

# SÍNTESIS DE METEOROLOGÍA ANTÁRTICA

## Volumen I. Meteorología Antártica

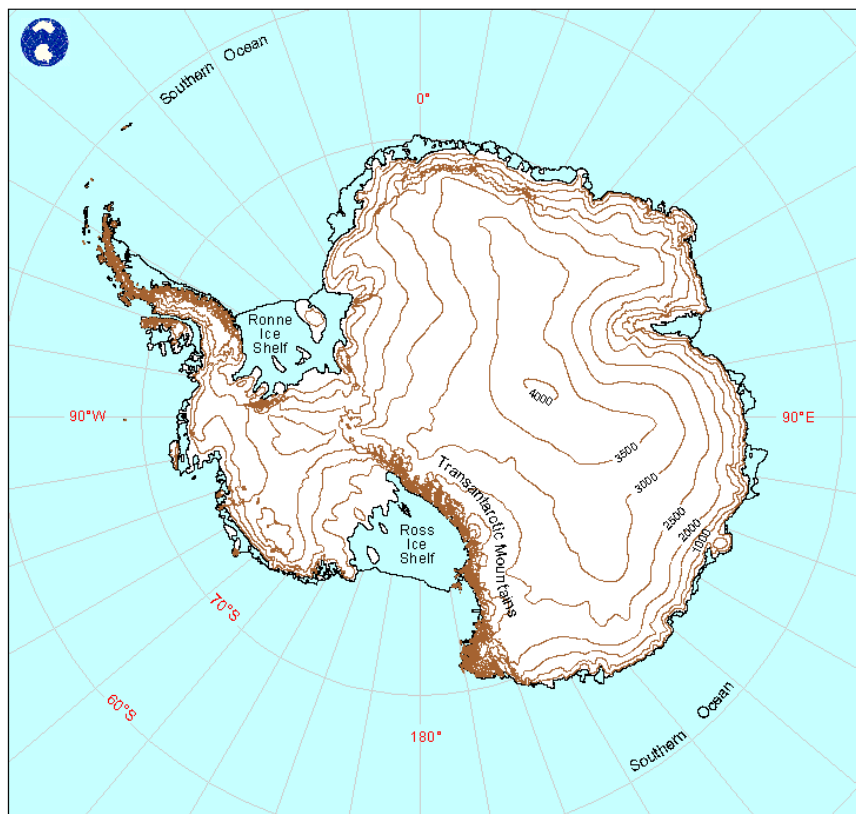
### 1 La Antártida y su entorno

El Tratado Antártico considera como pertenecientes a la Antártida los territorios situados al sur de la latitud 60° S. Es esta una frontera totalmente artificial, por lo que hay quien prefiere considerar como límite del dominio antártico el borde del Océano Antártico, es decir, la denominada Zona de Convergencia Antártica, donde se encuentran las aguas de éste con la de los otros tres grandes océanos limítrofes. Pero, objetivamente hablando, este límite es más difuso, tanto porque es una franja de transición de anchura considerable como porque está sometido a una amplia oscilación estacional.



*Figura 1. La Antártida, y sus principales características geográficas. Fuente: NASA*

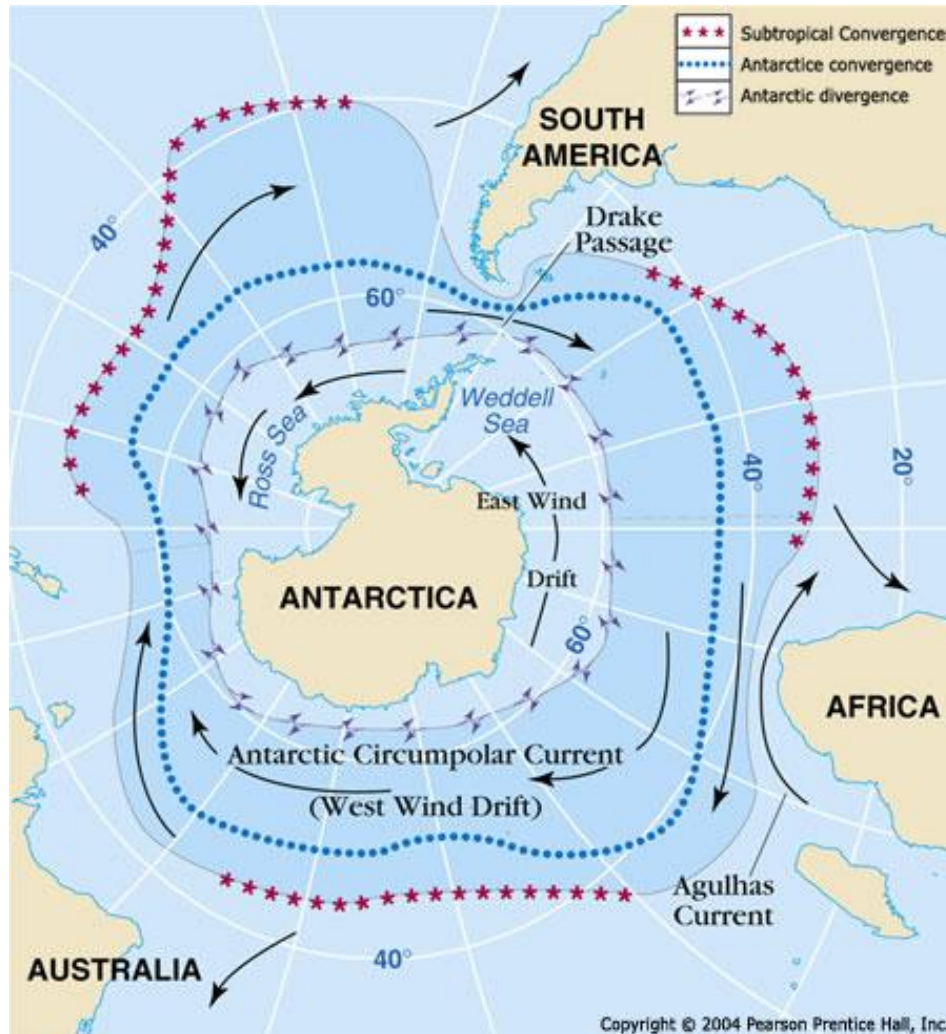
Una diferencia esencial entre el Polo Norte y el Polo Sur es que en el norte hay un mar (helado) rodeado principalmente de continentes, mientras en el sur existe un continente (también helado) completamente rodeado de mar (helado en parte, y según las estaciones). Obviamente, tanto el continente como el océano circundante influyen notablemente sobre la meteorología sinóptica de la región antártica. La Antártida es el continente más elevado, con una extensión parecida a la de Europa. Su altitud media es de unos 2200 metros. Esta elevación es debida al casquete de hielo que la cubre, que tiene un espesor medio de unos 2400 metros y que en algunas zonas se aproxima los cinco kilómetros.



**Figura 2.** Mapa de la Antártida con líneas de nivel a intervalos de 500 metros. Fuente: Turner et Pendlebury (2004)

La Cordillera Transantártica divide el continente en dos partes claramente diferenciadas. La Antártida Oriental es la más extensa, más elevada y la que contiene mayor cantidad de hielo, más de las tres cuartas partes del total (ver figura 2). Su forma es bastante simétrica y su contorno aproximadamente semicircular. La Antártida Occidental tiene menor extensión y menos espesor de hielo, su costa tiene un contorno mucho más irregular y en ella destacan el pronunciado saliente de la Península Antártica y dos grandes entrantes que conforman los mares de Ross y de Weddell.

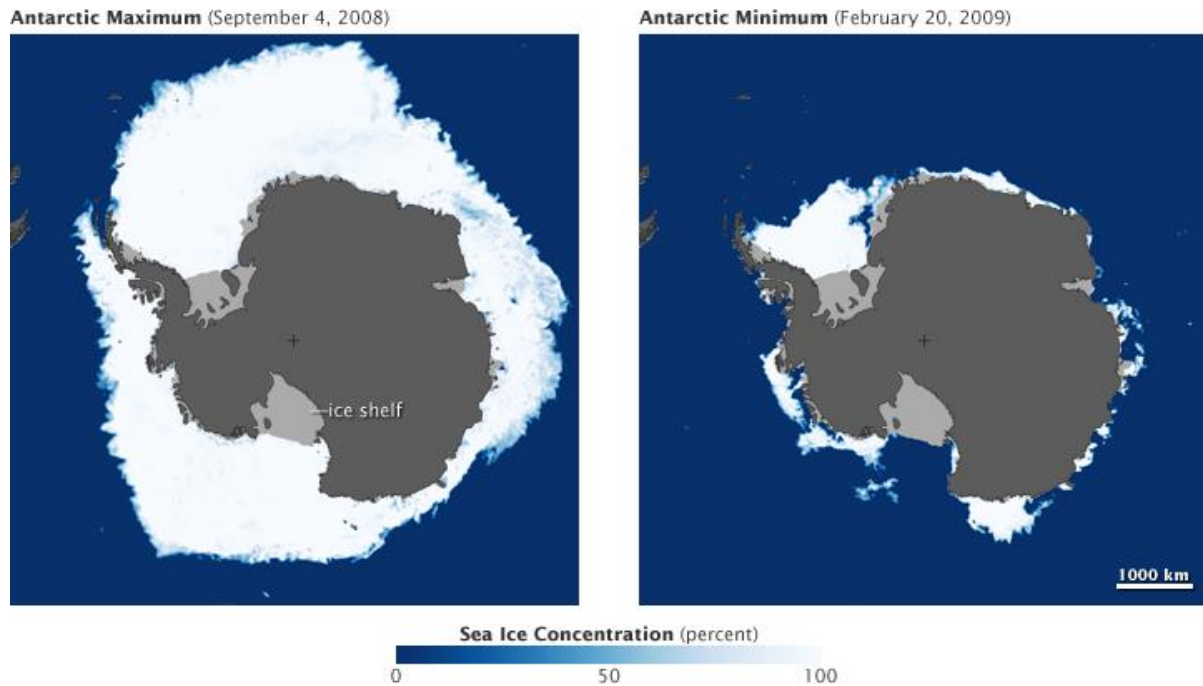
El Océano Antártico está conectado con los océanos mayores del globo y regula el intercambio de masa y energía mediante un sistema de corrientes que es vital en el sistema climático mundial. La circulación oceánica está influenciada principalmente por la orografía submarina, los gradientes de densidad y el arrastre del viento. El régimen de corrientes alrededor de la Antártida (ver figura 3) está caracterizado principalmente por una zona de divergencia superficial que circunda el continente, debida a la cizalladura horizontal del viento en superficie y al arrastre que este produce sobre el mar subyacente: al sur el flujo predominante va de este a oeste y al norte de oeste a este. Más al norte de la Divergencia Antártica está la zona de Convergencia Antártica, donde el contraste es sobre todo de temperatura y salinidad. En profundidad, las corrientes son más complicadas, pero hay que decir que implica la circulación de aguas profundas de prácticamente todo el globo. En cuanto a oleaje, el fetch alrededor de la Antártida es virtualmente ilimitado al no tener barreras continentales, de manera que el océano Antártico es el que promedia mayores alturas de oleaje.



**Figura 3.** Principales corrientes marítimas alrededor de la Antártida y las zonas aproximadas donde se sitúan la divergencia antártica, la convergencia antártica y la convergencia circumpolar. Fuente: Polar Discovery.

En invierno la extensión del continente se duplica sobradamente al helarse la superficie del mar, alcanzando el hielo los  $60^{\circ}$  S en torno a la mayor parte del continente, e incluso los  $55^{\circ}$  S en parte de la Antártida Occidental (ver figura 4). Este hielo marino estacional tiene alrededor de un metro de espesor y se funde totalmente durante el verano. Por el contrario, el hielo continental puede alcanzar un espesor de varios kilómetros y se origina por la deposición y compactación de la precipitación. La pérdida de masa del casquete polar antártico se debe principalmente a que los glaciares transportan parte del hielo hasta el mar, donde dan lugar a plataformas de hielo costeras que flotan o descansan en el fondo marino, disgregándose a la larga en icebergs. Estas plataformas de hielo, marino por su localización pero continental por su origen, no son estacionales, pues no se funden en verano y tienen un espesor que va de decenas a centenares de metros.

El elevado albedo (alrededor del 85%) y la alta emisividad del casquete de hielo hacen que el balance de energía radiante sea claramente negativo durante todo el año. Esto, unido a la baja conductividad de la nieve, mantiene temperaturas muy bajas en superficie y es origen de la pronunciada inversión térmica que permanece durante la mayor parte del año en las capas inferiores de la atmósfera antártica, sobre todo durante el invierno y con viento encalmado. En la zona central de la Antártida Oriental dicha inversión puede promediar  $25^{\circ}\text{C}$  y suele concentrarse en unas pocas decenas de metros de los estratos más inmediatos a la superficie.



*Figura 4. Máxima y mínima extensión de hielo marino estacional alrededor de la Antártida. Fuente: NASA*

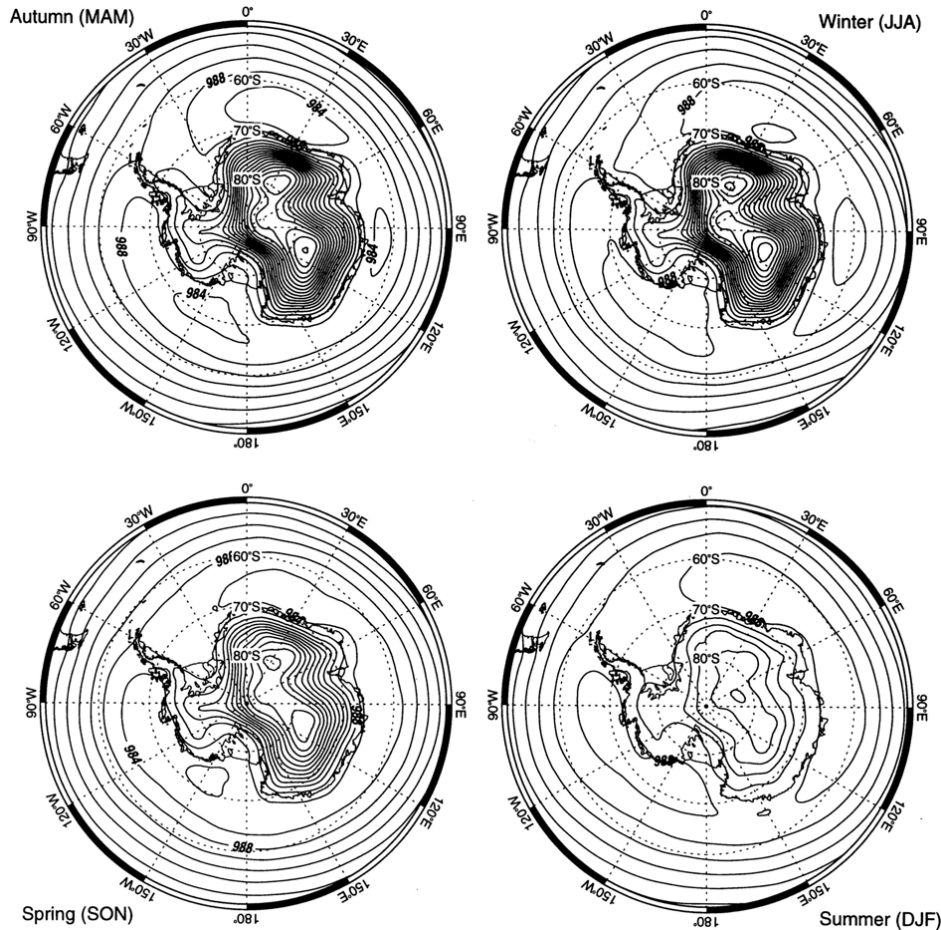
La temperatura desciende hacia el interior al aumentar la altura, la latitud y la distancia a la costa, de manera que el “polo del frío” no coincide con el polo geográfico, sino que está situado aproximadamente en el centro de la Meseta Antártica, en la Antártida Oriental (ver figura 19).

## **2 Circulación general en la Antártida**

Aunque el ciclo solar anual es similar en ambos polos, las temperaturas son mucho más bajas en la Antártida que en el Polo Norte. Esto es así porque la circulación atmosférica entre el interior del continente y las zonas subpolares es bastante cerrada, produciéndose menor intercambio con latitudes más bajas que en el Hemisferio Norte. La posición de la Antártida coincide de manera bastante aproximada con la célula situada más al sur en el modelo tricelular clásico de la circulación general atmosférica. Los factores que controlan el flujo en la zona, particularmente el balance meridiano de calor de la atmósfera, refuerzan este patrón circulatorio.

Sobre el interior del continente antártico predomina una zona de divergencia, y reduciendo la presión al nivel del mar resulta un anticiclón en superficie (ver figura 5), pero esto no es del todo fiable, ya que los resultados de reducir la presión al nivel del mar cuando es mucha la altitud no son concluyentes y la Antártida tiene una altitud media de más de 2400 metros. De todas maneras, se ha demostrado mediante modelización numérica que incluso sin la elevación que supone el casquete polar (es decir, si se substituyera este por una superficie de nieve de igual extensión pero a nivel del mar) existiría un anticiclón sobre la Antártida.

El aire frío superficial fluye radialmente por gravedad hacia latitudes más bajas desde el interior del casquete polar, tendiendo a curvarse su trayectoria hacia el oeste debido a la aceleración de Coriolis, siempre que el relieve no lo impida. En las zonas de mayor pendiente, generalmente cerca del borde del casquete antártico, el flujo se acelera hasta originar los fuertes vientos catabáticos que dan fama a la Antártida de ser el continente con mayores intensidades de viento (ver figura 25). La dirección e intensidad de los vientos catabáticos en cada zona particular vendrá finalmente determinada por la orografía (pendiente, confluencias, encauzamiento, etc), ya que es un flujo eminentemente superficial, constreñido a los estratos atmosféricos situados por debajo de la característica inversión del interior continental. Los vientos catabáticos se desaceleran sobre el mar, predominando entre el litoral y el Círculo Polar Antártico la componente este, aunque exceptuando los vórtices ciclónicos casi permanentes en los mares de Ross y Weddell.

