

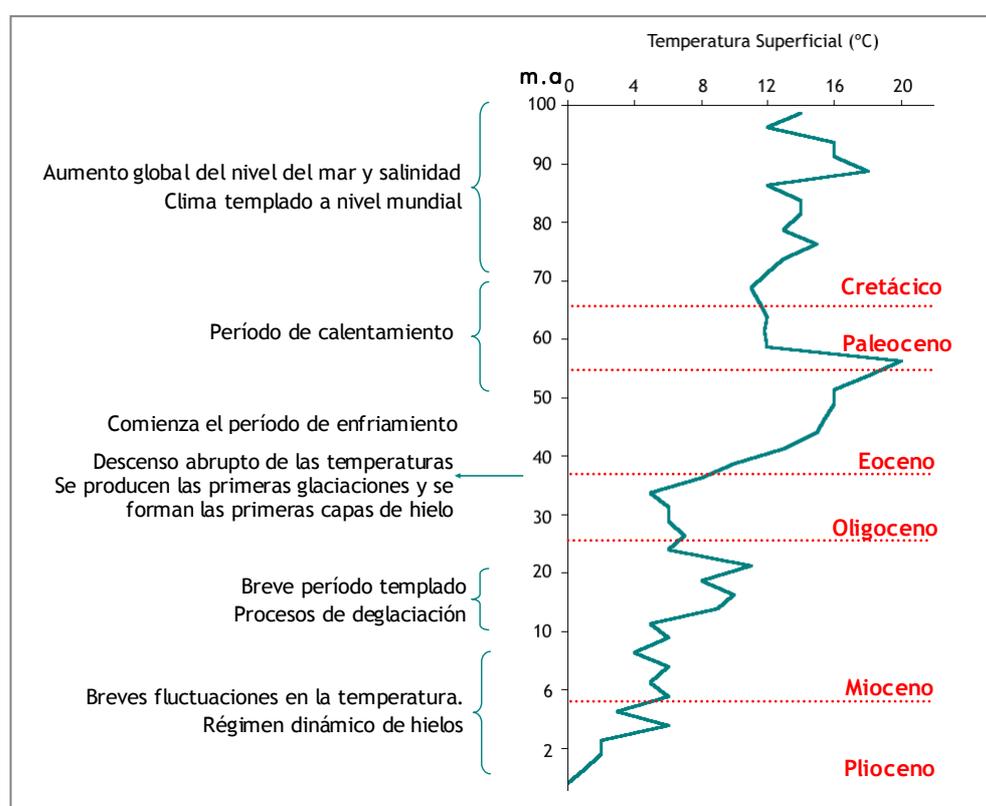
### 1.2.1 *Historia climática del Continente Antártico*

A medida que se establecieron las posiciones actuales de los continentes, el clima y la circulación oceánica se fueron modificando.

A fines del Cretácico hubo un aumento de la salinidad y un aumento global del nivel del mar, en esta época la temperatura de la capa superficial del agua de mar oscilaba entre los 12°C y los 14°C (Eastman y Clarke, 1998) (Figura 5). Durante el Paleoceno y hasta mediados del Eoceno se mantuvieron estas temperaturas, con períodos de mayor calentamiento que llevaron las temperaturas superficiales hasta los 16°C y 20°C (Eastman y Clarke, 1998). A partir de esta época comienza un período de enfriamiento que conduce a las primeras glaciaciones y, consecuentemente, a la formación de las primeras capas de hielo (Loeb *et al.*, 1993; Harwood *et al.*, 2000). En el límite, entre finales del Eoceno y principios del Oligoceno, se produjo un descenso abrupto de las temperaturas que llegó hasta los 5°C-7°C (Zinsmeister, 1982; Loeb *et al.*, 1993); es en esta época cuando se evidencia la primera expansión del hielo, aunque Eastman (1993) considera las temperaturas durante este período frías más que polares.

A partir de entonces el paleoclima del Cenozoico tardío muestra, con excepción de un intervalo templado a mediados del Mioceno (23-16 m.a) en el que las temperaturas superficiales llegaron a los 10°C (Eastman y Clarke, 1998), un enfriamiento progresivo (Shackleton y Kennett, 1975) que continúa hasta nuestros días. Durante este período de

aproximadamente 50 m.a, la temperatura del agua de mar disminuyó desde 15°C a menos de 0°C, siendo los períodos de enfriamiento más bruscos los producidos entre los -40 y -35 m.a. y los -4 y -5 m.a. (Zinsmeister, 1982). Un breve aumento de las temperaturas, de entre 1°C y 2°C, tuvo lugar entre los



**Figura 5:** Fluctuación de la temperatura superficial y principales acontecimientos climáticos a lo largo del tiempo (m.a.: millones de años).

-4,5 y -4,1 m.a., lo que generó fenómenos de deglaciación y un aumento del nivel del mar. Estos breves períodos de calentamiento que tuvieron lugar durante el Plioceno,

produjeron una migración de fauna, tanto oceánica como bentónica hacia el sur. Luego, a mediados del Plioceno, hace 2,6 m.a., se registra otro enfriamiento que propicia un retorno a las condiciones anteriores (Harwood *et al.*, 2000). A mediados del Holoceno se produjo un período de calentamiento relativo y hace aproximadamente 11.000 años se establecen las condiciones estacionales de mar abierto que se observan hoy en día (Pudsey y Evans, 2001).

Las temperaturas del fondo marino han sido inferiores a 5°C durante los últimos 12 m.a; actualmente la temperatura de las aguas de plataforma es de alrededor de -1,8 °C. Durante la última fase del Oligoceno comenzó a formarse una corriente de aguas profundas que rodeó a la Antártida y que provocó el aislamiento térmico del continente (Kennett, 1980). Una vez que la Antártida quedó totalmente aislada debido a la profundización del pasaje de Drake, hace 23,5 m.a., la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) tuvo pleno desarrollo. La formación de esta corriente, que une los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, tuvo como consecuencia inmediata un rápido enfriamiento de las aguas y la formación del Frente Polar Antártico (FPA).

Loeb *et al.* (1993) sostienen que el hielo se formó tempranamente en latitudes altas, hace aproximadamente 38 m.a. Aunque la teoría convencional argumenta que, debido a la escasez de precipitaciones, no se formaron capas de hielo hasta mediados del Mioceno (14 m.a) (Kenett, 1980), los últimos análisis realizados sugieren la existencia de un régimen dinámico de hielos, entre -37 y -5 m.a. (Webb, 1990). Esto no

implica que las capas de hielo fueran permanentes y, por lo tanto, impidieran la vida en el continente antártico.

El avance de la glaciación se produjo entre el Eoceno y el Oligoceno (Eastman y Clarke, 1998) y las capas de hielo se mantuvieron estables durante el Mioceno y Plioceno (Harwood *et al.*, 2000). Desde mediados del Mioceno, durante los últimos 14 m.a., se han observado aumentos y retrocesos del hielo con períodos de 1 a 3 m.a. y la última expansión del hielo comenzó hace 2,6 m.a, durante el período de enfriamiento global (Harwood *et al.*, 2000).

Previamente a la formación del hielo, la plataforma continental era menos profunda, lo que implica una mayor disponibilidad de ambientes someros y mayor diversidad faunística. Al extenderse las capas de hielo hasta el borde de la plataforma continental, se redujeron los hábitats disponibles para organismos de plataforma, lo cual habría provocado la extinción de algunas especies, como así también la búsqueda de refugios sin hielo y la migración hacia hábitats más profundos (Eastman y Clarke, 1998).

