, A., Fabiano, M., & Danovaro, R. (2009)a. Quantity and bioavailability of sediment organic matter as signatures of benthic trophic status. *Marine Ecology Progress Series,* 375, 41-52. <u>https://doi.org/10.3354/meps07735</u>
- Pusceddu, A., Gambi, C., Zeppilli, D., Bianchelli, S., & Danovaro, R. (2009)b. Organic matter composition, metazoan meiofauna and nematode biodiversity in Mediterranean deep-sea sediments. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 56*(11-12), 755-762.

- Ramos, C.S., Parrish, C.C., Quibuyen, T.A.O. & Abrajano, T.A. (2003). Molecular and carbon isotopic variations in lipids in rapidly settling particles during a spring phytoplankton bloom. *Organic Geochemistry* 34, 195–207.
- R Core Team. (2023). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <u>https://www.R-project.org/</u>
- Rey, J., Somoza, L. & Martinez-Frias, J. (1995). Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica). *Geo-Marine Letters* 15, 1–8.
- Reynolds, J.M. (1981). Distribution of mean annual air temperature in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin 43*, 49–58.
- Rice, A.L., Aldred R.G., Darlington E. & Wild, R.A. (1982). The quantitative estimation of the deep-sea megabenthos—a new approach to an old probem. *Oceanologica Acta* 5: 63–72.
- Roberts, E.M., Mienis, F., Rapp, H.T., Hanz, U., Meyer, H.K., & Davies, A.J. (2018). Oceanographic setting and short-timescale environmental variability at an Arctic seamount sponge ground. *Deep Sea Res. Pt. I*, 98–113, https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.06.007, 2018.
- Roden, G. I. (1987). Effects of seamounts and seamount chains on ocean circulation and thermohaline structure. En B.
 H. Keating, P. Fryer, R. Batisa, & G. W. Boehlert (Eds.), *Seamounts, islands, and atolls* (Vol. 43, pp. 335–354).
 American Geophysical Union.
- Rodrigo, C. (2018). Is there an active hydrothermal flux from the Orca seamount in the Bransfield Strait, Antarctica?. *Andean Geology, 46.* doi: 10.5027/andgeoV45n3-3086
- Ryba, S.A., & Burgess, R.M. (2002). Effects of sample preparation on the measurement of organic carbon, hydrogen, nitrogen, sulfur, and oxygen concentrations in marine sediments. *Chemosphere, 48*(1), 139-147.
- Sackett, W.M., Eckelmann, W.R., Bender, M.L. & Bé, A.W.H. (1965). Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments. *Science*, *148*. 10.1126/ science.148.3667.235.
- 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.
- Sarmiento, J.L., Slater, R., Barber, R., Bopp, L., Doney, S.C., Hirst, A.C., Kleypas, J., Matear, R., Mikolajewicz, U., Monfray, P., Soldatov, V., Spall, S.A. & Stouffer, R. (2004). Response of ocean ecosystems to climate warming. *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB3003. <u>http://dx.doi.org/10.1029/2003GB002134</u>
- Schnack-Schiel, S.B., & Isla, E. (2005). The role of zooplankton in the pelagic-benthic coupling of the Southern Ocean. *Scientia marina, 69*(S2), 39-55. <u>https://doi.org/10.3989/scimar.2005.69s239</u>
- Schofield, O., Ducklow, H.W., Martinson, D.G., Meredith, M.P., Moline, M.A. & Fraser, W.R. (2010). How do polar marine ecosystems respond to rapid climate change? *Science*, *328*(5982), 1520. <u>https://doi.org/10.1126/science.1185779</u>
- Simões, C.L., da Rosa, K.K., Czapela, F.F., Vieira, R. & Simões, J. C. (2015). Collins Glacier retreat process and regional climatic variations, King George Island, Antarctica. *Geographical Review*, *105*(4), 462-471. <u>https://doi.org/10.1111/j.1931-0846.2015.12091.x</u>
- Simon, M., Grossart, H.P., Schweitzer, B. & Ploug, H. (2002). Microbial ecology of organic aggregates in aquatic systems. *Aquatic Microbial Ecology* 28, 175–211.
- Skei, J. (1983). Why sedimentologists are interested in fjords. Sedimentary geology, 36(2-4), 75-80.
- Smart, S.M., Fawcett, S.E., Thomalla, S.J., Weigand, M.A., Reason, C.J.C., & Sigman, D.M. (2015). Isotopic evidence for nitrification in the Antarctic winter mixed layer. *Global Biogeochemical Cycles*, 29(4), 427–445. <u>https://doi.org/10.1002/2014GB005013</u>
- Smellie, J.L., Pankhurst, R.J., Thomson, M.R.A. & Davies, R.E.S. (1984). The geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. *British Antarctic Survey, Scientific Reports, (87)*.
- Smith Jr, W.O., & Asper, V.L. (2001). The influence of phytoplankton assemblage composition on biogeochemical characteristics and cycles in the southern Ross Sea, Antarctica. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 48*(1), 137-161.
- Smith Jr, K.L., Baldwin, R.J., Kaufmann, R.S., & Sturz, A. (2003). Ecosystem studies at Deception Island, Antarctica: an overview. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 50(10-11), 1595-1609.
- Smith Jr., K.L., Ruhl, H.A., Bett, B.J., Billett, D.S.M., Lampitt, R.S. & Kaufmann, R.S., (2009). Climate, carbon cycling, and deep-ocean ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 106*, 19211–19218.
- Schmutz, S., & Sendzimir, J. (2018). *Riverine ecosystem management: science for governing towards a sustainable future.* Springer Nature.

- Soetaert, K. & van Oevelen, D. (2009). Modeling food web interactions in benthic deep-sea ecosystems: a practical guide. *Oceanography*, *22*(1), 128-143.
- Somoza, L., Martínez-Frías, J., Smellie, J.L., Rey, J., & Maestro, A. (2004). Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharged after recent short-lived volcanic eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica. *Marine Geology*, 203(1-2), 119-140.
- Stein, M. & Heywood, R.B. (1994). Antarctic environment physical oceanography: the Antarctic Peninsula and Southwest Atlantic region of the Southern Ocean. In: El-Sayed, S.Z., (ed.) Southern Ocean ecology: the BIOMASS perspective. Cambridge, Cambridge University Press, 11-24.
- Suguio, K. (1973). Introdução a sedimentologia. Edgard Blucher/EDUSP, Sao Paulo, 317 p.
- Svensen, C., Wexels Riser, C., Reigstad, M. & Seuthe, L. (2012). Degradation of copepod faecal pellets in the upper layer: role of microbial community and Calanus finmarchicus. *Marine Ecology Progress Series* 462, 39–49.
- Svenning, J. B., Dalheim, L., Eilertsen, H. C., & Vasskog, T. (2019). Temperature dependent growth rate, lipid content and fatty acid composition of the marine cold-water diatom Porosira glacialis. *Algal Research*, 37, 11-16.
- Takahashi, T., Feely, R.A., Weiss, R.F., Wanninkhof, R.H., Chipman, D.W., Sutherland, S.C., & Takahashi, T.T. (1997). Global air-sea flux of CO₂: An estimate based on measurements of sea–air pCO₂ difference. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 94(16), 8292-8299.
- Teufel, A.G., Li, W., Kiss, A.J., & Morgan-Kiss, R.M. (2017). Impact of nitrogen and phosphorus on phytoplankton production and bacterial community structure in two stratified Antarctic lakes: a bioassay approach. *Polar Biology, 40*, 1007-1022. <u>https://doi.org/10.1007/s00300-016-2025-8</u>
- Thresher, R.E., Adkins, J., Fallon, S.J., Gowlett-Holmes, K., Althaus, F. & Williams, A. (2011). Extraordinarily high biomass benthic community on Southern Ocean seamounts. *Scientific Reports, 1*: 119.
- Thrush, S.F., Hewitt, J.E., Cummings, V.J., Ellis, J.I., Hatton, C., Lohrer, A., & Norkko, A.J.F.I.E. (2004). Muddy waters: elevating sediment input to coastal and estuarine habitats. *Frontiers in Ecology and the Environment*, *2*(6), 299-306.
- Tian, S., Jin, H., Gao, S., Zhuang, Y., Zhang, Y., Wang, B. & Chen, J. (2015). Sources and distribution of particulate organic carbon in Great Wall Cove and Ardley Cove, King George Island, West Antarctica. Advances in Polymer Science, 26, 55-62. doi: 10.13679/j.advps.2015.1.00055
- Treguer, P., & Jacques, G. (1992). Dynamics of nutrients and phytoplankton, and fluxes of carbon, nitrogen, and silicon in the Antarctic Ocean. *Polar Biology, 12*(3), 149–162. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-642-77595-6_17</u>
- Turner, J.T. (2015). Zooplankton fecal pellets, marine snow, phytodetritus and the ocean's biological pump. *Progress in Oceanography*, *130*, 205-248. <u>https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.08.005</u>
- Turner, J., Lu, H., King, J., Marshall, G.J., Phillips, T., Bannister, D. & Colwell, S. (2021). Extreme temperatures in the Antarctic. *Journal of Climate*. <u>https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0538</u>
- Turner, J.T. & Ferrante, J.G. (1979). Zooplankton fecal pellets in aquatic ecosystems. BioScience, 29(11), 670-677.
- Valesini, F.J., Hourston, M., Wildsmith, M.D., Coen, N.J., & Potter, I.C. (2010). New quantitative approaches for classifying and predicting local-scale habitats in estuaries. Estuar. Coast. Shelf Sci. 86, 645–664. https://doi.org/10.1016/j. ecss.2009.11.032.
- Valesini, F.J., Hourston, M., Wildsmith, M.D., Coen, N.J. & Potter, I.C. (2010). New quantitative approaches for classifying and predicting local-scale habitats in estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 86, 645–664. <u>https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.11.032</u>
- van Haren, H., Hanz, U., de Stigter, H., Mienis, F. & Duineveld, G. (2017). Internal wave turbulence at a biologically rich Mid-Atlantic seamount. *PLoS One, 12*(12), e0189720.
- van Mooy, B.A.S., Keil, R.G. & Devol, A.H. (2002). Impact of suboxia on sinking particulate organic carbon:Enhanced carbon flux and preferential degradation of amino acids via denitrification. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 457–465.
- Venturini, N., Cerpa, L., Kandratavicius, N., Manta, G., Cóndor-Luján, B., Pereira, J., Figueira, R.C.L. & Muniz, P. (2023). Biogeochemical and oceanographic conditions provide insights about current status of an Antarctic fjord affected by relatively slow glacial retreat. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 95*, e20230451. <u>https://doi.org/10.1590/0001-3765202320230451</u>
- Venturini, N., Pita, A.L., Brugnoli, E., García-Rodríguez, F., Burone, L., Kandratavicius, N., Hutton, M. & Muniz, P. (2012). Benthic trophic status of the sediments in the Rio de la Plata estuary (SW Atlantic Ocean): Linkages with natural and human pressures. *Estuarine, Coastal and Shelf Science, 112*, 139-152. <u>https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.08.016</u>
- Venturini, N., Zhu, Z., Bessonart, M., García-Rodríguez, F., Bergamino, L., Brugnoli, E., Muniz, P. & Zhang, J. (2020). Between-summer comparison of particulate organic matter in surface waters of a coastal area influenced by

glacier meltwater runoff and retreat. *Polar Science, Volume* 26, 100588, ISSN 1873-9652. doi: 10.1016/j.polar.2020.100603