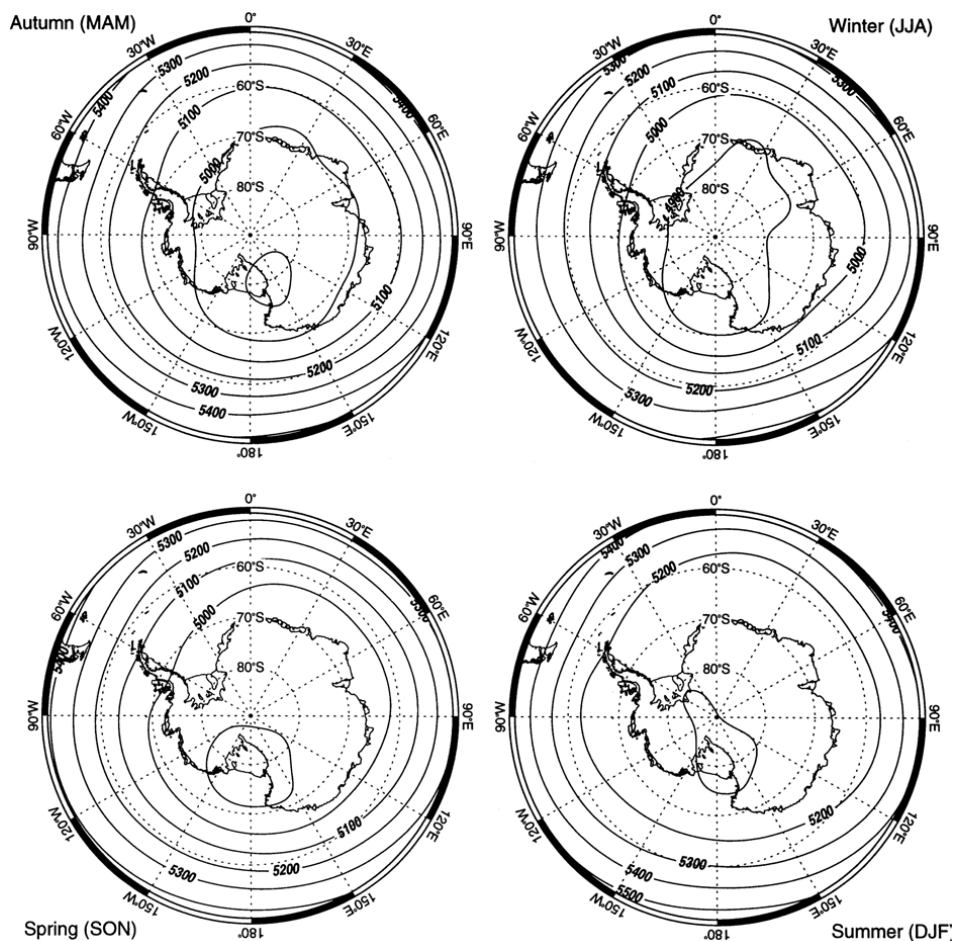


**Figura 5.** Presión media (1969-98) a nivel del mar (hPa) para las cuatro estaciones del año, con datos del proyecto de reanálisis USA NCEP. Fuente: Gareth Marshall, BAS, en Turner et Pendlebury (2004).

Alrededor de la Antártida la presión al nivel del mar alcanza valores mínimos en una banda latitudinal conocida como Vaguada Circumpolar Antártica, donde convergen las masas de aire frío y seco procedentes del interior del continente con las de carácter marino, más húmedas y relativamente templadas, que circulan sobre el Océano Antártico.

La persistencia de los vientos catabáticos sobre la superficie continental requiere una respuesta troposférica a gran escala en latitudes altas del Hemisferio Sur. Por razones de continuidad, la divergencia en niveles bajos asociada con el drenaje catabático debe ser compensada por una inyección de aire relativamente cálido a niveles medios y altos de la troposfera antártica, un flujo que converge en altura y se ve sometido a subsidencia sobre el continente. A través de este proceso el régimen de vientos catabáticos es realimentado y se integra como un componente significativo de la rama inferior de una circulación térmica directa. Dado que el gradiente térmico en la región antártica tiene una marcada orientación norte-sur, la circulación sobre el continente antártico ha de tener en principio una fuerte componente meridiana, pero a pesar de esto, el flujo alrededor de la Antártida es, en promedio, marcadamente zonal de poniente, y en altura está bien definida una zona de bajos geopotenciales sobre el continente antártico, como corresponde a un anticiclón frío.

En la superficie de 500 Hpa, que es el nivel estándar más bajo que está por encima de toda la superficie de la Antártida, el flujo toma la forma de un débil vórtice ciclónico (ver figura 6), aunque está un poco desplazado hacia la plataforma de hielo de Ross. A 300 Hpa el vórtice es más intenso y más simétrico respecto del Polo Sur (King et Turner 1997). La estructura organizada del vórtice en altura solo se hace evidente cuando los campos son promediados durante varios días; en un momento determinado el flujo puede estar distorsionado por sistemas individuales.

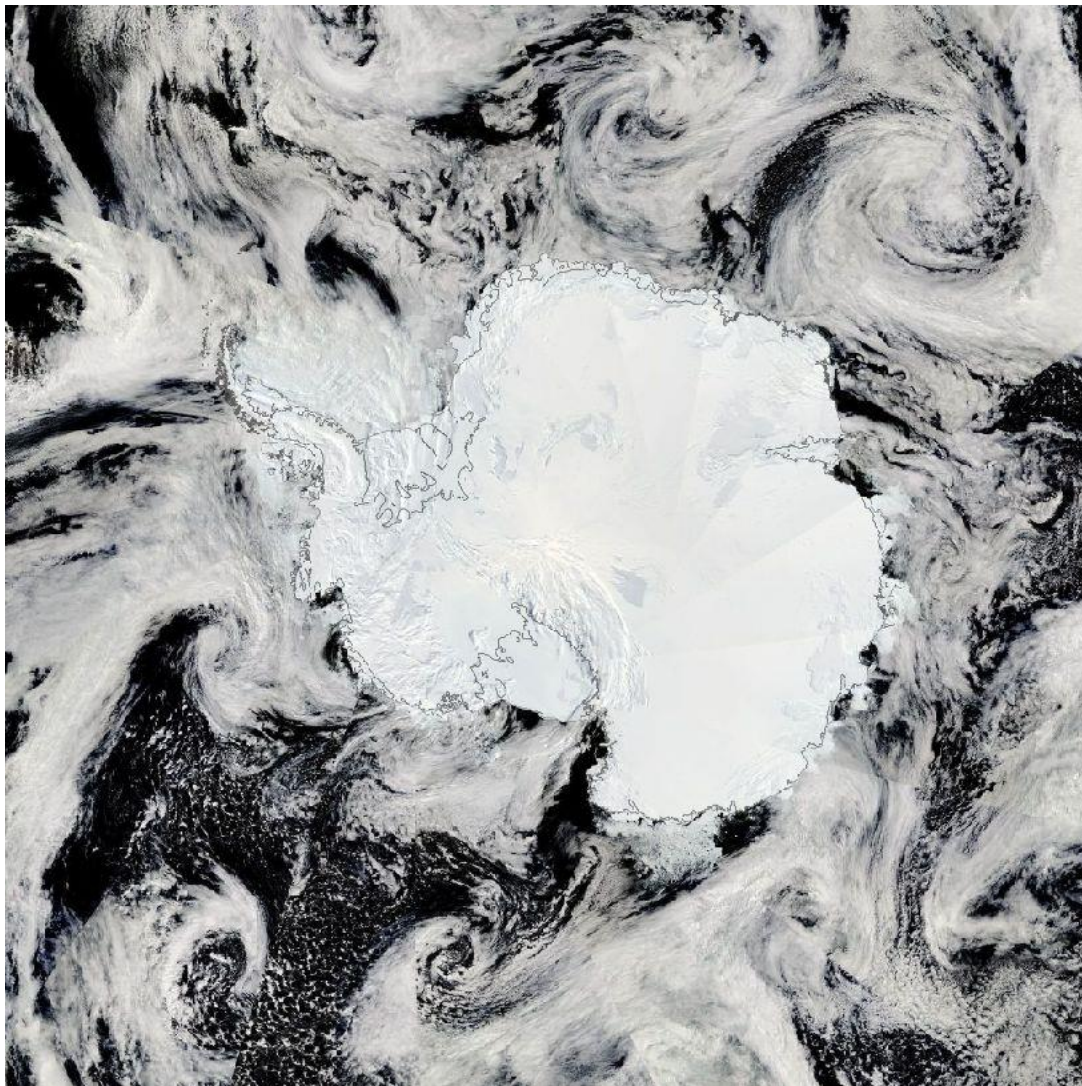


**Figura 6.** Campo de geopotencial medio (1969-98) en 500 hPa para las cuatro estaciones, con datos del proyecto de reanálisis USA NCEP. Fuente: Gareth Marshall, BAS, en Turner et Pendlebury (2004).

Que el flujo medio en torno a la Antártida sea zonal no significa que no haya componente meridiana, pero las ondas de Rossby están menos marcadas que en el hemisferio norte y el intercambio con latitudes medias se basa sobre todo en depresiones transitorias (Jones et Simmonds 1993). En el Polo Sur el intercambio de energía y momento con latitudes medias es menor que en el Polo Norte, de ahí las temperaturas más bajas.

## 2.1 La Vaguada Circumpolar Antártica

El cinturón de bajas presiones que se conoce como Vaguada Circumpolar rodea a la Antártida entre las latitudes  $60^{\circ}$  y  $70^{\circ}$ S por término medio (King et Turner 1997, Turner et al. 2013) y su existencia obedece a que la mayor presencia de sistemas de bajas presiones hace que los promedios de presión en superficie alcancen valores mínimos (ver figura 7). Está situada generalmente más al sur en la Antártida Occidental que en la Oriental (Turner et Pendlebury, 2004), aunque tiene una discontinuidad en la zona de la Península Antártica, y en ella se producen mayor cantidad de procesos de ciclogénesis que en cualquier otra región del Hemisferio Sur. El hecho de que se localice prácticamente en las mismas latitudes que la Divergencia Antártica de la superficie del mar no es una coincidencia casual, ya que mientras al sur de la Vaguada Circumpolar predominan los vientos de componente este al norte lo hacen los ponientes propios de las zonas templadas, y es precisamente el arrastre del viento sobre las capas superficiales del mar el que produce la divergencia de éstas. El cinturón circumpolar de bajas presiones que rodea la Antártida es una de las regiones ciclónicas más activas de toda la tierra, y por ello refleja la más alta frecuencia de depresiones.



*Figura 7. Mosaico de imágenes del satélite AQUA de 3/marzo/2016, donde pueden apreciarse varios vórtices ciclónicos alrededor de la Antártida. Fuente: NASA/EOSDIS*

Climatológicamente, la densidad de depresiones en invierno supera la de verano en prácticamente toda la región antártica, salvo en áreas concretas como el Mar de Bellingshausen, donde la distribución anual se invierte o es homogénea. La Vaguada Circumpolar es zona tanto de ciclogénesis de depresiones sinópticas y mesoescalares como de ciclólisis de las que en ella se forman o que llegan a ella desde latitudes más bajas. En cuanto a la actividad, diámetro y profundidad de las borrascas, en general alcanzan sus valores máximos en torno a 60°S, y en promedio las depresiones son más extensas en verano que en invierno sobre la mayor parte de la región subantártica.

Las depresiones se desplazan en la Vaguada Circumpolar preferentemente hacia el este, alrededor del continente y dentro del flujo de los ponientes templados, con tendencia a girar hacia el sur aunque sin penetrar en el interior del continente, salvo en escasas ocasiones, debido a la gran elevación del mismo. En promedio la componente sur del desplazamiento de las depresiones es mayor cuanto menor la latitud, predominando en latitudes más altas la componente este; el desplazamiento neto hacia el polo hace que los procesos de ciclólisis predominen en torno al borde sur de la Vaguada Circumpolar, frente al litoral antártico.

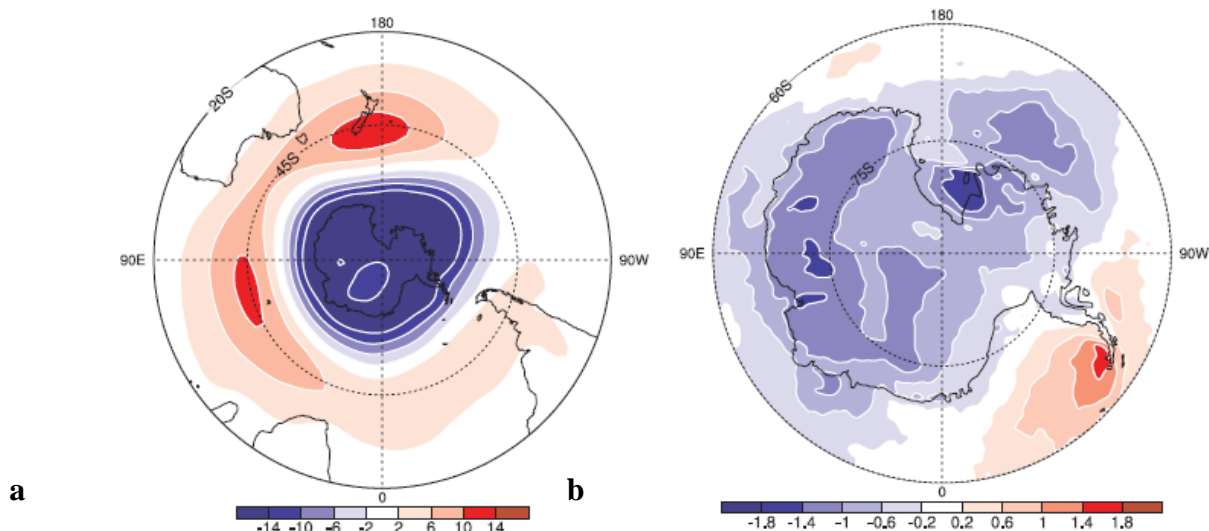
La Vaguada Circumpolar deriva del esquema de actividad ciclónica en latitudes altas del hemisferio sur, pero su localización y estructura parece estar controlada en cierta medida por la circulación sobre el continente antártico. La interacción entre depresiones y vientos catabáticos está demostrada y da a estos un carácter discontinuo, y el flujo catabático en niveles bajos contribuye a mantener la Vaguada Circumpolar bien al norte del continente. Sobre el propio continente los vientos en el área costera están fuertemente influenciados por la topografía, y los vientos catabáticos son una característica climatológica de amplias zonas de la Antártida. Cuando las depresiones se mueven hacia el este paralelas a la costa, el flujo catabático puede verse considerablemente reforzado por la circulación de escala sinóptica, dando lugar a un transporte de aire muy frío lejos de la costa sobre el océano. Se ha observado también que la interacción entre el flujo sobre el océano y los vientos catabáticos produce áreas de convergencia cerca de la línea costera que puede dar lugar a la formación de frentes o derivar en ciclogénesis. Así la topografía de la Antártida ejerce una importante influencia sobre la circulación de escala más amplia del Hemisferio Sur.

La Vaguada Circumpolar sufre una oscilación semianual tanto en posición como en intensidad: es más profunda en las estaciones equinocciales y está más próxima al continente antártico en esos períodos. La intensidad de los ponientes circumpolares al norte de la Vaguada está fuertemente determinada por la profundidad de la misma (King et Turner 1997).

La asimetría del continente antártico, combinada con la irregular distribución de los tres continentes que se encuentran más al norte y con los patrones climatológicos del mar, como son la temperatura superficial y la distribución del hielo, da lugar a un intenso forzamiento orográfico y superficial de la circulación atmosférica alrededor de la Antártida. Como resultado, se pueden distinguir varios centros de bajas presiones en la Vaguada Circumpolar, que contribuyen a que la circulación en la baja troposfera de la región antártica esté caracterizada por un número de onda medio comprendido entre 3 y 5 (Turner et Pendlebury 2004).

## 2.2 Modo Anular del Sur (SAM)

La distribución norte-sur de la presión en superficie alrededor de la Antártida está sometida a una notable variabilidad en la intensidad del gradiente meridional de presión y a su localización zonal. Debido al carácter circumpolar de esta variación, a este fenómeno se le denomina Modo Anular del Sur (Southern Annular Mode, SAM). Se define el índice SAM como la diferencia media de la presión a nivel del mar entre latitudes medias y altas del Hemisferio Sur (generalmente 45°S y 65°S), calculada a partir de datos de estaciones o de modelos (Gong et Wang, 1999; Marshall, 2003), o como la amplitud de la función ortogonal empírica principal del geopotencial medio mensual en 850 hPa en el Hemisferio Sur, al sur de 20°S (Thompson et Wallace, 2000). Anteriormente se conocía como Oscilación Antártica (Antarctic Oscillation, AAO) o Modo de Latitudes Altas (High Latitude Mode, HLM). El SAM se puede considerar como una medida de la intensidad de los vientos del oeste que impulsan la Corriente Circumpolar Antártica (ACC). Las variaciones del SAM – que deben entenderse como variaciones en el gradiente de presión norte-sur – se corresponden con la variabilidad de los flujos atmosféricos y corrientes oceánicas de Océano Antártico (Trenberth et Jones 2007).