### 1.3 El Océano Austral

*“Un mar que durante el verano,  
desde la superficie hasta una profundidad de 1.450 metros,  
muestra una temperatura menor a cero grados centígrados  
merece ser llamado Antártico”*

Lönnberg (1905).

El continente Antártico, la región más meridional de la tierra, despliega una serie de características únicas y distintivas. La mayor parte de la masa terrestre de este continente se halla ubicada al sur del Círculo Polar Antártico ( $66^{\circ}33'S$ ), sólo sobrepasan esta latitud el extremo norte de la Península Antártica y algunas islas, tales como las islas Kerguelen y Crozet en el sector Índico del Océano Austral y las islas Orcadas y Georgias del Sur en el sector Atlántico, entre otras (Figura 6).

El continente Antártico y los grupos de islas asociadas del océano Austral se encuentran aislados de las otras tierras en el Hemisferio Sur por una gran distancia y por el límite térmico circumpolar, el Frente Polar Antártico (FPA), que se desarrolla entre los  $54^{\circ}$  y  $62^{\circ}$  de latitud Sur y representa un brusco cambio de la temperatura (Figura 7).

El FPA o Convergencia Antártica, en su antiguo nombre, fue descrito por primera vez por Meinardus en el año 1923 (DeWitt, 1971), aunque en años anteriores Lönnberg (1905) y Regan (1914) habían reconocido la existencia de un límite natural en la isoterma de los  $6^{\circ}C$ , que coincide con el FPA.

Posteriormente Norman (1938) asoció el límite norte de la Zona Antártica con el FPA.

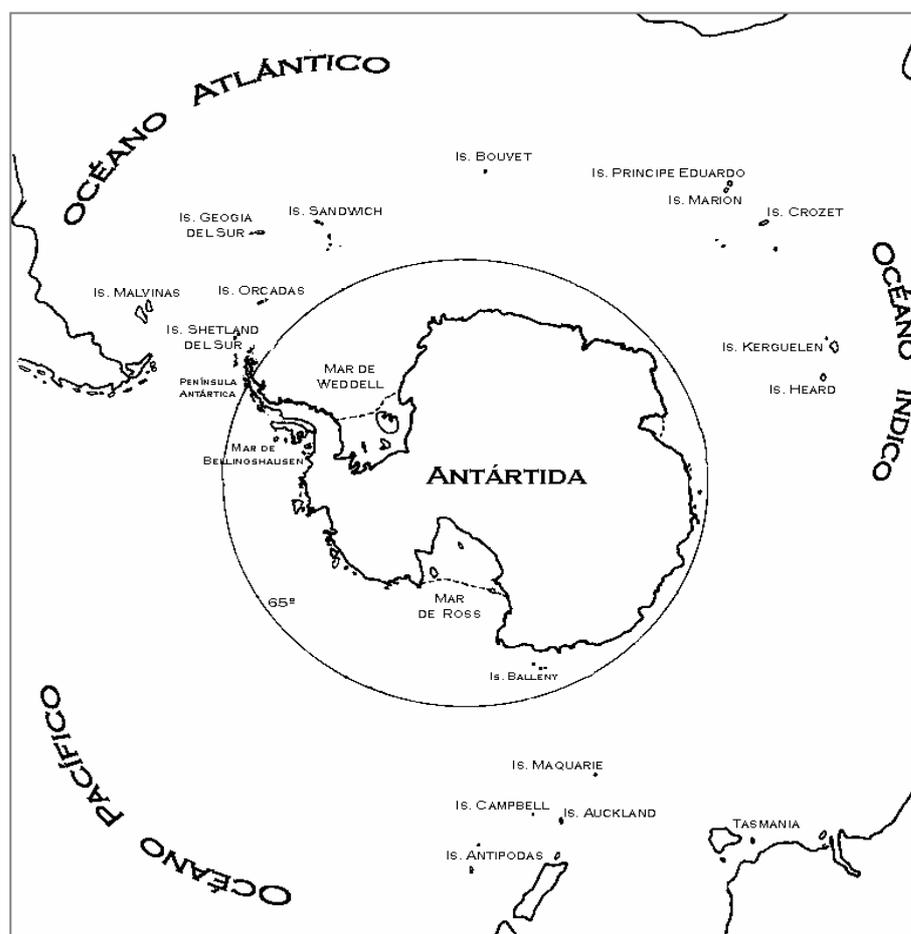


Figura 6: Continente Antártico e islas asociadas.

El Océano Austral está formado por el extremo sur de los océanos Pacífico, Atlántico e Índico, constituyendo un anillo que rodea la Antártida. Como la circulación de este océano es en su mayor parte circumpolar y por lo tanto difiere de los giros anticiclónicos que definen la circulación en el resto de los océanos, geográficamente se lo considera un océano separado.

El límite sur de este océano es el continente Antártico y se extiende hacia el norte hasta la Convergencia Subtropical (40°S).

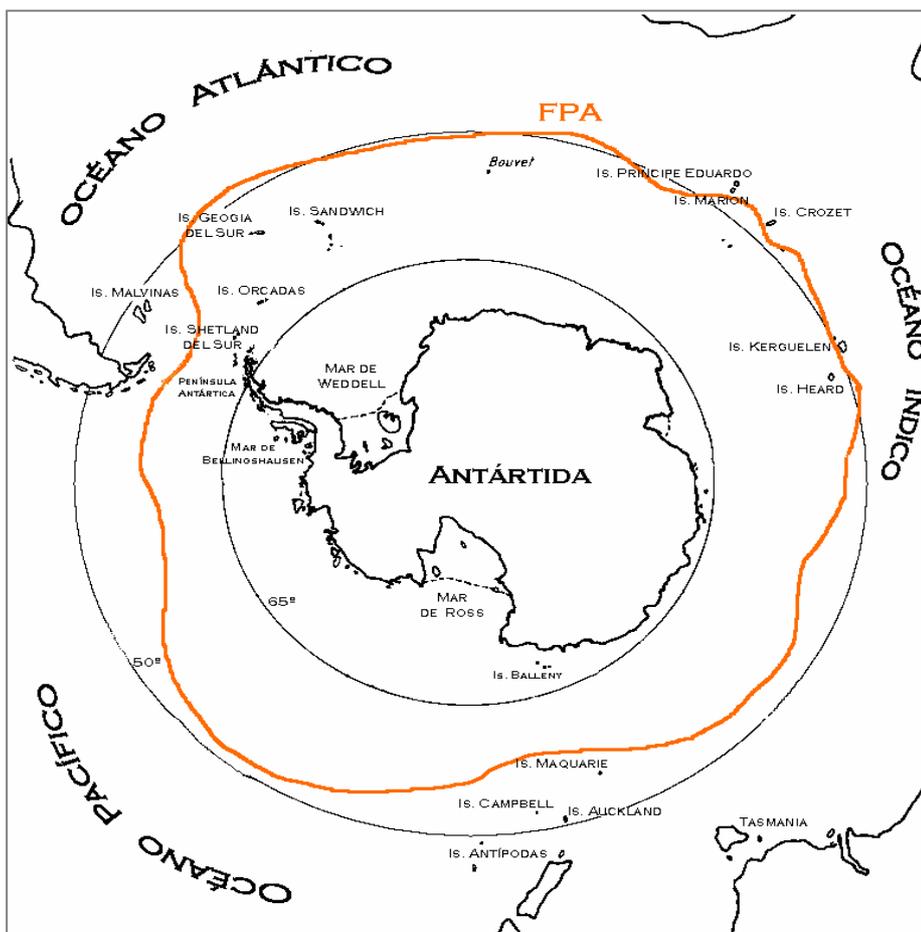


Figura 7: Posición del Frente Polar Antártico (FPA).

