

SÍNTESIS DE METEOROLOGÍA ANTÁRTICA

Volumen II. Meteorología de la Península Antártica y Mar de Hoces

1. Entorno geográfico de la zona de estudio.

El área de interés para la predicción en las campañas antárticas españolas se centra en las islas Livingston y Decepción, donde se encuentran las Bases españolas, pero comprende también la isla Rey Jorge, a cuyo aeródromo llega y de donde sale parte del personal de las mismas, y las zonas por donde se desplazan los buques de apoyo españoles y los de otros países que pudieran hacer escala en las Bases, principalmente el Paso de Drake, el Estrecho de Bransfield y todo el archipiélago de las Shetland del Sur y las aguas que rodean a las islas, y de manera más esporádica el litoral occidental de la Península Antártica. En adelante nos referiremos a esta región como “zona de estudio” o “zona de interés”.

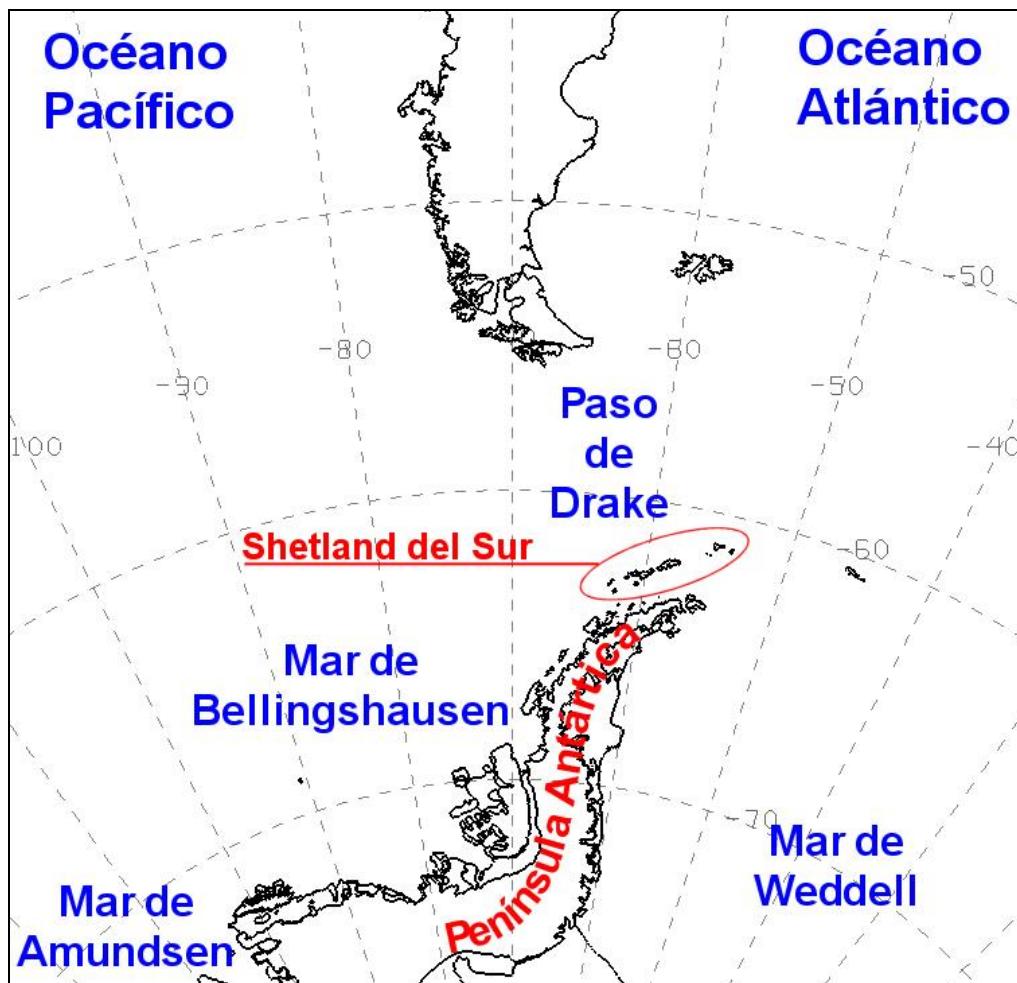


Figura 1. Mapa de la zona de estudio.

Además de los factores meteorológicos debidos a su latitud y situación dentro de la circulación general, esta zona de operaciones está sometida a la influencia del entorno geográfico que la rodea y a los efectos de diferente escala asociado a él, y que unidos dan lugar a que la climatología de la vertiente occidental de la Península Antártica y el archipiélago de las islas Shetland del Sur sea totalmente diferente de la del resto de la Antártida, con temperaturas más suaves, mayor humedad y precipitaciones más abundantes.

La Península Antártica es una larga prolongación del continente antártico de unos 1500 km de longitud que se proyecta en dirección a Sudamérica desde aproximadamente 73° hasta 63°S, quedando su extremo sólo a unos 1000 km de Tierra de Fuego, de donde la separa el Paso de Drake. Consiste en una estrecha alineación montañosa de 70 km de anchura media y una altitud media de 1500 metros, con su punto más alto en el Monte Jackson, de unos 3000 metros. La Península Antártica constituye una eficaz barrera para el flujo zonal, tanto en la atmósfera como en el océano, y así ejerce una importante influencia sobre la circulación atmosférica del Hemisferio Sur: no hay más que ver la marcada diferencia de las características climáticas en los mares de Bellingshausen y de Weddel, situados al oeste y este respectivamente. La costa occidental es relativamente templada en comparación con la costa oriental debido al efecto de la alineación montañosa (King *et al.*, 2003). A pesar de esto, su altitud media, en consonancia con el resto de la Antártida Occidental, es bastante menor que la de la Antártida Oriental, y aunque es una zona montañosa, el casquete de hielo es poco extenso y elevado y esto supone la práctica ausencia de vientos catabáticos.

El Cono Sur de Sudamérica, y en particular la cordillera de los Andes, supone un obstáculo al flujo zonal de similar importancia al de la Península Antártica, por lo que el estrangulamiento que se produce en el Paso de Drake, la zona de menor anchura del Océano Antártico, también es un factor a tener en cuenta tanto por su acción sobre el flujo oceánico como sobre el flujo atmosférico.

Las áreas marítimas a un lado y a otro de la Península Antártica tienen características diferentes y su influencia sobre la meteorología de la zona de estudio es distinta. Dado que el flujo predominante a todos los niveles es de componente oeste, son las masas de agua occidentales la que tendrán mayor influencia sinóptica. El sureste del Océano Pacífico es fuente y zona de paso de masas de aire cálido y húmedo, que advectadas sobre las Shetland llevarán asociados fenómenos como nieblas y las precipitaciones más abundantes. Al suroeste de la Península Antártica, el mar de Bellingshausen, en plena Vaguada Circumpolar, es sede casi permanente de depresiones que se encargan de advectar aire frío y seco desde el continente, que llegará bastante atemperado debido a su largo recorrido sobre el mar antes de llegar a la zona de estudio. Al lado opuesto de la Península Antártica, el mar de Weddell también es zona de frecuentes depresiones, en parte procedentes del mar de Bellingshausen a través de la Península Antártica, y en parte generadas por efecto orográfico de ésta sobre el flujo de poniente. También al este de la Cordillera Andina se producen bajas de sotavento, que pueden llegar a afectar a la zona de Malvinas, aunque aquí llegan también depresiones que han atravesado el Paso de Drake.

2. Meteorología en el litoral antártico

El pronóstico del tiempo en la región costera antártica está fuertemente ligado al comportamiento de los sistemas ciclónicos en cada zona particular. El fuerte contraste térmico entre el continente antártico y las masas de agua que lo rodean por el norte hace que las regiones costeras y subantárticas se vean afectadas por numerosas e intensas borrascas a lo largo del año.

Las depresiones son extremadamente importantes para determinar la distribución y cantidad de precipitación que se registra en la Antártida. Como rara vez se internan en el continente, sino que tienden a circundarlo, son responsables de la mayor parte de la precipitación en la zona costera, y su limitada penetración hacia el interior se hace evidente por la rápida disminución de la precipitación acumulada. Las regiones costeras con mayor acumulación de precipitación, como el sur del mar de Bellingshausen, son también las áreas de mayor actividad ciclónica o donde las depresiones tienden a estancarse. Las depresiones que se mueven alrededor de la Antártida traen fuertes vientos a las áreas costeras cuando el gradiente de presión en superficie aumenta al desplazarse hacia el sur y encontrarse las altas presiones asociadas con el semipermanente anticiclón continental.

El litoral antártico se caracteriza por la frecuente presencia de depresiones maduras y en fase de disipación, aunque los estudios más recientes, basados en imágenes de satélite de alta resolución o en productos de modelos atmosféricos, demuestran que los desarrollos de mesoscala y escala sinóptica se producen más frecuentemente en esta área de lo que se creía anteriormente. Al desplazarse hacia el este alrededor de la Antártida se puede observar el desarrollo de nuevos vórtices a partir de depresiones maduras o en disipación, debido a que la advección cálida hacia el sur en su flanco este encuentra el flujo de aire frío polar que sale del continente, lo que refuerza el contraste térmico horizontal y puede derivar en el desarrollo de nuevas depresiones.

3. Depresión de los mares de Amundsen y Bellingshausen

La depresión de los mares de Amundsen y Bellingshausen (ABSL de sus siglas en inglés) o del mar de Amundsen (ASL de sus siglas en inglés) - tanto de una como de otra manera aparece en las publicaciones - es un sistema de bajas presiones climatológico localizado en el sector pacífico del Océano Antártico, frente a la costa de la Antártida Occidental. En este sector (figura 2) la variabilidad de la presión a nivel del mar es mayor que en cualquier otro lugar del hemisferio sur, convirtiendo en todo un desafío aislar las fluctuaciones locales en la ABSL de los cambios de presión atmosférica de mayor escala.