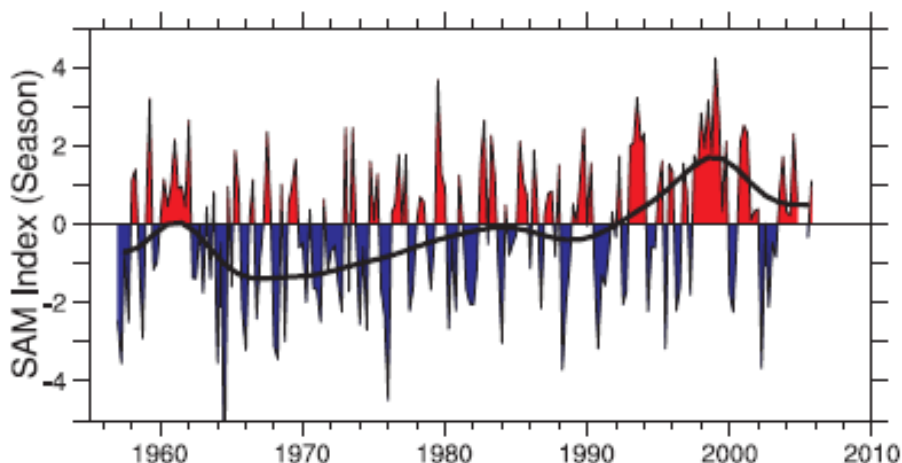
**Figura 8.** (a) El patrón de geopotencial del SAM mostrado como una regresión basada en la serie temporal del SAM para anomalías estacionales en 850 Hpa. (b) La regresión de cambios de la temperatura en superficie ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante un período de 23 años (1982-2004) correspondiente a un cambio unitario en el índice SAM. Los valores superiores a unos  $0,4^{\circ}\text{C}$  son significativos con un nivel de significancia del 1%. Fuente: Trenberth et Jones (2007), adaptada de Kwok et Comiso (2002).

El SAM es el principal modo de variabilidad de la circulación atmosférica de las zonas extratropicales del Hemisferio Sur (ver figura 8a). Esencialmente es una estructura zonalmente simétrica, pero con un patrón de onda zonal de número tres superpuesto. Está asociado con anomalías sincronizadas de presión o geopotencial de distinto signo en latitudes medias y altas, y por tanto refleja los cambios en el principal cinturón subpolar de vientos de poniente. Los vientos de poniente reforzados coinciden con la fase positiva del SAM (Trenberth et Jones 2007). El SAM contribuye en buena medida a la variabilidad de la circulación en las latitudes medias del Hemisferio Sur en diferentes escalas temporales (Hartmann et Lo, 1998; Kidson, 1999; Thompson et Wallace, 2000; Baldwin, 2001).

La estructura y variabilidad del SAM es consecuencia principalmente de la dinámica interna de la atmósfera, y es una expresión de la variabilidad de la trayectoria de las depresiones y de la corriente en chorro (Hartmann et Lo, 1998; Limpasuvan et Hartmann, 2000). Los flujos de momento hacia el polo debidos a los vórtices ciclónicos interaccionan con el flujo medio zonal para mantener los desplazamientos latitudinales de los ponientes de latitudes medias (Limpasuvan et Hartmann, 2000; Rashid et Simmonds, 2004, 2005).

Marshall (2003) definió un índice SAM basado en observaciones de estaciones adecuadamente situadas. Los resultados revelan un incremento de dicho índice a comienzos de la década de los 60 (ver figura 9), consistente con un reforzamiento del vórtice circumpolar y una intensificación de los ponientes circumpolares, tal como se observó en los datos de radiosondeos en el norte de la Península Antártica (Marshall, 2002).

La tendencia del SAM observado se ha relacionado con la reducción del ozono troposférico (Sexton, 2001; Thompson et Solomon, 2002; Gillett et Thompson, 2003) y con los incrementos de gases de efecto invernadero (Hartmann et al., 2000; Marshall et al., 2004). Jones y Widmann (2004) reconstruyeron una serie secular de registros basados en indicadores del SAM que apuntan a que la magnitud de la tendencia reciente puede que no tenga precedentes ni siquiera durante el siglo veinte. También hay evidencias recientes de que la variabilidad del ENSO (El Niño - Oscilación del Sur) puede influir sobre el SAM durante el verano austral (L'Heureux et Thompson, 2006).



**Figura 9.** Valores estacionales del índice SAM calculados a partir de datos de estaciones. La línea gruesa muestra las variaciones decadales. Fuente: Trenbert et Jones (2007), adaptada de Marshall (2003).

La tendencia del SAM, que es estadísticamente significativa durante el período anual y en verano y otoño (Marshall et al., 2004), ha contribuido a las tendencias en la temperatura antártica (Kwok et Comiso, 2002b; Thompson et Solomon, 2002; van den Broeke et van Lipzig, 2003; Schneider et al., 2004), en especial un fuerte calentamiento en la región de la Península Antártica, y en el resto del continente pequeños cambios o un ligero descenso (Turner et al., 2005; ver figura 8b).

La fase positiva del SAM está asociada con bajas presiones al oeste de la Península Antártica (Lefebvre et al., 2004) provocando un flujo reforzado hacia el polo, que calienta la región y reduce el hielo marino en la misma (Liu et al., 2004). Orr et al. (2004) propusieron que este escenario conlleva una mayor frecuencia de paso de masas de aire templadas de origen marítimo sobre la Península Antártica, dando como resultado al marcado calentamiento del nordeste de la misma que se ha observado en verano y otoño (de diciembre a mayo). La tendencia positiva del SAM está asociada a un mayor número de depresiones en la vaguada circumpolar (Sinclair et al., 1997) y por tanto a una mayor contribución a la precipitación antártica de estos sistemas que se mueven cerca de la costa (Noone et Simmonds, 2002). El SAM también afecta a los esquemas espaciales de variabilidad de precipitación en la Antártida y el cono sur de Sudamérica (Silvestri et Vera, 2003).

### 2.3 Depresión de Amundsen-Bellingshausen.

La presión en la Vaguada Circumpolar no es longitudinalmente homogénea, sino que se pueden distinguir en ella tres núcleos climatológicos de bajas presiones, centrados en torno a 20°E, 90°E y 150°W, que se extienden a todo el espesor de la troposfera (King et Turner 1997, Turner et al. 2013). Al tercero se le suele denominar Depresión del Mar de Amundsen, aunque en publicaciones recientes ha sido citado como Depresión de los Mares de Amundsen y Bellingshausen (Fogt et al. 2012), y es la estructura sinóptica climatológicamente más relevante al oeste de la Península Antártica. Su situación y actividad tienen una influencia capital en la circulación atmosférica de la zona ya que en su flanco este predomina un flujo del cuadrante noroeste, responsable de las condiciones relativamente benignas en la vertiente occidental de la Península Antártica (Fogt et al. 2012, Turner et al. 2013).

La variabilidad de la circulación atmosférica sobre los mares de Amundsen y Bellingshausen es mayor que en cualquier otra región del Hemisferio Sur (Lachlan-Cope et al. 2001), y se puede comprobar tanto en la presión en superficie y el geopotencial en altura como en la densidad de vórtices ciclónicos (Turner et al. 2013; ver figura 10). Se ha demostrado que la razón de este máximo de variabilidad reside en la asimetría de la orografía antártica, en concreto el desplazamiento del centro de masas del continente respecto del Polo Sur (Lachlan-Cope et al. 2001).

La presión en superficie en la Depresión de Amundsen-Bellingshausen está sometida a una oscilación semianual, con mínimos en otoño y primavera y máximos en verano e invierno. Su posición está gobernada por un ciclo anual, con la baja más al oeste y al sur en invierno y más al este y al norte en verano (Turner et al. 2013), en consonancia con el SAM.

### **3 Estructuras sinópticas en la Antártida**

Los sistemas sinópticos, incluyendo las depresiones extratropicales y los anticlones, son los principales sistemas atmosféricos en la región costera antártica y sobre el Océano Antártico (King et Turner 1997). Los mesociclones - bajas polares en el Hemisferio Norte -, al igual que las depresiones sinópticas desempeñan un importante papel en la meteorología antártica, sobre todo en el litoral, a pesar de su menor escala.

#### **3.1 Depresiones**

Las depresiones extratropicales en el Océano Antártico y alrededor del continente desempeñan un importante papel tanto en la circulación general de la atmósfera como en el sistema acoplado atmósfera-oceano-hielo de altas latitudes. En el Hemisferio Sur las ondas de Rossby son mucho más barotrópicas que en el Hemisferio Norte y por tanto transportan mucho menos calor y cantidad de movimiento en dirección al polo. Por ello el papel de los vórtices transitorios es mayor, y las depresiones son responsables de la mayor parte del flujo de humedad y energía en dirección al polo mediante el transporte de calor sensible y latente. Este transporte de calor obedece al flujo hacia el ecuador de aire frío continental en el flanco occidental de las depresiones y el transporte hacia el polo de masas de aire más templadas en el flanco oriental, y tiende a reducir el gradiente térmico ecuador-polo, que por otro lado es mantenido por forzamiento radiativo. Cuando las depresiones alcanzan las costas de la Antártida, generalmente giran hacia el este y se mueven paralelas a la costa porque son incapaces de superar el abrupto desnivel del borde de la meseta. Con la advección de aire cálido hacia la costa, el gradiente meridiano de temperatura en la región costera se incrementa, produciéndose el reforzamiento de los vientos costeros de componente este y la instauración de un chorro en la troposfera superior (King et Turner 1997).

Hay importantes diferencias en la actividad de escala sinóptica entre el Ártico y el Antártico como resultado de las condiciones topográficas marcadamente diferentes en las dos regiones polares. Mientras que en el Ártico las depresiones frecuentemente se acercan bastante al Polo Norte, la alta meseta antártica ("*plateau*") supone una importante barrera al movimiento de los sistemas meteorológicos hacia el sur, sobre el propio continente, así la mayoría de las depresiones no penetran muy lejos en el interior y se estancan y disipan cerca de la costa. Otra diferencia es la mayor actividad de las depresiones sobre el Océano Antártico como resultado del mayor contraste térmico entre el Ecuador y el Polo en el Hemisferio Sur (King et Turner 1997).



**Figura 10.** Mosaico de imágenes del satélite SUOMI de 13/marzo/2016. Dos depresiones sinópticas en el Pacífico Sur ( $B_1$  y  $B_2$ ), procedentes de latitudes medias, se dirigen al sureste, hacia la Vaguada Circumpolar; originadas en esta, otras dos ( $b_3$  y  $b_4$ ), de dimensiones mesoscales, se encuentran en el Paso de Drake y mar de Bellingshausen. Estas dos y una quinta ( $B_5$ ) sobre el mar de Amundsen ponen de manifiesto la depresión semipermanente de Amundsen-Bellingshausen . Fuente: NOAA/NESDIS.

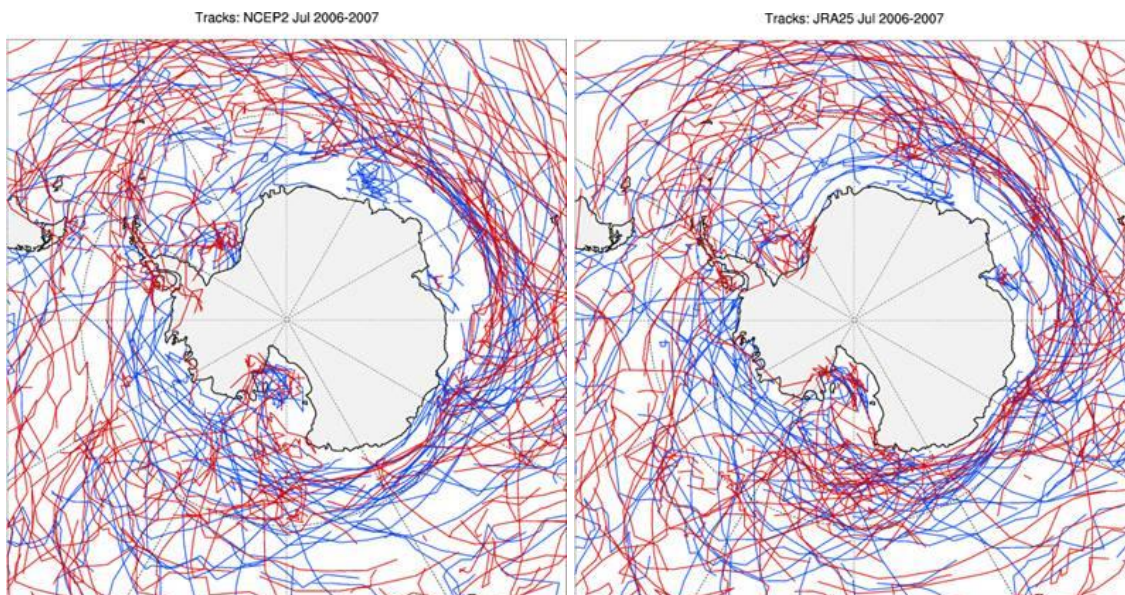
Según su origen las depresiones que afectan al litoral antártico se pueden separar de manera amplia en dos tipos: las que se originan en latitudes medias y se desplazan en dirección a la Antártida, y las que se desarrollan en la Vaguada Circumpolar y luego se desplazan preferentemente hacia el este (figura 10). Las trayectorias seguidas por las depresiones están determinadas en gran parte por los vientos en la media y alta troposfera, que a su vez dependen de la situación y amplitud de las ondas de Rossby; cuando éstas tienen pequeña amplitud las depresiones tienden a seguir una trayectoria zonal y cuando tienen mayor amplitud se desplazan en una dirección más meridiana, generalmente hacia el litoral antártico.

Los estudios realizados indican que el número anual de depresiones tiende a disminuir en la mayor parte del dominio antártico, aunque hay varias regiones en las proximidades del litoral que muestran incrementos. Entre ellas se incluye el Paso de Drake y el mar de Weddell, que presentan un aumento en el número de depresiones tanto en invierno como en verano.

Las depresiones situadas al norte de  $60^\circ\text{S}$  suelen tener centros bastante bien definidos en el nivel de 500 hPa, que pueden ser fácilmente seguidos en los mapas operativos para este nivel. Sin embargo, según se desplazan hacia el sur hasta la región costera antártica, los centros en altura se vuelven más indefinidos y a veces es difícil relacionarlos con la distribución de presión en superficie y las estructuras nubosas que pueden verse en las imágenes de satélite (King et Turner 1997).

### 3.1.1 Distribución de las depresiones en la región antártica

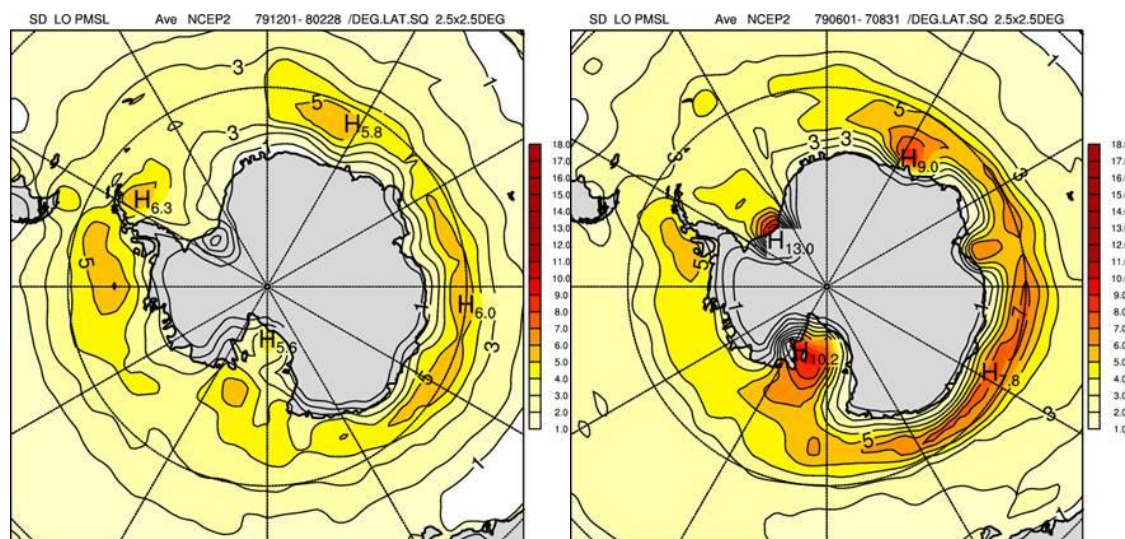
La meteorología en la región antártica está íntimamente asociada al comportamiento de los sistemas ciclónicos en cada localidad. Dado el fuerte contraste térmico entre el continente antártico y los océanos que lo circundan por el norte, y el consecuente almacenamiento de energía potencial disponible, no es sorprendente que las regiones costeras y las subantárticas alberguen numerosas e intensas depresiones durante todo el año (figura11). La correcta interpretación del comportamiento de estas se basa en una profunda comprensión de sus propiedades y su distribución espacial, y de cómo estas características pueden estar cambiando (Simmonds 2008).



**Figura 11.** Trayectorias de sistemas ciclónicos en 2006 (trazos azules) y 2007 (trazos rojos) según los modelos de reanálisis NCEP2 (izquierda) y JRA-25 (derecha). Fuente: Simmonds (2008).

La densidad de depresiones sobre el Océano Antártico ha sido estudiada por gran número de investigadores. Taljaard (1967) encontró que los centros ciclónicos eran más frecuentes entre 60°S y 64°S, unos 2-6° más hacia el ecuador de la posición media de la vaguada circumpolar. A una conclusión similar llegaron Jones y Simmonds (1993), quienes encontraron que el pico de actividad ciclónica estaba en la banda comprendida entre 60° y 65°S. Las primeras investigaciones se hicieron basándose en imágenes de satélite, a fuerza de localizar y seguir las trayectorias de los centros ciclónicos, en tanto que los estudios más recientes se hacen con modelos de reanálisis como el de los NCEP-NCAR americano, el JRA-25 japonés o los europeos ERA-40 y ERA-interim, mediante rutinas automáticas de localización y seguimiento de mínimos de presión.