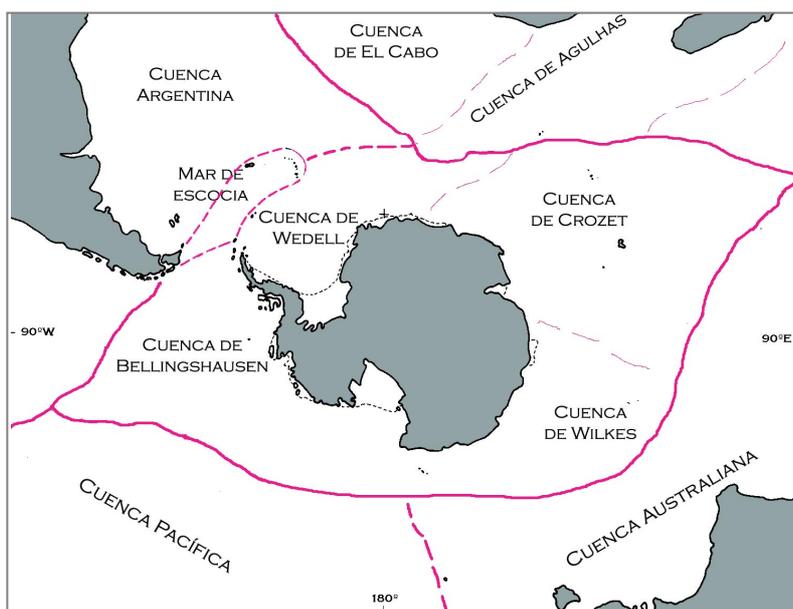
Este frente conforma el límite norte del área subantártica y exhibe gradientes horizontales muy marcados en cuanto a algunos parámetros, por ejemplo, la temperatura superficial, aunque no en toda su extensión; por lo cual algunos autores no lo consideran un límite preciso. En algunos casos, se toma al Frente Polar Antártico como límite norte y se diferencia entre

océano Austral y océano Antártico, considerando “antártico” todo aquello al sur del Frente Polar Antártico y “subantártica” la región comprendida entre este frente y la Convergencia Subtropical (Lutjeharms, 1990).

La Antártida está rodeada por una plataforma continental con una profundidad promedio de 500 metros y es más profunda que la mayoría de las plataformas continentales debido a la presión ejercida por el hielo (Adie, 1964; Andriashev, 1965; Rutford *et al.*, 1968), fenómeno conocido como depresión isostática (Foster, 1984). La plataforma se extiende paralelamente a la costa con una amplitud de aproximadamente 200 kilómetros. La topografía de la misma se ve interrumpida por fosos entre la costa y el talud. A pesar de su extensión, se considera una plataforma muy estrecha debido a que los hielos ocupan la mayor parte de su superficie, dejando libre el 3-5% del área al sur del FPA, excepto en los mares de Weddell, Ross y Bellingshausen (Hempel, 1985). Desde la parte más externa de la plataforma se extiende el talud continental hasta profundidades que oscilan entre los 3.000 y 5.000 metros y, de allí en más, se encuentran las llanuras abisales (Hanson y Gordon, 1998).

Desde el punto de vista topográfico cabe señalar la existencia de tres cuencas principales, separadas por cordilleras submarinas que rodean al continente y que influyen en la circulación de las masas de agua. Estas son la cuenca Weddell-Crozet (Atlántico-Índico), la cuenca Índica Sur y la cuenca Pacífica Sudeste; estas cuencas están parcialmente acotadas por el sistema Península Antártica- Arco de Escocia, la cordillera

del Sudeste de la India y la meseta Kerguelen, y el puente entre el continente antártico y la cordillera del Pacífico. Las cordilleras y mesetas restringen el flujo de las aguas de fondo entre cuencas y desvían las corrientes superficiales (Foster, 1984) (Figura 8).



**Figura 8:** Principales cuencas oceánicas (tomado y modificado de Kennett, 1982).

Uno de los aspectos hidrográficos más distintivos del Océano Austral es la presencia de marcados frentes que determinan, en gran medida, las características superficiales de este océano. Asimismo los accidentes geográficos condicionan ampliamente los diversos frentes: por ejemplo, la posición del FPA es aproximadamente estable y su posición está relacionada con las cordilleras submarinas, que corren paralelamente a la costa, excepto en el sector Pacífico del Océano Austral. La

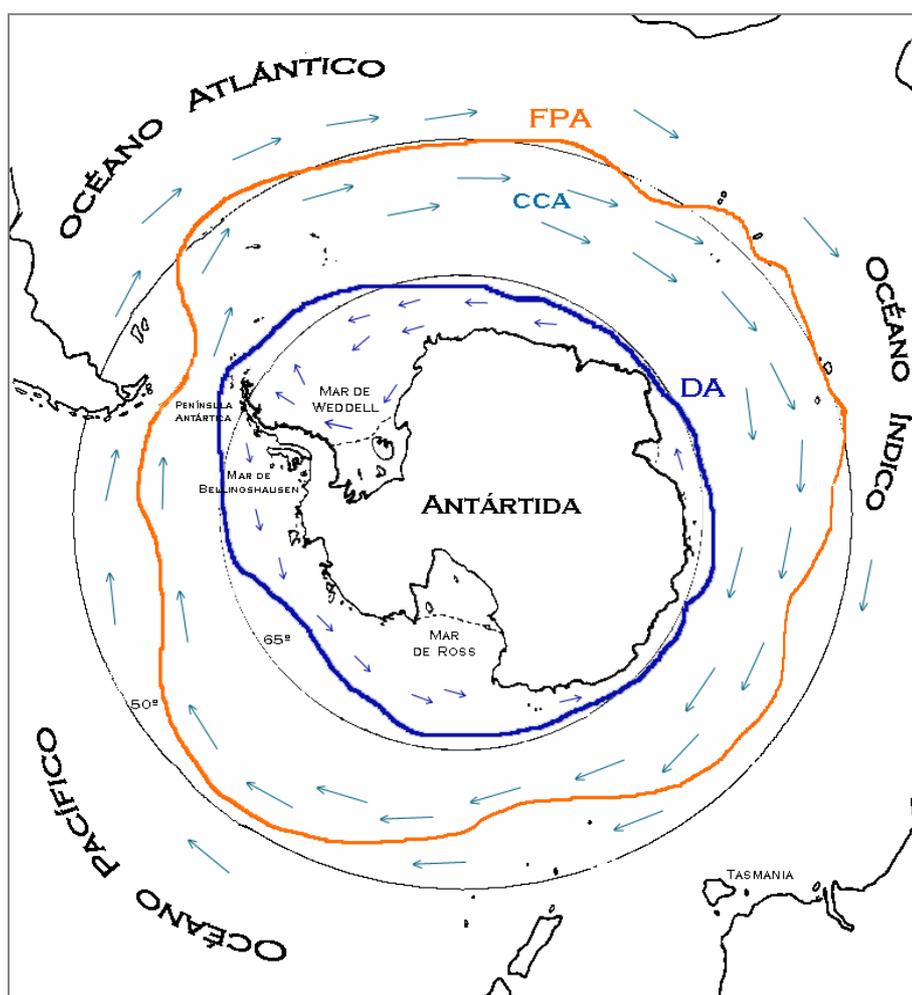
batimetría y la topografía costera también determinan la ubicación de varios de los grandes giros, como es el caso de Weddell y Ross. En el pasaje de Drake la CCA está altamente acotada, una parte del Giro de Weddell es desviado hacia el norte por la Península Antártica, uniéndose en las cercanías de las islas Shetland a la CCA. La mayor parte de la energía cinética de la circulación superficial es en forma de remolinos, la distribución de estos remolinos no es homogénea geográficamente si bien está concentrada en ciertas regiones. En el área de la CCA estas regiones coinciden con la parte central de la corriente, principalmente donde la misma encuentra accidentes topográficos. El carácter de estas corrientes, es decir, la tendencia a la formación de meandros, tiene una influencia significativa en la distribución de los organismos.