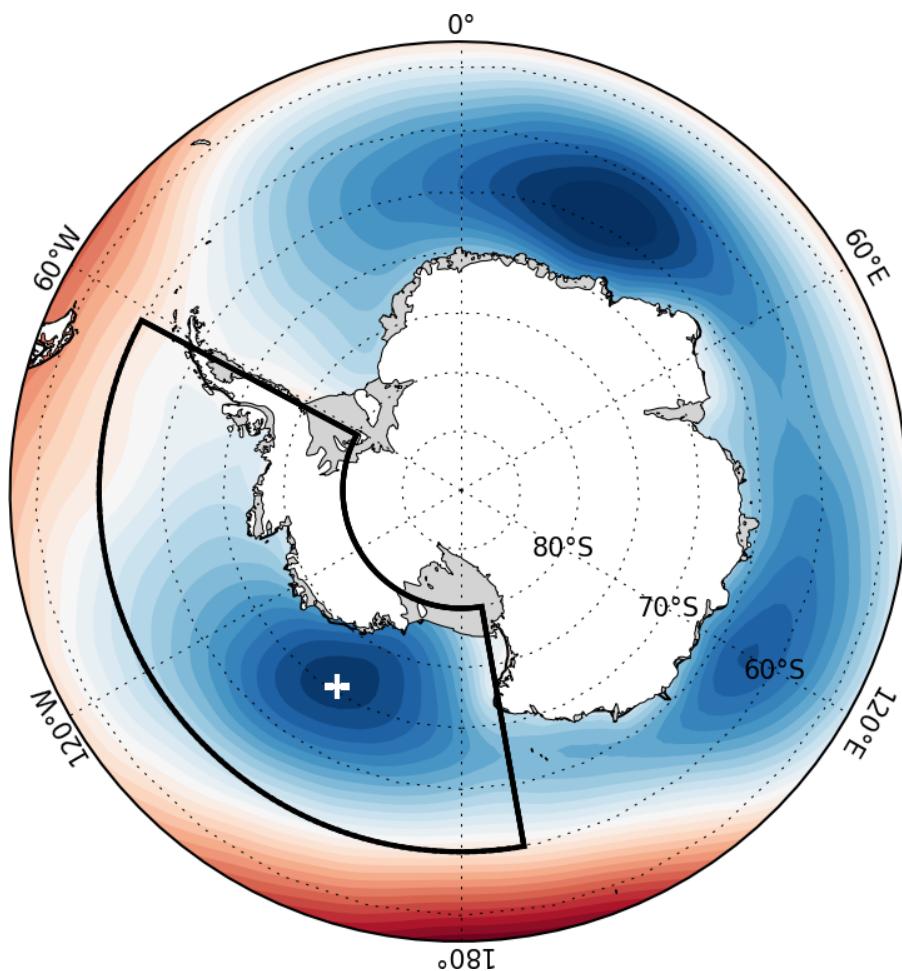


Figura 2. Media estacional de la presión reducida al nivel del mar en torno a la Antártida con la localización de la depresión de los mares de Amundsen y Bellingshausen marcada con un signo '+'. El sector que se usa para derivar el índice ASL está encerrado por un trazo negro. Fuente: Hosking 2016.

La ABSL es el elemento climatológico de escala sinóptica dominante en la región comprendida entre la Península Antártica y la Plataforma de Hielo de Ross, y su variación en profundidad y localización tiene un gran impacto sobre la circulación atmosférica, la temperatura y la precipitación de la Antártida Occidental y el sector adyacente del Océano Antártico. Al este de la ABSL predomina un flujo de norte a noroeste que es responsable de las condiciones relativamente benignas que afectan al costado occidental de la Península Antártica; al oeste de ésta, el litoral de la Tierra de Ellsworth está abierto al flujo del norte, que es responsable de que en esta zona se produzcan algunos de los mayores registros de acumulación de nieve de toda la Antártida (Vaughan *et al.*, 1999). Los cambios de la ABSL afectan a la intensidad del flujo de norte a noroeste sobre la Península, que a su vez determina la cantidad de hielo marino y a su expansión hacia el norte. Los años en que el flujo es débil se caracterizan por una amplia extensión de la cubierta de hielo marino hacia el norte y pocos registros de precipitación en las estaciones costeras del lado occidental de la Península Antártica, mientras que los años de flujo intenso coinciden con una menor extensión meridional del hielo marino y muchos registros de precipitación. (Turner *et al.*, 1997).

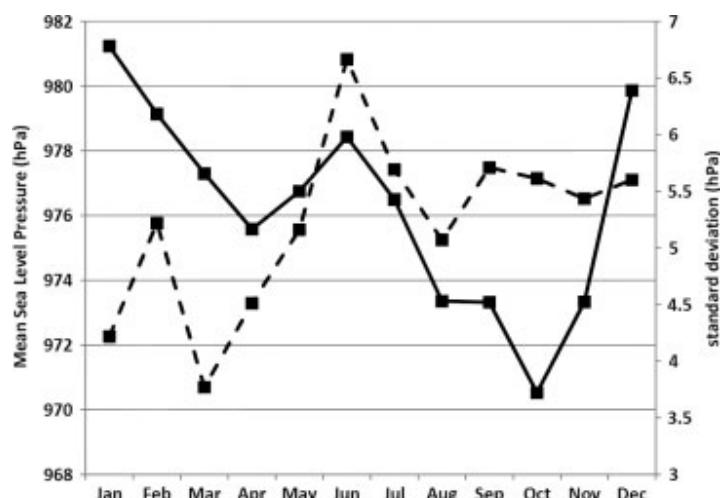


Figura 3. Profundidad media (línea continua) y desviación estándar (línea discontinua) de la ABSL, a lo largo del período 1979-2008. Fuente: Turner *et al.* 2013.

La profundidad de la ABSL muestra una oscilación semianual con un valor mínimo de presión a nivel del mar en otoño y primavera, y un máximo en verano e invierno (figura 3). Este ciclo anual es similar al de las estaciones costeras de la Península Antártica y de la Plataforma de Hielo de Ross, y está presente a causa del desplazamiento norte/sur y a la profundización/relleno de las depresiones en la vaguada circumpolar a lo largo del año. A su vez, la longitud y latitud de la ABSL están determinadas por un ciclo anual con su centro situado más al oeste y sur en invierno y más al este y norte en verano (Turner *et al.*, 2013; figura 4).

La posición y profundidad de la ABSL condicionan la predicción en la zona de estudio y son factores clave para entender los cambios climáticos regionales en la Antártida Occidental (Hosking *et al.*, 2013; Coggins and McDonald, 2015). La variabilidad de la ABSL muestra una correlación significativa tanto con el Modo Anular del Sur (SAM de sus siglas en inglés) como con el índice ENSO (El Niño – Oscilación del Sur). Las observaciones realizadas en estaciones de la Península Antártica, así como registros de núcleos de hielo, apuntan a cambios de largo plazo en la circulación atmosférica y la extensión de la cubierta de hielo marino en la región de la ABSL, sin embargo las tendencias en profundidad y localización de esta desde 1979 sugiere variaciones tanto entre estaciones e incluso entre meses, lo que hace muy difícil la investigación.

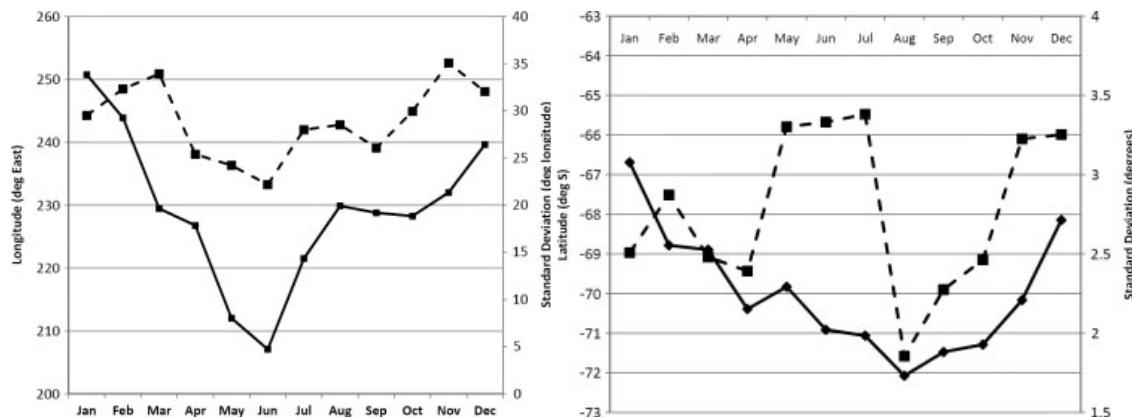


Figura 4. El ciclo anual de la longitud (izquierda) y latitud (derecha) de la ABSL durante el período 1979-2008 (línea continua), y la desviación estándar de los datos (línea discontinua). Fuente: Turner *et al.* 2013.

Debido a la extrema variabilidad en la región de la ABSL y a la migración estacional de su centro de bajas presiones, definir un solo índice para la ABSL es difícil. Del modelo de reanálisis ERA-Interim del ECMWF se ha derivado un conjunto consistente de índices para la ABSL, incluyendo su presión central absoluta y relativa, y la latitud y longitud de su centro (Hosking, 2016).

Recientemente ha habido mucho interés en la ABSL debido a varias razones, entre ellas el rápido calentamiento observado en la parte central de la Antártida Occidental (Bromwich *et al.*, 2012) y el incremento de la precipitación en forma de nieve en el litoral de la Antártida Occidental (Thomas *et al.*, 2015).

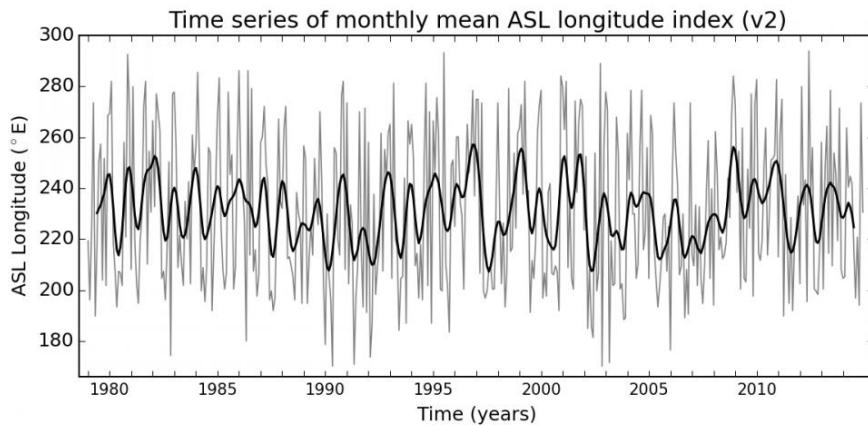


Figura 4. Serie temporal de la localización longitudinal de la depresión de los mares de Amundsen y Bellingshausen, derivada de datos del modelo ERA-Interim (línea gris) y la correspondiente serie temporal suavizada de 11 meses (línea negra). Fuente Hosking 2016.

4. Meteorología sinóptica de la zona de estudio

La meteorología del área de estudio está condicionada primeramente por su posición respecto de la Vaguada Circumpolar; esta incluye plenamente a la zona bajo su influencia aunque esté ligeramente al norte de su latitud media en la Antártida Occidental. Podría pensarse que debido a esta situación los vientos dominantes en la zona habrían de ser de poniente, pero el continuo paso de depresiones siguiendo diferentes trayectorias hacen más variada la rosa de vientos en las localidades de interés. Dentro del flujo predominantemente zonal que rige en el litoral de la Antártida y el Océano Antártico, la zona de estudio tiene una más alta contribución de circulación meridiana, fundamentalmente debida a la orografía de la zona; el estrangulamiento del Océano Antártico por dos cadenas montañosas orientadas básicamente de norte a sur, perpendiculares al flujo zonal, no puede dejar de perturbarlo.

4.1. Masas de aire

Las masas de aire que afectan a la zona son básicamente de dos tipos, aunque llegan drásticamente modificadas por un amplio recorrido. Las templadas y húmedas, procedentes de latitudes medias en el Pacífico Oriental, llegan desde el cuadrante noroeste (figura 5), sobre todo acompañando a depresiones en trayectoria meridiana; con menos frecuencia puede llegar aire templado y húmedo del Atlántico Sur (caso 8). Originalmente de tipo marítimo tropical, estas masas se van enfriando progresivamente más frío. Las masas frías y secas proceden del continente antártico, pero hay que tener en cuenta primeramente la menor elevación media de la Antártida Occidental y su menor continentalidad, debido al irregular trazado de su línea de costa, y consecuentemente las temperaturas menos extremas que en la Antártida Oriental. Por su estrechez e influencia marítima, no podemos esperar que la Península Antártica genere masas de aire continentales, ni siquiera en su extremo sur, más ancho; otra cuestión es que pudieran ser advectadas a la zona de estudio.