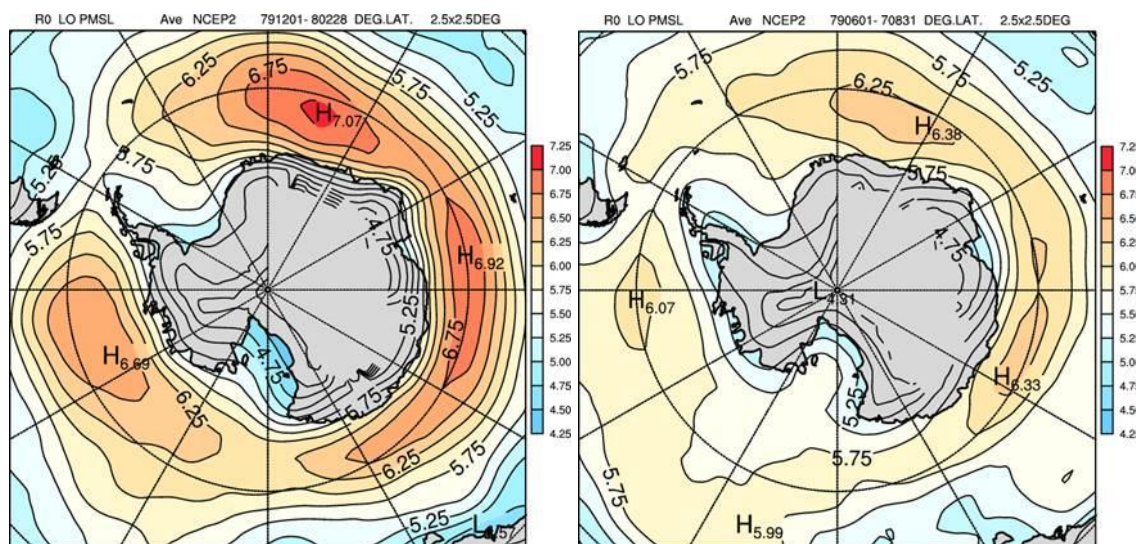
Los estudios más recientes demuestran una muy alta densidad de centros ciclónicos en torno o al sur del paralelo 60°S, particularmente en el océano Índico, y al norte de los mares de Ross, Bellingshausen y Weddell (figura 12).



**Figura 12.** Densidad media (1980-2008) de sistemas ciclónicos (número de sistemas en un área de un grado de latitud de lado, multiplicado por  $10^3$ ) en **verano** (izquierda) y en **invierno** (derecha) según el modelo de reanálisis NCEP2. Fuente: Simmonds (2008).

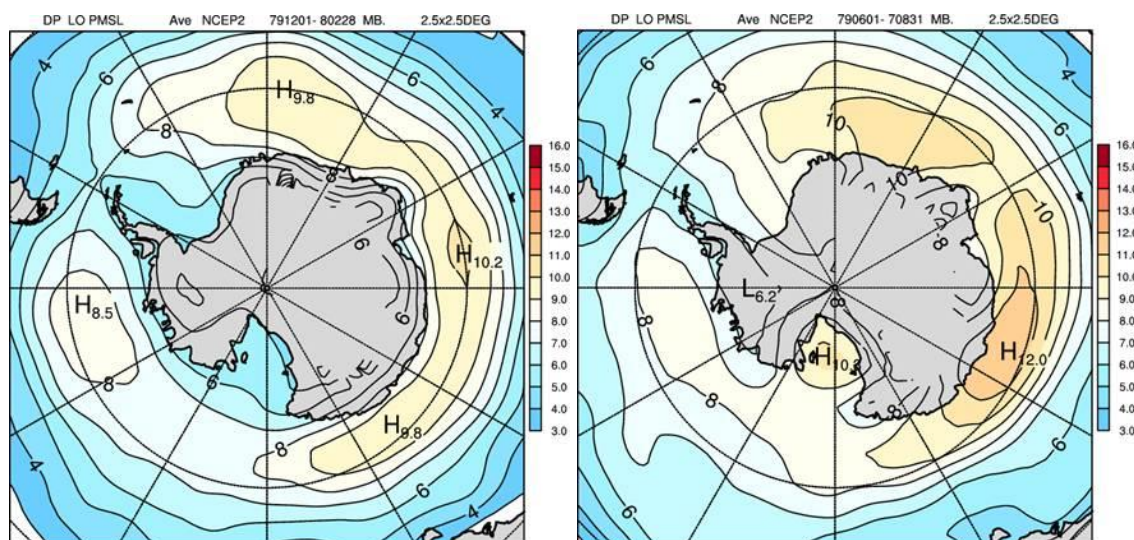
En invierno destacan esquemas similares, excepto por la mayor densidad de sistemas que se concentran frente a la costa de la Antártida Oriental y que el número tiende a ser un poco menor en el Hemisferio Occidental en invierno que en verano.

En la zona comprendida entre el paralelo 60°S y el litoral antártico no solo se concentra el mayor número de borrascas sino que, en promedio, también se encuentran los mayores sistemas. Tanto en verano como en invierno la distribución longitudinal indica que los mayores sistemas se encuentran al sur de África, en el océano Indico, y al norte de los mares de Amundsen y Bellingshausen (figura 13).



**Figura 13.** Radio medio (en unidades de grados de latitud) de sistemas ciclónicos en verano (izquierda) y en invierno (derecha) según el modelo de reanálisis NCEP2. Fuente: Simmonds (2008).

En valores medios las borrascas alcanzan en verano un mayor tamaño que en invierno, pero cuando se considera la distribución estacional de la profundidad de las borrascas resulta que la intensidad media de los sistemas en invierno es mayor que en verano prácticamente en toda la región antártica. En líneas generales, los resultados indican que las depresiones subantárticas son menores y más intensas en invierno (figura 14).



**Figura 14.** Intensidad media (en Hpa) de sistemas ciclónicos en verano (izquierda) y en invierno (derecha) según el modelo de reanálisis NCEP2. Fuente: Simmonds (2008).

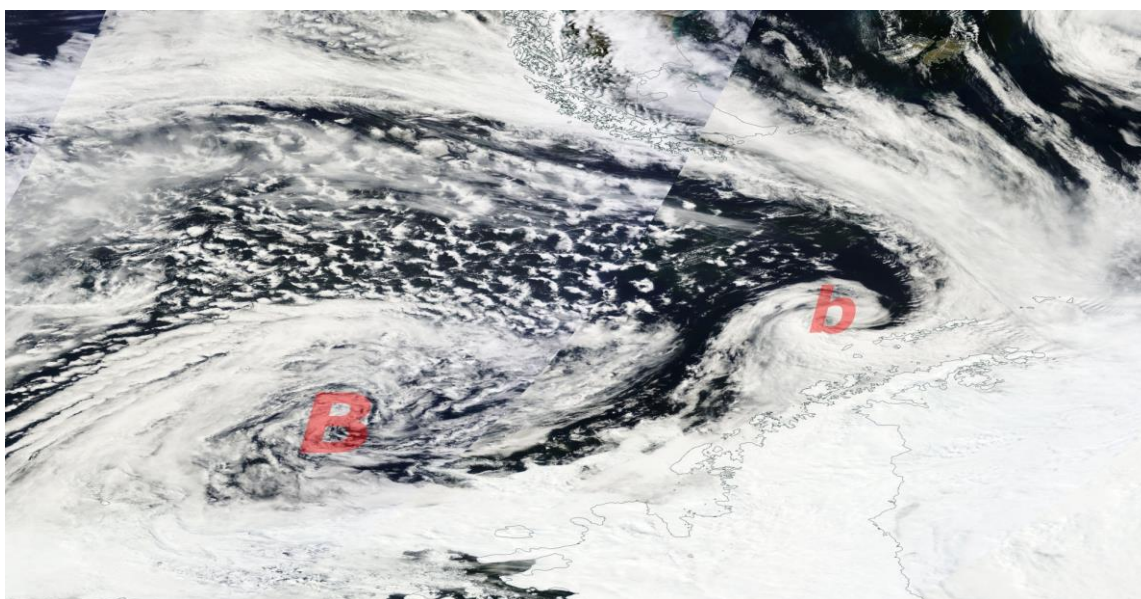
### 3.1.2 Ciclogénesis y ciclolisis

En el Hemisferio Sur hay dos zonas donde el gradiente meridiano de temperatura en la troposfera encuentra sus máximos valores. En primer lugar está el borde septentrional de la banda de vientos de poniente, generalmente entre las latitudes 40°S y 50°S, aunque puede extenderse mucho más al sur en las proximidades del Mar de Tasmania y el Pacífico Suroeste. En segundo lugar está la Vaguada Circumpolar Antártica y la franja meridional del Océano Antártico, donde se forman más depresiones que en el resto de zonas del Hemisferio Sur, a excepción las áreas continentales subtropicales, donde las depresiones térmicas son muy comunes.

Las primeras imágenes de satélite de la zona sugerían que el área principal de ciclogénesis en el Hemisferio Sur estaba cerca de la latitud del frente polar. Ya en los 80, con productos de mayor resolución espacial y más amplia variedad de bandas radiométricas, se demostró que la ciclogénesis era mucho más frecuente alrededor del litoral antártico de lo que se había pensado anteriormente. Se pudo observar la formación de vórtices de diferente tipología, como desarrollos frontales, sistemas evolucionando a partir de áreas de nubes bajas y medias con estructura poco definida y vórtices menores desarrollándose aisladamente (King et Turner 1997).

Al igual que en el Hemisferio Norte, la mayoría de las depresiones de latitudes medias se desplazan en dirección al Polo, desde el frente polar hacia latitudes más altas. Sin embargo, debido a la distribución de masas continentales al sur del Ecuador, las depresiones sobre el Océano Antártico tienden a seguir trayectorias más zonales antes de llegar a la principal área de ciclolisis, en la Vaguada Circumpolar. Muchas de las depresiones en proceso de disipación alrededor del litoral antártico aún tienen bajas presiones en su centro y, a causa de su lento movimiento y de que aún permanecen en este estado durante varios días, tienen un peso importante en la meteorología de la región. Las imágenes de satélite de alta resolución muestran que muchas de las grandes depresiones en esta área evolucionan de manera que dan lugar a varios vórtices en su interior (ver figura 15).

La ciclogénesis frontal tiene lugar como resultado de la inestabilidad baroclínica, y en el Hemisferio Sur no es significativamente diferente de la que origina los desarrollos de latitudes medias que tienen lugar en el Hemisferio Norte. Otras formas de ciclogénesis que son comunes en latitudes medias, como la formación de depresiones aisladas, se observan también en el Océano Antártico, y los mecanismos causantes parecen ser similares a los de latitudes más bajas.



*Figura 15. Imagen del satélite TERRA del 10 de diciembre de 2014, con una depresión (b) formándose en el seno de una depresión sinóptica previa (B). Fuente: NASA/EOSDIS*

El forzamiento topográfico es también un importante factor en la profundización de algunas depresiones en el dominio antártico, pero su distribución espacial es limitada; en la Antártida solo hay una barrera topográfica que cruza el cinturón de ponientes y es la Península Antártica. Las imágenes de satélite muestran frecuentes procesos de ciclogénesis en el Mar de Weddell occidental como resultado del flujo de aire sobre esta barrera, y cómo algunos de estos sistemas se desarrollan hasta convertirse en importantes depresiones.

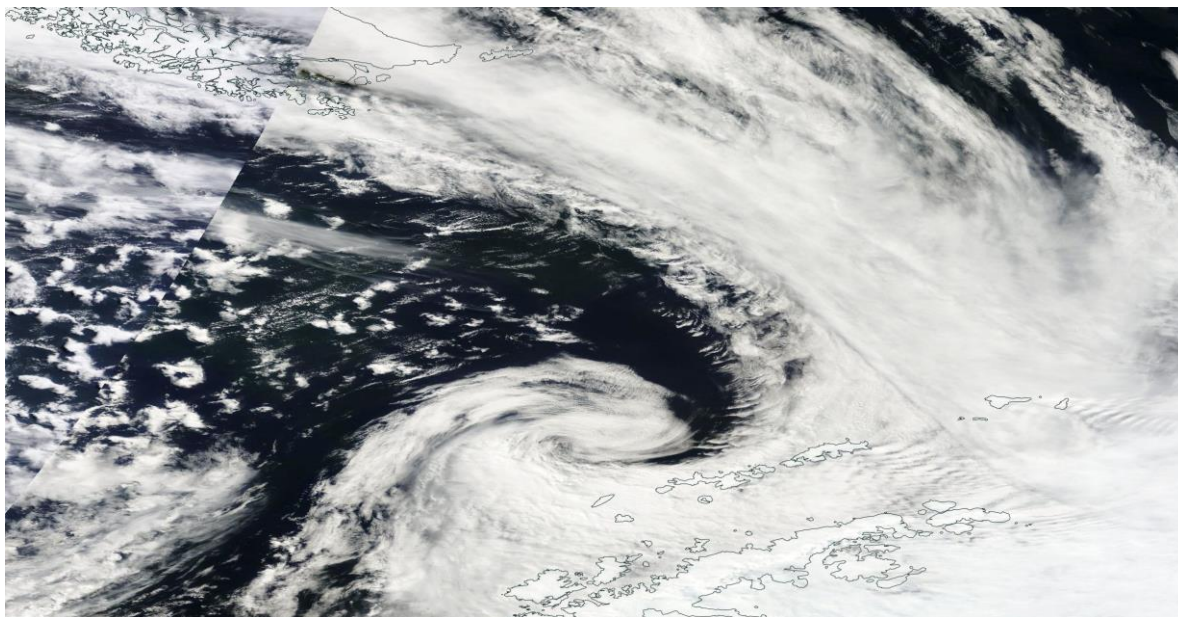
Otra importante región ciclogénica, situada a cierta distancia del continente antártico, está sobre el Atlántico Suroeste y alcanza la región del Paso de Drake. Las depresiones que se forman en esta zona generalmente se dirigen hacia el Mar de Weddell oriental o se mueven paralelas a la costa de la Antártida hasta cruzar el Meridiano de Greenwich en dirección este. Carleton (1995) halló un máximo sobre el Paso de Drake y apreció que los desarrollos en esta área consistían predominantemente en ondas generadas en estructuras frontales con pocas formaciones en coma.

Los fuertes gradientes de temperatura superficial del agua del mar son también responsables de la creación o reforzamiento de zonas baroclínicas en la atmósfera, dentro de las cuales pueden tener lugar el desarrollo de depresiones. En el dominio antártico son varias las fronteras con marcado contraste horizontal de temperaturas en superficie: el litoral antártico, el borde del hielo marino, la zona marina de Divergencia Antártica, pero en general este contraste superficial de temperaturas no se extiende a mucho espesor vertical, con lo que, aunque se pueden formar depresiones, serán más bien de mesoescala que sistemas sinópticos importantes, pues no se dan las condiciones para la formación de depresiones frontales. Sin embargo cuando el gradiente de temperatura de la superficie del mar es marcado y hay otros factores, como el forzamiento topográfico, que fomenten la ciclogénesis, pueden observarse desarrollos de escala sinóptica. La Vaguada Circumpolar es un caso particular y especialmente importante, ya que en ella se forman tanto mesociclones como depresiones sinópticas con estructuras frontales.

La Vaguada Circumpolar es zona tanto de ciclogénesis como de ciclólisis; de hecho predomina la ciclólisis, ya que no sólo se disipan en ella prácticamente todas las depresiones que se forman en su seno, sino también las que llegan procedentes de latitudes más bajas. Los máximos de ciclogénesis dentro de la Vaguada Circumpolar son más nítidos en invierno y están situados en el Mar de Ross, cerca del Meridiano de Greenwich y al sur del Océano Indico.

### 3.2 Frentes

Las imágenes de satélite muestran que las depresiones más importantes que llegan al Océano Antártico desde latitudes medias tienen inicialmente una estructura frontal que se ajusta al modelo clásico noruego (figura 16), pero al desplazarse estos sistemas hacia el continente y volverse más lentos al acercarse a la costa antártica, pierden actividad y muchos llegan ocluidos, con estructuras nubosas menos organizadas, y precipitaciones en general débiles. En cambio, los que se desarrollan en latitudes altas, dentro de la Vaguada Circumpolar, no son en su mayoría depresiones frontales clásicas sino sistemas con nubes más desorganizadas. Cuando estas depresiones son de tipo frontal, los frentes asociados son mucho menos activos que los que se generan en latitudes medias, y la mayor parte de la precipitación que depositan en las estaciones costeras es de intensidad débil (King et Turner 1997). La actividad de los frentes junto a la costa es en general dependiente del flujo en niveles altos y de la distancia que las masas de aire cálido recorren en dirección al polo desde latitudes medias, y este transporte, a su vez, depende de la amplitud de las ondas largas necesaria para mantener la baroclinidad en un espesor substancial de la atmósfera (King et Turner 1997).



*Figura 16. Imagen del satélite TERRA de 10/diciembre/2014, en la que se puede ver una depresión sinóptica en el Paso de Drake, con un frente que se extiende sobre las Shetland del sur y estrecho de Bransfield, hasta Patagonia. Fuente: NASA/EOSDIS.*

El gradiente horizontal de temperatura en el área marítima inmediata a la costa se desarrolla como resultado del encuentro de masas de aire continental y marítimo y con frecuencia se caracteriza por una extensa nubosidad de tipo bajo que puede observarse en las imágenes de satélite. Se piensa que este gradiente térmico es mantenido por el flujo de aire frío que, procedente del interior continental, desciende por la escarpada topografía de la región costera, y por la corriente de aire cálido que transportan en dirección al polo las depresiones en fase de disipación. Las imágenes de satélite muestran que muchos de los vórtices que se desarrollan en latitudes altas como resultado de la baroclinidad moderada de ciertas áreas, como el límite del hielo marino, la región adyacente a la costa antártica y fronteras térmicas menores en masas de aire frío, son de reducidas dimensiones, pero algunos alcanzan el tamaño de perturbaciones de escala sinóptica a resultas de forzamiento, como el que procede de vaguadas de onda corta en niveles altos.