- Wakeham, S.G., Damste, J.S.S., Kohnen, M.E.L. & Deleeuw, J.W. (1995). Organic sulfur-compounds formed during early diagenesis in Black Sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 521–533.
- Weber, M.E., von Stackelberg, U., Marchig, V., Wiedicke, M. & Grupe, B. (2000). Variability of surface sediments in the Peru basin: dependence on water depth, productivity, bottom water flow, and seafloor topography. *Mar. Geol. 163*, 169–184.
- Welch, B.L. (1951). On the comparison of several mean values: an alternative approach. *Biometrika*, 38, 330-336. https://doi.org/10.2307/2332579.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. The journal of geology, 30(5), 377-392.
- White, M., Bashmachnikov, I., Arístegui, J., & Martins, A. (2007). Physical processes and seamount productivity. *Seamounts: Ecology, fisheries & conservation*, 62-84.
- Wickham, H. (2016). Data analysis. In ggplot2. Use R! Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-24277-4_9
- Wilson, C., Klinkhammer, G.P & Chin, C.S. (1999) Hydrography within the Central and East Basins of the Bransfield Strait, Antarctica. *Journal of Physical Oceanography* 29: 465–479.
- Wilson, S.E., Ruhl, H.A., Smith Jr., K.L., 2013. Zooplankton fecal pellet flux in the abyssal northeast Pacific: a 15 year time-series study. Limnology and Oceanography 58, 881–892.
- Winogradow, A., Mackiewicz, A. & Pempkowiak, J. (2019). Seasonal changes in particulate organic matter (POM) concentrations and properties measured from deep areas of the Baltic Sea. *Oceanologia* 61, 505–521. doi:
- Wynn-Edwards, C.A., Shadwick, E.H., Davies, D.M., Bray, S.G., Jansen, P., Trinh, R. & Trull, T.W. (2020). Particle Fluxes at the Australian Southern Ocean Time Series (SOTS) Achieve Organic Carbon Sequestration at Rates Close to the Global Median, Are Dominated by Biogenic Carbonates, and Show No Temporal Trends Over 20-Years. *Front. Earth Sci.* 8:329. doi: 10.3389/feart.2020.00329
- Yoon, H.I., Park, B.K., Domack, E.W. & Kim, Y. (1998). Distribution and dispersal pattern of suspended particulate matter in Maxwell bay and its tributary marian Cove in the south Shetland islands, west Antarctica. *Mar. Geol.* 152, 261–275.
- Young, J.N., Goldman, J.A.L., Kranz, S.A., Tortell, P.D. & Morel, F.M.M. (2015). Slow carboxylation of Rubisco constrains the rate of carbon fixation during Antarctic phytoplankton blooms. *New Phytol.* 205, 172–181. doi: 10. <u>1111/nph.13021</u>
- Zar, J.H. (2010). Biostatistical analysis (5th Edition). New Jersey, U.S.A.: Pearson Prentice Hall.
- Zhou, M., Niiler, P.P., Zhu, Y. & Dorland, R.D. (2006). The western boundary current in the Bransfield Strait, Antarctica. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 53(7), 1244-1252

9. ANEXO A - MATERIAL SUPLEMENTARIO

Tabla S1. Comparación estadística de las diferencias de las variables entre los fiordos estudiados: Valor estadístico (H para datos no paramétricos obtenidos por Kruskal Wallis; F para datos paramétricos obtenidos por la prueba ANOVA), grados de libertad (df), valor p y nivel de significancia para p < 0,05.

	Variables	Valor estadístico (H or F)	Grados de libertad (df)	Valor p	Significancia
	Columna de agua				
	Temperatura (T)	F = 151	df = 1; 12	p = 0,00003965	Altamente significativo
	Salinidad (S)	H = 7,13	df = 1	p = 0,007	Significativo
	Oxígeno disuelto (DO)	H = 3,18	df = 1	p = 0,07	No significativo
	Materia total suspendida (TSM)	F = 1,44	df = 1; 13	p = 0,25	No significativo
	Concentración de proteinas (PRT)	F = 0,67	df = 1; 22	p = 0,42	No significativo
	Concentración de carbohidratos (CHO)	H = 0,37	df = 1	p = 0,54	No significativo
	Concentración de lípidos (LIP)	F = 0,41	df = 1; 22	p = 0,53	No significativo
	Carbono biopolimérico (BPC)	F = 0,40	df = 1; 22	p = 0,53	No significativo
	Razón proteínas - carbohidratos (PRT/CHO)	F = 1,66	df = 1; 22	p = 0,21	No significativo
	Razón carbohidratos - lípidos (CHO/LIP)	F = 0,076	df = 1; 22	p = 0,78	No significativo
	Carbono orgánico particulado (POC)	F = 0,71	df = 1; 4	p = 0,45	No significativo
	Nitrógeno particulado (PN)	F = 0,09	df = 1; 3	p = 0,78	No significativo
	Razón carbono orgánico - nitrógeno (C/N)	F = 0,19	df = 1; 4	p = 0,68	No significativo
Robio Collina va	Firma isotópica de carbono (δ13C)	F= 6,46	df = 1; 4	p = 0,064	No significativo
Bahía Esperanza	Firma isotópica de nitrógeno (δ15N)	-	-	-	-
	Sedimentos				
	Grava	H = 0,44	df = 1	p = 0,51	No significativo
	Arena	H = 3,86	df = 1	p = 0,050	Significativo
	Limo y arcilla	H = 3,97	df = 1	p = 0,046	Significativo
	Concentración de proteinas (PRT)	H = 4,09	df = 1	p = 0,043	Significativo
	Concentración de carbohidratos (CHO)	F = 5,65	df = 1; 4	p = 0,077	No significativo
	Concentración de lípidos (LIP)	F = 138	df = 1; 4	p = 0,0003	Altamente significativo
	Carbono biopolimérico (BPC)	F = 149	df = 1; 4	p = 0,0003	Altamente significativo
	Razón proteínas - carbohidratos (PRT/CHO)	F = 0,71	df = 1; 4	p = 0,45	No significativo
	Razón carbohidratos - lípidos (CHO/LIP)	F = 0,64	df = 1; 4	p = 0,47	No significativo
	Carbono orgánico total (TOC)	F = 4,16	df = 1; 4	p = 0,11	No significativo
	Nitrógeno total (TN)	F = 69,1	df = 1; 4	p = 0,001	Significativo

	Razón carbono orgánico - nitrógeno (C/N)	F = 0,19	df = 1; 4	p = 0,68	No significativo				
	Firma isotópica de carbono (δ13C)	F = 22,0	df = 1; 4	p = 0,009	Significativo				
	Firma isotópica de nitrógeno (δ15N)	F = 0,027	df = 1; 4	p = 0,88	No significativo				
	Columna de agua								
	Temperatura (T)	F = 5,03	df = 1; 33	p = 0,03	Significativo				
	Salinidad (S)	H = 0,055	df = 1	p = 0,81	No significativo				
	Oxígeno disuelto (DO)	F = 2,49	df = 1; 18,3	p = 0,13	No significativo				
	Materia total suspendida (TSM)	H = 1,81	df = 1	p = 0,18	No significativo				
	Concentración de proteinas (PRT)	H = 0,52	df = 1	p = 0,47	No significativo				
	Concentración de carbohidratos (CHO)	H = 0,05	df = 1	p = 0,81	No significativo				
	Concentración de lípidos (LIP)	F = 5,56	df = 1	p = 0,018	Significativo				
	Carbono biopolimérico (BPC)	H = 0,71	df = 1	p = 0,13	No significativo				
	Razón proteínas - carbohidratos (PRT/CHO)	H = 0,65	df = 1	p = 0,42	No significativo				
	Razón carbohidratos - lípidos (CHO/LIP)	H = 3,95	df = 1	p = 0,047	Significativo				
	Carbono orgánico particulado (POC)	F = 2,47	df = 1	p = 0,17	No significativo				
	Nitrógeno particulado (PN)	F = 0,20	df = 1	p = 0,67	No significativo				
	Razón carbono orgánico - nitrógeno (C/N)	F = 2,47	df = 1	p = 0,17	No significativo				
Isla Decepción vs	Firma isotópica de carbono (δ13C)	F = 0,57	df = 1	p = 0,48	No significativo				
Little Point - The	Firma isotópica de nitrógeno (δ15N)	-	-	-	-				
Axe	Sedimentos								
	Grava	H = 7,0	df = 1	p = 0,88	No significativo				
	Arena	F = 0,005	df = 1; 6	p = 0,95	No significativo				
	Limo y arcilla	F = 0	df = 1; 6	p = 0,99	No significativo				
	Concentración de proteinas (PRT)	F = 1,76	df = 1; 6	p = 0,23	No significativo				
	Concentración de carbohidratos (CHO)	H = 5	df = 1	p = 0,025	Significativo				
	Concentración de lípidos (LIP)	F = 1,0	df = 1; 6	p = 0,35	No significativo				
	Carbono biopolimérico (BPC)	H = 2,70	df = 1	p = 0,10	No significativo				
	Razón proteínas - carbohidratos (PRT/CHO)	F = 7,42	df = 1; 6	p = 0,03	Significativo				
	Razón carbohidratos - lípidos (CHO/LIP)	F = 4,47	df = 1; 6	p = 0,08	No significativo				
	Carbono orgánico total (TOC)	H = 5,0	df = 1	p = 0,025	Significativo				
	Nitrógeno total (TN)	H = 1,8	df = 1	p = 0,18	No significativo				
	Razón carbono orgánico - nitrógeno (C/N)	F =1,26	df = 1; 6	p = 0,23	No significativo				
	Firma isotópica de carbono (δ13C)	F = 2,85	df = 1; 6	p = 0,14	No significativo				
	Firma isotópica de nitrógeno (δ15N)	F = 0,69	df = 1: 6	p = 0.44	No significativo				

10. ANEXO B - MATERIAL PUBLICADO

(A continuación)

ELSEVIER



Organic Geochemistry



journal homepage: www.elsevier.com/locate/orggeochem

Contrasting particulate organic carbon and sediment trophic status in two Antarctic fjords: Hope Bay and Collins Bay^{*}

Stefanie Martínez^{a,*}, Luis Cerpa^b, Pablo Muniz^a, Natalia Venturini^a

^a Sección Oceanografía y Ecología Marina (OEM), Instituto de Ecología y Ciencias Ambientales (IECA), Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Iguá 4225,

11400 Montevideo, Uruguay

^b Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Peru

ARTICLE INFO

Associate Editor — Nikolai Pedentchouk

Keywords: Particulate organic carbon Water column layers Surface sediments Biogeochemical markers Antarctica Fjords

ABSTRACT

Fjords of the Antarctic Peninsula are sensitive to climate change and important carbon sinks, due to their high sedimentation rates. We used several biogeochemical markers to establish sediment trophic status, origin, and sources of suspended and sedimentary organic carbon (OC) in two fjords, Hope Bay (HB) and Collins Bay (CB). Water samples at different depths and bottom sediments were collected in 2019/20 on board the R/V BAP Carrasco. Distinct glacier runoff settings between the two studied fjords were reflected in different physicochemical water column conditions. Based on its isotopic and biopolymeric composition suspended particulate organic carbon (POC) in both HB and CB, can be considered fresh with high nutritional and energetic quality. Also, POC is derived from recent phytoplankton production, subjected to little bacterial degradation and zooplankton grazing. The predominance of muddy sediments and high total proteins (PRT) concentrations $(2.88-3.04 \text{ mg g}^{-1})$ in CB, contrasting with sandy sediments and low PRT concentrations $(1.37-1.55 \text{ mg g}^{-1})$ in HB, were consistent with a higher sedimentation rate in CB than in HB. The predominance of PRT-rich and fresh marine sedimentary OC in bottom sediments of the two fiords denoted the occurrence of an important benthicpelagic coupling. Sedimentary C/N and δ^{13} C indicated a main autochthonous marine origin of OC in bottom sediments of the two fjords. Biopolymeric carbon (BPC) concentrations showed that HB sediments are mesotrophic, whereas CB sediments are eutrophic, with a high organic load. Our results show the relevance of getting an integrated vision of both the pelagic and the benthic systems, for a better understanding of OC pathways and fate in Antarctic fjords undergoing rapid environmental changes linked to climate change.

1. Introduction

The Antarctic Peninsula is undergoing unprecedented rapid and extreme regional warming with impacts on primary production, biogeochemical cycles and ecosystem functioning that are still uncertain (Schofield et al., 2010; Boyd et al., 2019; Turner et al., 2021). Antarctic fjords, influenced by meltwater drainage and tidal glaciers, are highly productive ecosystems particularly sensitive to climate change (Bianchi et al., 2020). Ice presence and its seasonal dynamic is a determinant factor in the regulation of primary production, and also, in the accumulation and distribution of organic carbon (OC) in the water column and sediments of Antarctic fjords (Meredith et al., 2018; Eidam et al., 2019). Terrestrial inputs through permafrost melting and glacier runoff, living and detrital ice algae, primary production by phytoplankton blooms, bacterial degradation and zooplankton grazing, has been recognized as main OC sources to Antarctic fjords during the austral summer (*e.g.*, Tian et al., 2015; Misic et al., 2017; Venturini et al., 2020; 2023; Cau et al., 2021).