### 1.3.1 *Circulación de las masas de agua*

Las corrientes en el Océano Austral pueden dividirse en dos categorías: la advección horizontal en las capas superficiales y el régimen a profundidad; estos dos tipos de corrientes son componentes del mismo movimiento de masas de agua.

Los patrones de circulación de las aguas superficiales reflejan la forma más o menos simétrica del continente y no sólo están influenciados por las diferencias de temperatura y la salinidad de las masas de agua, sino también por la circulación

atmosférica alrededor del continente. Los vientos provenientes del oeste producen una importante corriente hacia el este, la Corriente Circumpolar Antártica (CCA), que corre entre la Divergencia Antártica y el FPA (Figura 9). Toda esta zona, tanto los frentes como la CCA, es conocida actualmente como Zona del Frente Polar (Hanson y Gordon, 1998).



**Figura 9:** Circulación superficial en el Océano Austral. FPA: Frente Polar Antártico, DA: Divergencia Antártica, CCA: Corriente Circumpolar Antártica.

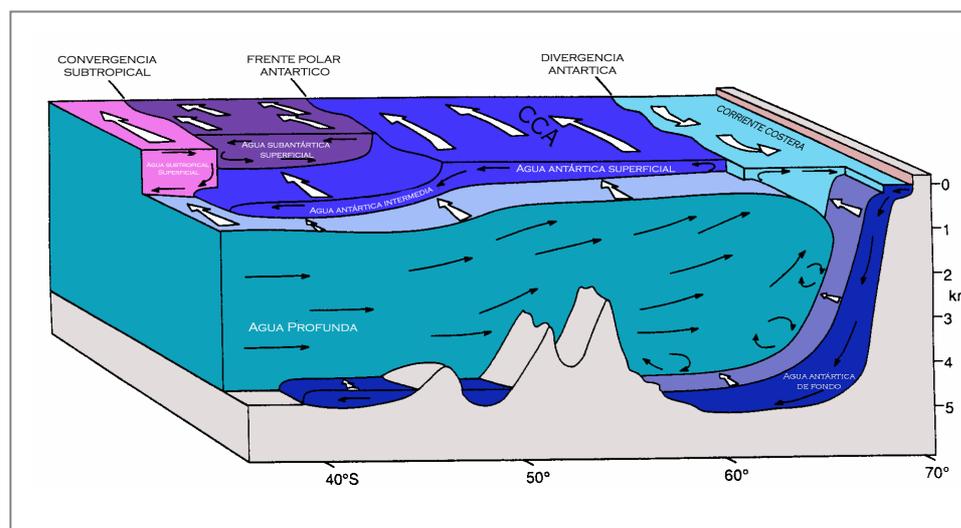
El efecto de la rotación de la Tierra sumado a la fricción produce un desvío de las aguas hacia la derecha de la dirección del viento en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur, efecto conocido como transporte de Ekman (Pedlosky, 1979).

En la CCA, el transporte de Ekman produce una tendencia de la circulación de las aguas superficiales hacia el noreste, alejándolas del continente. En las cercanías del continente, por el contrario, debido a los vientos de componente este, se forma una corriente costera que corre hacia el sudoeste, es decir, hacia el continente. La frontera entre estas dos corrientes superficiales, la Corriente Antártica Costera y la CCA, se conoce como Divergencia Antártica (Kennett, 1982). La Divergencia Antártica se ubica cerca del límite de las banquisas en invierno; en esta zona se produce el afloramiento de las masas de Agua Circumpolar Profunda, que está formada, en su mayor parte, por agua profunda del Atlántico Norte, llevando a la superficie gran cantidad de nutrientes.

El Agua Circumpolar Profunda contribuye a la formación de las masas de Agua Superficial Antártica y Agua Antártica de Fondo. El Agua Superficial Antártica (o Agua de Invierno) ocupa los primeros 200 m de la columna de agua, entre el talud y el FPA, esta masa de agua tiene una temperatura inferior a los 1°C (en invierno) y fluye hacia el Norte (Figura 10), desde el continente hacia el FPA. Este frente se ubica donde el agua subsuperficial intercepta a la isobata de 200 m (Lutjeharms, 1990), en el FPA el Agua Superficial Antártica se hunde a

profundidades mayores a los 1000 m, debajo del Agua Subantártica Superficial que es más cálida y de menor densidad ( $\sim 2^{\circ}\text{C}$  en invierno) y contribuye a formar el Agua Subantártica Intermedia, que se extiende hasta la Convergencia Subtropical ( $\sim 40^{\circ}\text{S}$ ), donde la temperatura del agua pasa de los  $10,6^{\circ}\text{C}$  a los  $17,9^{\circ}\text{C}$ .

El Agua Antártica de Fondo se produce como resultado de la formación anual de hielo en las capas superficiales, y la mayor contribución a la formación de estas aguas se genera en el mar de Weddell (Lutjeharms, 1990). A medida que el agua se congela para dar lugar a las banquisas de hielo, el agua circundante se carga de sal, aumentando su densidad; este agua fría (siempre a menos de  $1^{\circ}\text{C}$ ), densa y altamente salina, fluye alejándose de la plataforma continental y baja por el borde del talud, ocupando el fondo del Océano Austral, por debajo del Agua Circumpolar Profunda. El Agua Antártica de Fondo alcanza los  $50^{\circ}\text{N}$  en el Océano Pacífico y  $45^{\circ}\text{N}$  en el Océano Atlántico (Kennett, 1982).



**Figura 10:** Esquema que representa una sección transversal de la columna de agua en el Océano Austral y muestra las distintas masas de agua, corrientes y frentes. CCA: Corriente Circumpolar Antártica.