La baroclinidad en el borde del hielo marino es habitualmente más débil que la presente en la franja costera de la Antártida, pero sin embargo es suficiente para permitir el desarrollo de muchas depresiones de mesoscala y de escala sinóptica. Cuando se observan estas al principio en las imágenes de satélite, tienen generalmente estructuras nubosas poco definidas, consistentes sobre todo en nubes bajas, y su desarrollo en depresiones importantes depende del flujo en niveles altos. Frente a la costa se observa con frecuencia el desarrollo en serie de depresiones.

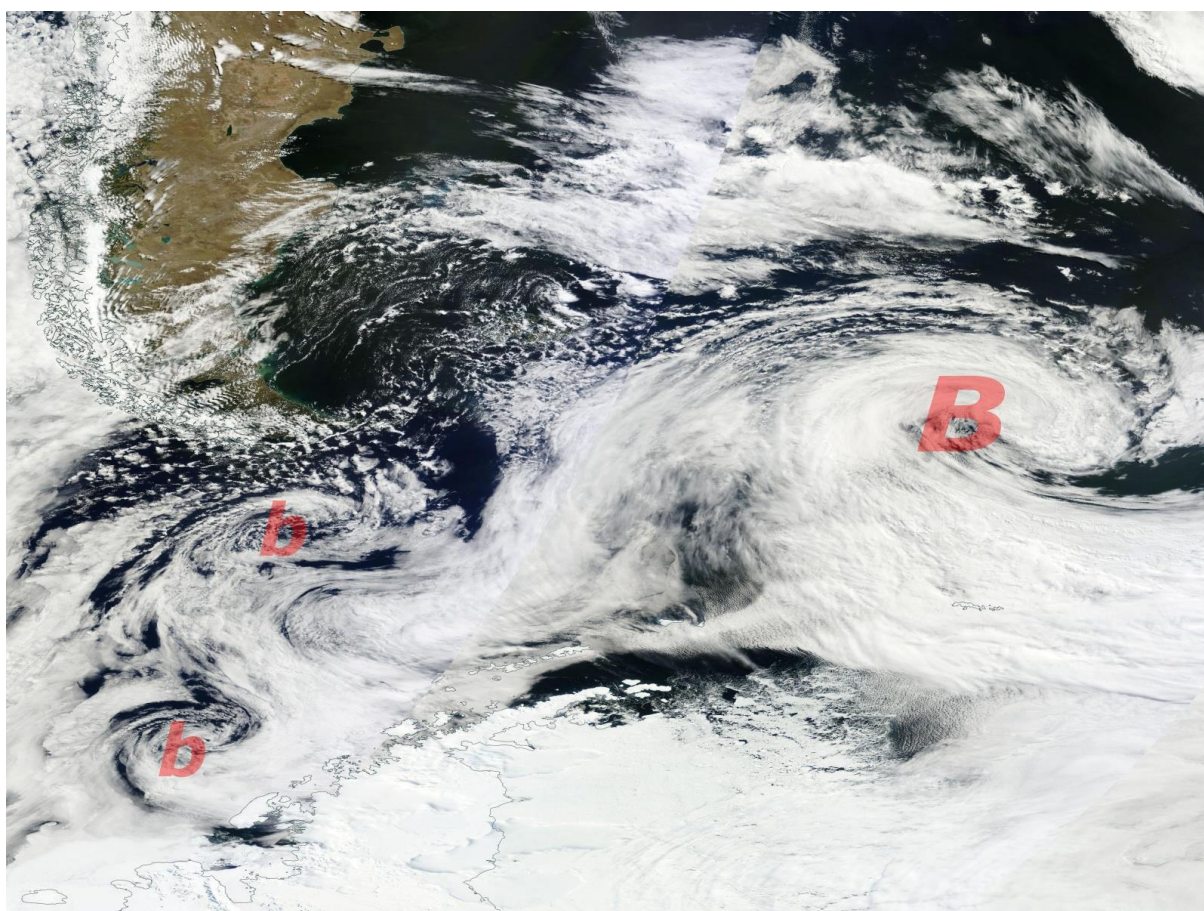
Muchas de las depresiones que se desarrollan sobre el Océano Antártico lo hacen en irrupciones de aire frío bastante distantes de las principales zonas frontales y tienen un simple gancho de nubes en su circulación y no estructuras frontales convencionales frías o cálidas. Aunque esta coma de nubes puede indicar un ascenso sobre una superficie frontal, el contraste de temperatura a través de esta es generalmente pequeña y se ha desarrollado como consecuencia de variaciones menores de temperatura en la descarga de aire frío. De manera similar, los desarrollos frontales cerca de la costa o en el límite norte del borde de hielo tienden a concretarse en vórtices con estructuras nubosas bastante débiles porque el gradiente térmico es con frecuencia poco marcado.

Buena parte de los vórtices ciclónicos generados en la Vaguada Circumpolar muestran patrones nubosos en forma de coma o de espiral, pero la mayoría son mesociclones, no depresiones sinópticas. Los estudios de ciclogénesis basados en imágenes de satélite han permitido examinar la distribución de diferentes tipos de vórtices recién desarrollados, y mostrado que los desarrollos en coma ocurren más al sur que las ondas frontales en todas las estaciones.

### 3.3 Mesociclones

Los mesociclones, a pesar de su corta vida y escala subsinóptica suelen tener gran importancia en la meteorología de amplios sectores de la Antártida, puesto que pueden producir vientos fuertes y venir acompañados de precipitaciones moderadas o intensas en las estaciones costeras. De hecho, buena parte de las precipitaciones más intensas parecen provenir de mesociclones, mientras que las extensas depresiones frontales descargan principalmente precipitaciones débiles (Wattam et Turner 1995). Los estudios realizados durante las últimas décadas, basados en productos de reanálisis de modelos numéricos, apuntan a que la actividad de depresiones sinópticas y de mesoescala está íntimamente ligada (Irving et al. 2010); en la zona de estudio buena parte de éstas se generan en el seno de una depresión sinóptica previa, como depresiones secundarias o como resultado del proceso de disipación.

Nuestra comprensión de su origen y desarrollo es aún insuficiente y, dada la dispersa red de observaciones en superficie que hay en las zonas polares, son muy difíciles de observar y de pronosticar. En la práctica se han revelado como una característica de ambas regiones polares, pero mientras que en el Hemisferio Norte las bajas polares son principalmente fenómenos invernales, en el Hemisferio Sur los mesociclones antárticos tienen lugar durante todo el año y parecen tener similares características en todas las estaciones.



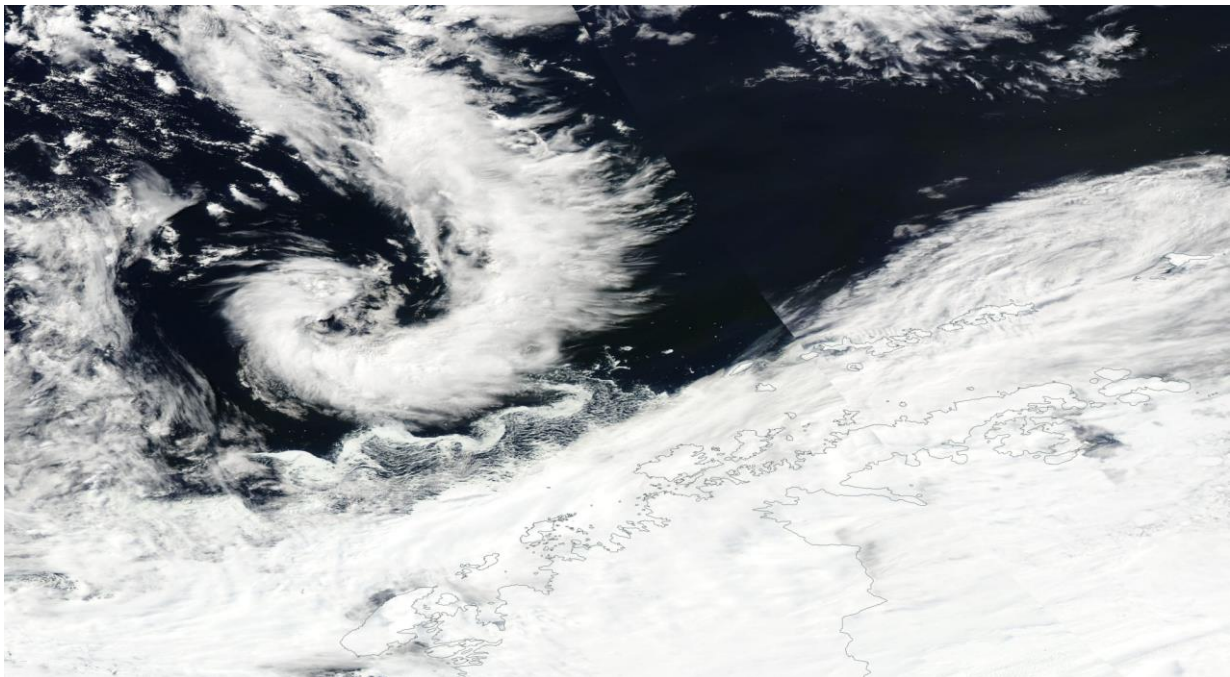
*Figura 17. Imagen del satélite TERRA de 14/marzo/2016 donde se puede ver al este una depresión sinóptica, y al oeste dos mesobajas con nubosidad en espiral. Fuente: NASA/EOSDIS*

Los estudios basados en imágenes de satélite han mostrado que los mesociclones pueden existir en un amplio rango de escalas de tiempo, desde unas pocas horas hasta, en casos excepcionales, varios días, dependiendo de las condiciones particulares de forzamiento, sin embargo, la mayoría son elementos transitorios y duran menos de un día. Por definición, la escala horizontal de un

mesociclón va desde unas pocas decenas de kilómetros hasta los 1000 kilómetros, aunque la inmensa mayoría suelen tener menos de 500, y excepcionalmente se han encontrado algunos de más de 1000.

Según su aspecto en las imágenes de satélite, las estructuras nubosas de los mesociclones han sido separadas de dos tipos: en espiral (figura 17) y en coma (figura 18). La nubosidad de tipo espiral se asocia con mesociclones que se desarrollan en regiones con pequeño forzamiento de gran escala, mientras que los vórtices con nubosidad en coma generalmente se encuentran en un flujo sinóptico de sur, moderado o intenso, donde el aire frío antártico es advechado sobre la superficie del mar. Las imágenes infrarrojas de satélite sugieren que la nubosidad en coma tiene topes que con frecuencia se extienden a niveles medios y altos, mientras que los sistemas con nubes en espiral tienden a confinarse en la baja troposfera.

En algunos casos los vórtices más persistentes parecen estar asociados con flujo cuasiestacionario de escala sinóptica, como grandes y lentos sistemas de bajas presiones sobre el océano, que en su estado de disipación pueden contener varios vórtices mesoscalares. En algunas áreas donde las depresiones se vuelven más lentas, como el Mar de Bellingshausen, los desarrollos mesociclónicos son más frecuentes.



*Figura 18. Imagen del satélite AQUA del 14 de diciembre de 2015 en que se ve una mesobaja con nubosidad en forma de coma. Fuente: NASA/EOSDIS.*

Los vórtices con coma de nubosidad se desarrollan frecuentemente en familias con varios centros individuales que pueden incluir mesociclones y circulaciones de mayor escala. Se han observado algunos mesociclones en flujos de aire polar crecer hasta convertirse en importantes sistemas de bajas presiones extratropicales y adquirir eventualmente todas las características de una perturbación de escala sinóptica.

Estos desarrollos no frontales tienen lugar generalmente en invasiones de aire frío polar y están frecuentemente asociados con anomalías frías en niveles superiores, especialmente en latitudes altas. A diferencia del Hemisferio Norte, la capa de inestabilidad creada por la irrupción de flujos de aire frío antártico es bastante somera y no tiene lugar convención profunda. Se puede decir que, en términos generales, los mesociclones antárticos son más abundantes que las bajas polares árticas, pero menos activos.

Aunque el conocimiento que se tiene de los mesociclones antárticos aún es insuficiente, en general se admite que los mecanismos más probablemente implicados en su génesis son la inestabilidad baroclina y la inestabilidad convectiva de segunda especie – CISK –, frecuentemente unidos a perturbaciones en niveles altos. Las depresiones de mesoescala suelen formarse o desarrollarse en descargas de aire frío que se desplazan sobre el mar más cálido, asociadas a depresiones sinópticas (Carrasco et al. 1997) o a sistemas de altas presiones. El flujo de calor sensible y latente desde la superficie del mar puede provocar el desarrollo de convección en la masa de aire frío, iniciando o reforzando las perturbaciones ciclónicas de mesoescala. Otros mecanismos de formación de mesociclones son comunes con las depresiones sinópticas, como el desarrollo de vaguadas en depresiones preexistentes o la ondulación de un sistema frontal, y también son entornos favorables a la ciclogénesis de mesoescala las situaciones derivadas de depresiones en estado de disipación.

En el Océano Antártico la frecuencia de la actividad de las depresiones de mesoescala es mayor inmediatamente al norte de la cubierta de hielo marino, alcanzando un máximo en los mares de Amundsen y Bellingshausen durante verano y otoño (Irving et al. 2010), cuando hay más superficie de aguas abiertas y es mayor el suministro de humedad a la atmósfera.

Un tipo de mesociclones especialmente intensos son los llamados “bombas meteorológicas”, que sufren un proceso de ciclogénesis explosiva (Simmonds et al. 03); su tamaño y el rápido desarrollo que los caracteriza los hace poco predecibles por los modelos y muy peligrosos para las operaciones antárticas. El umbral inicialmente propuesto para diferenciarlos del resto de depresiones de mesoescala es un descenso de la presión en su centro de al menos 24 Hpa en 24 horas, pero este criterio se ha demostrado insuficiente para valorar la severidad de los fenómenos asociados.

Ya que se admite de manera general que la severidad está más bien relacionada con el incremento de la velocidad del viento que con el descenso de la presión, el criterio para considerar un mesociclón como “bomba” se ha ido revisando durante las últimas tres décadas, haciéndose más restrictivo. Independientemente del criterio, la mayor densidad de estos sistemas se observa al norte de 60°S y disminuye significativamente desde esta latitud hacia el sur, y su trayectoria tiene una componente sur más marcada que el resto de sistemas de bajas presiones.

### 3.4 Anticiclones

Los anticiclones suelen venir acompañados de condiciones meteorológicas relativamente benignas, con bajas intensidades de viento y poca precipitación, aunque pueden estar asociados con nubosidad extensa y persistente. Sobre el Océano Antártico y la región costera antártica predomina claramente la actividad ciclónica, así que los anticiclones son poco frecuentes y habitualmente se trata de estructuras móviles y de vida corta, perdurando por lo general menos de cuatro días, aunque lo más frecuente es una duración de uno a dos días. Sin embargo, pueden presentarse anticiclones de bloqueo más persistentes, que pueden desviar las depresiones tanto al norte como al sur.

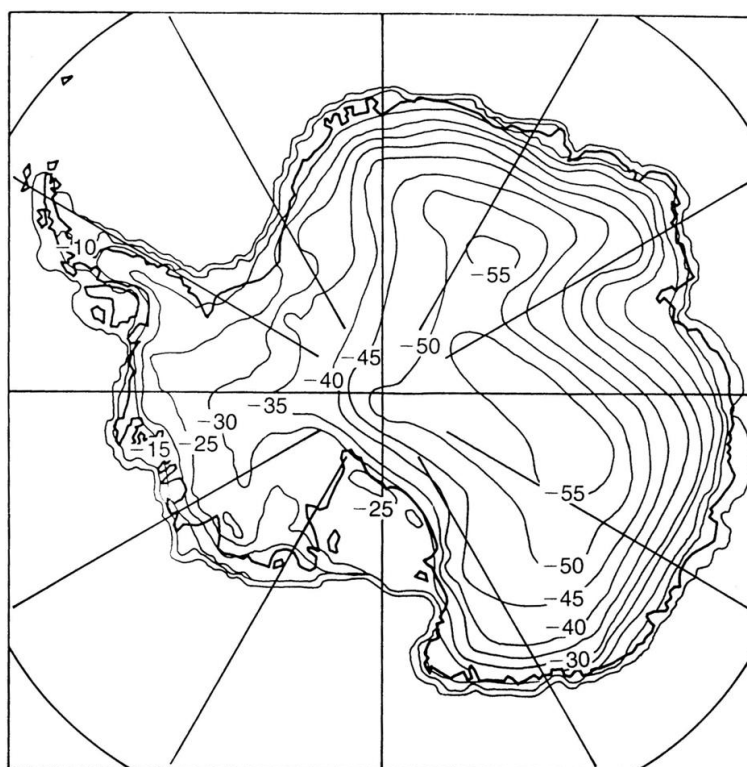
Sobre el Océano Antártico la dirección habitual de desplazamiento de los anticiclones apunta hacia el este, con una pequeña componente hacia el ecuador. Los sistemas tienden a ser más rápidos en latitudes más bajas y más lentos en la zona costera antártica, en tanto que el anticiclón semipermanente situado sobre el continente es cuasiestacionario en todas las estaciones.