Due to their relatively high sedimentation rates and OC fluxes, Antarctic fjords constitute important carbon sinks, as organic carbon accumulation rates (OCAR) of 73.4 ± 80.6 g C m⁻² yr⁻¹ have been reported to these regions (Bianchi et al., 2020). Phytoplankton blooms, the rapid sinking of particles from surface to deep waters, added to lowtemperature inhibition of microbial activity, promote the accumulation of OC in the seabed, giving rise to "a food bank" in bottom sediments, which persists longer time than in the water column (Mincks

Received 26 July 2024; Received in revised form 20 December 2024; Accepted 21 December 2024 Available online 22 December 2024

0146-6380/© 2024 Elsevier Ltd. All rights are reserved, including those for text and data mining, AI training, and similar technologies.

^{*} This article is part of a special issue entitled: 'Organic geochemistry and archaeology' published in Organic Geochemistry.

^{*} Corresponding author at: Oceanografía y Ecología Marina (OEM), Instituto de Ecología y Ciencias Ambientales (IECA), Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Iguá 4225, 11200 Montevideo, Uruguay.

E-mail address: smartinez@fcien.edu.uy (S. Martínez).

https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2024.104926

et al., 2005; Isla et al., 2006, Ingels et al., 2012). The trophic status of marine ecosystems, is generally assessed through chemical measurements of nutrient concentrations and algal biomass in the water column, but these indicators fail to detect the consequences of increased nutrient and organic load on bottom sediments because cannot provide any predictive information on the rate of OC inputs and accretion in the benthic system (Dell'Anno et al., 2002; Pusceddu et al., 2009; Pita et al., 2017). Proxies based on the quantity and biogeochemical composition of sedimentary organic matter, such as the biopolymeric carbon (BPC) seem to be more reliable to assess marine sediment trophic status in distinct geographic regions, particularly in sediments that reflect the amount of primary production in the water column and the subsequent deposition of this material on the seafloor (Grall & Chauvaud 2002; Pusceddu et al., 2009, Venturini et al., 2012; Bianchelli et al., 2016). Even more in Antarctica, where the strong benthic-pelagic coupling drives great exportation of OC from surface waters to bottom sediments (Ingels et al., 2012; Cau et al., 2021).

The behaviour of OC in the water column and marine sediments is a critical component of the global biogeochemical cycle that varies considerably according to the temporal and spatial scales of interest (LaRowe et al., 2020). The composition of particulate organic carbon (POC) suspended in the water column reflects the conditions at the time of sampling, which is subject to great variability due to quick changes in environmental forcing (freshwater runoff, tides, stratification of the water column, among others). In contrast, the composition of OC in marine sediments reflects prevailing local conditions at longer time scales (Valesini et al., 2010; Cardoso et al., 2016). Continuous degradation downwards in the water column and after deposition on the sediments, constitutes a critical mechanism of the biological carbon pump (De la Rocha 2006; Winogradow et al., 2019), but in general, both systems have been analysed independently. The relevance of a joined evaluation of organic particles distribution and behaviour, in the pelagic and benthic systems simultaneously, has been proposed recently, in order to contribute to the current understanding of pre- and postdepositional alterations of OC in different marine ecosystems (Cardoso et al., 2016).

Quantitative characteristics of OC have been extensively studied in different regions of Antarctica, while detailed information on its biogeochemical composition and lability is less abundant (Isla et al., 2009; Misic et al., 2017; Cau et al., 2021; Venturini et al., 2020; 2023). The simultaneous application of different biogeochemical markers, such as organic biopolymers and stable isotopes, is a useful tool to get information about OC composition, its origin, predominant sources, diagenetic alterations, and its fate in aquatic ecosystems (Bianchi & Canuel, 2011). POC is the main elemental component of particulate organic matter (POM) (Chester & Jickells, 2012), and the BPC, derived from total proteins, carbohydrates and lipids, is an estimate of the labile portion of the OC available to be consumed by marine heterotrophs (Fabiano and Danovaro, 1995; Danovaro, 2009). In addition, BPC threshold values have been established to classify the trophic status of marine sediments (Pusceddu et al., 2009; 2011). OC is composed of a heterogeneous mixture of organic compounds from various sources, for which its isotopic composition (δ^{13} C and δ^{15} N) is highly variable (Bianchi & Canuel 2011). The total OC to the total nitrogen weight ratio (C/N) is usually measured in combination with $\delta^{13}\mbox{C},$ and also helps in distinguishing OC sources (Lamb et al., 2006).

The aims of this study were: (i) to assess OC origin, its main sources and lability, concurrently in different layers of the water column and in bottom sediments of two Antarctic fjords, employing a combination of biogeochemical markers, in order to evaluate pre- and post-depositional features and alterations; (ii) to establish the sediment trophic status based on the biopolymeric fraction of OC, as baseline information for the monitoring of Antarctic fjords undergoing rapid environmental changes linked to climate change.

2. Material and methods

2.1. Studied areas

Collins Bay (CB) (62°12'S, 58°51'W) is a fjord located to the N of Maxwell Bay, King George Island, South Shetland Islands (Fig. 1a). It is a relatively wide fjord (~3 km wide at its mouth) and its longitudinal axis runs along a line of \sim 3 km in the N-S direction. It has a sub-polar to temperate maritime climate, with mean temperatures of $-1.8~^\circ\text{C}$ and an average annual rainfall of 524 mm (Yoon et al., 1998; Llanillo et al., 2019). CB is influenced by the Collins Glacier, also called Bellingshausen Dome with an area of 15 km², a highest altitude of 270 m and a basal thermal regime (Simões et al., 2015). The Artigas Antarctic Scientific Station (BCAA), the Uruguayan permanent research station, is located close to Collins Glacier's terrestrial front, in an area free of permanent ice at the Fildes Peninsula (Llanillo et al., 2019). Due to the direct influence of Collins Glacier, the adjacent coastal area presents low salinity and high turbidity as a result of the increased input of freshwater and terrestrial material during the austral summer melt peak (Yoon et al., 1998, Venturini et al., 2020). Marine sediments of Collins Bay can be considered unpolluted with inexistent levels of anthropic influence, and the predominance of fresh marine protein-rich sedimentary POM denotes high quality food resource for marine benthic heterotrophic organisms (Venturini et al., 2023). A sedimentation rate of 5.5 mm year $^{-1}$ has been reported for CB (Boldt et al., 2013). Seabed is a large flat platform with depths of up to 280 m (Munoz & Wellner, 2018).

Hope Bay (HB) (63°23′ S, 56°59′ W) is a fjord located in the NE part of the continental tip of the Antarctic Peninsula (Fig. 1b), known as Trinity Peninsula that drains into the "Antarctic" Strait, and through which, cold water enters from the Weddell Sea shelf and then heads towards the Bransfield Strait (Sangrà et al., 2011). It has a length of 6 km, a maximum width of 800 m and an area of 11.5 km². Depth varies between 50 and 320 m. It has a cold, dry and semi-polar climate, with mean temperatures of -5.1 °C and annual precipitations of 250 mm on average (Pereira et al., 2013). The Ruperto Elichiribehety Antarctic Scientific Station (ECARE) of Uruguay and the Argentine Esperanza Base are located on its coastal portion (Munoz & Wellner, 2018; García et al., 2019). It is influenced by several glaciers, of which Depot and Arena Glaciers are the largest ones (Munoz & Wellner, 2018). The sedimentation rate reported by Boldt et al., (2013) is 3.0 mm year⁻¹. Seabed in the inner bay is characterised by several transversal ridges, while the outer bay is characterised by a large and deep basin (Munoz & Wellner, 2018).

2.2. Sampling and sample processing

The samples were obtained on board the R/V "BAP Carrasco" (BOP 171) of the Peruvian Navy, during the ORCA III Cruise and the ANTAR XXVII expedition that was carried out in the Summer Antarctic Survey (2019/20). Water samples and bottom sediments were collected at 6 stations, 3 in Collins Bay and 3 in Hope Bay (Fig. 1). Temperature, salinity and oxygen were measured at each geo-referenced sampling station with sensors coupled to a CTD SBE 19 PLUS. Water samples were obtained with Niskin bottles attached to an oceanographic rosette at 4 depths (surface, thermocline, intermediate depth below the thermocline and bottom), filtered through GF/F filters (Whatman® 47 mm, 0.7 µm pore size) previously combusted following standard protocols (4 h; 450 °C) for suspended POC retention, and stored at -20 °C until further analysis. Total suspended matter (TSM) was obtained gravimetrically, weighting before and after drying using an analytical balance. Sediment samples were collected with a van Veen grab (0.1 m²). Surface sediments were stored in aluminium trays, previously combusted at 450 $^\circ C$ for 2 h and kept at -20 °C until further analysis. Sediments were subjected to the standard sieve method for granulometric analysis (Suguio, 1973). Sediment samples (40 g) were dried, disaggregated with 30% H₂O₂ and 10% HCl, and sieved using Wentworth's grain size scale (Wentworth,



Fig. 1. Geographic location of the two studied fjords in the Antarctic Peninsula. Sampling stations in Hope Bay (a) and in Collins Bay (b).

1922). The GRADISTAT package (Blott & Pye, 2001) was used to calculate grain size percentages, statistics, and Folk & Ward descriptive terms (Folk & Ward, 1957).

2.3. Analysis of proteins, lipids, and carbohydrates

Organic biopolymers as total proteins (PRT), lipids (LIP) and carbohydrates (CHO) both in suspended matter and in sediment samples were analysed spectrophotometrically according to protocols described in Danovaro (2009). PRT analysis was conducted following extraction with NaOH (0.5 M, 4 h) and determined according to Hartree (1972) modified by Rice (1982) to compensate for phenol interference. CHO analysis was carried out according to Gerchacov and Hatcher (1972). LIP were extracted from 1 g of freeze-dried homogenised sediment by ultrasonication (20 min) in 10 ml chloroform:methanol (2:1 v/v) and analysed following the protocol described in Marsh & Weinstein (1966). PRT, LIP and CHO concentrations were expressed as bovine serum albumin, tripalmitin and glucose equivalents, respectively. All standards were from Sigma-Aldrich. For each of these methods, a fraction of the sediment was incinerated in a muffle (500 $^{\circ}$ C, 4 h) and used as blank. Blanks were treated and analysed in the same way as samples. PRT, CHO, and LIP were converted to carbon equivalents using 0.49; 0.40 and 0.75 conversion factors, respectively, after that, they were sum to calculate the biopolymeric organic carbon (BPC) (Pusceddu et al., 2009; Isla et al., 2006). The food material (FM) was calculated by summing total lipids, proteins and carbohydrates concentrations as defined by Navarro and Thompson (1995). FM was expressed as absolute values in $\mu g L^{-1}$ and in mg g⁻¹ for the water column and sediments, respectively. In addition, the percentage of each biopolymer relative to total FM was calculated for both the pelagic and the benthic systems.

2.4. Bulk POM elemental and stable isotopes analyses

The GF/F filters and sediments were decarbonated with HCl 1 N by fumigation overnight and direct addition, respectively prior to their elemental and isotopic analysis (Levin & Currin, 2012). Aliquots of sediments and filters were transferred to tin capsules (~ 1 to 2 mg) and samples processed on a Thermo Flash HT Plus or Costech 4010 elemental analyser, interfaced with a Thermo Delta V Plus stable isotope mass spectrometer (IRMS) at the Center for Stable Isotopes of the University of New Mexico (CSI-UNM, USA). The isotopic signatures of carbon and nitrogen ($\delta^{13} C$ and $\delta^{15} N$) of bulk POM in the samples were expressed in the delta unit (δ) according to the standard nomenclature: δ^{13} C and δ^{15} N (‰) = [(R sample / R standard) - 1)] × 1000, where R is $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ or $^{15}\text{N}/^{14}\text{N},$ respectively (Fry, 2006). Nitrogen and carbon isotope ratios were stated relative to V-AIR and to Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB), respectively. Three internal, laboratory standards were run at the beginning, at intervals between samples, and at the end of analytical sessions. Analytical precision calculated from the standards is $\pm 0.1\%$ for both $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N.$ Analyses were normalised to the laboratory standards which were calibrated against IAEA N1, IAEA N2 and USGS 43 for δ^{15} N and NBS 21, NBS 22 and USGS 24 for δ^{13} C. It is relevant to mention that GF/F filters for elemental and stable isotopes analyses are only available for the thermocline depth. Due to restrictions in funding the number of samples had to be reduced, so, we decided to give priority to these informative samples.