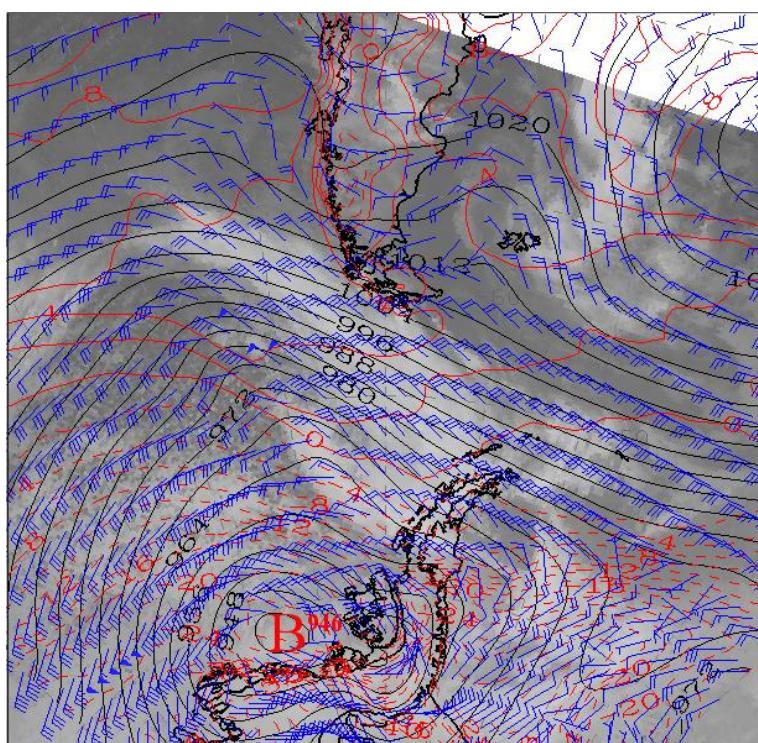


Figura 5. 21 de agosto de 2008 a las 00UTC. Advección de aire cálido y húmedo con viento de NW sobre el Paso de Drake debida a una depresión casi estacionaria en el Mar de Bellingshausen (Caso 13).

El aire frío continental que llega a las Shetland, Paso de Drake y extremo norte de la Península Antártica procede fundamentalmente de la parte continental de la Antártida Occidental (figura 6) situada al sur de los mares de Amundsen (Tierra de Marie Byrd) y Bellingshausen (Tierra de Ellsworth) y son advectadas por el flujo de sur del flanco occidental de las depresiones que llegan al mar de Bellingshausen en trayectoria zonal, aunque el giro ciclónico hace que alcancen la zona de interés desde el suroeste o desde el oeste. En el mismo grupo podemos incluir las masas de aire procedentes del Mar de Weddel, helado durante todo el año en su mayor parte, aunque la presencia frecuente de depresiones en la zona no facilita la formación de masas de aire propias, pero el aire frío y seco del continente antártico puede llegar hasta la zona de interés atravesando el Mar de Weddell. Estas masas de aire frío continental (aunque podríamos calificarlas de masa fría antártica), desplazadas del continente sufren un largo recorrido sobre el hielo marino (en invierno) o sobre el mar libre de hielo (verano), lo que las atempera, aunque las procedentes del Mar de Weddell sufren menor modificación y son responsables de las olas de frío más intensas en las bases españolas (caso 6).

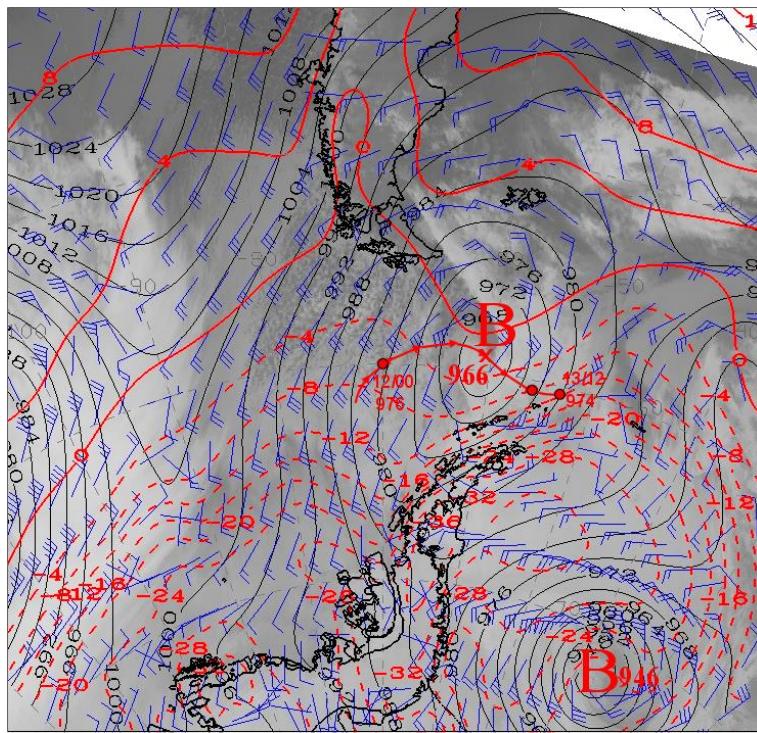


Figura 6. 12 de julio de 2009 a las 12UTC. Advección de aire frío continental con vientos de S a SW sobre el Mar de Bellingshausen que da lugar a un mesociclón sobre el Paso de Drake (Caso 4).

Entendemos que no existe una masa de aire que podamos calificar de polar marítima, ya que en las latitudes del Hemisferio Sur correspondientes a las que en el Hemisferio Norte dan lugar a este tipo de masas de aire tenemos una circulación muy vigorosa de poniente asociada a la Vaguada Circumpolar en la que predominaría aire relativamente templado y húmedo resultante de la modificación o mezcla de las dos masas de aire descritas. En estas latitudes los anticiclones, que podrían facilitar las condiciones para la generación de masas de aire, son transitorios, poco duraderos.

En cuanto a masas de aire frío continental, salvo las procedentes del continente antártico ya mencionadas, el cono sur de Sudamérica, por latitud, influencia marítima y flujo predominante no parece capaz de generarlas, y caso de hacerlo no es probable que afecten a la zona de estudio.

4.2. Depresiones

La mayoría de las depresiones sinópticas de la región costera antártica van acompañadas de nubosidad con estructura poco definida, y son, sobre todo, las extensas depresiones generadas en latitudes medias, que se mueven en dirección a la Antártida, las que llevan bandas nubosas que responden al modelo frontal clásico (Wattan and Turner, 1995, figura 7). Las depresiones sinópticas que llegan a la región son principalmente borrascas maduras que se han desarrollado más al oeste, en la Vaguada Circumpolar (figura 8), o al noroeste, sobre el Pacífico Sur (Turner *et al.*, 1998; figura 9). Estrictamente hablando, buena parte de estas depresiones, aunque sean de escala sinóptica, no tienen frentes que se ajusten al modelo clásico noruego, aunque sí estructuras nubosas y de precipitación lineales, más o menos curvadas o en forma de coma. Este tipo de estructuras no suelen llevar convección sino que están compuestas de nubosidad estratificada, a veces solo con nubes bajas, y en caso de llevar también asociada nubes medias y altas, con frecuencia desfasadas con respecto a las de tipo bajo. Consecuentemente la precipitación suele ser mansa, no convectiva.

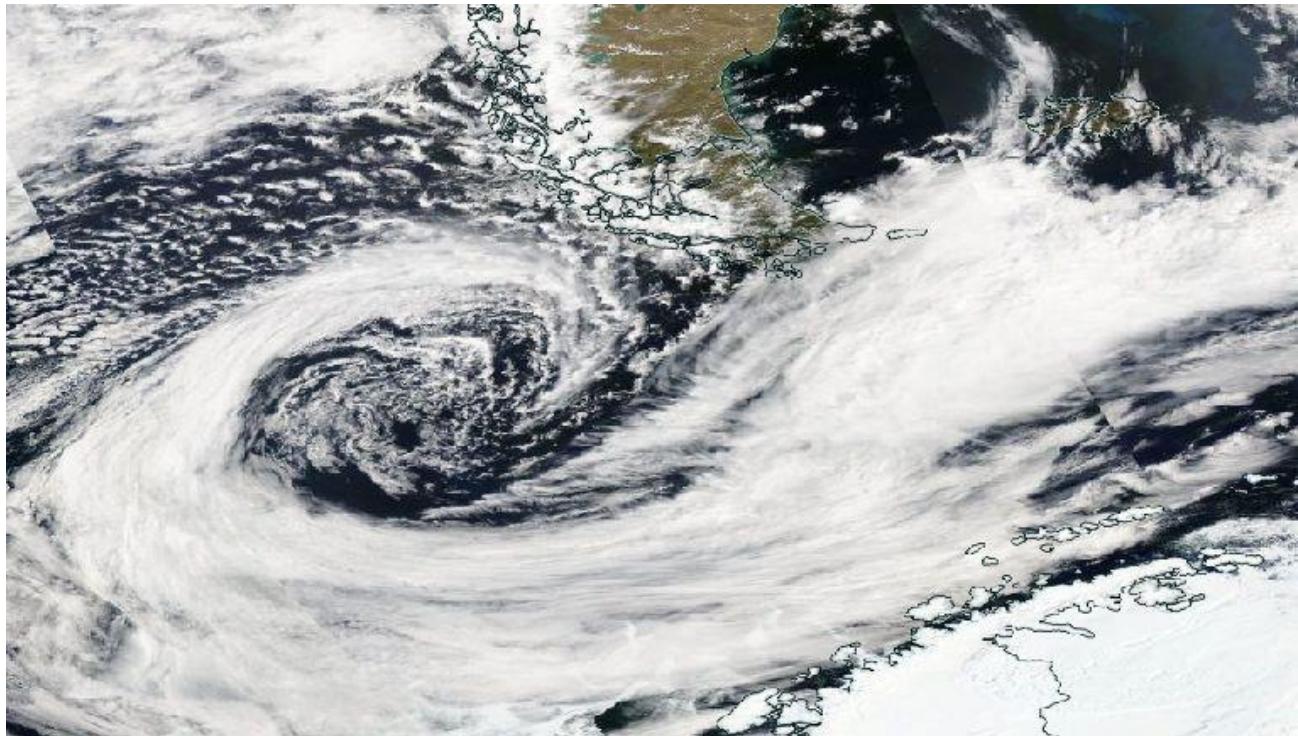


Figura 7. Imagen del satélite AQUA del 6 de enero de 2014, en la que una depresión sinóptica al oeste del Paso de Drake.
Fuente: NASA/EOSDIS

Generalmente se trata de depresiones que llegan a nuestra zona de interés en avanzado estado de disipación, con frentes ocluidos asociados (figura 7). El hecho de que se encuentren en proceso de disipación no impide que produzcan fenómenos dignos de tener en cuenta, como vientos fuertes. También hay que destacar la advección de aire cálido y húmedo que acompaña a estas depresiones y que, a pesar de que la masa de aire se estabilice por enfriamiento inferior, los frentes asociados suelen ser portadores de las precipitaciones más abundantes que se recogen en las Shetland y la vertiente occidental de la Península Antártica (caso 14), aunque en general la intensidad no sea excesiva.