## 4 Distribución de las variables meteorológicas en la Antártida

### 4.1 Temperatura

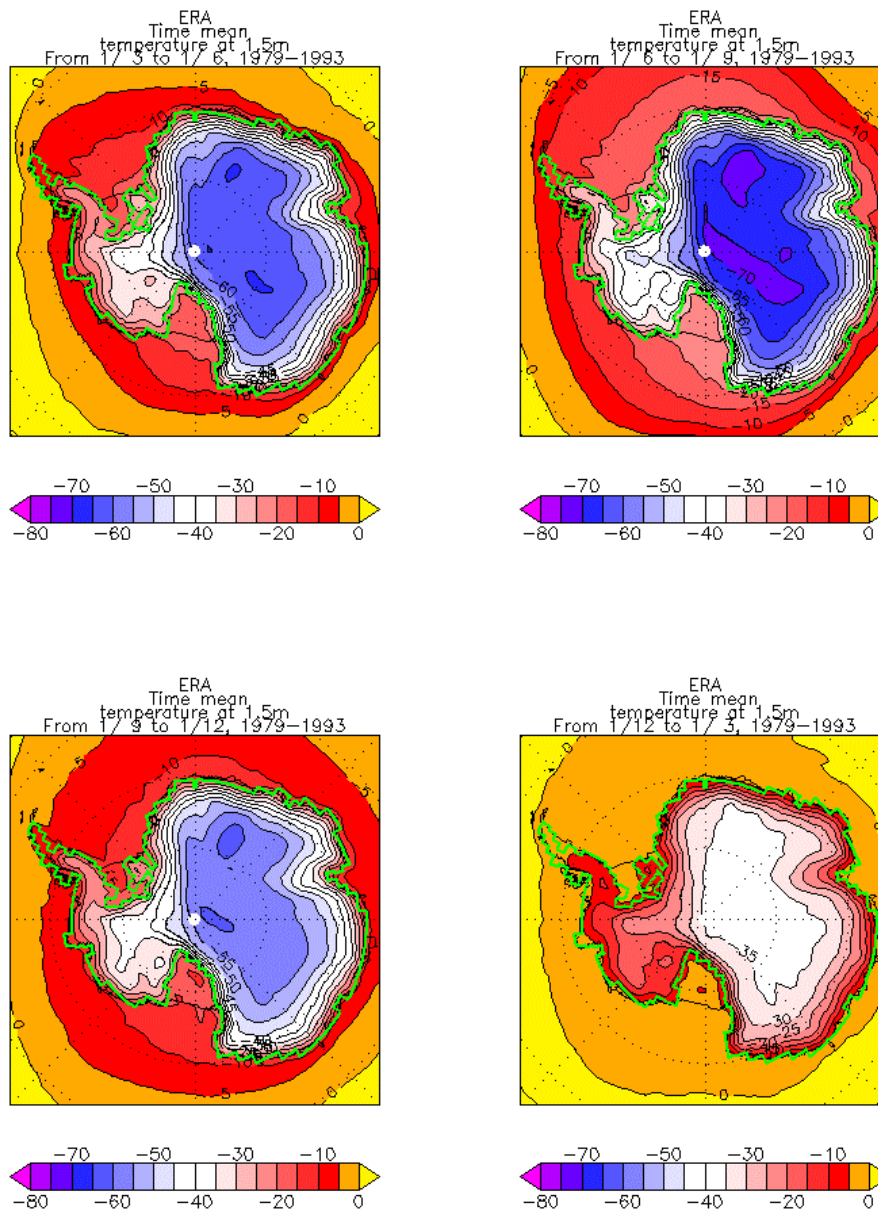
El aire sobre la superficie continental de la Antártida está sometido a un intenso enfriamiento debido a la pérdida de calor que sufre por conducción hacia la superficie del hielo, que a su vez se enfría al emitir radiación de onda larga hacia el espacio. El enfriamiento aire superficial continúa según el flujo se desplaza hacia la costa.

En el casquete de hielo de la Antártida, las temperaturas disminuyen de manera continua desde el interior hacia la costa. Esto se debe en buena parte a la altitud, pero también al aumento de la latitud y, por tanto, a la menor intensidad de insolación en el interior continental. En la mayoría de las estaciones costeras la temperatura media anual ronda los  $-10^{\circ}\text{C}$  a  $-15^{\circ}\text{C}$ , a unos 1000 metros está en torno a los  $-20^{\circ}\text{C}$  y en las partes más altas, cercanas a los 4000 metros, desciende hasta unos  $-60^{\circ}\text{C}$ . La temperatura del hielo medida a 10 metros de profundidad da una idea aproximada de la temperatura media anual del aire junto a la superficie (figura 19).



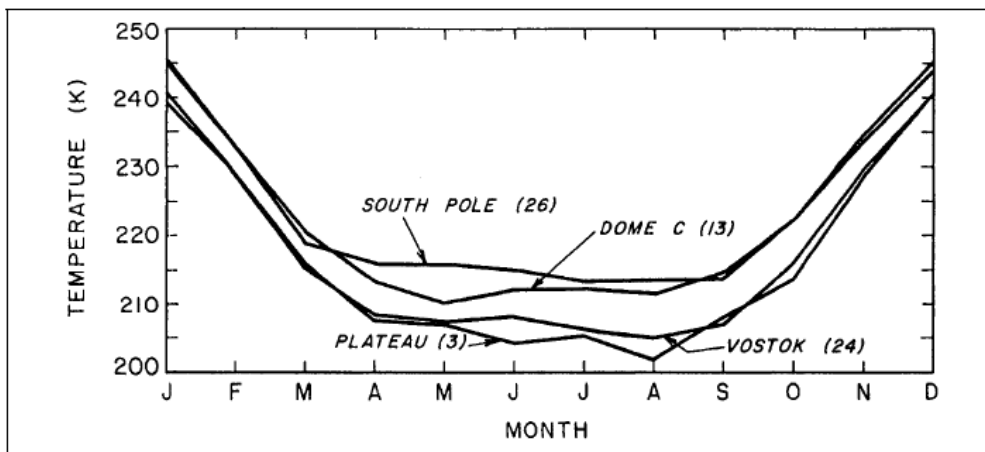
**Figura 19.** Temperaturas medias anuales en la Antártida, deducidas de medidas de la temperatura de la nieve a una profundidad de 10 metros. Fuente: King et Turner (1997), en Turner et Pendlebury (2004).

En algunas regiones costeras, especialmente en la Península Antártica a mediados del verano, las temperaturas suben ocasionalmente hasta unos  $10^{\circ}\text{C}$ , mientras que en invierno caen hasta  $-40^{\circ}\text{C}$  y menos, dependiendo de su latitud. En las zonas más elevadas de la Antártida Oriental la temperatura sube en verano a unos  $-30^{\circ}\text{C}$ , antes de que el frío invierno regrese con temperaturas mínimas extremas del orden de  $-80^{\circ}\text{C}$ . A diferencia de la temperatura media anual, la estimación de las medias estacionales no es fácil. En la actualidad, el único método razonablemente exacto (en un margen de error de unos  $5^{\circ}\text{C}$ ) de obtenerlas es mediante un modelo numérico de predicción (figura 20).



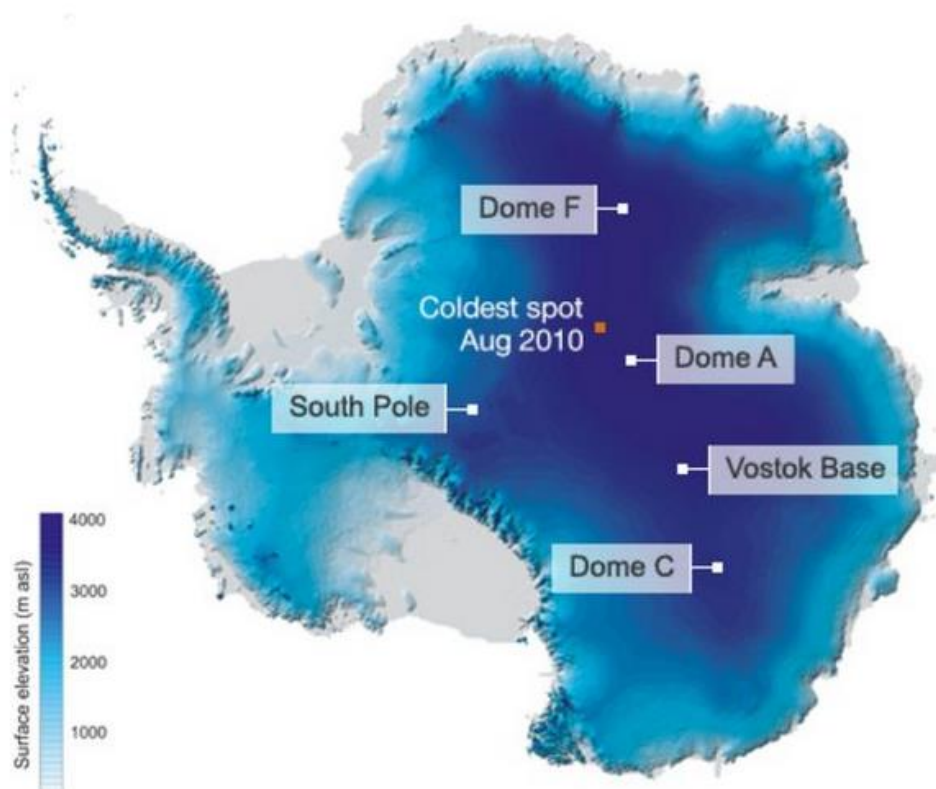
**Figura 20.** Estimaciones de la temperatura media estacional del aire superficial en la Antártida. De izquierda a derecha y de arriba a abajo: otoño, invierno, primavera y verano. Fuente: ECMWF 15-year re-analysis programme (Courtesy of the British Antarctic Survey.), en Turner et Pendlebury (2004).

En promedio, muchas estaciones antárticas - en particular las situadas en el continente - experimentan una pequeña variación de la temperatura durante los meses invernales, lo que ha llevado al concepto de que la Antártida tiene un invierno “sin núcleo” o “sin corazón” (*coreless winter* en inglés). En la figura 21 se puede ver que cada curva muestra un pico de temperatura máxima bien definido en verano, pero un tramo relativamente plano en invierno, que sería la prueba gráfica del “invierno sin corazón”. Parte de la razón para el rápido ascenso de la temperatura en verano es el aumento de la radiación solar, aunque también influye que la superficie de hielo es menos reflectiva después del invierno. El comienzo del invierno es rápido: una pequeña acumulación de nieve fresca reintegra el albedo superficial a sus valores máximos. La condición de “sin corazón” del invierno se debe a un estado de equilibrio aproximado que se alcanza en el balance calorífico cerca de la superficie después de una rápida pérdida de calor por radiación en el comienzo de la oscuridad (Schwerdtfeger, 1970).



**Figura 21.** Temperatura media mensual en las estaciones Amundsen-Scott, Dôme C, Vostok y Plateau, situadas en el interior continental. Los números entre paréntesis indican el número de años de cada registro. Fuente: Bromwich et Parish (1998), en Turner et Pendlebury (2004).

La temperatura más baja jamás medida en la Tierra fue  $-89.2^{\circ}\text{C}$  en la estación Vostok el 21 de julio de 1983, a 1300 kilómetros de la costa y a 3488 de altura en la Antártida Oriental. Pero mediante el estudio de datos de satélite se llegó a la conclusión de que el 10 de agosto de 2010 se alcanzó una temperatura de  $-93.2^{\circ}\text{C}$  en la dorsal que une el domo Argus y el domo Fuji, a unos 3900 metros de altura, también en la Antártida Oriental. Este registro no ha sido confirmado por medidas en superficie, así que es un dato provisional sujeto a revisión. En realidad, la temperatura registrada por satélite se refiere a la superficie del hielo, mientras que la medida en Vostok era la temperatura del aire, sin embargo es bastante probable que la temperatura del aire en Argus fuera inferior ese día a la de Vostok en agosto de 1983.



**Figura 22.** Los puntos donde se han registrado las temperaturas más bajas de la Tierra, situando los domos Argus (A) y Fuji (F). Fuente: BBC News.

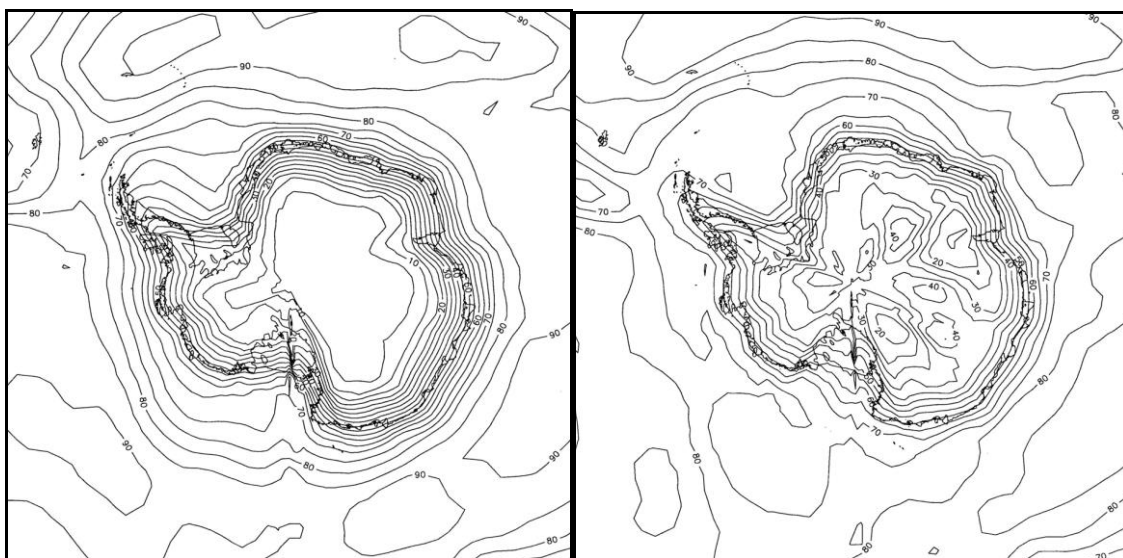
El área del Polo Sur es generalmente más fría que la del Polo Norte principalmente a causa de su elevación, pero también porque el casquete de hielo continental refleja hacia el espacio del 80 al 90% de la radiación solar incidente. Además, es muy raro que las masas de aire marítimo lleguen a estas localidades. Hay una marcada inversión de temperatura sobre el interior continental que puede ser de más de 40°C en los 600 metros más bajos de la atmósfera en pleno invierno, es decir, la temperatura en el tope de este estrato es mucho mayor que en la superficie de hielo.

## 4.2 Nubosidad

En muchas ocasiones es difícil la observación de nubes en la Antártida, por ejemplo cuando hay nieve en suspensión o durante el invierno por la falta de luz, así que para estudiar la nubosidad se hacen imprescindibles las imágenes de satélite. Pero los datos de satélite también tienen sus limitaciones, ya que según el tipo de nube el contraste de brillo con la superficie helada puede ser mínimo o inexistente.

Parece fuera de toda duda que la franja litoral es la que presenta una mayor cobertura nubosa media, mientras que en el interior continental es donde la nubosidad es más escasa, aunque hay autores (King et Turner, 1997) que han señalado que los datos de satélite subestiman la nubosidad en la región del Polo Sur en comparación con las observaciones convencionales.

De acuerdo con la figura 23 se podría deducir que hay menos nubosidad sobre la Antártida en verano que en invierno, pero esto parece estar en contradicción con las observaciones convencionales (Warren et al., 1986), que indican más nubosidad sobre el continente en verano que en invierno. Las dudas se centran sobre los datos de nubosidad en verano, ya que intuitivamente es de esperar más nubosidad en verano y otoño, al menos en el litoral antártico y la franja más cercana a la costa, debido a la mayor disponibilidad de humedad procedente de aguas abiertas cuando la extensión del hielo ha alcanzado su mínima extensión.



**Figura 23.** Nubosidad media (%) en verano (izq.) e invierno (der.), a partir de datos del ISCCP. Fuente: British Antarctic Survey, en Turner et Pendlebury (2004).

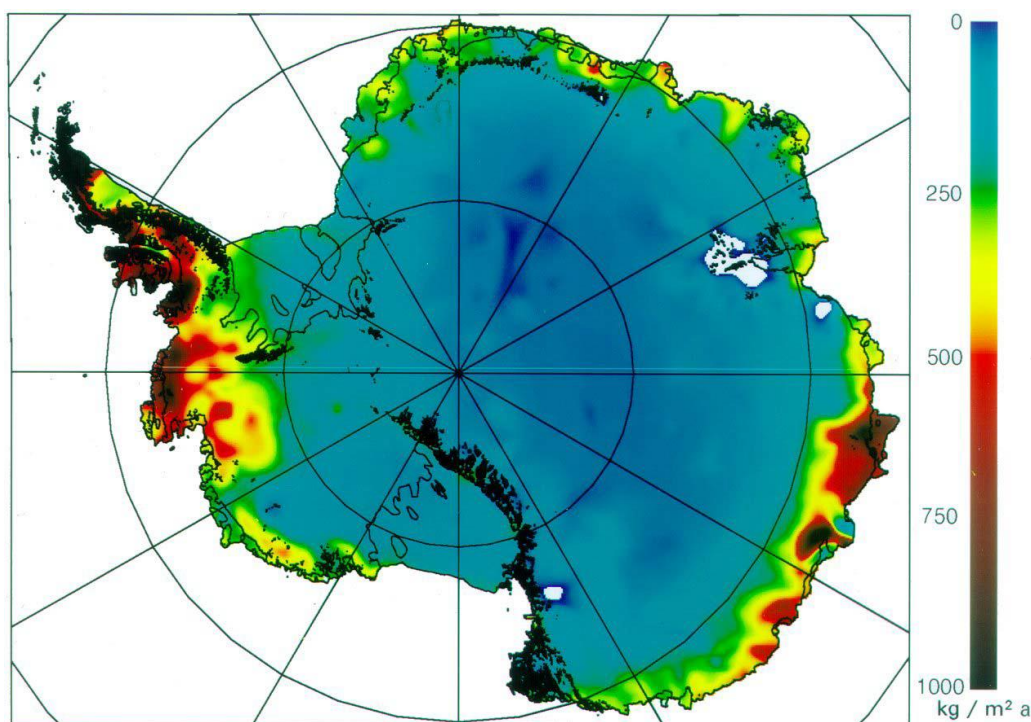
Como se deduce de los estudios basados en observaciones convencionales, predominan notablemente las nubes estratiformes (estratos, nimboestratos, altoestratos, cirros), aunque pueden observarse nubes cumuliformes. En algunos casos la inestabilidad localizada puede ser suficiente severa como para producir cúmulos de desarrollo o cumulonimbos, especialmente donde la convergencia local tiene lugar en localidades costeras o donde el aire frío fluye sobre agua o roca relativamente cálidas.