2.5. Statistical analyses

In order to test for differences in water column, suspended POM and sediments biochemical composition between the two fjords a one-way ANOVA was employed. Previously, normality and homogeneity of variances were tested by Shapiro-Wilk and Levene's tests, respectively. Table 1

4

Geographic coordinates, water depth, seawater physico-chemical variables (temperature, salinity and oxygen), total suspended matter (TSM), and water column organic biopolymeric parameters: biopolymeric carbon (BPC), protein/carbohydrate (PRT/CHO), carbohydrate/lipid (CHO/LIP), food material (FM) and percentages of proteins (% PRT), carbohydrates (% CHO) and lipids (% LIP) in the sampling stations of Hope Bay and Collins Bay fjords.

Fjord	Latitude (S)	Longitude (W)	Water depth (m)	T (°C)	Salinity	Oxygen (mL L^{-1})	TSM (mg L^{-1})	BPC ($\mu g \ C \ L^{-1}$)	PRT/CHO	CHO/LIP	FM (μ g L ⁻¹)	% PRT	% CHO	% LIP
Hope Bay	M-02													
1 2	63°22.35'	57°00.04'	10	-0.9	34.3	7.3	73.0	73.2	0.80	1.33	137.9	31.4	39.2	29.4
			15	-1.0	34.3	7.2	72.0	53.6	1.92	0.60	94.9	41.8	21.8	36.4
			100	-1.0	34.4	7.1	69.7	53.5	3.59	0.28	90.2	43.8	12.2	44.0
			300	-1.1	34.4	6.8	72.1	45.1	2.27	0.59	80.4	45.6	20.1	34.2
	M-03													
	63°23.05'	57°00.30'	10	-0.9	34.2	7.3	72.4	50.7	1.45	0.68	89.7	36.9	25.5	37.6
			15	-1.0	34.3	7.3	72.7	46.1	2.79	0.55	82.5	49.7	17.8	32.5
			100	-1.0	34.4	7.1	72.6	32.2	4.05	0.44	57.7	55.5	13.7	30.8
			310	-1.1	34.4	6.8	71.7	40.6	2.08	0.74	74.0	46.9	22.6	30.5
	M-04													
	63°22.88'	56°58.77'	10	-0.7	34.2	7.3	72.1	63.7	1.49	0.41	106.1	30.2	20.3	49.6
			15	-0.8	34.2	7.3	65.7	48.1	2.15	0.53	84.4	42.5	19.8	37.7
			100	$^{-1.0}$	34.4	7.0	68.7	28.0	3.72	0.81	53.0	62.5	16.8	20.8
			230	-1.1	34.4	6.9	71.4	40.7	1.87	0.82	74.5	45.6	24.4	29.9
	M-08													
Collins Bay	62°14.01'	58°50.05'	10	1.7	34.1	7.2	74.3	62.4	2.67	0.43	108.2	44.4	16.6	39.0
			50	1.6	34.1	7.1	62.3	59.9	2.64	0.55	107.0	48.4	18.3	33.3
			100	0.9	34.2	6.8	75.8	27.6	3.59	0.56	50.3	56.5	15.7	27.8
			400	0.0	34.5	5.6	77.0	40.0	2.21	0.73	72.9	48.1	21.8	30.0
	M-09													
	62°12.60'	58°50.30'	10	1.8	34.0	7.2	72.7	48.5	3.10	0.53	87.2	51.8	16.7	31.4
			15	1.7	34.0	7.2	75.3	50.9	1.99	0.64	90.9	43.7	22.0	34.3
			100	1.1	34.2	6.9	63.6	28.0	3.10	0.80	52.4	58.0	18.7	23.3
			240	0.2	34.4	6.0	74.4	39.5	2.53	0.60	71.1	48.8	19.3	31.9
	M-10													
	62°11.38'	58°49.69'	10	1.7	34.0	7.2	62.0	44.8	2.03	1.08	84.7	51.2	25.3	23.5
			40	1.5	34.1	7.0	62.9	69.4	2.42	0.22	110.5	30.2	12.5	57.3
			80	1.2	34.2	6.9	61.7	27.8	5.78	0.51	51.6	66.1	11.4	22.5
			130	1.0	34.2	6.8	63.8	35.2	2.51	0.80	65.2	52.8	21.0	26.2



Fig. 2. Concentration of organic biopolymers in both the pelagic and benthic systems of the two studied fjords. Suspended matter biochemical composition at different depths in the water column of Hope Bay stations: M-02, M-03, M-04 (Panel A) and Collins Bay stations: M-08, M-09, M-10 (Panel B). Biochemical composition of organic matter in sediments of Hope Bay (Panel C) and Collins Bay (Panel D). (Proteins = PRT, carbohydrates = CHO and lipids = LIP).

When the homogeneity of variances was not accomplished, a one-way ANOVA with the Welch's correction was used (Welch, 1951). The non-parametric Kruskal-Wallis' test was employed in the absence of normality. Significant level was specified at p < 0.05 for all statistical analysis (Zar, 2010). Box plots were employed as they provide a lot of statistical information, including medians, ranges, and outliers, and also as a useful way to visualise differences between the two fjords. Statistical analyses were performed in R version 3.6.3 (R Core Team, 2020) and the ggplot2 version 3.3.2 package (Wickham, 2016) was used to create figures.

3. Results

3.1. Oceanographic physico-chemical variables

Water column temperature in Hope Bay (HB) varied between

-0.7 °C at the surface and -1.1 °C in bottom waters, while in Collins Bay (CB) it ranged from 1.8 °C to 0 °C (Table 1). Significant lower temperatures were recorded in HB than in CB (see statistical results in Table S1 of supplementary material). The thermocline was located at 15 m depth in all HB stations. Conversely, in CB it was located at 15 m depth only in station M-09, while in the others it was located deeper at 40 m depth (station M-10) and 50 m depth (station M-08; Table 1). Salinity showed significant differences between the two fjords, with higher values in HB than in CB. Salinity ranged between 34.2 and 34.4 in HB and between 34.0 and 34.5 in CB (Table 1). Dissolved oxygen concentrations did not show significant differences between the two fjords, varying from 7.3 mL L⁻¹ to 6.9 mL L⁻¹ in HB, and from 7.2 mL L⁻¹ to 5.6 mL L⁻¹ in CB (Table 1). Dissolved oxygen showed a progressive decrease with depth in the two fjords, excepting at the deepest station of CB (M-08).

Table 2

Water depth, percentages of grain-size fractions, sorting scale by Folk and Ward and organic biopolymeric parameters: biopolymeric carbon (BPC), protein/carbohydrate (PRT/CHO), carbohydrate/lipid (CHO/LIP), food material (FM) and percentages of proteins (% PRT), carbohydrates (% CHO) and lipids (% LIP) for the sediments in the sampling stations of Hope Bay and Collins Bay.

	Station	Water depth (m)	Gravel (%)	Sand (%)	Mud (%)	Folk and Ward definition	Sorting	BPC (mg C g^{-1})	PRT/ CHO	CHO/ LIP	FM (mg g ⁻¹)	% PRT	% CHO	% LIP
	M-02	311	0	73	27	Very Fine Sand	Poorly Sorted	1.3	3.0	0.9	2.40	58.6	19.6	21.8
Норе Вау	M-03	332	0	72	28	Very Fine Sand	Poorly Sorted	1.5	2.2	1.1	2.85	54.2	24.2	21.6
2	M-04	257	10	70	20	Fine Sand	Very Poorly Sorted	1.1	2.6	1.1	2.38	57.6	22.4	20.0
	M-08	435	0.28	6.1	94	Coarse Silt	Poorly Sorted	3.4	3.8	0.7	4.97	59.8	15.9	24.4
Collins Bay	M-09	266	0.43	5.1	94	Coarse Silt	Poorly Sorted	3.1	2.1	1.2	5.39	53.5	25.7	20.8
	M-10	152	0.57	3.6	96	Coarse Silt	Poorly Sorted	3.5	3.3	0.8	5.12	59.4	17.8	22.9



Fig. 3. Boxplots of a subset of measured sedimentary parameters in the studied fjords (HB = Hope Bay; CB = Collins Bay). Panel A refers to the percentage of granulometric fractions (gravel, sand and mud), panel B refers to the concentrations (mg/g) of organic biopolymers (proteins, carbohydrates and lipids) and panel C refers to biopolymeric carbon concentration (BPC, mg C/g) and the protein/carbohydrate (PRT/CHO) and carbohydrate/lipid (CHO/LIP) ratios.

3.2. Biochemical composition of suspended POM in the water column layers

The amount of total suspended matter (TSM) in HB ranged between 65.7 and 73.0 mg L^{-1} , while in CB TSM ranged from 61.7 to 77.0 mg L^{-1} (Table 1), showing non-significant differences between the fjords.

PRT concentrations in suspended matter from HB varied between 32.0 and 43.4 μ g L⁻¹, with higher values at the thermocline depth in stations M-03 and M-04 (Fig. 2, panel A). Little variation in PRT concentrations with depth was observed in station M-02. In addition, PRT concentrations in suspended matter from CB ranged between 30.4 and 51.8 μ g L⁻¹, with higher values at the thermocline depth of station M-08 and in surface waters of stations M-09 and M-10 (Fig. 2, panel B). Non-significant differences in PRT concentrations of suspended matter were obtained between the two fjords.

CHO concentrations in suspended matter from HB varied between 7.9 and 22.9 μ g L⁻¹, with a maximum value at the surface of the nearshore sampling station M-02 (Fig. 2, panel A). CHO concentrations in suspended matter ranged between 5.9 and 21.04 μ g L⁻¹ in CB, in which higher values were recorded in surface waters of station M-10 and at the thermocline depth of stations M-08 and M-09 (Fig. 2, panel B). CHO concentrations in suspended matter did not show significant differences between the fjords.

LIP concentrations in suspended matter from HB varied from 11.0 to 52.6 μ g L⁻¹, with higher values recorded in surface waters of stations M-03 and M-04, and also, at the intermediate depth in station M-02 (Fig. 2, panel A). In addition, LIP concentrations in suspended matter ranged between 11.6 and 63.3 μ g L⁻¹ in CB, with higher values at the thermocline depth in stations M-09 and M-10, and also, in surface waters of station M-08 (Fig. 2, panel B). Non-significant differences in LIP concentrations were found between the two fjords.

Suspended FM were similar in the two fjords as it ranged from 53.0 to 137.9 μ g L⁻¹, and from 50.3 to 110.5 μ g L⁻¹ in HB and CB, respectively (Table 1). In general, Proteins dominated FM biochemical composition in the two fjords. In HB, proteins ranged from 30.2% to 62.5%, and in CB they ranged from 43.7% to 66.1% (Table 1). In HB, carbohydrates ranged from 12.2% to 39.2% and lipids from 20.8% to 49.6%. In CB, carbohydrates ranged from 11.4% to 25.3%, while lipids varied between 22.5% and 57.3% (Table 1).

BPC in suspended matter ranged between 28.0 and 73.2 μ g C L⁻¹ in HB and between 27.6 and 69.4 μ g C L⁻¹ in CB (Table 1) with nonsignificant differences concerning the two fjords BPC concentrations showed a decrease with depth in most of the stations of both fjords, with a slight increase when reaching the bottom layer (Table 1).

PRT/CHO ratios > 1 were obtained for suspended matter in the water column layers of all stations in both fjords, excepting in surface waters of station M-02 located in HB (Table 1). Non-significant differences were found between HB and CB for PRT/CHO ratios. In addition, suspended matter in the water column layers of all stations presented CHO/LIP ratios < 1, with the exception of surface waters of stations M-02 and M-10 located in HB and CB, respectively (Table 1). The CHO/LIP ratio for suspended matter in the water column did not show significant differences between the fjords.

3.3. Depth, granulometry and sediment biochemical characteristics

Depth of the sampling stations ranged between 257 and 332 m in HB and between 152 and 435 m in CB (Table 2). Gravel was found only at one station in HB with a contribution of 10%, while in CB gravel contribution to sediments was very low, ranging from 0.28 to 0.57% (Table 2). Non-significant differences in gravel contribution to the sediments were obtained between the two fjords (Fig. 3, panel A). Sand was the predominant sediment fraction in HB with contributions > 70% (Table 2). In contrast, sand ranged from 3.6 to 6.1% in CB, showing significantly lower values than in HB (Fig. 3, panel A). Muddy sediments predominated in CB with contributions > 90 % in all stations (Table 2).