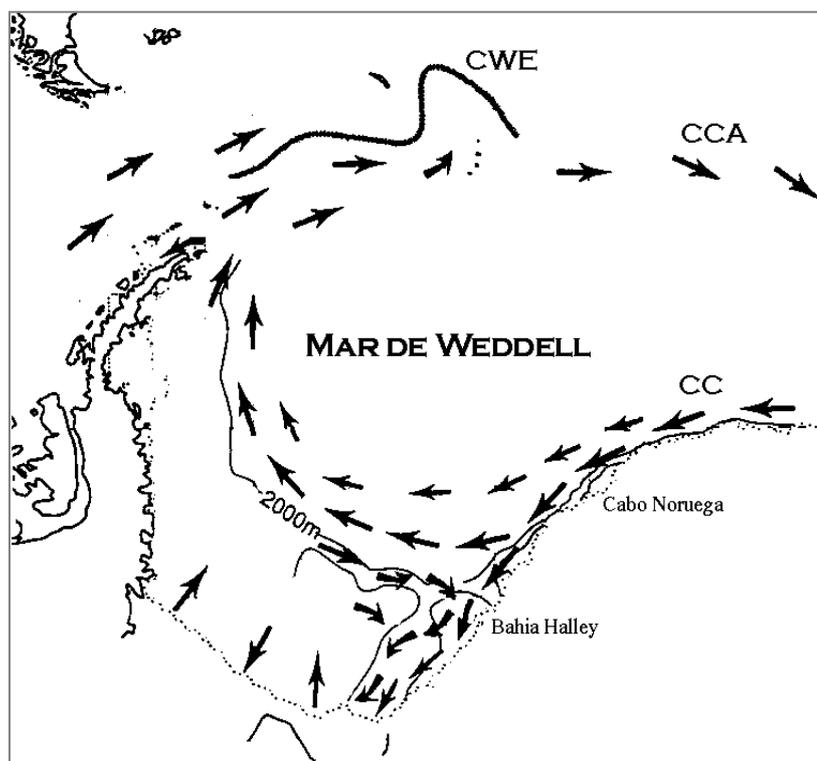
### 1.3.2 Mar de Weddell

La mayor parte de la plataforma continental del mar de Weddell, se sitúa entre los 74°S y 78°S. El extremo este de su plataforma es muy angosto, con una extensión máxima de 90 kilómetros, mientras que la plataforma sur es más ancha extendiéndose entre 200 y 400 kilómetros (Loeb *et al.*, 1993). La profundidad de la plataforma oscila entre los 200 y los 500 metros, aunque en las zonas del borde del talud, debido al peso del hielo continental, la profundidad ronda entre los 500 y 600 metros. Las áreas someras están generalmente cubiertas de hielo, el cual forma la línea de costa en la parte este y sur del mar de Weddell.

La hidrografía está dominada por el Giro de Weddell, producido por vientos con circulación horaria; la circulación del Giro involucra a toda la columna de agua y depende, en gran medida, de la topografía (Figura 11).

El Giro de Weddell cubre la cuenca de Weddell y es un componente muy importante de la circulación del Océano Austral; es aquí donde se genera la mayor parte del agua profunda de los océanos (Lutjeharms, 1990). Como parte del Giro de Weddell, fluye una corriente costera a lo largo de la plataforma de hielo hacia el sudoeste. Al norte de la bahía de Halley (75°S) esta corriente se divide en dos ramas: la rama del talud y la rama costera; ésta última fluye a lo largo del borde del hielo y de la Fosa de Filchner, hacia el sur, mientras que la rama del talud rodea la cuenca, fluyendo hacia el norte al borde del talud y se dirige hacia el mar abierto donde se funde con la CCA en la Confluencia Weddell-Escocia. Una pequeña parte de esta corriente se desvía bordeando el extremo norte de la Península Antártica y entra al estrecho de Bransfield (Ekau, 1991).

En el mar de Weddell la temperatura del agua es aproximadamente de  $-1,8^{\circ}\text{C}$ , aunque en verano se forma una capa superficial que ocupa los primeros 50-100 metros de la columna de agua con temperaturas algo mayores ( $>0^{\circ}\text{C}$ ) (Loeb *et al.*, 1993).



**Figura 11:** Circulación en el Mar de Weddell (giro de Weddell). CCA: Corriente Circumpolar Antártica; CC: Corriente costera; CWE: Confluencia Weddell-Escocia (tomado y modificado de Loeb *et al.*, 1993).

La costa está casi enteramente bordeada por plataformas de hielo continental y glaciares, restringiendo de esta forma los hábitats costeros (Figura 12). Existen zonas de hielo permanente en la parte oeste del Giro y en invierno el hielo cubre toda el área, excepto pequeñas zonas donde el viento o los afloramientos permiten el desarrollo de polinias, que son zonas libre de hielo (Lutjeharms, 1990).

El avance y retroceso del hielo, en el mar de Weddell está ampliamente influenciado por la circulación atmosférica y

oceanográfica y no progresa en una simple dirección sur-norte, sino de forma irregular (Foster, 1984).



**Figura 12:** Vista de la costa del Mar de Weddell.

## 1.4 Estacionalidad

*...sueño el sur  
inmensa luna  
cielo al revés...*

Pino Solanas y Astor Piazzola,  
"Vuelvo al Sur".

Una de las consecuencias de la ubicación polar del Océano Austral es la marcada fluctuación en la temperatura del aire y la insolación, lo que genera un régimen estacional tanto en los procesos físicos como en los biológicos.

La mayor parte de las aguas tienen temperaturas inferiores a 0°C y muestran muy poca oscilación entre el verano y el invierno: al sur de los 60°S existen 2°C de diferencia entre el mes más cálido y el mes más frío; cerca de la plataforma continental, la temperatura del agua es igual o menor al punto de congelamiento del agua de mar (-1,86°C) (Kennett, 1982). A pesar de la alta estabilidad de la temperatura en la columna de agua, existe una marcada estacionalidad en cuanto a la formación de capas de hielo y períodos de luz (Eastman, 1993).

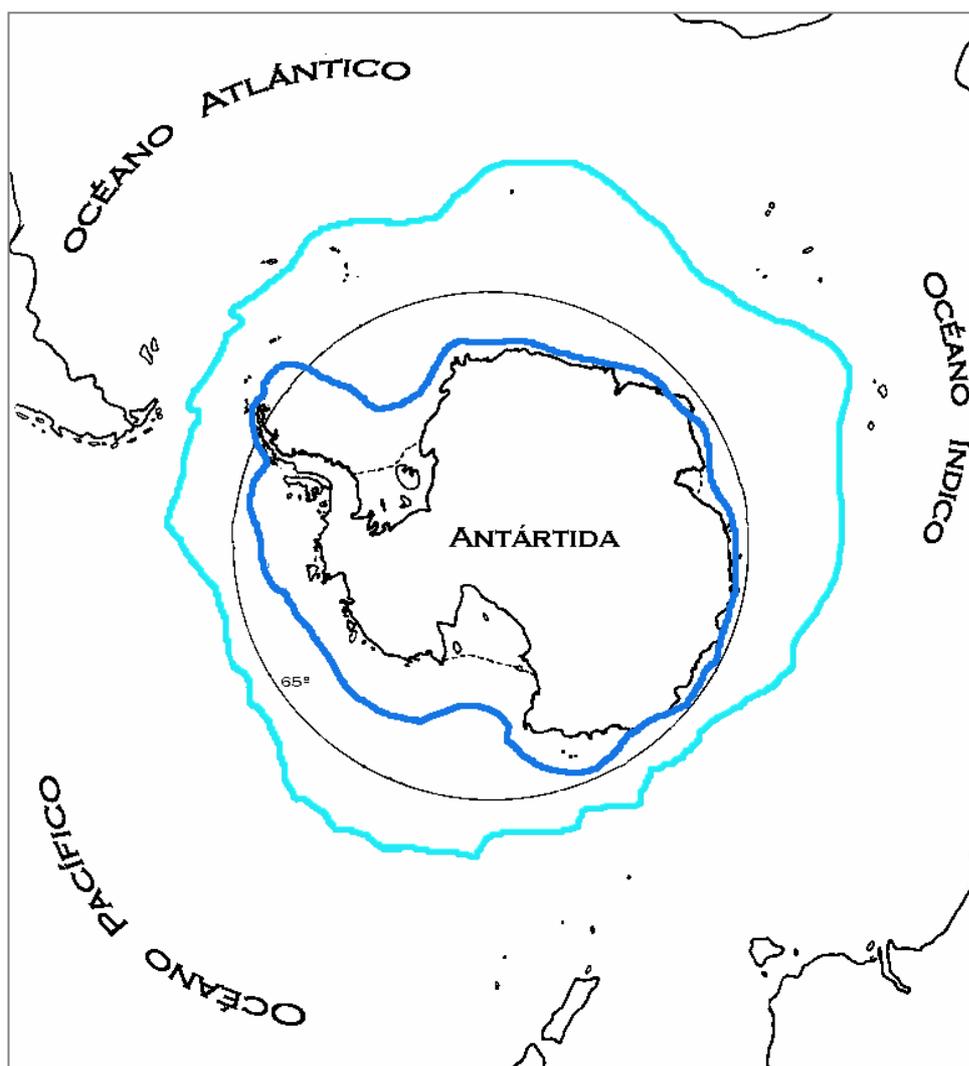
#### 1.4.1 *Fluctuación de las capas de hielo*

La formación de la cubierta de hielo o banquisa es el factor ambiental más importante en la biología de la mayor parte del Océano Austral (El Sayed, 1985).