Generalmente las depresiones sinópticas más rápidas suelen ser las que atraviesan el Paso de Drake procedentes del oeste (figura 8). Algunas de las depresiones en trayectoria zonal más activas cruzan la Península Antártica con relativamente pocos cambios en su estructura (caso 1), pero es bastante frecuente que la mayoría sigan un proceso más complejo que pasa por su permanencia más o menos prolongada en el mar de Bellingshausen. El paso de una depresión desde el mar de Bellingshausen al de Weddell puede complicarse cuando en éste se produce ciclogénesis de sotavento, de manera que con frecuencia el resultado de este proceso es que la depresión original sobre el Mar de Bellingshausen se disipa mientras el nuevo vórtice sobre el Mar de Weddell se desarrolla y se desplaza hacia el este.

Sea en trayectoria meridiana o zonal las depresiones tienden frecuentemente a estancarse en el mar de Bellingshausen (figura 5) y permanecer allí durante varios días, esta es la razón de que en los estudios realizados sobre la presencia y comportamiento de las depresiones en la Antártida siempre haya un máximo de densidad de depresiones en el mar de Bellingshausen. Aquí pueden ir rellenándose hasta disiparse – el mar de Bellingshausen es también zona importante de ciclolisis en todas las estaciones – o desplazarse hacia el este al mar de Weddell a través de la Península Antártica (caso 1), o dirigirse hacia el nordeste (caso 10), paralelamente a la Península. En este último caso la depresión suele continuar su proceso de disipación mientras que se producen vórtices secundarios o mesociclones, estructuras menores que suelen afectar a las Shetland, en

ocasiones con vientos más fuertes que las depresiones activas de escala sinóptica. Una vez en el Atlántico o en el Mar de Weddell la trayectoria puede ser E o ENE.

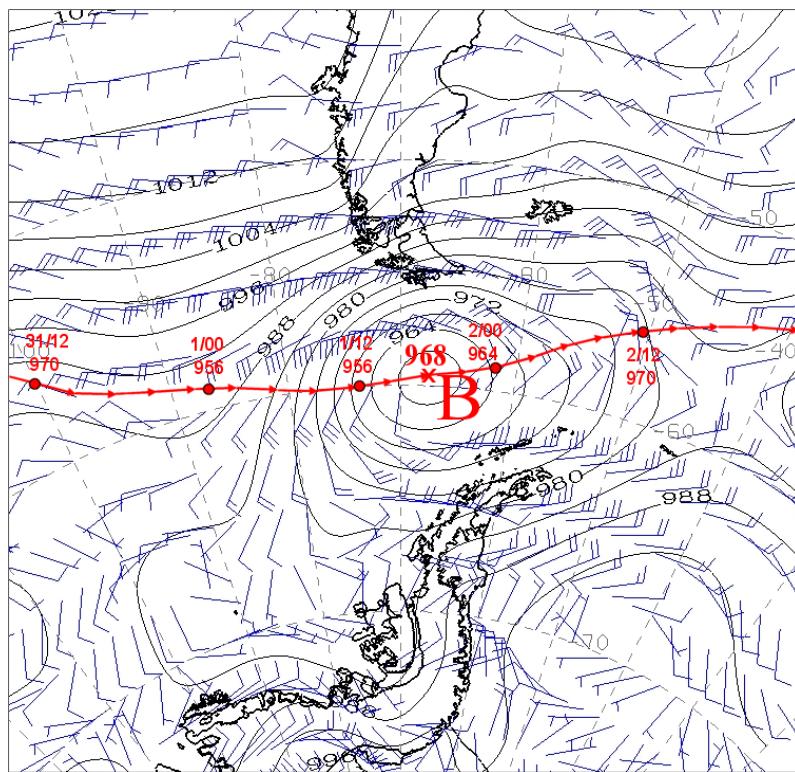


Figura 8. Día 1 de febrero de 2007 a las 18UTC. Trayectoria zonal de una depresión originada en la Vaguada Circumpolar (Caso 9).

Menos frecuente es que depresiones en trayectoria meridiana se desplacen de sur a norte, desde el mar de Bellingshausen, para luego curvar su trayectoria al nordeste o este y cruzar hacia el Atlántico por el Paso de Drake o atravesando el sur de Patagonia.

Tanto las depresiones que proceden del Pacífico en trayectoria meridiana como las que se desplazan desde el mar de Bellingshausen tienden disiparse, pero esto no las hace inofensivas, ya que se pueden dar lugar al desarrollo de mesociclones.

4.2.1. Origen

Los primeros estudios sobre depresiones en la región antártica, basados en imágenes de satélite, apuntaban en el sentido de que la mayoría de las que llegaban al litoral antártico procedían de latitudes medias (40° - 50° S), desplazándose luego en dirección sureste, hacia la Antártida, para disiparse en las áreas costeras.

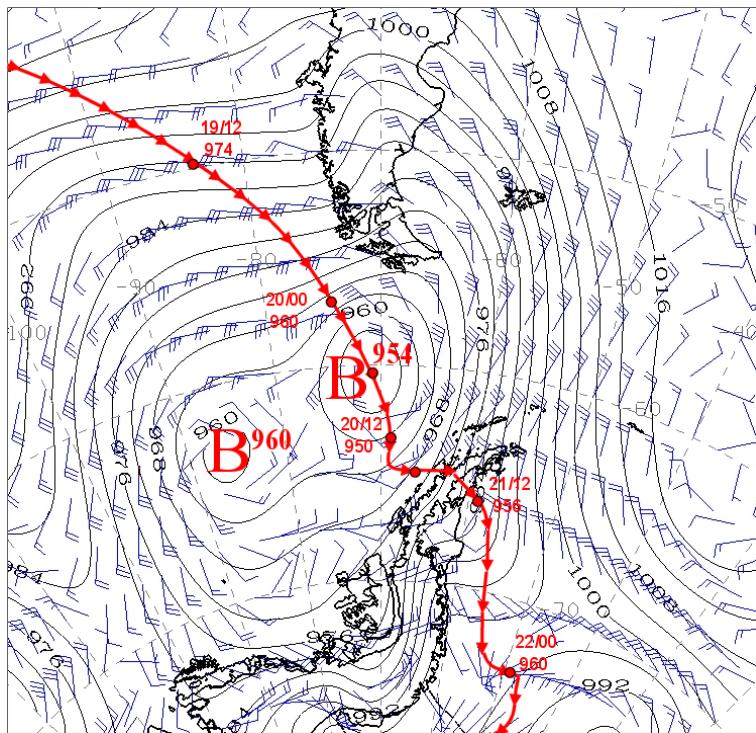


Figura 9. 20 de abril de 2008 a las 06UTC. Depresión desplazándose desde latitudes medias hasta el Paso de Drake y atravesando luego la Península Antártica para disiparse en el Mar de Weddell (Caso 8).

Mediante análisis operativos de modelos numéricos y algoritmos automáticos de localización de centros de presión, Jones and Simmonds (1993) llegaron a la conclusión de que la mayor parte de los procesos de ciclogénesis tienen lugar entre los 55° y 65°S de latitud, en el borde norte de la Vaguada Circumpolar Antártica, desplazándose posteriormente las depresiones de modo general en una dirección comprendida entre este y sureste, para disiparse en el dominio de la propia Vaguada Circumpolar. Los resultados de este estudio confirman también la presencia de depresiones generadas en latitudes medias llegando a Océano Antártico desde el noroeste, pero en menor proporción.

Examinando la presencia de depresiones en latitudes medias del Hemisferio Sur se encuentran dos bandas espirales donde la densidad de depresiones es máxima, una en el Pacífico y otra en el Atlántico. La primera, que es la que puede afectar a la zona de estudio, se extiende desde el Mar de Tasmania, al sureste de Australia, en dirección este-sureste a través del Pacífico Sur hasta converger con la vaguada circumpolar justamente al oeste del Paso de Drake (Jones and Simmonds, 1993; figura 9). Esta trayectoria ha sido documentada por varios autores, y está más desarrollada en invierno y primavera, debilitándose ligeramente en verano.

La zona de estudio se halla en plena Vaguada Circumpolar. Ésta se manifiesta en las depresiones semipermanentes sobre los mares de Amundsen y Bellingshausen (figura 5) y del Mar de Weddell, y en las depresiones móviles que se desplazan por lo general en trayectoria zonal, entre 55° y 70°S (figura 8).

Las depresiones de origen orográfico se producen en dos zonas bien definidas: sobre el oeste del Mar de Weddell, por efecto de la Península Antártica, y entre la Patagonia Argentina y las islas Malvinas, a sotavento de la cordillera de Los Andes. Las del primer tipo evolucionan por lo general desplazándose al este, quedando la zona de estudio fuera de su influencia, y las del segundo suelen desplazarse hacia el este o sureste, alejándose también de las Bases Antárticas, aunque a veces lo hacen hacia el sur, alcanzando el extremo norte de la Península Antártica y la zona de las Shetland (figura 10).

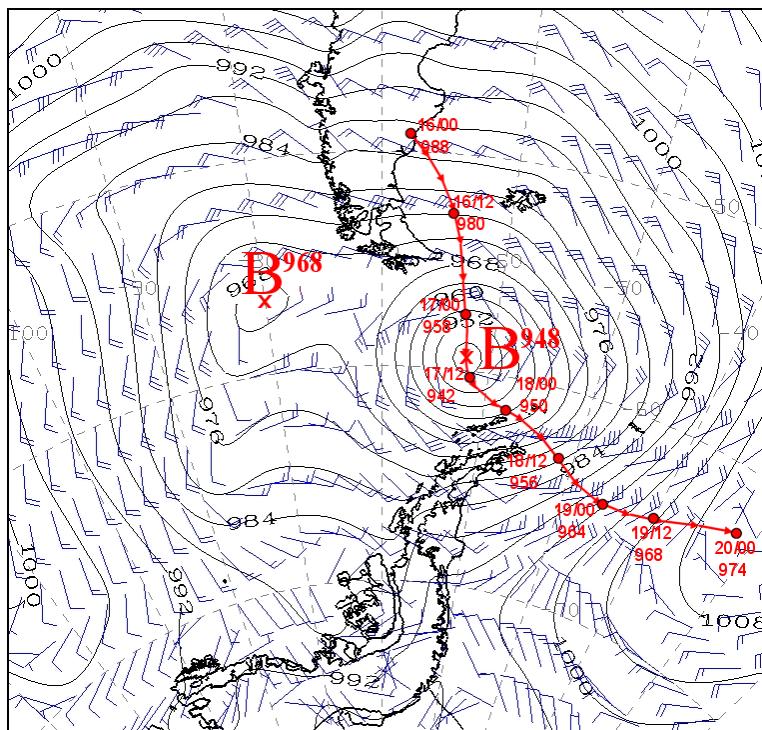


Figura 10. Día 17 de febrero de 2009 a las 06UTC. Depresión originada a sotavento de Los Andes, entre Tierra de Fuego y las islas Malvinas, que se desplaza de norte a sur (Caso 16).

4.2.2. Ciclogénesis

Tres son las zonas que destacan en el área que rodea a la zona de estudio por el número de procesos de ciclogénesis que en ellas tienen lugar: el Mar de Bellingshausen en el intervalo de latitudes correspondiente a la Vaguada Circumpolar, el litoral oriental de la Península Antártica entre 65° y 70°S y el área situada al este del Paso de Drake y al nordeste del extremo de la Península Antártica (Turner *et al.*, 1998).