Table 3

Elemental and isotopic parameters: particulate organic carbon (POC), particulate nitrogen (PN), total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), carbon/nitrogen ratio (C/N), and carbon and nitrogen signatures (δ^{13} C, δ^{15} N), at the thermocline depth (a) and in surface sediments (b) of sampling stations in Hope Bay and Collins Bay.

a.							
	Thermoc	line					
	Station	POC (µg	PN (µg	C/	δ13C	δ15N	
		L^{-1})	L^{-1})	Ν	(‰)	(‰)	
	M-02	5.6	1.2	4.7	-25.7	n/a	
Hope Bay	M-03	1.9	n/a	-	-26.0	n/a	
	M-04	4.3	1.9	2.3	-26.7	n/a	
	M-08	5.9	1.1	5.4	-27.6	n/a	
Collins	M-09	5.6	1.8	3.1	-26.6	n/a	
Bay							
	M-10	3.6	2.2	1.6	-27.6	n/a	
L.							
D.	Caliman						
	Seamen	TOC (%)	TTN (0/)	01	\$100	81 FN	
	Station	100 (%)	IN (%)	C/	0130	015N	
				N	(‰)	(‰)	
	M-02	0.27	0.05	5.4	-24.4	5.2	
Hope Bay	M-02 M-03	0.27 0.23	0.05 0.07	5.4 3.3	$-24.4 \\ -24.3$	5.2 5.1	
Hope Bay	M-02 M-03 M-04	0.27 0.23 0.30	0.05 0.07 0.06	5.4 3.3 5.0	-24.4 -24.3 -24.6	5.2 5.1 5.2	
Hope Bay	M-02 M-03 M-04 M-08	0.27 0.23 0.30 0.64	0.05 0.07 0.06 0.12	5.4 3.3 5.0 5.3	-24.4 -24.3 -24.6 -26.4	5.2 5.1 5.2 5.1	
Hope Bay Collins	M-02 M-03 M-04 M-08 M-09	0.27 0.23 0.30 0.64 0.37	0.05 0.07 0.06 0.12 0.14	5.4 3.3 5.0 5.3 2.6	-24.4 -24.3 -24.6 -26.4 -25.5	5.2 5.1 5.2 5.1 6.1	
Hope Bay Collins Bay	M-02 M-03 M-04 M-08 M-09	0.27 0.23 0.30 0.64 0.37	0.05 0.07 0.06 0.12 0.14	5.4 3.3 5.0 5.3 2.6	-24.4 -24.3 -24.6 -26.4 -25.5	5.2 5.1 5.2 5.1 6.1	

CB presented significantly higher mud contribution to sediments than HB (Fig. 3, panel A), as in the latter, mud represented only between 20 and 28% (Table 2). Based on Folk and Ward (1957) descriptive terms, sediments in HB ranged from poorly sorted very fine sand to very poorly sorted fine sand, but in CB, sediments were classified as poorly sorted coarse silt (Table 2).

PRT concentrations in sediments from HB varied from 1.37 to 1.55 mg g^{-1} (Fig. 2, panel C) showing significant lower values in HB than in CB (Fig. 3, panel B; see statistical results in Table S1 of supplementary material). In CB, PRT concentrations ranged between 2.88 and 3.04 mg g^{-1} (Fig. 2, panel D). In addition, CHO concentrations in sediments from HB ranged between 0.47 and 0.69 mg g⁻¹ (Fig. 2, panel C), while in CB they varied from 0.79 to 1.38 mg g⁻¹ (Fig. 2, panel D). Non-significant differences were found in CHO concentrations between the two fjords (Fig. 3, panel B). LIP concentrations in sediments from HB varied from 0.48 to 0.62 mg g^{-1} (Fig. 2, panel C). In contrast, LIP concentrations in sediments from CB ranged between 1.12 and 1.21 mg g^{-1} (Fig. 2, panel D). LIP concentrations were significantly higher in sediments from CB than in sediments from HB (Fig. 3, panel B). FM concentrations in sediments of HB varied between 2.38 and 2.85 mg g⁻¹, while in CB they ranged from 4.97 to 5.39 mg g^{-1} (Table 2). In HB, proteins dominated FM biochemical composition comprising between 54.2% and 57.6% of it. Carbohydrates ranged from 19.6% to 24.2%, and lipids from 20.0% to 21.8%. In contrast, similar percentages of the three biopolymers were obtained for the FM in sediments of CB, where proteins made up 53.5% to 59.8%, carbohydrates 15.9% to 25.7%, and lipids 20.8% to 24.4% (Table 2).

BPC concentrations > 1 mg C g⁻¹ were recorded in all stations of HB. In contrast, BPC concentrations > 3 mg C g⁻¹ were recorded in all stations of CB (Table 2). Significant differences in BPC concentrations were obtained between the two fjords, with higher values in CB than in HB (Fig. 3, panel C; see statistical results in Table S1 of supplementary material). PRT/CHO ratios > 1 were obtained in all stations of the two fjords (Table 2), without significant differences between them (Fig. 3, panel B). CHO/LIP ratios > 1 were obtained in stations M-03 and M-04 of HB, and in station M-09 of CB, while CHO/LIP ratios < 1 were obtained in station M-02 of HB, and also, in stations M-08 and M-10 of CB (Table 2). Nevertheless, CHO/LIP ratios were around 1 in all stations of the two fjords and non-significant differences were found between them



Fig. 4. Boxplots of the elemental and isotopic data in sediments of the two studied fjords (HB = Hope Bay; CB = Collins Bay). Total nitrogen: TN (%); Total organic carbon: TOC (%); Carbon/nitrogen ratio (C/N); Carbon and nitrogen isotopic signatures: δ¹³ C, δ¹⁵ N (‰).



Fig. 5. Joint analysis of δ^{13} C versus C/N ratio in benthic sediment samples (orange triangles) and pelagic suspended matter from the thermocline depth in the water column (blue circles) at stations from the two studied fjords. Hope Bay stations: M-02, M-03, M-04; Collins Bay stations: M-08, M-09, M-10. δ^{13} C values and C/N ratios for various organic matter sources were included based on literature. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(Fig. 3, panel B).

3.4. Elemental and stable bulk isotopic composition of suspended POC at the thermocline depth and sedimentary OC

Suspended POC concentrations at the thermocline depth in HB ranged from 1.9 to 5.6 $\mu g \; L^{-1},$ while in CB suspended POC concentrations ranged from 3.6 to 5.9 μ g L⁻¹ (Table 3a). Non-significant differences in suspended POC concentrations at the thermocline depth were found between the two fjords. Suspended particulate nitrogen (PN) at the thermocline depth varied between 1.2 and 1.9 μ g L⁻¹ in HB and between 1.1 and 2.2 μ g L⁻¹ in CB (Table 3a), without significant differences between the two fjords C/N ratios of suspended matter at the thermocline depth in HB varied from 2.3 to 4.7, while in CB they ranged from 1.6 to 5.4 (Table 3a). Non-significant differences were found in C/ N ratios of suspended matter at the thermocline depth between the fjords. Stable carbon isotopic signatures (δ^{13} C) showed values between -25.7 and -26.7‰ in HB, while in CB, δ^{13} C values ranged from -26.6 to -27.6% (Table 3a). Also, non-significant differences were found in δ^{13} C values of suspended matter at the thermocline depth between the two fjords. Unfortunately, nitrogen isotopic signatures ($\delta^{15}N$) are not available for GF/F filters due to small sample amounts.

Total organic carbon (TOC) in sediments from HB ranged between 0.23 and 0.30%, while in CB TOC ranged from 0.37 to 1.1% (Table 3b), showing non-significant differences between the two fjords (Fig. 4, panel A). Total nitrogen (TN) ranged from 0.05 to 0.07% in sediments from HB and were significantly lower (Fig. 4, panel A) than TN in sediments from CB, where TN ranged between 0.12 and 0.14% (Table 3b). Sedimentary C/N ratios in HB varied between 3.3 and 5.4, while in CB they ranged from 2.6 to 7.9. The highest C/N ratio was shown in station

M-10 of CB (Table 3b). Nevertheless, non-significant differences were found in C/N ratios between the two fjords (Fig. 4, panel A). δ^{13} C showed values from -24.3 to -24.6‰ in sediments from HB. In contrast, in sediments from CB, δ^{13} C values were significantly lower than in HB (Fig. 4, panel B), ranging from -25.5 to -26.4‰ (Table 3b). δ^{15} N values did not show significant differences between HB and CB (Fig. 4, panel B). In sediments from HB δ^{15} N ranged from 5.13 to 5.23‰, while in sediments form CB δ^{15} N ranged from 4.04 to 6.15‰ (Table 3b).

The comparison between suspended and sedimentary POC δ^{13} C *versus* C/N ratios in the two fjords jointly, showed that values of δ^{13} C varied between -27.6 and -24.3‰, while the C/N ratios ranged from 1.6 to 7.9. This joint comparison showed distinct composition in the pelagic and benthic systems with lower δ^{13} C in the former and higher δ^{13} C in the latter (Fig. 5).

4. Discussion

4.1. Water column physico-chemical differences between Collins Bay and Hope Bay

Water column temperature, salinity, and dissolved oxygen in CB were consistent with previous reports (Venturini et al., 2020; 2023) and in HB temperature and salinity were within the range reported by García et al. (2019). However, no previous dissolved oxygen data for HB are available for comparison. Lower temperatures in HB could be due to cold water intrusion from the Weddell Sea shelf (Sangrà et al., 2011; García et al., 2019), while higher surface temperatures in CB may be linked to warm meltwater accumulation (Llanillo et al., 2019) and the influence of solar heating in shallow meltwater proglacial systems during the austral summer (Tian et al., 2015). The lower salinity in CB, compared to HB, might result from direct glacier runoff via meltwater channels (Munoz & Wellner, 2018; Petsch et al., 2020), while in HB meltwater accumulates in lakes (Izaguirre et al., 1998; García et al., 2019). Dissolved oxygen levels decreased with depth in both fjords. In CB, this could be linked to modified Upper Circumpolar Deep Water (m-UCDW) entering via the much colder Bransfield Strait Waters (BSW) (Llanillo et al., 2019), while in HB, it might result from the mixing of Bellingshausen Transitional Water (BTW) at the surface and Weddell Transitional Water (WTW) below 75 m depth (Gonçalves-Araujo et al., 2015; Cerpa et al., 2022).

4.2. Sources and quality of suspended POC in the water column layers

TSM values in HB and CB were much higher than those reported in previous studies for the same areas (García et al., 2019; Venturini et al., 2020, respectively). Elevated levels of suspended particles typically result from either the input of terrigenous material by glacier meltwater runoff or the occurrence of resuspension events (Fuentes et al., 2016). Coastal fjords naturally have high sedimentation rates, as well as, the contribution of meltwater from glaciers highly loaded with terrigenous material (Thrush et al., 2004), which can change depending on prevailing climate conditions (Venturini et al., 2020). Based on 'State of the Climate in 2018' report (Blunden et al., 2019) the South Pole recorded its warmest year in 2018, with temperatures being + 2.4 °C above previous averages. Therefore, high glacier melting and runoff may be responsible for higher amounts of TSM detected in this research compared to previous studies in the same two fjords.

PRT concentrations in HB and CB were slightly higher than those reported at similar depths in the Ross Sea (Jo et al., 2021). Variability in POC composition relates to phytoplankton taxonomic changes and growth phases, with higher PRT levels linked to early-stage micro-sized Antarctic diatoms (Young et al., 2015; Jo et al., 2021) and rising during exponential growth (Berdalet et al., 1994; Lamb et al., 2006; Jo et al., 2021). High PRT levels at the thermocline depth and minimal variation with depth suggest an abundance of fresh POC from blooms. Lower CHO and LIP concentrations in both fjords, compared to Jo et al. (2021), were

tied to the stationary phase of phytoplankton. Elevated PRT/CHO ratios (>1), typical of productive regions like the Southern Ocean (Fabiano & Pusceddu, 1998; Guglielmo et al., 2000), combined with CHO/LIP ratios < 1, suggest that the organic matter is fresh, labile, and of high nutritional value (Danovaro et al., 1993; 1999; Baldi et al., 2010). This supports the interpretation of high nutritional quality of suspended POC for heterotrophic organisms in both fjords. The decline in BPC with depth, followed by a slight increase near the bottom, points to degradation during sinking, consistent with biological pump processes seen in other Antarctic regions (Cau et al., 2021; Danovaro, 2009; Fabiano and Pusceddu, 1998).