### 4.3 Precipitación

Los procesos de precipitación difieren bastante entre la costa y el interior de la Antártida. Cerca de la costa son las depresiones frontales las responsables de la mayor parte de la precipitación; generalmente en forma de nieve, aunque en verano, y en las latitudes más altas, como en el archipiélago de las Shetland del Sur y el extremo norte de la Península Antártica puede recogerse en otras formas: lluvia, llovizna, aguanieve, gránulos, etc. Tierra adentro la mayoría de la precipitación se produce en forma cristales de hielo que se desprenden de nubes delgadas y aisladas, e incluso de cielos aparentemente despejados (*diamond dust*, literalmente “polvo de diamantes”). Las depresiones que traen la precipitación son generalmente débiles o están en proceso de disipación, de manera que en la mayor parte de los casos la intensidad es débil, lo que quiere decir que no suele depositarse más de 0,5 mm por hora de agua equivalente o más de 5 mm por hora de acumulación de nieve.

Los casos de precipitación moderada o fuerte se deben generalmente a frentes activos que alcanzan la región costera asociados a masas de aire cálido advectadas hacia el sur. Durante estos procesos, cuando se amplifican las ondas largas atmosféricas, se puede establecer un fuerte gradiente meridional de temperatura cerca de la costa, que con frecuencia trae consigo precipitación en forma de lluvia o mezcla de lluvia y nieve.

En la zona costera el mecanismo más importante de producción de precipitación es el enfriamiento adiabático del aire al subir por la abrupta topografía que caracteriza muchas áreas costeras. Un flujo de aire hacia el interior, como ocurre en el flanco oriental de las depresiones sinópticas, será más efectivo al producir precipitación en el borde del continente, puesto que el aire que llega del océano contendrá una gran cantidad de humedad y el gradiente de presión suministrará suficiente energía para elevar el aire por la inclinada barrera topográfica.



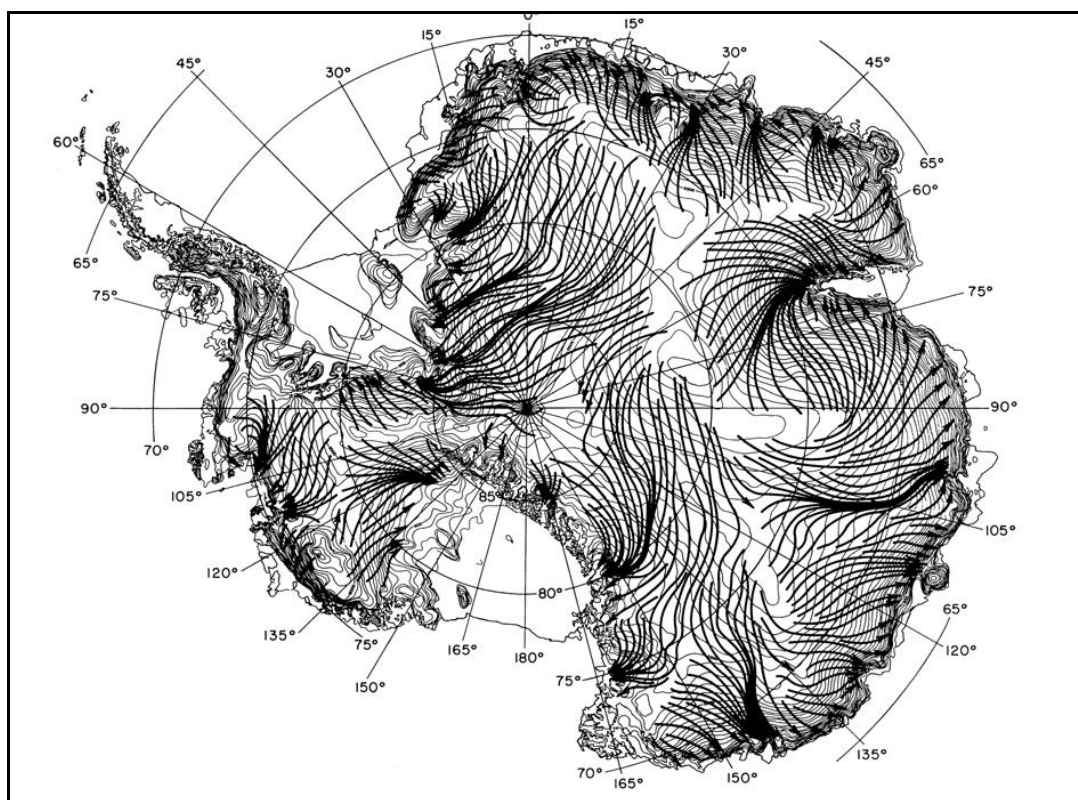
**Figura 24.** Acumulación neta anual (precipitación menos evaporación) en mm de agua equivalente ( $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$ ) sobre el continente antártico  
 Fuente: Vaughan et al.(1999), en Turner et Pendlebury (2004).

La barrera topográfica norte-sur de la Península Antártica tiene un profundo efecto en la precipitación que se deposita en este sector del continente, estando el flanco occidental bajo la influencia de muchos flujos marítimos, templados y húmedos, mientras que el flanco oriental tiene un clima más continental. Aunque puede producirse cierta cantidad de precipitación orográfica en las laderas occidentales, la mayor parte de la precipitación se deposita cerca de la costa occidental, donde la influencia marítima es mayor.

La mayor parte de la precipitación en las regiones costeras procede de sistemas meteorológicos organizados, pero cantidades significativas se deben a nubosidad separada de depresiones sinópticas, o se producen en situaciones sinópticamente neutras o anticiclónicas. A veces estas precipitaciones pueden atribuirse a frentes débiles que han penetrado en el centro de anticiclones, pero la mayoría proceden de extensas áreas de estratos o estratocúmulos. (King et Turner, 1997).

#### 4.4 Vientos catabáticos

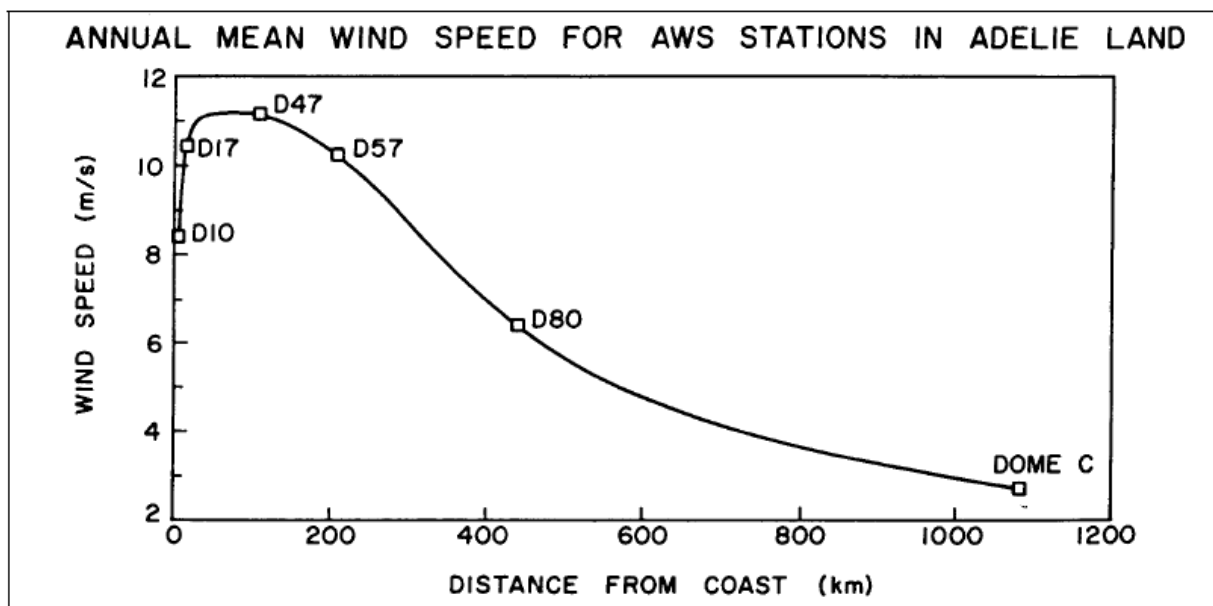
Los vientos en superficie sobre el continente antártico están muy influidos por el fuerte enfriamiento radiativo de la cubierta de hielo. El intenso flujo de aire frío y denso que constituye los vientos catabáticos está confinado a una capa de aproximadamente 600 metros de espesor, con el máximo de velocidad a unos 200 metros por encima de la superficie del hielo. El aire que fluye por gravedad se mueve al principio muy lentamente desde las áreas más elevadas del casquete de hielo, acelerándose a medida que se desplaza hacia la costa. La configuración de la orografía de la superficie helada proporciona una extensa y elevada fuente de aire frío y unas cuencas glaciares más bajas que causan fuertes confluencias de los flujos de aire (ver figura 25).



**Figura 25.** Líneas de corriente idealizadas para las condiciones medias de invierno. Fuente: Parish et Bromwich (1987) en Turner et Pendlebury (2004).

Estos vientos catabáticos soplan con gran constancia en la dirección, forzados a girar a la izquierda de la dirección de máxima pendiente debido a la aceleración de Coriolis. El viento se acelera gradualmente - a lo largo de más de mil kilómetros en algunas áreas -, hasta alcanzar una velocidad media de unos 11 m/s a una distancia aproximada de 200 kilómetros de la costa. En algunos valles glaciares donde la confluencia es especialmente fuerte, los vientos catabáticos pueden alcanzar los 40 m/s a lo largo de centenares de kilómetros cuando el flujo se dirige a la costa. Sin embargo, el viento sufre con frecuencia una leve disminución de intensidad a menos de 100 km de distancia del escarpe costero, debida al rozamiento con la superficie rugosa del hielo. El flujo de aire cuesta abajo sobre las pendientes de hielo trae consigo un movimiento descendente compensatorio de aire seco procedente del estrato situado sobre el nivel del viento catabático. Una vez que los vientos catabáticos alcanzan el litoral antártico la fuerza que los empuja cuesta abajo desaparece y sufren una rápida deceleración en una distancia relativamente corta sobre el mar, porque la convergencia del valle glaciar es reemplazada por divergencia.

El simple modelo conceptual de vientos catabáticos se complica por la existencia de depresiones frente al litoral antártico. Los sistemas de bajas presiones se originan generalmente sobre el Océano Antártico y suelen seguir un rumbo sureste hacia la vaguada circumpolar antártica. Por otro lado, en esta misma zona se producen numerosos procesos de ciclogénesis, que dan lugar tanto a depresiones sinópticas como a mesobajas. Sea cual sea su origen, estos sistemas pueden ejercer una considerable influencia sobre los vientos catabáticos costeros, produciendo algunos de los vientos más fuertes observados sobre la superficie terrestre. Con frecuencia la intensidad de estos supera los 33 m/s durante varios días seguidos, con rachas máximas de más de 70. Sobre la mayor parte del interior de la Antártida continental, donde la pendiente es suave y las depresiones son menos frecuentes y menos intensas, la velocidad del viento es con frecuencia inferior a los 4 m/s.



**Figura 26.** Variación de la velocidad media desde el Domo C a la costa. Fuente: Parish et Wendler (1991), en Turner et Pendlebury (2004).

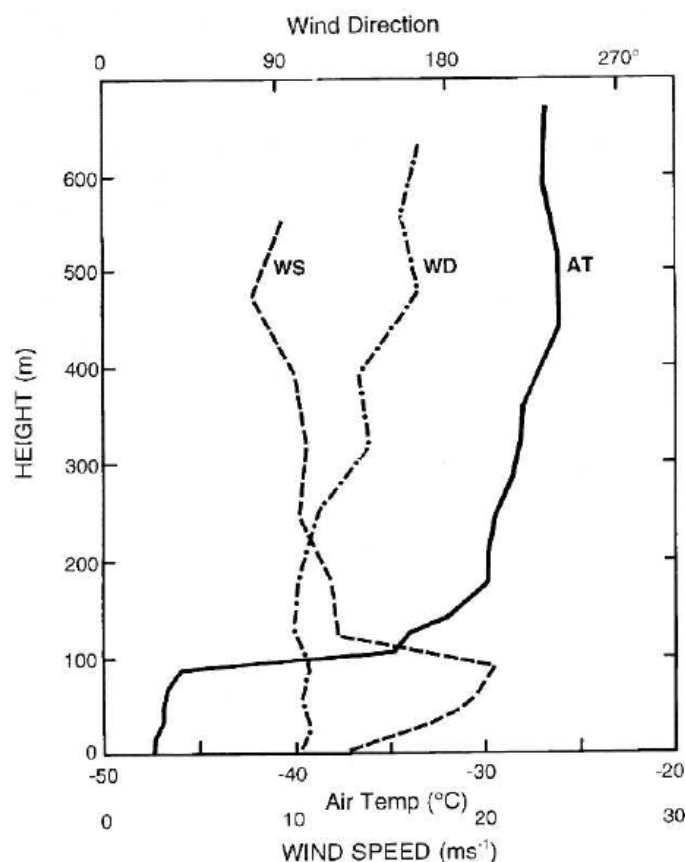
## 5 Propiedades de la atmósfera antártica.

### 5.1 La capa límite atmosférica.

La capa límite atmosférica se puede definir como la parte de la troposfera inferior que está directamente influida por la superficie subyacente. Problemas como los vientos catabáticos, saltos hidráulicos y ondas de gravedad pueden contemplarse como fenómenos de la capa límite. La capa límite acopla la atmósfera con la superficie subyacente y desempeña así un papel esencial en la conexión de los componentes atmosférico, oceánico y criosférico del sistema climático antártico.

La característica más notable de la capa límite antártica es la fuerte y persistente estabilidad de la estratificación resultante del balance de radiación superficial negativo sobre el continente. La estratificación estable inhibe los movimientos verticales y suprime por tanto el transporte turbulento.

La capa límite que se forma sobre las plataformas de hielo flotantes que rodean el continente es, en muchos sentidos, comparable a la capa límite nocturna que se observa en latitudes medias. La superficie subyacente es plana o de pendiente suave, y en esas regiones la estratificación de la capa en contacto con la superficie es generalmente moderada, incluso durante el invierno antártico. Sin embargo, la capa límite nocturna de latitudes medias está siempre evolucionando, pues responde al ciclo diurno del balance superficial de energía, mientras que el ciclo diurno es débil o ausente durante la mayor parte del año en la Antártida y la capa límite puede evolucionar hacia un estado estacionario, respondiendo solo a los pequeños cambios del forzamiento sinóptico. Además, la capa límite nocturna se forma bajo los restos de la bien mezclada capa límite diurna, y así tiene por encima una capa de estabilidad neutra, mientras que en la Antártida la totalidad de la troposfera inferior tiene estratificación estable debida al enfriamiento radiativo.



**Figura 27.** Perfiles de temperatura del aire (AT), velocidad (WS) y dirección (WD) del viento en la estación de Mizuho.  
 Fuente: Ohata et al. (1983), en Turner et Pendlebury (2004).

Sobre el *plateau* de la Antártida Oriental la capa límite tiene una estratificación aún más estable que en las plataformas de hielo costeras a resultas del intenso enfriamiento radiativo. Aunque las pendientes topográficas en esta región son generalmente modestas – del orden del 1 por 1000 – los efectos catabáticos son importantes porque el gradiente de temperatura junto a la superficie es muy fuerte, de hecho, las medidas realizadas revelan que es la capa límite más estable que se ha observado en toda la Tierra.

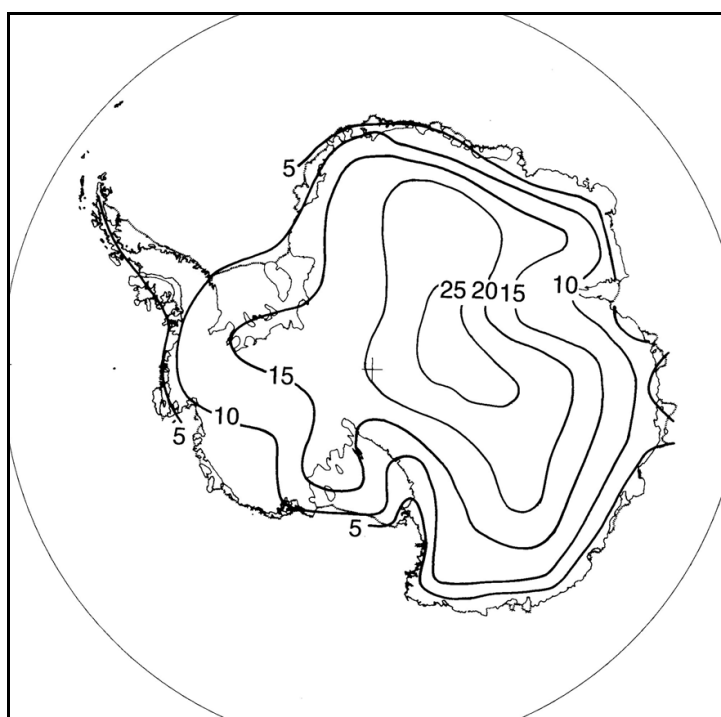
Entre las suaves pendientes del *plateau* y las plataformas planas de hielo costeras se encuentra la zona de mayor inclinación que se caracterizan por los fuertes vientos catabáticos. El perfil de temperatura muestra una estructura con dos capas distintas, con una capa casi isoterma por debajo de 100 metros coronada por una fuerte inversión, y por encima otra capa casi isoterma.