La mayor cantidad de procesos de ciclolisis se produce en el sur del Mar de Bellingshausen, sobre todo en su extremo oriental, frente al litoral occidental de la Península Antártica. Son muy pocas las depresiones que se generan en zonas alejadas del mar abierto, dada la escasez de humedad y la presencia de otros factores que limitan la ciclogénesis.

En la zona de estudio son poco frecuentes los desarrollos de depresiones aisladas, desconectadas de frentes o depresiones preexistentes y no asociadas a efectos orográficos. Algunos de estos procesos consisten en la formación de un mesociclón en el seno de una descarga de aire frío sobre mar abierto (Turner *et al.*, 1998) (figura 6).

Más abundantes son los desarrollos que se producen en el dominio de una depresión sinóptica previa, bien dentro de una extensa área de bajas presiones en la que se individualizan uno (caso 17) o varios vórtices – con más de un vórtice ya se habla de sistema “*merry-go-round*” (Carleton, 1995; figura 11, caso 18) –, bien como ondulación de un sistema frontal (caso 14), o bien en la forma de una depresión no frontal en una vaguada asociada a una depresión más extensa (caso 12). Los dos primeros procesos de este grupo pueden constituir entre ambos las tres cuartas partes del total de ciclogénesis en el transcurso de un año (Turner *et al.*, 1998).

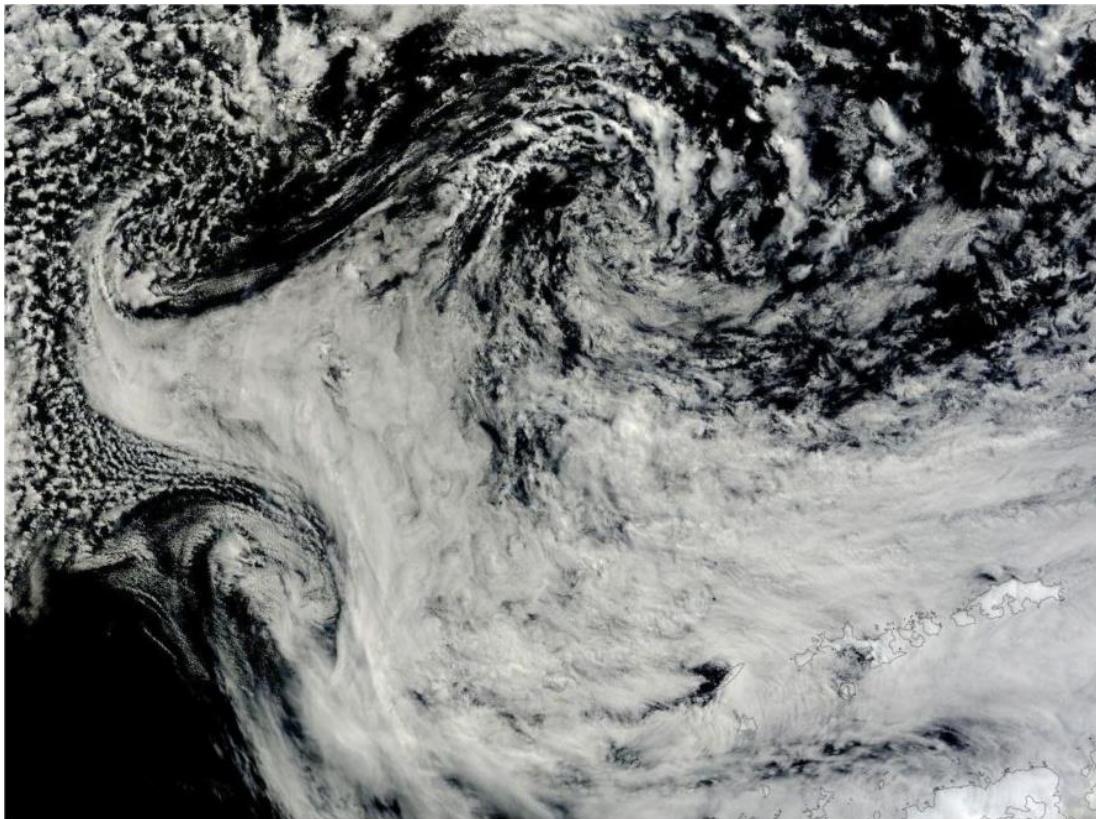


Figura 11. Imagen del satélite TERRA del día 27 de enero de 2014. Sistema “merry-go-round” con al menos tres vórtices ciclónicos al oeste del Paso de Drake. Fuente: NASA/EOSDIS.

Las depresiones de sotavento al este de la Península Antártica pueden generarse sin un sistema frontal previo o al cruzar un frente desde el Mar de Bellingshausen al de Weddell. En este segundo caso una depresión frontal se desplaza en dirección este sobre el Mar de Bellingshausen hasta quedar estacionaria frente a la Península Antártica y el frente asociado pasa al Mar de Weddell moviéndose de noroeste a sureste mientras se forma la nueva depresión (Caso 13).

4.2.3. Trayectorias

Las depresiones que llegan a la zona de estudio desde el cuadrante noroeste procedentes de latitudes medias en el Pacífico Sur siguen caminos con una marcada componente sur, dividiéndose sus trayectorias en dos ramas: una que las lleva al Mar de Bellingshausen, desplazándose de norte a sur, donde pueden llegar a estancarse, y otra que las desvía hacia el este, conduciéndolas a atravesar del Paso de Drake de oeste a este (King and Turner, 1997), aunque algunas pueden seguir una vía intermedia y atravesar la Península Antártica con rumbo sureste para llegar al Mar de Weddell (figura 9). También con predominio de la componente meridiana en su desplazamiento hay depresiones que, formadas en el mar de Bellingshausen, se desplazan en dirección N o NNE hasta llegar al Cono Sur de Sudamérica, pasando al oeste de las Shetland del Sur, y se han dado casos en que una depresión generada a sotavento de Los Andes se ha desplazado en dirección sur hasta llegar al extremo norte de la Península Antártica (figura 10) o la zona oriental del Mar de Weddell. Con frecuencia un flujo meridiano en altura se refleja en superficie como una depresión sobre el Paso de Drake, abarcando en general también Tierra de Fuego y el extremo norte de la Península Antártica, flanqueada al este y al oeste por sendas cuñas anticiclónicas (caso 5), o el caso contrario, con una cuña anticiclónica estirada longitudinalmente - o un anticiclón independiente - sobre el Paso de Drake (caso 7) o ligeramente al oeste introducida entre dos depresiones extensas (caso 3), estacionarias o de lento movimiento, o en su defecto una sola al este.

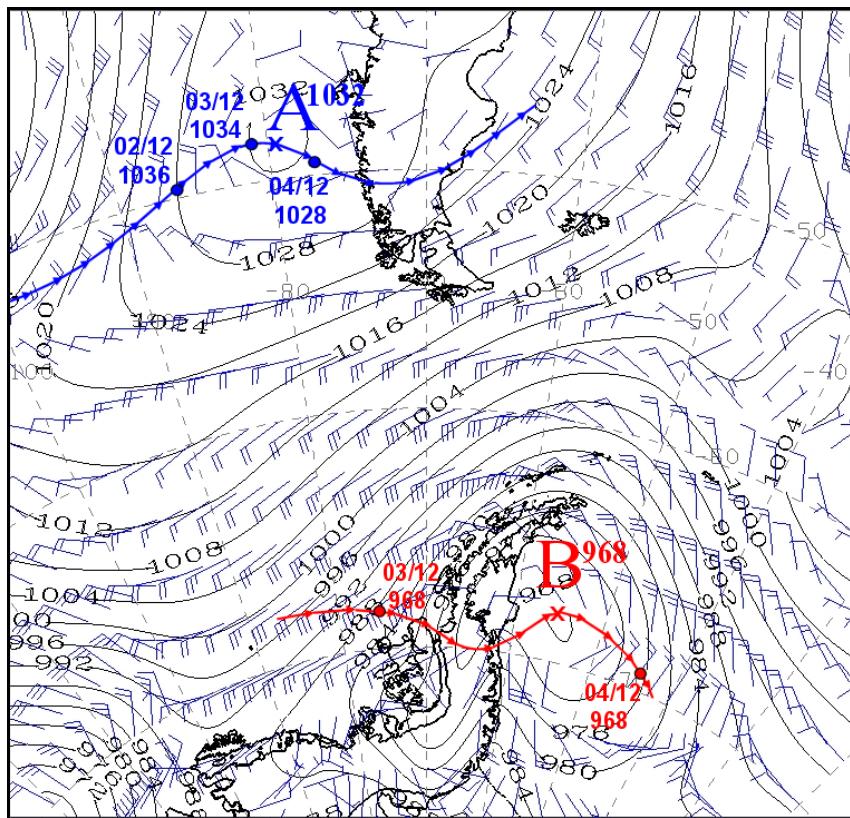


Figura 12. Día 4 de septiembre de 2006 a las 00UTC. Depresión atravesando la Península Antártica y anticiclón desplazándose desde el Océano Pacífico al Atlántico (Caso 1).

En situaciones de flujo zonal distinguiremos las depresiones que atraviesan el Paso de Drake de oeste a este (figura 8) de las que cruzan desde el Mar de Bellingshausen al de Weddell a través de la Península Antártica (figura 12), tanto por los efectos orográficos que sufren estas últimas como por los fenómenos meteorológicos que pueden producir sobre las Bases Antárticas Españolas (viento, precipitaciones, etc...), ya que las primeras pasan al norte de estas y las últimas al sur. En el primer caso el flujo de poniente está más desplazado al norte, generalmente sobre Patagonia, que en el segundo, en el que predomina sobre el Paso de Drake y Península Antártica. El efecto orográfico de la barrera que supone la Península Antártica puede dar lugar a frecuentes depresiones de sotavento sobre el Mar de Weddell occidental, de ahí el segundo máximo de ciclogénesis sobre la zona citado anteriormente. Con frecuencia, el resultado de este proceso es que la depresión original sobre el Mar de Bellingshausen se disipa mientras el nuevo vórtice sobre el Mar de Weddell se desarrolla y se desplaza hacia el este.

En cuanto a las generadas en el máximo de ciclogénesis situado al nordeste del Paso de Drake, suelen desplazarse predominantemente en dirección este, fuera de la zona de estudio, aunque ocasionalmente pueden hacerlo hacia el sur y afectar a las bases antárticas situadas en las Shetland del Sur.

Muchas de las depresiones que se forman en el este del Mar de Bellingshausen se desplazan hacia el nordeste (caso 10), en una trayectoria más o menos paralela al litoral occidental de la Península Antártica (Turner *et al.*, 1998), mientras se rellenan y eventualmente dan lugar a mesociclones o depresiones secundarias, hasta pasar por encima de las Shetland y disiparse sobre el Atlántico Sur.