La extensión de las capas de hielo difiere ampliamente entre verano e invierno; cada año se derrite y se vuelve a congelar aproximadamente un 80% de la cubierta de hielo (Loeb *et al.*, 1993). La menor extensión ocurre en el verano austral, durante febrero y marzo ( $3,5 \times 10^6$  km<sup>2</sup>) y llega a un máximo en invierno entre los meses de agosto y octubre ( $19 \times 10^6$  km<sup>2</sup>) (Figura 13) (Hanson y Gordon, 1998).

La interfase que se forma entre el hielo y el mar, en la zona marginal de la capa de hielo se extiende por 100-200 kilómetros, esta zona marginal se mueve junto a la ubicación regional del borde de la capa de hielo. Durante los años normales, el hielo cubre más de la mitad del área al sur del FPA (El Sayed, 1985), aunque las variaciones interanuales son considerables.

Las únicas zonas con hielo perenne, además del que se encuentra a lo largo de toda la costa, se encuentran en el mar de Weddell y en el mar de Bellingshausen.



**Figura 13:** Extensión promedio máxima (mes de septiembre, trazo celeste) y mínima (mes de febrero, trazo azul) de los hielos (tomado y modificado de Phillpot, 1985 y Lutjeharms, 1990).

No todo el tiempo la capa de hielo es uniforme, se mueve continuamente produciendo flujos de calor. Los vientos catabáticos, que son extremadamente fuertes en algunas localidades, empujan las capas de hielo alejándolas de la costa y en las zonas intermedias que quedan libres de hielo, éste vuelve a formarse rápidamente; este proceso es constante y genera, en dichas zonas, contacto entre el agua y la atmósfera. Estas zonas libres de hielo, llamadas polinias (Figura 14), pueden permanecer toda la temporada e inclusive pueden desarrollarse en el mismo sitio durante varios años consecutivos. Se cree que estas polinias son sostenidas por chimeneas de convección profunda (Lutjeharms, 1990).



**Figura 14:** Foto de una polinia.

La reducción de la penetración de la luz y el aumento del albedo de la superficie congelada del océano, tienen como efecto la disminución de la temperatura, y este hecho lleva asociado un recrudecimiento de la estacionalidad del medio marino (Hanson y Gordon, 1998).

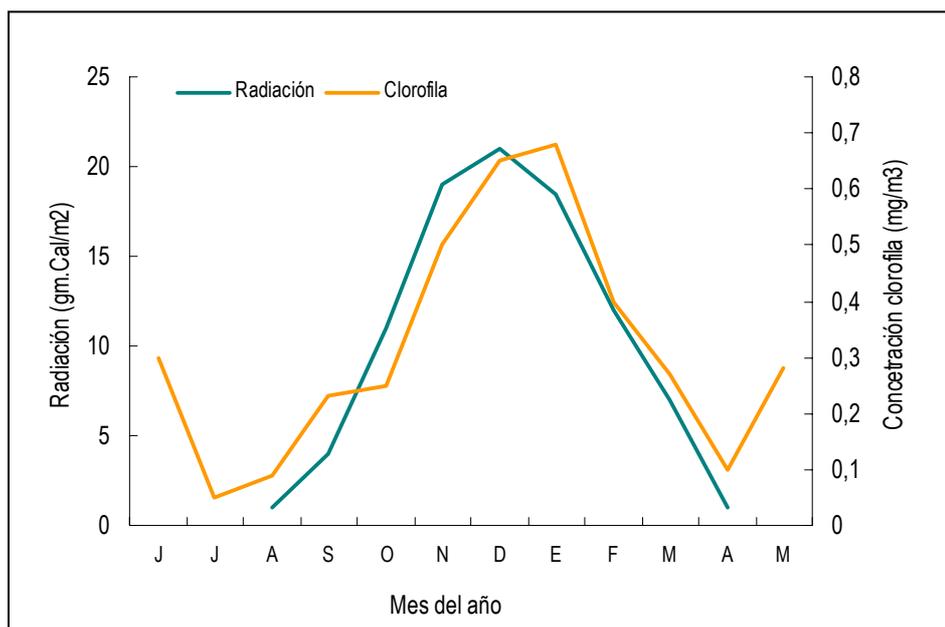
#### 1.4.2 *Producción Primaria*

Durante muchos años se sostuvo que las aguas antárticas eran las más productivas del planeta, dada la gran abundancia de nutrientes existente. Sin embargo, estudios recientes indican que la supuesta riqueza del Océano Austral es una exageración basada en un sesgo en el muestreo, tanto temporal como espacial: las mediciones de productividad se realizaban en estaciones costeras, en los bordes del hielo y en áreas cercanas a las islas antárticas y subantárticas y, generalmente, sólo en épocas estivales. La mayor parte del Océano Austral tiene valores de producción de  $0,1 \text{ gCm}^{-2}\text{día}^{-1}$ , que no superan a otras áreas oceánicas oligotróficas (Eastman, 1993).

Aunque las aguas del antártico exhiben poca variación estacional en lo que se refiere a la temperatura, existe una marcada estacionalidad en cuanto a la formación de capas de hielo y períodos de luz; y dada la íntima relación entre estos factores y la producción primaria, ésta también presenta una marcada estacionalidad.

Con la formación del hielo marino durante el invierno austral, el área de mar abierto se reduce aproximadamente a la mitad, lo cual provoca una reducción en el intercambio entre la atmósfera y el mar, de vital importancia en los ciclos biogeoquímicos. El hielo, la nieve acumulada y las comunidades bacterianas que viven en el hielo reducen la disponibilidad de luz, lo cual limita la actividad fotosintética, afectando de este modo la producción primaria (Clarke, 1985).

La llegada de la primavera, el alargamiento de los días y la retirada gradual de los hielos hace que aumente la radiación solar y su penetración en la columna de agua. A este hecho se le suma un aumento en la estabilidad de la columna de agua, lo cual provoca, entre los meses de diciembre y enero, un pico máximo de fitoplancton, principalmente en las zonas costeras, que disminuye hacia febrero debido a la pérdida de estabilidad de la columna de agua (Figura 15), aunque estos patrones pueden verse retrasados por la persistencia del hielo. En mar abierto parece ser que el patrón estacional es de menor duración y más tardío a latitudes mayores (Clarke, 1988).



**Figura 15:** Variación mensual de la radiación, comparada con la variación mensual de la concentración de clorofila en superficie (tomado y modificado de El-Sayed, 1985).