4.3. Biogeochemical settings and trophic status of sediments in Collins Bay and Hope Bay

The predominance of sandy sediments in HB, instead of muddy sediments as predominated in CB, may be related to energy differences between the two environments and, therefore, different accumulation rates of glaciomarine sediments, linked to different climatic and soil dynamics erosion (Boldt et al., 2013). The prevalence of grain size in each fjord is consistent with the higher sedimentation rate reported for CB than for HB (Boldt et al., 2013). Furthermore, the different glacial runoff systems between CB and HB, where meltwater in HB accumulates mainly in lakes (Izaguirre et al., 1998; García et al., 2019), can also explain the prevalence of sandy sediments in HB. Lakes can significantly enhance sedimentation by acting as sediment traps, allowing fine particles suspended in meltwater to settle out of the water column, while coarse particles are transported to the marine environment (Schmutz and Sendzimir, 2018). Also, the occurrence of poorly sorted sediments in the two fjords is indicating a variability in hydrodynamic energy and sediment accumulation rates with time, which has been reported to other Antarctic fjords fed by tidewater glaciers (Eidam et al., 2019).

Although, there are no previous records about biochemical composition of sediments in HB, we found that PRT concentrations were equivalent to those previously reported in Potter Cove, other tributary embayment of Maxwell Bay exposed to rapid glacier retreat (Pasotti et al., 2014), and also in CB (Venturini et al., 2023). Nevertheless, PRT concentrations recorded in this study in sediments from CB, were significantly higher than in sediments from HB, and also, higher than those formerly reported in CB by Venturini et al. (2023). The prevalence of PRT in both nearshore and deep-sea Antarctic sediments, compared to the other biopolymers, have been attributed to the input of fresh and highly nutritive organic matter produced by phytoplankton, which is subsequently exported to the seafloor (Isla et al., 2006; Lee et al., 2008; Pasotti et al., 2014). The accumulation of PRT in surface sediments can be linked to anaerobic microbial processes that break down sugars faster than amino acids and to PRT forming associations with refractory compounds during degradation, especially in high organic load areas (Baldi et al., 2010; Misic et al., 2017). Therefore, the significantly higher PRT concentrations in CB compared to HB may result from CB's higher sedimentation rate, leading to greater export of phytoplankton-derived organic matter and post-depositional PRT accumulation. Additionally, in muddy sediments, the larger surface area of fine particles, together with the exchange of exchangeable ions at internal and external surfaces, promote organic matter adsorption and preservation. In contrast, sandy sediments, like those in HB, are less effective at retaining organic matter due to their higher permeability, oxygen penetration, and therefore, organic matter degradation (Lopez & Levinton, 1987).

CHO concentrations recorded in sediments from the two fjords were low, did not show significant differences between them, and also, were similar to values reported in previous studies (Pasotti et al., 2014; Venturini et al., 2023). High concentrations of CHO in marine sediments have been often linked to decomposed phytoplankton matter during sinking and after deposition (Pusceddu et al., 2009; Bianchi & Canuel, 2011; Kharbush et al., 2020; Arnosti et al., 2021). Then, low CHO concentrations are suggesting fresh phytoplanktonic organic matter deposition in sediments of both CB and HB.

LIP concentrations in the two studied fjords were lower than those previously reported in sediments of CB (Venturini et al., 2023) and Potter Cove (Pasotti et al., 2014). Reduced LIP production by phytoplankton has been linked to weakened light intensity in the water column (Lee et al., 2012). Diatom aggregates and lipid-rich faecal pellets from zooplankton grazing are the main vehicles of organic matter transport to the seafloor (Schnack-Schiel & Isla, 2005; Cau et al., 2021). Therefore, low LIP concentrations may be related to reduced light intensity from high TSM concentrations in both HB and CB. Additionally, as faecal pellets of zooplankton are supposed to be one of the most important carriers of LIP to Antarctic seabed sediments (Kim et al. 2015), low LIP levels suggest little zooplankton grazing on phytoplankton during the sampling period, and the export of diatom-derived fresh organic matter to the seafloor. The significantly higher LIP concentrations in CB sediments compared to HB sediments correlates the higher sedimentation rate in CB. Previous studies have shown that lipids tend to exhibit low δ^{13} C values in organic matter (Ramos et al., 2003), which can serve as an indicator of lipid-rich organic matter exported to the sediments. In our sediment samples, the low LIP concentrations, combined with high δ^{13} C values, suggested little LIP transport from the pelagic system to the benthic one, and also, slight degradation of the diatom-derived fresh material during sinking.

PRT/CHO ratios greater than 1 and CHO/LIP ratios less than or approximately equal to 1 in the two fjords, indicated the existence of labile OC within the sediments, which is typically produced during the early stages of phytoplankton blooms and is indicative of great abundance of freshly generated organic compounds, as documented by Baldi et al. (2010) and Pasotti et al. (2014). These ratios are congruent with the same ratios for suspended organic matter, suggesting the occurrence of a bentho-pelagic coupling and the development of a benthic "food bank" in Antarctic marine sediments (Mincks et al., 2005; Pasotti et al., 2014; Cape et al., 2019).

The biopolymeric composition highlights the predominance of PRTrich and fresh marine sedimentary OC in bottom sediments of HB and CB. These findings bring out the importance of coastal Antarctic fjords as a high-quality food supply environments for marine benthic heterotrophic organisms (Schnack-Schiel & Isla, 2005; Grange et al., 2017; Venturini et al., 2023). Based on BPC concentrations, HB sediments can be classified as mesotrophic, whereas CB sediments as eutrophic (Pussceddu et al., 2009; Venturini et al., 2012; Hadlich et al., 2018). Eutrophication is correlated with increased accumulation of OC in bottom sediments as the result of enhanced primary productivity in the water column due to nutrient excess (Emeis et al., 2000; Bianchelli et al., 2016, Teufel et al., 2017), while sediments mesotrophic status reflects intermediate levels of productivity (Pusceddu et al., 2009; Bianchi & Canuel, 2011).

Higher sediment trophic status in CB when compared to HB, may be related to its elevated sedimentation rate and OC accumulation on the seafloor. Although anthropogenic eutrophication can be negligible in high latitude fjords, climatic-oceanographic changes caused by global warming, such as alterations in glacier melt dynamics and sea ice cover, will modify nutrient supply and physical conditions in fjords (Piwosz et al., 2009; Juul-Pedersen et al., 2015). This, in turn, may impact productivity, OC cycling, and ultimately alter the role of polar fjords as OC sinks and climate regulators (Bianchi et al., 2020).

4.4. Elemental and isotopic signatures in the pelagic and benthic systems of Collins Bay and Hope Bay

POC and PN concentrations in suspended particles at the thermocline depth in both fjords, were lower than those reported in previous studies in CB surface waters (Venturini et al., 2020), and much lower than in the highly productive surface waters of Terra Nova Bay in the Ross Sea (Misic et al., 2017). Most stations in the two fjords, showed suspended particles with C/N ratios between 3 and 5 at thermocline depth

attributed to marine biogenic particles and micro-heterotrophic bacterial standing stock, indicating high nutritional quality particulate organic matter (Henley et al., 2012; Monticelli et al., 2003). Phytoplankton generally has C/N ratios between 6-10, while terrestrial organic matter has ratios up to 20 times higher (Goñi et al., 2003; Lamb et al., 2006). Additionally, low C/N ratios have been reported throughout the bloom period in Antarctic waters, whereas high C/N ratios occur during the post-bloom period (Fabiano et al., 1993; Jo et al., 2021). Based on low C/N ratios, high PRT concentrations, and low CHO and LIP concentrations, we infer that suspended POC in the pelagic system of the two fjords is derived from recent phytoplankton production with little degradation and zooplankton grazing. Typical δ^{13} C values for marine organic matter range from -23% to -18% (Bianchi & Canuel, 2011) but Antarctic waters exhibit significantly lower than those in low-latitude waters, between -31.8‰ and -22.8‰ (Henley et al., 2012; Lin et al., 2023; Lourey et al., 2004) and the δ^{13} C values recorded in this study are within this range.

Regarding the sediments, TOC and TN values in the two fjords were similar to those previously reported for CB by Venturini et al. (2023), but higher than values recorded in Potter Cove a near tributary of Maxwell Bay (Pasotti et al., 2014). As verified for PRT concentrations, significantly higher TN content in sediments from CB than HB, could be ascribed to higher sedimentation rate in CB than in HB. Consequently, a greater exportation of phytoplankton derived organic matter to the seafloor and TN accumulation, considering that PRT are estimated to comprise about 85% of the total nitrogen (Bianchi & Canuel, 2011). Sedimentary C/N values in the two fjords were indicative of the main autochthonous marine origin of OC in the benthic system, as was verified for the pelagic one. In the case of HB, C/N ratios were within the range of bacterial sources, while some C/N ratios in CB suggested the occurrence of freshwater phytoplankton (Lamb et al., 2006), especially in the station closest to the coast (M-10). This may be related to the influence of meltwater inputs through Collins Glacier runoff in CB (Venturini et al., 2023). Sedimentary δ^{15} N signatures obtained in both fjords were higher to those reported in sediment trap studies for Marian Cove, another tributary of Maxwell Bay, located near CB (Khim et al., 2007). Antarctic settling organic matter is distinguished by its low $\delta^{15}N$ values, which have been attributed to the persistent and strong inflow of nitrate into surface waters related to ongoing phytoplankton production (Treguer and Jacques, 1992; Khim et al., 2007; Smart et al., 2015). On the other hand, increased $\delta^{15}N$ values of sinking particles have been reported from the beginning to the end of a phytoplankton bloom and linked to mixing and/or resuspended particles that switch from diatom aggregates to some remains of zooplankton (Khim et al., 2007). This is consistent with the features of suspended particles being exported to the seafloor in the two fjords.

A distinct composition of OC in the pelagic and benthic systems may be explained by singular temporal scales reflecting by both systems at the time of sampling (Valesini et al., 2010; Cardoso et al., 2016), but also, by the alteration of biogenic particles during sinking in the water column and after deposition on the seafloor. Degradation during sinking in the water column and after deposition in the sediments, constitutes a critical mechanism of the biological carbon pump (De la Rocha, 2006; Winogradow et al., 2019). This degradation primarily affects the unstable fraction of POC, where microorganisms tend to preferentially consume lighter isotopes, leaving behind heavier isotopes (resulting in more positive δ^{13} C) in the residual material (Hayes, 1993). Consequently, δ^{13} C values in sediments tend to be higher than those in the water column, as was observed in this study. In addition, significantly lower δ^{13} C values in sediments of CB than in HB suggested less degraded material in sediments of CB. This may be ascribed to the rapid sinking of particles due to high sedimentation rate in CB, which limits the extent of degradation in the water column.

The mix of biogenic and allochthonous material need to be considered when interpreting stable isotopes in these areas. The local geology in HB includes metasediments and sedimentary rocks from the Hope Bay Formation (Birkenmajer, 1998), which can contribute allochthonous material, influencing the stable isotopes of carbon and nitrogen in marine sediments. Additionally, Yoon et al. (1998) and Khim et al. (2007) highlight that glacial melt in the Maxwell Bay region (including CB as one of its tributaries) transports terrigenous sediments eroded from local sedimentary rocks, which can also affect isotopic composition. Nevertheless, our results suggested the main autochthonous marine origin of OC in the pelagic and benthic systems of the two fjords.

5. Conclusions

Distinct glacier runoff settings between the two fjords drive different physicochemical conditions in the water column, as well as, grain size predominance in bottom sediments. Low temperature and high salinity marine waters, but also, the predominance of sandy sediments in HB can be attributed to meltwater accumulation in lakes. However, contrasting water column conditions and the dominance of muddy sediments in CB can be explained by meltwater runoff inputs directly into the sea, reflecting different hydrodynamic conditions and sedimentation rates.

Suspended POC in both fjords is fresh with high nutritional and energetic quality for marine heterotrophic organisms, showing little degradation during sinking and the incidence of biological pump processes. Enhanced protein accumulation in CB sediments, due to its high sedimentation rate denotes a great phytoplankton-derived OC exportation to bottom sediments and highlights the strong benthic-pelagic coupling. OC in sediments of the two fjords mainly originates from recent phytoplankton and shows low degradation. Low benthic δ^{13} C values recorded in CB sediments indicate less OC alteration in the pelagic system linked to the rapid particle sinking and deposition on the seafloor, due to its high sedimentation rate.