4.3. Mesociclones

4.3.1. Definición

El término mesociclón o baja polar se usa generalmente para referirse a los vórtices con una escala horizontal de más de unas pocas decenas de kilómetros; el límite superior de las bajas polares se suele tomar en los 1000 kilómetros de diámetro, aunque las imágenes de satélite han mostrado que la inmensa mayoría de las bajas polares tienen menos de 500. Excepcionalmente se han citado vórtices de mayor tamaño (Turner and Thomas, 1994) casi exclusivamente en el Mar de Bellinghausen y en latitudes más al norte. Algunos vórtices con la características de depresiones de latitudes medias pueden tener un diámetro menor de 1000 kilómetros, pero se distinguen de los verdaderos mesociclones por su estructura nubosa, que se asemeja a la de una onda baroclinica, con frentes cálido, frío y ocluído. (King and Turner, 1997).

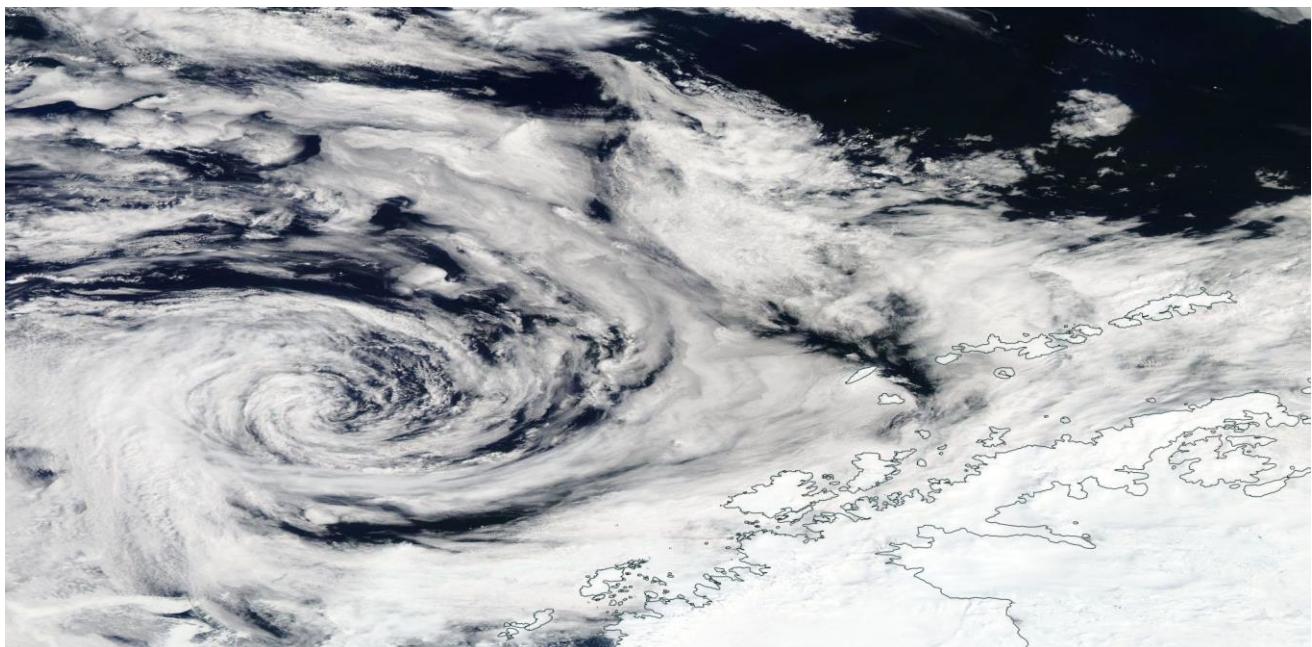


Figura 13. Imagen del satélite AQUA del 22 de diciembre de 2015, en la que aparece un mesociclón al oeste del archipiélago de las Shetland del Sur. Fuente: NASA/EOSDIS.

Los estudios basados en imágenes de satélite han mostrado que las bajas polares 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.

Así que la definición más aceptada de mesociclón, basada, haciendo honor a su nombre, en su escala espacial podría rezar así: "Los mesociclones son depresiones subsinópticas de altas latitudes que tienen una escala horizontal de menos de 1000 km y un ciclo temporal de hasta 24 horas" (Turner and Pendlebury, 2004), aunque algunos autores prefieren extender el plazo temporal a 36 horas.

A pesar de su reducida escala, los mesociclones pueden tener una gran influencia sobre el proceso de predicción en amplios sectores de la Antártida, puesto que pueden producir vientos de gran intensidad y nevadas moderadas o intensas en localidades costeras.

4.3.2. Origen y desarrollo

Las bajas polares son vórtices de aire frío que se desarrollan generalmente en descargas de aire polar bien alejadas de bandas frontales de nubes preexistentes. El factor más invocado en la generación de mesociclones o bajas polares es la advección de aire muy frío procedente de casquetes o plataformas de hielo - en nuestro caso del continente antártico - sobre el mar relativamente cálido. Pero en la zona que estamos estudiando no suelen producirse estas advecciones de manera directa sino que suelen tener lugar al oeste de la Península Antártica, sobre el sur del mar de Bellingshausen o el mar de Amundsen. Este aire frío se inestabiliza al llegar a la superficie marina y se produce convección, en general dispersa y no muy intensa, que las imágenes de satélite denotan por la apariencia celular de la nubosidad. No es raro apreciar en estas invasiones de aire frío cómo la nubosidad se organiza en estructuras en espiral o coma, que demuestran la existencia de vórtices mesoscales (figura 14). La circulación ciclónica impuesta por la depresión semipermanente en el mar de Bellingshausen curva estos flujos de aire frío hacia el nordeste, e incluso al este, llegando atemperados a las Shetland o al Paso de Drake y con convección residual y muy limitada en alcance vertical.

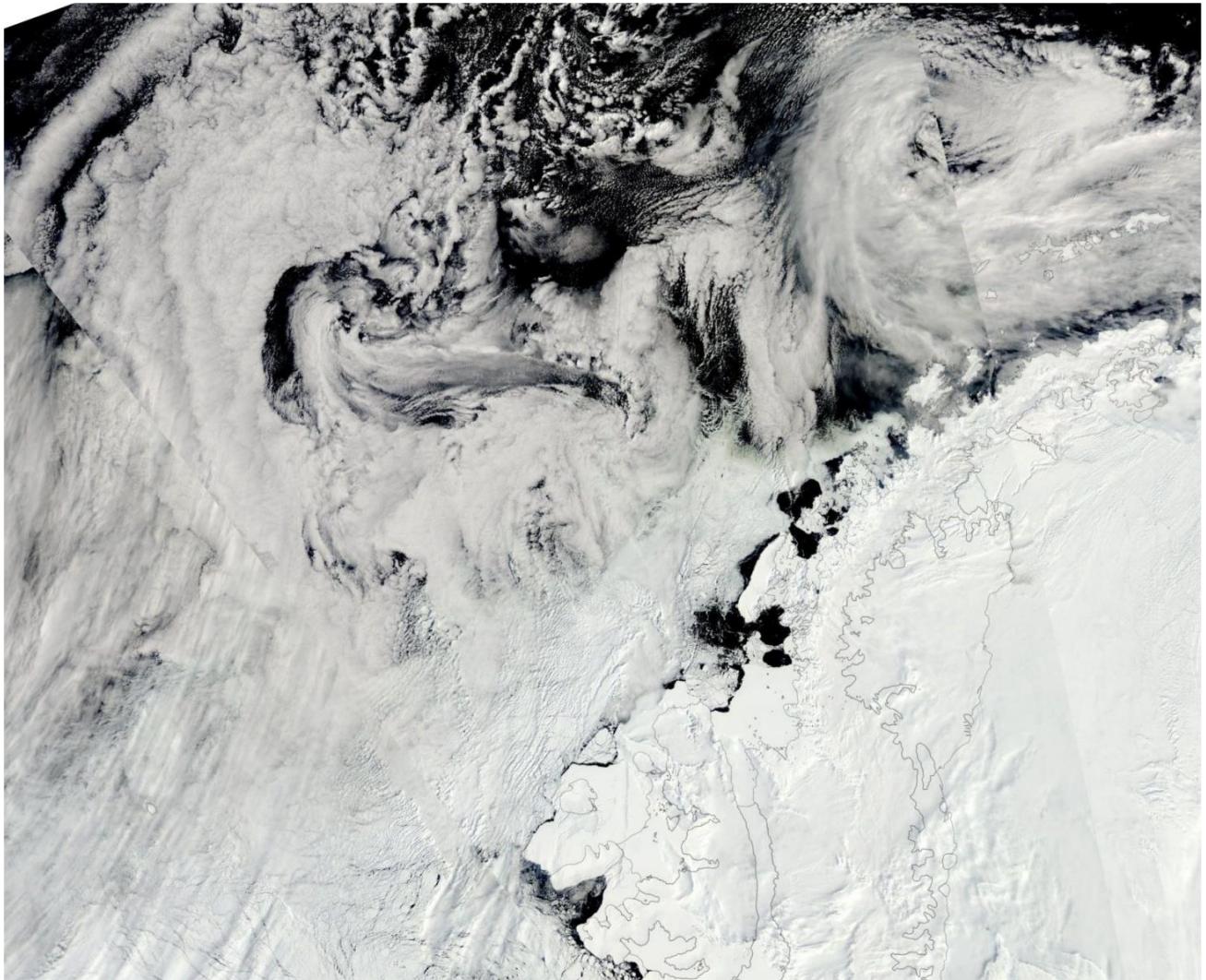


Figura 14. Imagen del satélite AQUA de 18 de noviembre de 2014, en la que aparece un mesociclón al noroeste de Livingston y otro, incipiente, al suroeste del primero, en un flujo de aire frío continental. Fuente: NASA/EOSDIS

En la propia Vaguada Circumpolar también se generan mesociclones, pero en la zona de estudio tienen bastante peso específico los que resultan de la disipación de las depresiones que, luego de estar estacionadas en el mar de Bellingshausen, se mueven hacia el noreste generándose vórtices mesoscales en el entorno de las Shetland. Probablemente el máximo de ciclogénesis que algunos autores citan en el extremo de la Península antártica se deba a este proceso de generación de mesociclones a partir de depresiones sinópticas en fase de disipación.

Es menos frecuente, aunque posible, que se formen bajas mesoscales a partir de las depresiones sinópticas que se aproximan desde el noroeste en trayectoria meridiana (figura 15), y que se pueden apreciar en los niveles isobáricos de 300 ó 500 Hpa como pequeñas ondas en la circulación meridiana.