En el Océano Austral, la estacionalidad de la producción primaria tiene un efecto muy importante en los ciclos de la producción secundaria, tanto en el plancton como en el bentos. Esto es porque, como en cualquier sistema biológico, la abundancia de los organismos heterótrofos depende directamente de la abundancia de los productores primarios.

## **1.5 Ecosistema marino antártico**

El ecosistema marino antártico está controlado fundamentalmente por las corrientes oceánicas que rodean al continente (Figuras 9 y 10), junto con los efectos de los pulsos estacionales de la formación y rotura del hielo marino (Laws, 1985).

La Antártida y las aguas que la circundan constituyen el mayor sistema biológico homogéneo del planeta (Balguerías, 1993). Este ecosistema se caracteriza por presentar una baja diversidad de organismos altamente especializados. Por ejemplo, si tenemos en cuenta los vertebrados superiores, la avifauna está representada casi exclusivamente por especies de aves marinas endémicas (Carrascal, 1993) de las cuáles los pingüinos constituyen aproximadamente el 90% de la biomasa (Croxall, 1984).

La mayor parte de los organismos marinos se encuentran en las plataformas insulares y continentales, aunque las franjas costeras están prácticamente despobladas de organismos sésiles debido al efecto abrasivo de los hielos (Balguerías, 1993).

Pueden diferenciarse tres zonas pelágicas en el Océano Austral: la zona libre de hielo en mar abierto, rica en nutrientes pero relativamente pobre en producción primaria; la zona de hielo marino estacional, rica en fitoplancton, zooplancton y producción primaria, y la zona de hielo permanente, rica en depredadores bentónicos y peces (Hureau, 1994) (Figura 16).

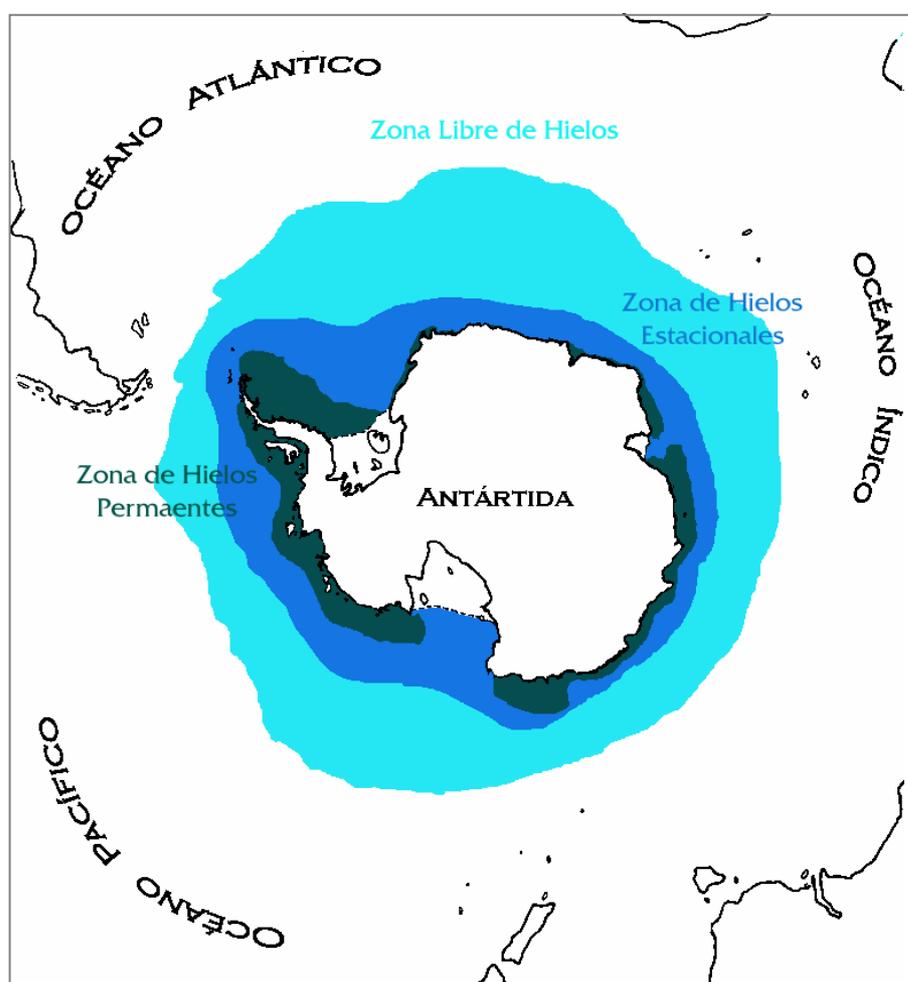
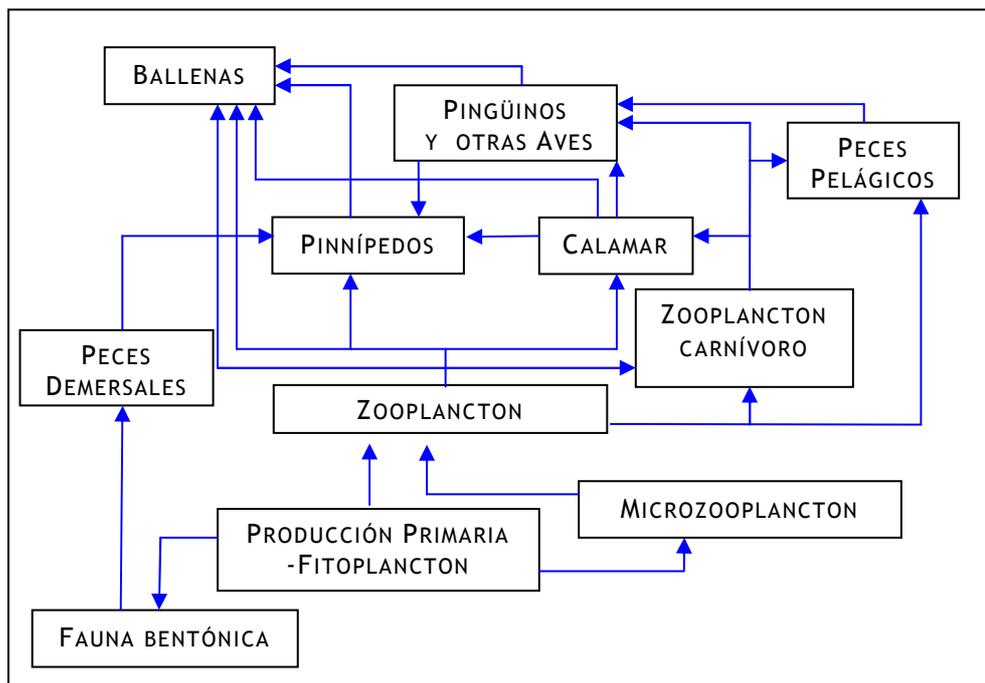


Figura 16: Zonas pelágicas del Océano Austral, según Hureau, 1994.

En el centro del ecosistema marino antártico se encuentra el fitoplancton, que forma el primer nivel de la trama alimentaria marina (Figura 17) y, que de una u otra forma, es la base de la alimentación de las demás especies (Hanson y Gordon, 1998).



**Figura 17:** Representación esquemática simplificada de la cadena trófica en el Océano Austral (Tomado y modificado de Clarke, 1985).

Sustentados por los pulsos de producción primaria, proliferan los productores secundarios, que están constituidos por el zooplancton. La gran dependencia del fitoplancton hace que la distribución y abundancia del zooplancton siga, con cierto retardo, los mismos ciclos que la producción primaria.