Despite the similar TSM concentrations and the biochemical composition of suspended POC in the water column of the two fjords, the sediment trophic status of CB is eutrophic, while in HB is mesotrophic. Thus, this study emphasises the importance of integrating both the pelagic and benthic systems to understand OC pathways and fate in Antarctic fjords and stresses the need for monitoring their trophic status in response to climate-driven changes.

ORCid of authors Stefanie Martínez: <u>https://orcid.org/0009-0002-8030-6597</u>. Luis Cerpa: <u>https://orcid.org/0000-0001-8717-5142</u>. Pablo Muniz: <u>https://orcid.org/0000-0001-5310-3781</u>. Natalia Venturini: <u>https://orcid.org/0000-0003-3510-3053</u>.

CRediT authorship contribution statement

Stefanie Martínez: Writing – review & editing, Writing – original draft, Methodology, Investigation. **Luis Cerpa:** Writing – review & editing, Investigation, Funding acquisition. **Pablo Muniz:** Writing – review & editing, Methodology, Investigation. **Natalia Venturini:** Writing – review & editing, Visualization, Supervision, Methodology, Investigation, Funding acquisition, Data curation, Conceptualization.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We are very grateful to our colleagues from Oceanografía y Ecología Marina (OEM), Facultad de Ciencias, Universidad de la República for assistance in sampling and laboratory analysis. The Instituto Antártico Uruguayo (IAU) is very acknowledged for providing logistic support and coordination of activities during sampling and research execution (IAU Project code: LS_Venturini 2015). We are very thankful to the Peruvian Antarctic Program and the R/V "*BAP Carrasco*" crew for their hospitality and help during the sampling survey. This work was developed within the framework of a scientific cooperation agreement between the Uruguayan and Peruvian Antarctic National Programs. Natalia Venturini and Pablo Muniz would like to thank SNI-ANII, CSIC-Udelar and PEDECIBA - Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas, for support through research grants and research funding, respectively. Stefanie Martínez would like to thank ANII and PEDECIBA - Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas, for their master's scholarships. Three anonymous reviewers and the AE are kindly acknowledged for their comments and suggestions that help us to improve an early version of this MS.

Appendix A. Supplementary material

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2024.104926.

Data availability

Data will be made available on request.

References

- Arnosti, C., Wietz, M., Brinkhoff, T., Hehemann, J.H., Probandt, D., Zeugner, L., Amann, R., 2021. The biogeochemistry of marine polysaccharides: sources, inventories, and bacterial drivers of the carbohydrate cycle. Annual Review of Marine Science 13, 81–108.
- Baldi, F., Marchetti, D., Pini, F., Fani, R., Michaud, L., Lo Giudice, A., Bertod, Giani, M., 2010. Biochemical and microbial features of shallow marine sediments along Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica). Continental Shelf Research 30, 1614–1625.
- Berdalet, E., Latasa, M., Estrada, M., 1994. Effects of nitrogen and phosphorus starvation on nucleic acid and protein content of *Heterocapsa sp.* Journal of Plankton Research 16, 303–316.
- Bianchelli, S., Pusceddu, A., Buschi, E., Danovaro, R., 2016. Trophic status and meiofauna biodiversity in the Northern Adriatic Sea: insights for the assessment of good environmental status. Marine Environmental Research 113, 18–30.
- Bianchi, T.S., Arndt, S., Austin, W.E., Benn, D.I., Bertrand, S., Cui, X., Faust, J.C., Koziorowska-Makuch, K., Moy, C.M., Savage, C., Smeaton, C., Smith, R.W., Syvitski, C., 2020. Fjords as aquatic critical zones (ACZs). Earth-Science Reviews 203, 103145.
- Bianchi, T.S., Canuel, E.A., 2011. Chemical Biomarkers in Aquatic Ecosystems. Princeton University Press.
- Birkenmajer, K., 1998. Geological research of the Polish Geodynamic Expeditions to West Antarctica, 1984-1991: Antarctic Peninsula and adjacent islands. Polish Polar Research 19, 125–142.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surface Processes and Landforms 26, 1237–1248.
- Blunden, J., Arndt, D.S., 2019. State of the climate in 2018. Bulletin of the American Meteorological Society 100, Si-S306.
- Boldt, K.V., Nittrouer, C.A., Hallet, B., Koppes, N.M., Forrest, B.K., Wellner, J.S., Anderson, J.B., 2013. Modern rates of glacial sediment accumulation along a 15° S-N transect in fjords from the Antarctic Peninsula to southern Chile. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 118, 2072–2088.
- Boyd, P.W., Claustre, H., Levy, M., Siegel, D.A., Weber, T., 2019. Multi-faceted particle pumps drive carbon sequestration in the ocean. Nature 568, 327–335.
- Cape, M.R., Vernet, M., Pettit, E.C., Wellner, J., Truffer, M., Akie, G., Domack, E., Leventer, A., Smith, C.R., Huber, B.A., 2019. Circumpolar deep water impacts glacial meltwater export and coastal biogeochemical cycling along the West Antarctic Peninsula. Frontiers in Marine Science 6, 144.
- Cardoso, F.D., Dauner, A.L.L., Martins, C.C., 2016. A critical and comparative appraisal of polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments and suspended particulate material from a large South American subtropical estuary. Environmental Pollution 214, 219–229.
- Cau, A., Ennas, C., Moccia, D., Mangoni, O., Bolinesi, F., Saggiomo, M., Granata, A., Guglielmo, L., Swadling, K.M., Pusceddu, A., 2021. Particulate organic matter release below melting sea ice (Terra Nova Bay, Ross Sea, Antarctica): Possible relationships with zooplankton. Journal of Marine Systems 217, 103510.
- Chester, R., Jickells, T., 2012. Marine geochemistry, 2nd ed. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Danovaro, R., 2009. Methods for the study of deep-sea sediments, their functioning and biodiversity. CRC Press, Boca Raton.
- Danovaro, R., Fabiano, M., Della Croce, N., 1993. Labile organic matter and microbial biomasses in deep sea sediments (Eastern Mediterranean Sea). Deep Sea Research Part i: Oceanographic Research Papers 40, 953–965.
- Danovaro, R., Marrale, D., Della Croce, N., Parodi, P., Fabiano, M., 1999. Biochemical composition of sedimentary organic matter and bacterial distribution in the Aegean

S. Martínez et al.

De La Rocha, C.L., 2006. The biological pump. Treatise on Geochemistry 6, 83-111.

- Dell'Anno, A., Mei, M.L., Pusceddu, A., Danovaro, R., 2002. Assessing the trophic state and eutrophication of coastal marine systems: A new approach based on the biochemical composition of sediment organic matter. Marine Pollution Bulletin 44, 611–622.
- Eidam, E.F., Nittrouer, C.A., Lundesgaard, Ø., Homolka, K.K., Smith, C.R., 2019. Variability of sediment accumulation rates in an Antarctic fjord. Geophysical Research Letters 46, 13271–13280.
- Emeis, K.C., Struck, U., Leipe, T., Pollehne, F., Kunzendorf, H., Christiansen, C., 2000. Changes in the C, N, P burial rates in some Baltic Sea sediments over the last 150 years—Relevance to P regeneration rates and the phosphorus cycle. Marine Geology 167, 43–59.
- Fabiano, M., Danovaro, R., 1995. A three-year time series of elemental and biochemical composition of organic matter in subtidal sand sediments of the Ligurian Sea (northwestern Mediterranean). Continental Shelf Research 15, 1453–1469.

Fabiano, M., Pusceddu, A., 1998. Total and hydrolyzable particulate organic matter (carbohydrates, proteins and lipids) at a coastal station in Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica). Polar Biology 19, 125–132.

Fabiano, M., Povero, P., Danovaro, R., 1993. Distribution and composition of particulate organic matter in the Ross Sea (Antarctica). Polar Biology 13, 525–533.

Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Research 27, 3–26.

Fry, B., 2006. Stable isotope ecology. Springer, New York.

Fuentes, V., Alurralde, G., Meyer, B., Aguirre, G.E., Canepa, A., Wölfl, A.C., Hass, H.C., Williams, G.N., Schloss, I.R., 2016. Glacial melting: An overlooked threat to Antarctic krill. Scientific Reports 6, 27234.

García, M.D., Severini, M.D.F., Spetter, C., Abbate, M.C.L., Tartara, M.N., Nahuelhual, E. G., Marcovecchio, J.E., Schloss, I.R., Hoffmeyer, M.S., 2019. Effects of glacier melting on the planktonic communities of two Antarctic coastal areas (Potter Cove and Hope Bay) in summer. Regional Studies in Marine Science 30, 100731.

Gerchacov, S.M., Hatcher, P.G., 1972. Improved technique for analysis of carbohydrates in the sediment. Limnology and Oceanography 17, 938–943.

Gonçalves-Araujo, R., Silva de Souza, M., 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.

- Grall, J., Chauvaud, L., 2002. Marine eutrophication and benthos: The need for new approaches and concepts. Global Change Biology 8, 813–830.
- Grange, L.J., Smith, C.R., Lindsay, D.J., Bentlage, B., Youngbluth, M.J., 2017. High abundance of the epibenthic trachymedusa *Ptychogastria polaris* Allman, 1878 (Hydrozoa, Trachylina) in subpolar fjords along the West Antarctic Peninsula. PLoS One1 12, e0168648.
- Guglielmo, L., Carrada, G.C., Catalano, G., Dell'Anno, A., Fabiano, M., Lazzara, L., Saggiomo, V., 2000. Structural and functional properties of sympagic communities in the annual sea ice at Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica). Polar Biology 23, 137–146.
- Hadlich, H.L., Venturini, N., Martins, C.C., Hatje, V., Tinelli, P., de Oliveira Gomes, L.E., Bernardino, A.F., 2018. Multiple biogeochemical indicators of environmental quality in tropical estuaries reveal contrasting conservation opportunities. Ecological Indicators 95, 21–31.

 Hartree, E.F., 1972. Determination of proteins: a modification of the Lowry method that give a linear photometric response. Analytical Biochemistry 48, 422–427.
 Hayes, J.M., 1993. Factors controlling ¹³C contents of sedimentary organic compounds:

- Hayes, J.M., 1993. Factors controlling ¹³C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. Marine Geology 113, 111–125.
- Henley, S.F., Annett, A.L., Ganeshram, R.S., Carson, D.S., Weston, K., Crosta, X., Tait, A., Dougans, J., Fallick, A.E., Clarke, A., 2012. Factors influencing the stable carbon isotopic composition of suspended and sinking organic matter in the coastal Antarctic sea ice environment. Biogeosciences 9, 1137–1157.

Ingels, J., Vanreusel, A., Brandt, A., Catarino, A.I., David, B., De Ridder, C., Robert, H., 2012. Possible effects of global environmental changes on Antarctic benthos: a synthesis across five major taxa. Ecology and Evolution 2, 453–485.

- Isla, E., Rossi, S., Palanques, A., Gili, J.M., Gerdes, D., Arntz, W., 2006. Biochemical composition of marine sediment from the eastern Weddell Sea (Antarctica): High nutritive value in a high benthic-biomass environment. Journal of Marine Systems 60, 255–267.
- Isla, E., Gerdes, D., Palanques, A., Gili, J.-M., Arntz, W.E., König-Langlo, G., 2009. Downward particle fluxes, wind and a phytoplankton bloom over a polar continental shelf: A stormy impulse for the biological pump. Marine Geology 259, 59–72.
- Izaguirre, I., Vinocur, A., Mataloni, G., Pose, M., 1998. Phytoplankton communities in relation to trophic status in lakes from Hope Bay (Antarctic Peninsula). Hydrobiologia 369, 73–87.
- Jo, N., La, H.S., Kim, J.-H., Kim, K., Kim, B.K., Kim, M.J., Son, W., Lee, S.H., 2021. Different biochemical compositions of particulate organic matter driven by major phytoplankton communities in the northwestern Ross Sea. Frontiers in Microbiology 12, 623600.
- Juul-Pedersen, T., Arendt, K.E., Mortensen, J., Blicher, M.E., Sogaard, D.H., Rysgaard, S., 2015. Seasonal and interannual phytoplankton production in a sub-Arctic tidewater outlet glacier fjord, SW Greenland. Marine Ecology Progress Series 524, 27–38.

Kharbush, J.J., Close, H.G., Van Mooy, B.A.S., Arnosti, C., Smittenberg, R.H., Le Moigne, F.A.C., Mollenhauer, G., Scholz-Böttcher, B., Obreht, I., Koch, B.P., Becker, K.W., Iversen, M.H., Mohr, W., 2020. Particulate organic carbon deconstructed: Molecular and chemical composition of particulate organic carbon in the ocean. Frontiers in Marine Science 7, 518.