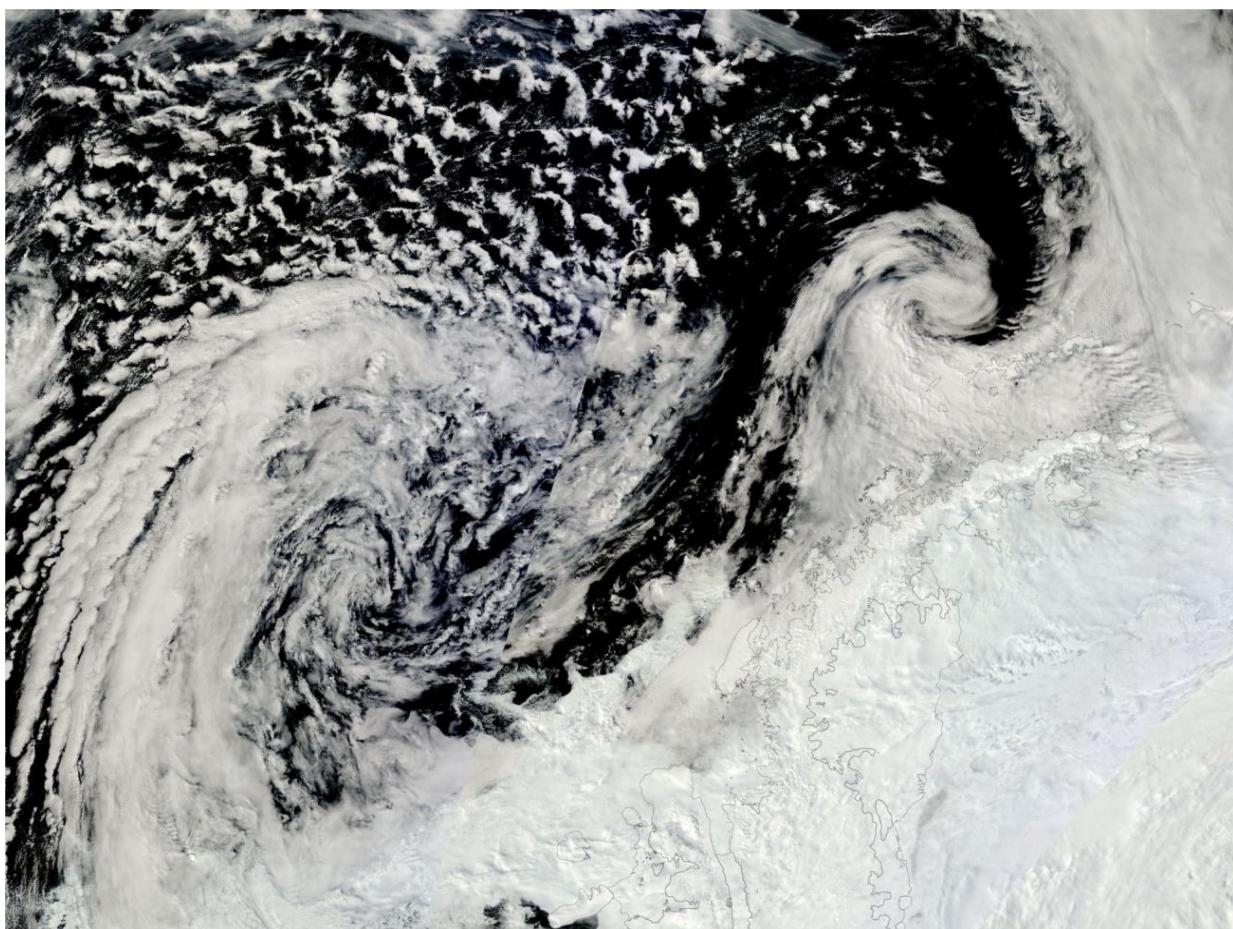


Figura 15. Imagen del satélite TERRA de 10 de diciembre de 2014, en la que aparece un mesociclón al noroeste de Livingston formándose en el frente ocluido asociado a una depresión sinóptica, que aparece al suroeste de la primera.

Fuente: NASA/EOSDIS

Los mesociclones generados en las descargas de aire frío antártico, que irrumpen sobre el Mar de Bellingshausen con flujo procedente del sur, en general se desplazan en dirección noreste y pueden alcanzar un desarrollo intenso (figura 6); no suelen atravesar la Península Antártica, sino que la mayoría pasan a través del Paso de Drake para disiparse al norte del Mar de Weddell (Carrasco *et al.*, 1997). Los que proceden de la Depresión de Amundsen-Bellingshausen suelen llegar a la zona de estudio desde el oeste o el suroeste, y los que se forman como depresiones secundarias de una depresión sinóptica previa incluso desde el noreste, cuando están asociados a una vaguada que recorre el flanco norte de dicha depresión.

En las BAEs son frecuentes los registros de descensos de presión de 24 Hpa en menos de 24 horas sin que por ello se produzcan necesariamente adversidades severas, y se han observado depresiones de mesoscala que cumplen esta condición y no llevaban asociados vientos con fuerza de temporal.

4.4. Anticiclones

La meteorología en la zona de estudio está marcada principalmente por las depresiones, pero el comportamiento de los anticiclones determina y modela las trayectorias de éstas y afecta significativamente a la situación sinóptica de la zona. Suele tratarse 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 (King and Turner, 1997). A veces pueden mantener su posición un período de tiempo mayor, dando lugar a situaciones de bloqueo.

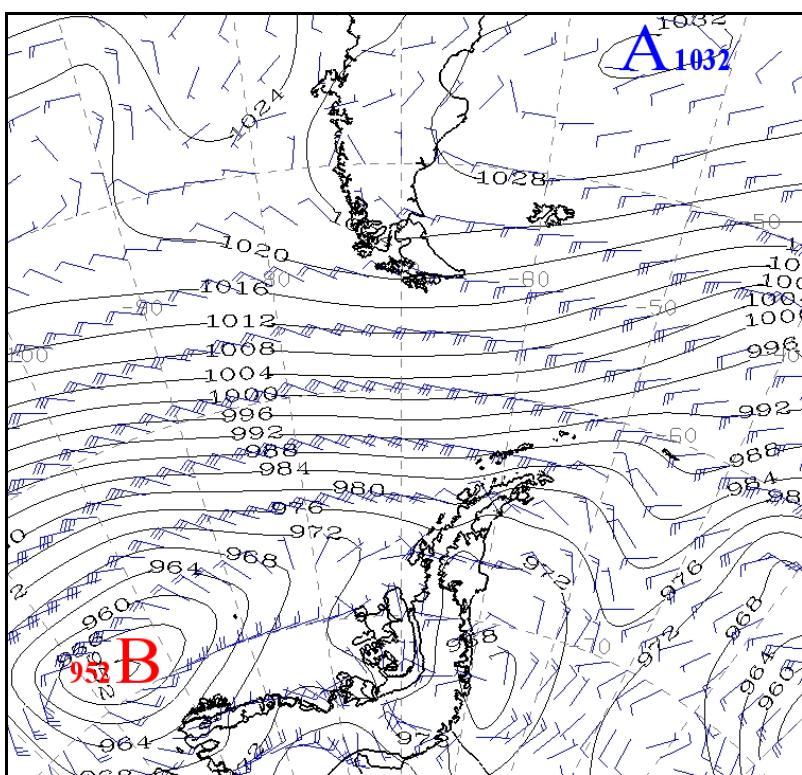


Figura 16. Día 19 de agosto de 2008 a las 12UTC. Anticiclón sobre el Atlántico sur y depresión sobre los mares de Amundsen y Bellingshausen, con intenso flujo de poniente en el Paso de Drake (Caso 2).

4.4.1. Anticiclón Subtropical del Pacífico

Con frecuencia el Anticiclón Subtropical del Pacífico se extiende hacia el sureste, acercándose por el noroeste a la zona de estudio, generalmente en forma de cuña, que suele situarse al oeste del Cono Sur de Sudamérica. La combinación con una depresión en el Mar de Bellingshausen puede acabar constriñendo el flujo de poniente hasta generar un intenso viento de W o NW al oeste del Paso de Drake, mientras que si la depresión está en el Mar de Weddell la circulación será de W o SW (figura 12). En circulación zonal tiende a desplazarse hacia el este hasta situarse sobre Patagonia e incluso cruzar el Cono Sur hasta unirse con el Anticiclón Subtropical del Atlántico para provocar sobre la zona de estudio un intenso flujo de poniente. En circulación meridiana la cuña del anticiclón del Pacífico puede extenderse hacia el sur o sureste hasta el Mar de Bellingshausen (caso 3) y suele dar lugar a un flujo de aire frío continental que invade la superficie marina procedente del sur (caso 4),

lo que puede favorecer la génesis de mesociclones que se desplacen hacia el norte o el nordeste. También puede extenderse hasta Tierra de Fuego o el Paso de Drake, dando lugar a un flujo cálido y húmedo de NW sobre la zona de estudio, e incluso unirse a la cuña anticlínica sobre la Península Antártica bloqueando o ralentizando el desplazamiento de las depresiones (caso 5). Este tipo de situación meridiana con frecuencia da lugar a la formación de un anticiclón independiente (Govorukha and Timofeyev, 2000), que suele desplazarse hacia el este o el nordeste.

4.4.2. Anticiclón Subtropical del Atlántico

El Anticiclón Subtropical del Atlántico puede desplazarse al sur hasta situarse al este del Paso de Drake y aproximarse a la zona de estudio por el este o el nordeste. Su reforzamiento al este del Cono Sur y sobre Malvinas puede intensificar el flujo de W en la zona de estudio si la circulación es zonal (caso 2) o de NW si es ondulada (caso 13). En circulación meridiana puede extenderse en cuña al Mar de Weddell, bloqueando el paso de las depresiones móviles, de forma total, e impidiendo a las depresiones cruzar el Paso de Drake hacia el este, o parcialmente y obligándolas a dirigirse hacia el Mar de Weddell, en dirección sureste, bien a través del Paso de Drake o sobre pasando la Península Antártica (caso 8). El Anticiclón Subtropical del Atlántico puede unirse al Anticiclón Continental Antártico e incluso generar un anticiclón independiente (caso 10). En combinación con una depresión al oeste del Paso de Drake puede producir sobre la zona de estudio un flujo cálido de N a NE procedente del Atlántico Sur (Casos 8 y 15).

4.4.3. Anticiclón Continental de la Antártida

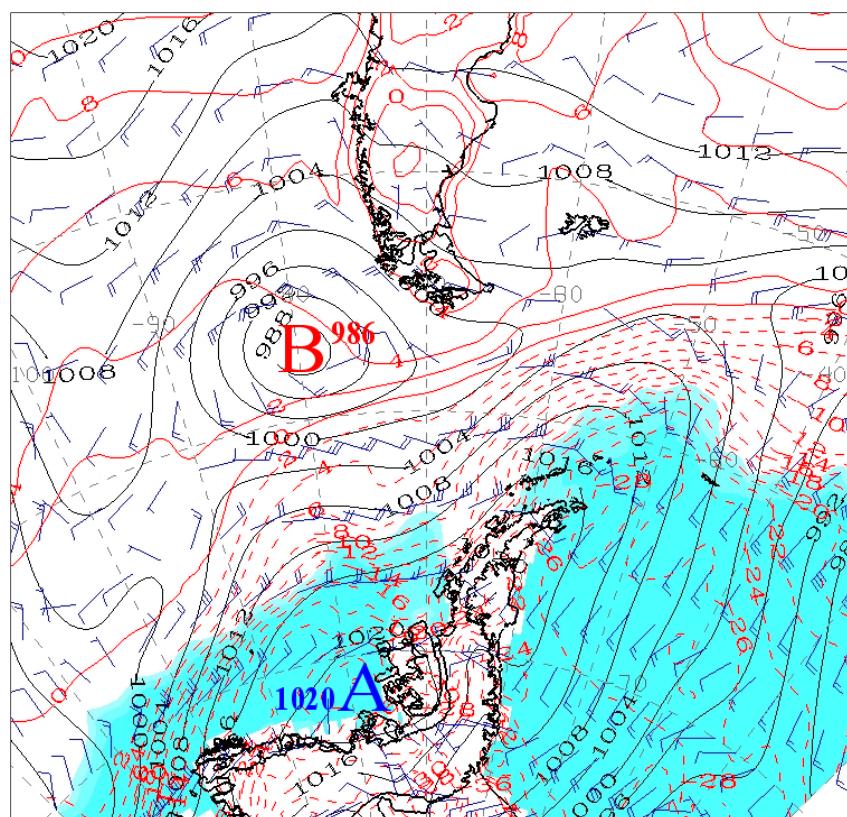


Figura 17. Día 15 de julio de 2007 a las 00UTC. Anticiclón Continental Antártico extendiéndose sobre la Península Antártica, con advección de aire frío, y de hielo marino, sobre las Shetland. (Caso 6).