El zooplancton herbívoro consiste, principalmente, en larvas y distintas etapas juveniles de crustáceos pelágicos, como Copépodos y Eufausiáceos. El zooplancton carnívoro está dominado por Copépodos, Quetognatos y Poliquetos pelágicos, también las larvas de algunos peces están presentes en esta categoría. En términos de biomasa los más importantes

son los Copépodos y los Eufausiáceos, ambos Crustáceos pelágicos (Laws, 1985).

Entre las distintas especies de Eufausiáceos, *Euphausia superba* es el componente más importante de la dieta de los depredadores de los niveles superiores. Esta especie es una de las cuatro, de distribución netamente antártica, que se engloban dentro de lo que se conoce como “krill” (Figura 18) (Balguerías, 1993).



Figura 18: “Krill” *Euphausia superba*.

Las poblaciones de “krill” constituyen una parte muy significativa del ecosistema antártico, ya que muchas especies se alimentan exclusivamente de este crustáceo durante su época de cría (Everson, 1977; Laws, 1985). A pesar de que la distribución del “krill” (Figura 19) es circumpolar, existen zonas en el mar de Weddell y en la región de la confluencia

Weddell-Escocia donde las agregaciones son particularmente densas (Everson, 1977).

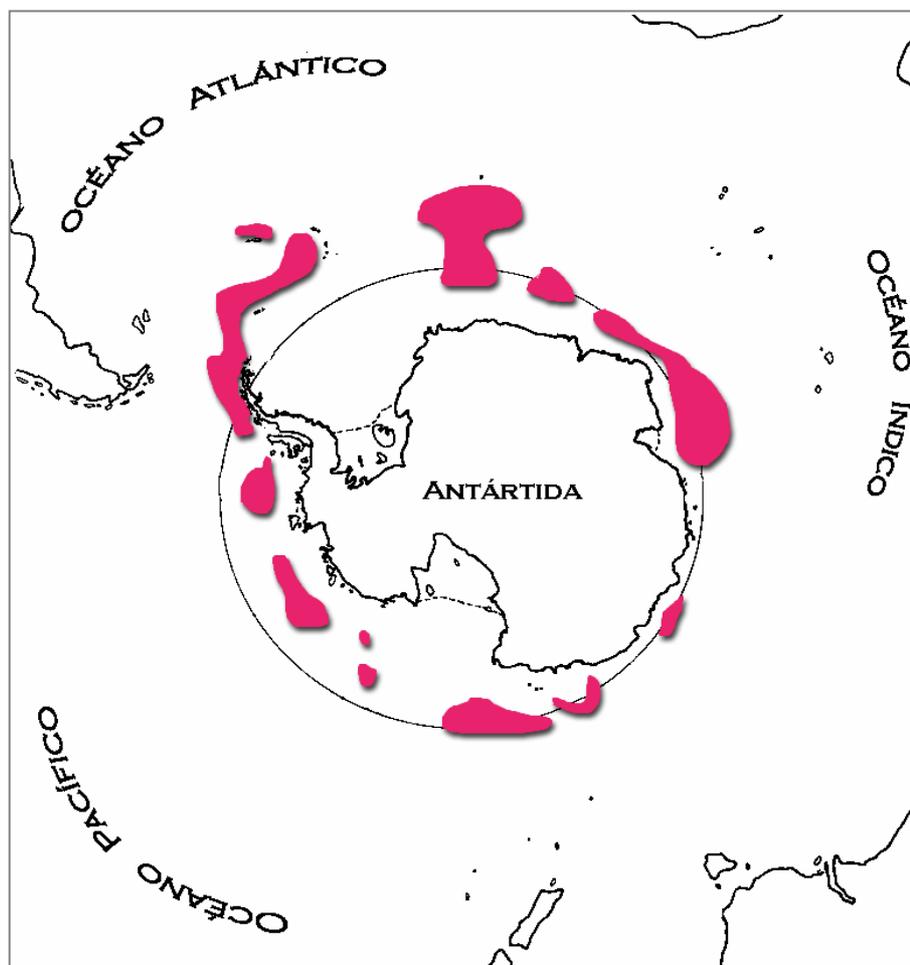


Figura 19: Distribución de las regiones con mayores concentraciones de "krill" (tomado y modificado de Everson y Miller, 1994).

No es posible realizar una clara división entre los animales pelágicos que constituyen el plancton y aquellos que forman parte del siguiente nivel trófico, dado que muchas especies nectónicas de Cefalópodos y peces permanecen durante las primeras fases de su ciclo de vida en el plancton.

En el Océano Austral el zooplancton es el principal alimento de muchas especies de Cefalópodos, peces, Aves y Mamíferos.

Siguiendo un esquema muy simple de cadena alimentaria (Figura 17), encontramos a los Cefalópodos: en el Océano Austral, el grupo más importante de cefalópodos lo representan los calamares (Clarke, 1985), que constituyen la base de la dieta de cachalotes, peces, aves marinas y focas.

Dadas sus características oceanográficas, el océano que rodea a la Antártida no tiene la capacidad de albergar a un número muy elevado de especies de peces. La reducción de los hábitats costeros por los efectos abrasivos del hielo, la gran profundidad de la plataforma causado por el efecto isostático, y el límite que impone el FPA son algunas de las causas de esta restricción. De las 26.000 especies de peces que se conocen (Eschmeyer, 1998), sólo aproximadamente 300 están representadas en el Océano Austral, al sur del FPA (Eastman y Eakin, 2000). Además de su importancia como depredadores de "krill", a su vez, los peces son consumidos por Aves y Mamíferos (North y White, 1987).

La vida de las aves en la Antártida está altamente influida por la naturaleza de los vientos y la cobertura de hielo del continente, dado que existen muy pocos lugares libres de hielo adecuados para la nidificación. Por estas razones las aves de la Antártida son casi exclusivamente marinas, y la mayor parte de sus distribuciones son subantárticas (Croxall, 1984). Las principales especies de aves marinas antárticas están representadas por pingüinos, petreles, gaviotas, albatros, skuas y cormoranes. La mayoría son consumidores secundarios, que ocupan el tercer nivel trófico en la cadena alimentaria puesto que dependen del zooplancton,

principalmente del “krill”. Igualmente, algunas especies se alimentan total o parcialmente de consumidores terciarios como los peces y calamares. Además, los petreles gigantes y los skuas basan su dieta en pequeñas aves, crías de pingüinos y carroña (Everson, 1977; Croxall, 1984; Laws, 1985).

La mayoría de las focas y ballenas se alimentan de krill, aunque también se alimentan de consumidores de krill, como peces, calamares, pingüinos, inclusive de otras focas y ballenas (Laws, 1985). Sin tener en cuenta a los humanos, algunos de los mamíferos marinos antárticos como es el caso de la foca leopardo, estarían en el último nivel de esta cadena alimentaria (Carrascal, 1993)(Figura 17).

A pesar de que la Antártida permanece siendo única desde el punto de vista de su valor científico, ecológico y ambiental, ya no es ese continente inaccesible con el que soñaban los primeros exploradores. En la actualidad se la considera una de las regiones con más interés en términos de investigación científica, puesto que representa un foco donde estudiar la dinámica de sistemas físicos y biológicos, y la forma en que éstos han evolucionado. Para adentrarse en la dinámica de los sistemas biológicos, en especial de la fauna íctica, a continuación se hará una breve reseña acerca de su distribución, su origen y diversificación, y sus adaptaciones.