Khim, B.K., Shim, J., Yoon, H.I., Kang, Y.C., Jang, Y.H., 2007. Lithogenic and biogenic particle deposition in an Antarctic coastal environment (Marian Cove, King George Island): Seasonal patterns from a sediment trap study. Estuarine, Coastal and Shelf Science 73, 111–122.

- Lamb, A.L., Wilson, G.P., Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using δ^{13} C and C/N ratios in organic material. Earth-Science Reviews 75, 29–57.
- LaRowe, D.E., Arndt, S., Bradley, J.A., Estes, E.R., Hoarfrost, A., Lang, S.Q., Lloyd, K.G., Mahmoudi, N., Orsi, W.D., Shah Walter, S.R., Steen, A., Zhao, R., 2020. The fate of organic carbon in marine sediments - New insights from recent data and analysis. Earth-Science Reviews 204, 103146.
- Lee, J., Jin, Y.K., Hong, J.K., Yoo, H.J., Shon, H., 2008. Simulation of a tidewater glacier evolution in Marian Cove, King George Island, Antarctica. Geosciences Journal 12, 33–39.
- Lee, S.H., Kim, B.K., Yun, M.S., Joo, H., Yang, E.J., Kim, Y.N., Shin, H.C., Lee, S., 2012. Spatial distribution of phytoplankton productivity in the Amundsen Sea, Antarctica. Polar Biology 35, 1721–1733.
- Levin, L.A., Currin, C., 2012. Stable Isotope Protocols: Sampling and Sample Processing. Scripps Institution of Oceanography, UC San Diego.
- Lin, Y., Li, Y., Huang, Y., Chen, Z., Wang, L., Li, D., Tao, S., 2023. Suspended particulate organic carbon and its carbon isotopic composition in the surface water around the Antarctic Peninsula during summer 2017–2018. Antarctic Science 35, 194–208.
- Llanillo, P.J., Aiken, C.M., Cordero, R.R., Damiani, A., Sepúlveda, E., Fernández-Gómez, B., 2019. Oceanographic variability induced by tides, the intraseasonal cycle and warm subsurface water intrusions in Maxwell Bay, King George Island (West-Antarctica). Scientific Reports 9, 18571.
- Lopez, G.R., Levinton, J.S., 1987. Ecology of deposit-feeding animals in marine sediments. Quarterly Review of Biology 62, 235–260.
- Lourey, M.J., Trull, T.W., Tilbrook, B., 2004. Sensitivity of 8¹³C of Southern Ocean suspended and sinking organic matter to temperature, nutrient utilization, and atmospheric CO₂. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 51, 281–305.
- Marsh, B.J., Weinstein, D.B., 1966. Simple charring method for determination of lipids. Journal of Lipid Research 7, 574–576.
- Meredith, M.P., Falk, U., Bers, A.V., Mackensen, A., Schloss, I.R., Ruiz Barlett, E., Jerosch, K., Silva Busso, A., Abele, D., 2018. Anatomy of a glacial meltwater discharge event in an Antarctic cove. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 376, 20170163.
- Mincks, S.L., Smith, C.R., DeMaster, D.J., 2005. Persistence of labile organic matter and microbial biomass in Antarctic shelf sediments: Evidence of a sediment 'food bank'. Marine Ecology Progress Series 300, 3–19.
- Misic, C., Covassi-Harriague, A., Mangoni, O., Aulicino, G., Castagno, P., Cotroneo, Y., 2017. Effects of physical constraints on the lability of POM during summer in the Ross Sea. Journal of Marine Systems 166, 132–143.
- Monticelli, L.S., La Ferla, R., Maimone, G., 2003. Dynamics of bacterioplankton activities after a summer phytoplankton bloom period in Terra Nova Bay. Antarctic Science 15, 85–93.
- Munoz, Y.P., Wellner, J.S., 2018. Seafloor geomorphology of western Antarctic Peninsula bays: a signature of ice flow behaviour. The Cryosphere 12, 205–225.
- Pasotti, F., Manini, E., Giovanelli, D., Wölfl, A.-C., Monien, D., Verleyen, E., Braeckman, U., Abele, D., Vanreusel, A., 2014. Antarctic shallow water benthos in an area of recent rapid glacier retreat. Marine Ecology 36, 716–733.
- Pereira, T.T.C., Schaefer, C.E.G.R., Ker, J.C., Almeida, C.C., Almeida, I.C.C., 2013. Micromorphological and microchemical indicators of pedogenesis in ornithogenic Cryosols (Gelisols) of Hope Bay, Antarctic Peninsula. Geoderma 193–194, 311–322.
- Petsch, C., da Rosa, K.K., Vieira, R., Holger, M.B., Mattos, R.C., Simões, J.C., 2020. The effects of climatic change on glacial, proglacial and paraglacial systems at Collins Glacier, King George Island, Antarctica, from the end of the Little Ice Age to the 21st century. Investigaciones Geográficas 103.
- Pita, A.L., Gimenez, L., Kandratavicius, N., Muniz, P., Venturini, N., 2017. Benthic trophic status of aquatic transitional environments with distinct morphological and dynamic characteristics on the south-western Atlantic coast. Marine and Freshwater Research 68, 2028–2040.
- Piwosz, K., Walkusz, W., Hapter, R., Wieczorek, P., Hop, H., Wiktor, J., 2009. Comparison of productivity and phytoplankton in a warm (Kongsfjorden) and a cold (Hornsund) Spitsbergen fjord in mid-summer 2002. Polar Biology 32, 549–559.
- Pusceddu, A., Dell'Anno, A., Fabiano, M., Danovaro, R., 2009. Quantity and bioavailability of sediment organic matter as signatures of benthic trophic status. Marine Ecology Progress Series 375, 41–52.
- Pusceddu, A., Bianchelli, S., Gambi, C., Danovaro, R., 2011. Assessment of benthic trophic status of marine ecosystems: Significance of meiofaunal rare taxa. Estuarine Coastal and Shelf Science 93, 420–430.
- Cerpa, L., Venturini, N., Ricaurte, C., Rodríguez, K., Arteaga, A., Tarazona, U., Olaechea, R., Rosas, S., Dold, B., Ignacio, C., Asensio, M., Herrera, J., Paredes, J., Poma, V., Esquivel, R., Bartens, M., Indacochea, A., 2022. Evolución del volcanismo submarino en el estrecho Bransfield: Relación de las emanaciones hidrotermales con la biodiversidad y el cambio climático. INGEMMET, Boletín, Serie M: Geología Marina y Antártica, 1.
- R Core Team. (2020). R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <u>https://www.R-project.org/.</u>
- Ramos, C.S., Parrish, C.C., Quibuyen, T.A.O., Abrajano, T.A., 2003. Molecular and carbon isotopic variations in lipids in rapidly settling particles during a spring phytoplankton bloom. Organic Geochemistry 34, 195–207.
- Rice, D.L., 1982. The detritus nitrogen problem: new observations and perspectives from organic geochemistry. Marine Ecology Progress Series 9, 153–162.
- Schmutz, S., Sendzimir, J., 2018. Riverine Ecosystem Management: Science for governing towards a sustainable tuture. In: Aquatic Ecology Series, 8. Springer, Cham, Switzerland.

S. Martínez et al.

Schnack-Schiel, S.B., Isla, E., 2005. The role of zooplankton in the pelagic-benthic coupling of the Southern Ocean. Scientia Marina 69, 39–55.

- Schofield, O., Ducklow, H.W., Martinson, D.G., Meredith, M.P., Moline, M.A., Fraser, W. R., 2010. How do polar marine ecosystems respond to rapid climate change? Science 328, 1520.
- Simões, C.L., da Rosa, K.K., Czapela, F.F., Vieira, R., Simões, J.C., 2015. Collins Glacier retreat process and regional climatic variations, King George Island, Antarctica. Geographical Review 105, 462–471.
- Smart, S.M., Fawcett, S.E., Thomalla, S.J., Weigand, M.A., Reason, C.J.C., Sigman, D.M., 2015. Isotopic evidence for nitrification in the Antarctic winter mixed layer. Global Biogeochemical Cycles 29, 427–445.
- Sangrà, P., Gordo, C., Hernández-Arencibia, M., Marrero-Díaz, A., Rodríguez-Santana, A., Stegner, A., Martínez- Marrero, A., Josep L. Pelegríd, J. L. & Pichon, T. (2011). The Bransfield current system. Deep-Sea Research I: Oceanographic Research Papers, 58, 390-402.
- Suguio, K., 1973. Introdução a sedimentologia. Edgard Blucher/EDUSP, São Paulo. Teufel, A.G., Li, W., Kiss, A.J., Morgan-Kiss, R.M., 2017. Impact of nitrogen and
- phosphorus on phytoplankton production and bacterial community structure in two stratified Antarctic lakes: a bioassay approach. Polar Biology 40, 1007–1022.
- Thrush, S.F., Hewitt, J.E., Cummings, V.J., Ellis, J.I., Hatton, C., Lohrer, A., Norkko, A., 2004. Muddy waters: Elevating sediment input to coastal and estuarine habitats. Frontiers in Ecology and the Environment 2, 299–306.
- Tian, S., Jin, H., Gao, S., Zhuang, Y., Zhang, Y., Wang, B., Chen, J., 2015. Sources and distribution of particulate organic carbon in Great Wall Cove and Ardley Cove, King George Island, West Antarctica. Advances in Polymer Science 26, 55–62.
- Treguer, P., Jacques, G., 1992. Dynamics of nutrients and phytoplankton, and fluxes of carbon, nitrogen, and silicon in the Antarctic Ocean. Polar Biology 12, 149–162.
- Turner, J., Lu, H., King, J., Marshall, G.J., Phillips, T., Bannister, D., Colwell, S., 2021. Extreme temperatures in the Antarctic. Journal of Climate 34, 2653–2668.

- Valesini, F.J., Hourston, M., Wildsmith, M.D., Coen, N.J., Potter, I.C., 2010. New quantitative approaches for classifying and predicting local-scale habitats in estuaries. Estuarine, Coastal and Shelf Science 86, 645–664.
- Venturini, N., Pita, A.L., Brugnoli, E., García-Rodríguez, F., Burone, L., Kandratavicius, N., Hutton, M., Muniz, P., 2012. Benthic trophic status of the sediments in the Rio de la Plata estuary (SW Atlantic Ocean): Linkages with natural and human pressures. Estuarine, Coastal and Shelf Science 112, 139–152.
- Venturini, N., Zhu, Z., Bessonart, M., García-Rodríguez, F., Bergamino, L., Brugnoli, E., Muniz, P., Zhang, J., 2020. Between-summer comparison of particulate organic matter in surface waters of a coastal area influenced by glacier meltwater runoff and retreat. Polar Science 26, 100603.
- Venturini, N., Cerpa, L., Kandratavicius, N., Manta, G., Cóndor-Luján, B., Pereira, J., Figueira, R.C.L., Muniz, P., 2023. Biogeochemical and oceanographic conditions provide insights about current status of an Antarctic fjord affected by relatively slow glacial retreat. Anais Da Academia Brasileira De Ciências 95, e20230451.
- Welch, B.L., 1951. On the comparison of several mean values: an alternative approach. Biometrika 38, 330–336.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. The Journal of Geology 30, 377–392.
- Wickham, H., 2016. ggplot2 Elegant graphics for data analysis. Use R!. Springer, Cham, Switzerland.
- Winogradow, A., Mackiewicz, A., Pempkowiak, J., 2019. Seasonal changes in particulate organic matter (POM) concentrations and properties measured from deep areas of the Baltic Sea. Oceanologia 61, 505–521.
- Yoon, H.I., Park, B.-K., Domack, E.W., Kim, Y., 1998. Distribution and dispersal pattern of suspended particulate matter in Maxwell bay and its tributary marian Cove in the south Shetland islands, west Antarctica. Marine Geology 152, 261–275.
- Young, J.N., Goldman, J.A.L., Kranz, S.A., Tortell, P.D., Morel, F.M.M., 2015. Slow carboxylation of Rubisco constrains the rate of carbon fixation during Antarctic phytoplankton blooms. New Phytologist 205, 172–181.
- Zar, J.H., 2010. Biostatistical analysis, 5th ed. Pearson Prentice Hall, New Jersey, U.S.A.