En la figura 27 velocidad del viento muestra una estructura de chorro en niveles bajo por debajo de 100 metros, disminuyendo la intensidad rápidamente por encima de la capa fría. En este ejemplo no se observa un cambio brusco en la dirección del viento en la interfase entre las dos capas, indicando que el forzamiento sinóptico y el catabático tienen aproximadamente la misma dirección.

Sobre la superficie libre del mar, en las zonas de menor latitud y en verano, la estabilidad no es tan acusada como sobre la Antártida continental y las plataformas de hielo, sino que la estructura de la capa límite, aunque generalmente estable, es más parecida a la de latitudes medias, dependiente de la situación sinóptica y de las masas de aire implicadas. La superficie del mar resulta relativamente fría para masas de aire templadas procedentes de latitudes bajas, lo que hace que aumente su estabilidad al enfriarse por debajo, pero se comporta como una superficie cálida respecto a las masas de aire continentales, frías y secas, que proceden del interior, actuando un proceso de inestabilización que se extiende a las capas más bajas.

## 5.2 La inversión en superficie.

Las temperaturas varían marcadamente en la capa más baja - de unos pocos centenares de metros - de la atmósfera situada sobre la superficie continental. Hay una estrecha correspondencia entre la temperatura en superficie y la intensidad de la inversión sobre una estación, tanto día a día como en promedios mensuales.



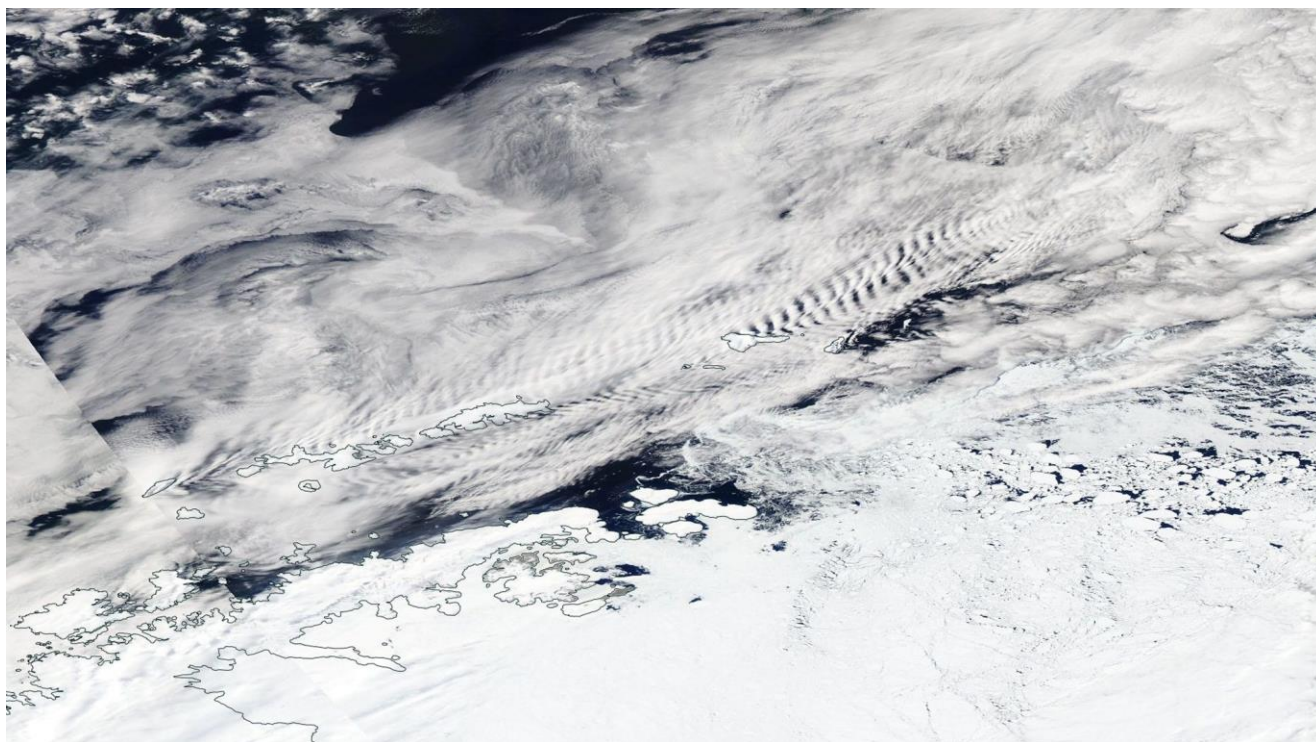
**Figura 28.** Isoplefas de intensidad media (en °C) de la inversión en superficie durante el invierno (junio-agosto). Fuente: Schwerdtfeger (1970), en Turner et Pendlebury (2004).

La inversión superficial de temperatura sobre el continente antártico obedece al enfriamiento radiativo de la superficie de hielo, especialmente durante la noche polar en invierno (figura 28). Phillipot et Zillman (1970) descubrieron que la intensidad media de la inversión superficial de temperatura sobre el continente antártico durante el invierno es de unos 25°C en el *plateau* de la Antártida Oriental, disminuyendo hasta unos 5°C cerca de la costa. En las estaciones ubicadas en el *plateau* se encontraron espesores medios invernales de unos 500-700 metros, mientras que en MacMurdo eran del orden de los 400-500 metros. Estaciones costeras no situadas sobre plataformas de hielo tenían un espesor de 300-400 metros en invierno. Hay también una clara variación estacional de la intensidad de la inversión. En algunos casos la temperatura superficial en invierno es inferior a -80°C en Vostok y la intensidad de la inversión térmica superficial supera los 30°C. En estos casos la capa límite (definida como la altura por encima de la superficie de hielo donde se alcanza la temperatura más alta de la troposfera) puede ser de 1500 metros.

### 5.3 Ondas de gravedad internas.

La persistente estratificación estable de la baja troposfera en la Antártida permite a la atmósfera mantener ondas de gravedad, y sus manifestaciones han sido observadas en numerosas localidades antárticas. Se sabe que, de manera general, las ondas de gravedad constituyen un mecanismo importante para el transporte vertical de momento en la atmósfera, sin embargo estos efectos son de la mayor importancia en regiones de topografía accidentada, donde la generación de ondas de gravedad es más fuerte. Aunque a topografía de la mayor parte de la Antártida es relativamente suave y el efecto de las ondas de gravedad puede ser de importancia secundaria en amplias zonas.

Numerosos mecanismos pueden ser responsables de la generación de ondas de gravedad en la atmósfera antártica, entre ellos el flujo aéreo sobre accidentes topográficos y la inestabilidad generada en regiones de fuerte cizalladura de viento. Las ondas de gravedad generadas por el flujo sobre la topografía (ondas de sotavento) serán estacionarias si el flujo es estacionario, mientras que las debidas a cizalladura se propagarán generalmente por encima de un observador en superficie.



**Figura 29.** Imagen del satélite AQUA del 4/marzo/2014 donde las estructuras nubosas sobre el archipiélago de las Shetland del Sur delatan la presencia de ondas orográficas. Fuente: NASA/EOSDIS.

Las ondas de gravedad pueden detectarse con diversos instrumentos. Las trazas de anemógrafos y termógrafos con frecuencia revelan movimientos ondulatorios con períodos que van de unos pocos minutos hasta más de una hora, y las ondas parecen mostrar especial nitidez en series temporales de la diferencia de temperatura entre dos niveles dentro de la inversión de niveles bajos. En superficie, la huella de las ondas de gravedad se ve más claramente en la traza de la presión, aunque es necesario un equipo bastante sensible. Las observaciones de un solo punto solo pueden ofrecer una medida de la frecuencia de la onda, pero para estimar la longitud de onda y la velocidad de fase se necesita correlacionar las series de observaciones de tres o más puntos separados por una distancia inferior a una longitud de onda. Si existe nubosidad, las ondas de gravedad son visibles mediante satélite, pudiéndose deducir de los patrones nubosos observados información acerca de la dirección del flujo, longitud de onda, estabilidad atmosférica (figura 29).

Aunque quizás hagan falta más estudios para valorar la importancia de las ondas de gravedad como mecanismo de transporte de momento y calor en la atmósfera antártica, con frecuencia se mantiene que pueden desempeñar un importante papel. Las ondas de gravedad pueden también afectar indirectamente al transporte mediante su interacción con la turbulencia en la capa límite atmosférica. El transporte turbulento en la capa límite puede hacerse muy pequeño cuando el gradiente de temperatura es grande y la velocidad del viento baja; en estas circunstancias, la cizalladura de viento adicional asociada con el paso de una onda de gravedad puede generar una turbulencia adicional y tener así un profundo efecto sobre la estructura de la capa límite.

## **Bibliografía**

- Baldwin, M.P., 2001: **Annular modes in global daily surface pressure.** *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4115–4118
- Bromwich D.H., Parish T.R., 1998. **Meteorology of the Antarctic**, in **Meteorology of the Southern Hemisphere** (D.J. Karoly et D.G. Vincent, eds.). *AMS Meteorological Monographs* **49**: 175-200.
- Carleton, A.M. 1995. **On the interpretation and classification of mesoscale cyclones from satellite infrared imagery.** *International Journal of Remote Sensing*, **16**: 2457-2485.
- Carrasco J.F., Bromwich D.H., Liu Z. 1997. **Mesoscale cyclone activity over Antarctica during 1991, 2. Near the Antarctic Peninsula.** *Journal of Geophysical Research* **102**: 13939-13954.
- Carrasco J.F., Bromwich D.H., Monaghan A.J. 2003. **Distribution and characteristics of mesoscale cyclones in the Antarctic: Ross Sea eastward to the Weddell Sea.** *Monthly Weather Review*, **131**: 289-301.
- Fogt, R.L., Wovrosh A.J., Langen R.A., Simmonds I. 2012. **The characteristic variability and connection to the underlying synoptic activity of the Amundsen-Bellingshausen Seas Low.** *Journal of Geophysical Research* **117**: D07111, DOI: 10.1029/2011JD017337.
- Gong, D.Y., et S.W. Wang, 1999: **Definition of Antarctic oscillation index.** *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459–462.
- Govorukha L.S., Timofeyev V.E. 2000. **Synoptic circulation types of Antarctic Peninsula and adjacent South Ocean regions and connected phenomena.** *Problemy Climatologii Polarnei*, Torun, Poland, **10**: 159-178.
- Gillett, N.P., et D. Thompson, 2003: **Simulation of recent Southern Hemisphere climate change.** *Science*, **302**, 273–275.
- Hartmann, D.L., et F. Lo, 1998: **Wave-driven flow vacillation in the Southern Hemisphere.** *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1303–1315.
- Hartmann, D.L., et al., 2000: **Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change?** *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **97**, 1412–1417.
- Hosking J.S., Orr A., Marshall G.J., Turner J., Phillips T. 2013. **The influence of the Amundsen-Bellingshausen Seas Low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled model simulations.** *Journal of Climate*, **26**: 6633–6648. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00813-1.
- Irving D., Simmonds I., Keay K. 2010. **Mesoscale cyclone activity over the ice-free Southern Ocean: 1999–2008.** *Journal of Climate*, **23**: 5404–5420.
- Jones, D.A., Simmonds. I. 1993. **A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones.** *Climate Dynamics*, **9**: 131-145.
- Jones, J.M., et M. Widmann, 2004: **Variability of the Antarctic Oscillation during the 20th century.** *Nature*, **432**, 290–291.
- Kidson, J.W., 1999: **Principal modes of Southern Hemisphere low frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses.** *J. Clim.*, **12**, 2808–2830.
- King, J.C. et Turner, J. 1997. **Antarctic meteorology and climatology.** *Cambridge: Cambridge University Press*, 409 pp.
- Kwok, R., et J.C. Comiso, 2002: **Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation.** *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1705, doi:10.1029/2002GL015415.

- Lachlan-Cope, T.A., Connolley W.M., Turner J.. 2001. **The role of the nonaxisymmetric Antarctic orography in forcing the observed pattern of variability of the Antarctic climate.** *Geophysical Research Letters* **28**(21): 4111–4114.
- Lefebvre, W., et al., 2004: **Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice-ocean system.** *J. Geophys. Res.*, **109**, C09005, doi:10.1029/2004JC002403.
- L'Heureux, M.L., et D.W.J. Thompson, 2006: **Observed relationships between the El Niño–Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation.** *J. Clim.*, **19**, 276–287.
- Limpasuvan, V., et D.L. Hartmann, 2000: **Wave-maintained annular modes of climate variability.** *J. Clim.*, **13**, 4414–4429
- Liu, J., J.A. Curry, et D.G. Martinson, 2004: **Interpretation of recent Antarctic sea ice variability.** *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02205, doi:10.1029/2003GL018732.
- Marshall, G.J., 2002: **Analysis of recent circulation and thermal advection change on the northern Antarctic Peninsula.** *Int. J. Climatol.*, **22**, 1557–1567.
- Marshall, G.J., 2003: **Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses.** *J. Clim.*, **16**, 4134–4143.
- Marshall, G.J., et al., 2004: **Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere.** *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14205, doi:10.1029/2004GL019952.
- Noone, D., et I. Simmonds, 2002: **Annular variations in moisture transport mechanisms and the abundance of  $\delta^{18}\text{O}$  in Antarctic snow.** *J. Geophys. Res.*, **107**, 4742, doi:10.1029/2002JD002262.
- Orr, A., et al., 2004: **A 'low-level' explanation for the recent large warming trend over the western Antarctic Peninsula involving blocked winds and changes in zonal circulation.** *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06204, doi:10.1029/2003GL019160.
- Parish, T.R. et Wendler, G. 1991. **The katabatic wind regime at Adélie Land, Antarctica.** *Int. J. Climatol.* **11**, 97-107.
- Phillipot, H.R., et Zillman J.W. 1970, **The surface temperature inversion over the Antarctic continent.** *J. Geophys. Res.* **75**. 4161-9
- Rashid, H.A., et I. Simmonds, 2004: **Eddy-zonal flow interactions associated with the Southern Hemisphere annular mode: Results from NCEP-DOE reanalysis and a quasi-linear model.** *J. Atmos. Sci.*, **61**, 873–888.
- Rashid, H.A., et I. Simmonds, 2005: **Southern Hemisphere annular mode variability and the role of optimal nonmodal growth.** *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1947–1961
- Schneider, D.P., E.J. Steig, et J.C. Comiso, 2004: **Recent climate variability in Antarctica from satellite-derived temperature data.** *J. Clim.*, **17**, 1569–1583.
- Schwerdtfeger, W. 1970. **The climate of the Antarctic.** In: *Climates of the Polar Regions*. S. Orvig, editor. Elsevier, New York, pp. 253-355.
- Sexton, D.M.H., 2001: **The effect of stratospheric ozone depletion on the phase of the Antarctic Oscillation.** *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3697–3700.
- Simmonds I., Keay K., Lim E-P. 2003. **Synoptic Activity in the Seas around Antarctica.** *Monthly Weather Review*, **131**: 272-288.
- Simmonds I., 2008. **Behaviour of Southern Ocean cyclones.** Apéndice a *The International Antarctic Weather Forecasting Handbook* (Turner, J., Pendlebury, S. Eds., 2004). British Antarctic Survey.

- Silvestri, G.E., et C.S. Vera, 2003: **Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America.** *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2115, doi:10.1029/2003GL018277.
- Sinclair, M.R., J.A. Renwick, et J.W. Kidson, 1997: **Low-frequency variability of Southern Hemisphere sea level pressure and weather system activity.** *Mon. Weather Rev.*, **125**, 2531–2543.
- Taljaard, J.J. 1967. **Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during the IGY.** *J. Appl. Met.* **6**, 973-987.
- Thompson, D.W.J., et J.M. Wallace, 2000: **Annular modes in the extratropical circulation, Pt I: Month-to-month variability.** *J. Clim.*, **13**, 1000–1016.
- Thompson, D.W.J., et S. Solomon, 2002: **Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change.** *Science*, **296**, 895–899
- Trenberth, K. E., P. D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden, P. Zhai 2007: **Observations: Surface and Atmospheric Climate Change.** In: *Climate Change 2007. The Physical Science Basis.* Contribution of WG 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. C. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor et H. L. Miller (Eds.) Cambridge University Press. Cambridge, U. K., and New York, NY, USA, 235-336, plus annex online.
- Turner, J., Thomas J.P. 1994. **Summer-season mesoscale cyclones in the Bellingshausen-Weddel region of the Antarctic and links with the synoptic-scale environment.** *International Journal of Climatology*, **14**: 871-894.
- Turner J., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A. 1998. **Analysis of synoptic-scale low pressure systems within the Antarctic Peninsula sector of the circumpolar trough.** *International Journal of Climatology* **18**: 253-280.
- Turner, J., Pendlebury, S. (Eds.) 2004. **The International Antarctic Weather Forecasting Handbook.** British Antarctic Survey.
- Turner, J., et al., 2005: **Antarctic climate change during the last 50 years.** *Int. J. Climatol.*, **25**, 279–294.
- Turner, J., Bindshadler, R. A., Convey, P., di Prisco, G., Fahrback, E., Gutt, J., Hodgson, D. A., Mayewski, P. A. et Summerhayes, C. P. 2009. **Antarctic Climate Change and the Environment.** Cambridge, Scientific Committee on Antarctic Research
- Turner, J., Phillips T., Hosking J. S., Marshall G. J., Orr A.. 2013. **The Amundsen Sea Low.** *International Journal of Climatology* **33**: 1818-1829.
- van den Broeke, M.R., et N.P.M. van Lipzig, 2003: **Response of wintertime Antarctic temperatures to the Antarctic Oscillation: Results of a regional climate model.** In: *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives* [Domack, E., et al. (eds.)]. Antarctic Research Series 79, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 43–58.
- Warren, S. G., C. J. Hahn, J. London, R. M. Shervin, et R. L. Jenne, (1986), **Global distribution of total cloud and cloud type amounts over land**, Vol. NCAR Technical Note TN-273+STR/DOE Technical Report ER/60085–HI, NCAR, Boulder.