Por el sur de la zona de estudio, el Anticiclón Continental de la Antártida puede extenderse, casi siempre en forma de cuña, sobre la Península Antártica. Esta cuña se manifiesta generalmente de manera débil y con frecuencia marcada por no más de dos isobaras sobre el sur de la Península Antártica, y tiene tendencia a unirse con uno de los dos anticiclones subtropicales (Govorukha and Timofeyev, 2000) e incluso con ambos. En general se asocia a invasiones de aire frío procedente del Mar de Weddell (figura 17), pero si se extiende a la parte occidental de éste puede favorecer un flujo cálido de NE, sobre todo si coincide con una depresión sobre Patagonia o las Malvinas (caso 5). La cuña del Anticiclón Continental puede estirarse sobre la Península Antártica hasta generar un núcleo independiente en las áreas marítimas adyacentes, bien al oeste sobre el Mar de Bellingshausen (caso 6), bien al este sobre el Mar de Weddell (caso 5), o bien al norte sobre el Paso de Drake (figura 18). Por regla general, el movimiento del anticiclón resultante tendrá dirección norte o nordeste.

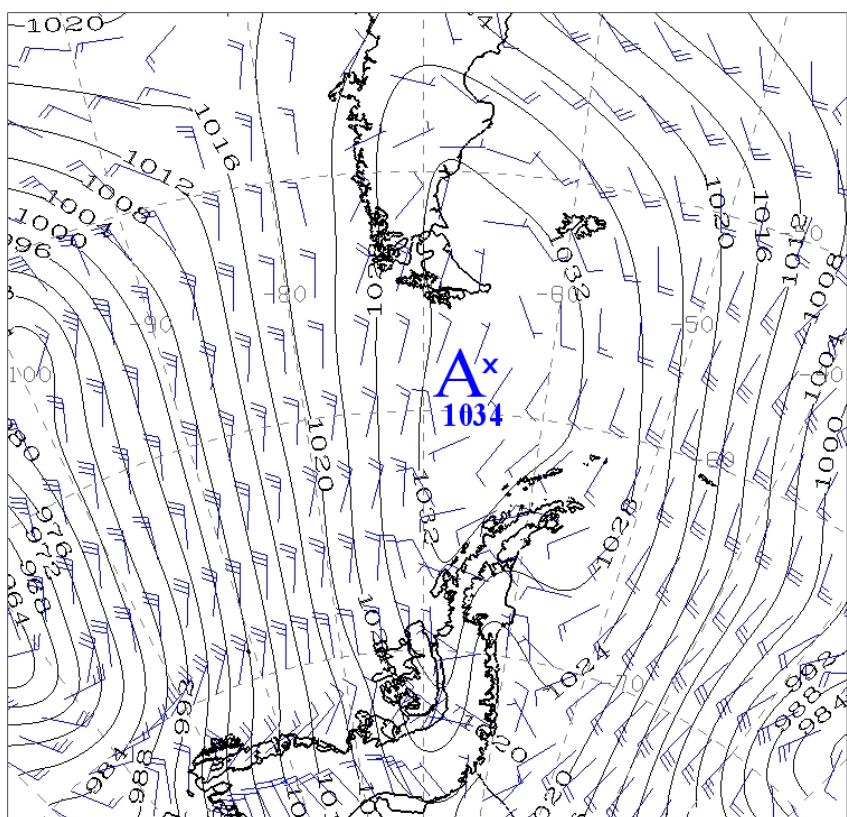


Figura 18. Día 30 de mayo de 2000 a las 06UTC. Anticiclón sobre el Paso de Drake (Caso 7).

5. Efectos orográficos

Cuando un flujo de aire estable choca contra una barrera montañosa puede darse el caso de que tenga energía suficiente para ascender por el lado de barlovento hasta las crestas y descender por el de sotavento desecado y recalentado por efecto foehn, o puede que no tenga bastante energía y llegue a manifestarse como un viento de barrera en el lado de barlovento. Dado que en el continente antártico, a pesar de su elevada altura media, predominan los relieves suaves, estos efectos habría que buscarlos principalmente en las áreas que circundan la Cordillera Transantártica o la Península Antártica.

5.1. Efecto foehn

El aire estable forzado a ascender la ladera de un obstáculo montañoso se enfriá por expansión adiabática hasta que se condensa parte de la humedad que contiene, de manera que, al depositarse los productos de condensación en la ladera de barlovento, desciende más cálido y seco que al iniciar el ascenso. Los vientos tipo foehn pueden producirse tanto en la vertiente occidental como en la oriental de la Península Antártica, pero son más frecuentes en este segundo caso y su efecto es más dramático en el mar de Weddell.

El rápido calentamiento de la Península Antártica durante las últimas décadas ha conllevado la fusión de grandes masas de hielo en su fachada oriental y la desintegración de extensas plataformas de hielo. Este calentamiento se ha atribuido al reforzamiento de los ponientes circumpolares resultante de una tendencia positiva del Modo Anular del Sur (SAM), y se cree que esto produce con más frecuencia vientos de tipo foehn, cálidos y secos, en la vertiente oriental de la Península Antártica. Se ha demostrado que la frecuencia y duración de los casos de foehn influyen fuertemente sobre la variabilidad regional de la temperatura, en escalas temporales que van desde la horaria a la estacional. La temperatura superficial y los vientos tipo foehn son muy sensibles a la variabilidad climática, y ambas variables muestran fuertes correlaciones positivas con el índice SAM. Estas tendencias positivas concomitantes de la frecuencia de vientos foehn, temperatura y SAM están presentes durante el verano austral, con casos de foehn persistente asociados consistentemente con fusión de hielo marino o de las plataformas de hielo.

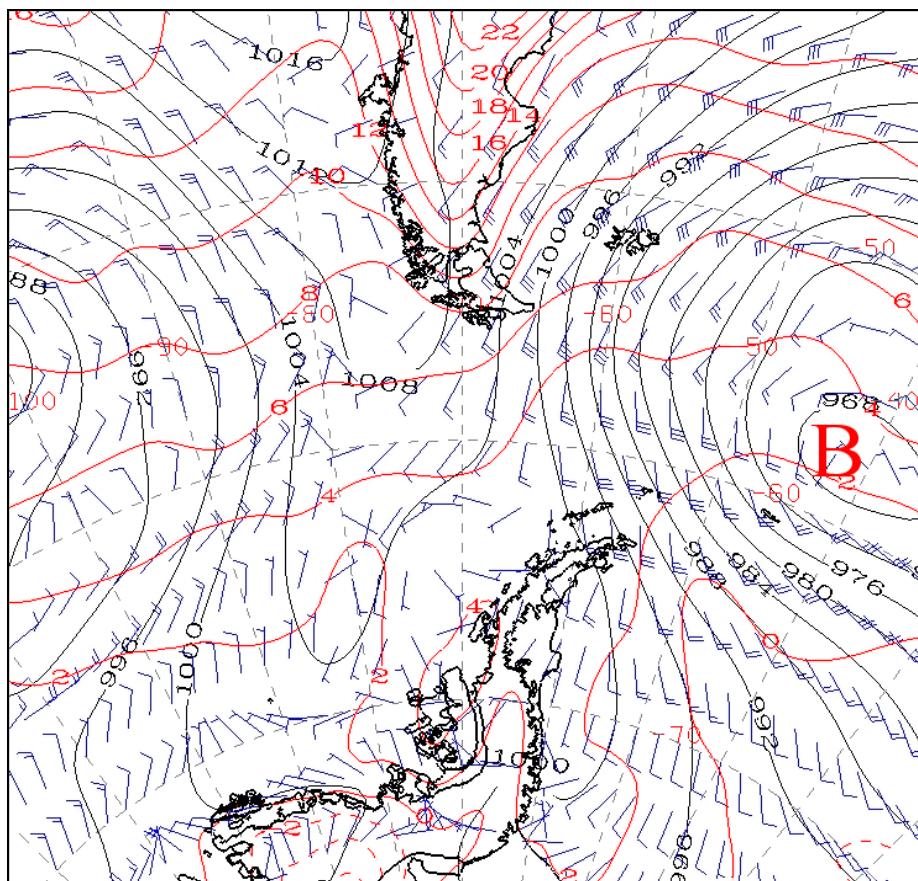


Figura 19. Día 18 de enero de 2007 a las 18UTC. Cuña anticiclónica desde el Pacífico suroeste hasta el mar de Bellingshausen y depresión al norte del mar de Weddell, ocasionando viento de S a SE de tipo foehn sobre Livingston y Decepción (Caso 3).

En el costado occidental de la Península Antártica pueden registrarse vientos de tipo foehn con flujo de este, sureste e incluso de sur (figura 19), pero generalmente el aire frío procedente del Mar de Weddell - casi enteramente cubierto de hielo durante la mayor parte del año - es tan estable que no tiene energía suficiente para ascender la vertiente oriental de la cadena montañosa que vertebría la Península Antártica y atravesarla, originando con frecuencia un viento de barrera en la fachada de barlovento. Aún así al oeste de la Península Antártica se pueden producir fuertes vientos de ladera descendentes asociados a eventos de foehn, cuando las condiciones son adecuadas.

5.2. Vientos de barrera

En las zonas occidentales de los mares de Weddell y Ross, los vientos persistentes de sur o suroeste denotan la presencia de vientos de barrera. El aire frío y muy estable que reposa sobre la plataforma de hielo se desplaza hacia el oeste en virtud del viento reinante hasta encontrarse con la costa, y es obligado a ascender por la ladera de una barrera montañosa, pero al no tener energía suficiente para sobrepasarla es forzado a circular paralelamente a la misma (figura 20). Se alcanza un equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza de presión debida a la acumulación de aire frío en el costado de barlovento, produciéndose un viento de barrera que sopla paralelo a la cadena montañosa dejando a esta a la izquierda (en el Hemisferio Sur); en el caso del mar de Ross el obstáculo montañoso es la Cordillera Transantártica, y en el de la Península Antártica las elevaciones que la recorren longitudinalmente. En uno y otro caso, el hecho de que el aire esté en contacto con una superficie de hielo hace que se enfríe por abajo, generando una inversión en niveles bajos y confiriéndole una gran estabilidad, lo que dificulta su ascenso.

La fuerte estabilidad del aire en niveles bajos tan habitual en la Antártida hace que los vientos de barrera sean un fenómeno relativamente común (King and Turner, 1997). Las montañas de la Península Antártica proporcionan una barrera muy eficaz al flujo hacia el oeste del aire frío continental, conducido hacia ella por los vientos del este predominantes en niveles inferiores sobre el mar de Weddell. Experimentos de campo realizados en el oeste del mar de Weddell sugieren una estructura de chorro en niveles bajos cuando en un episodio de viento de barrera se asocia con una marcada inversión de superficie.

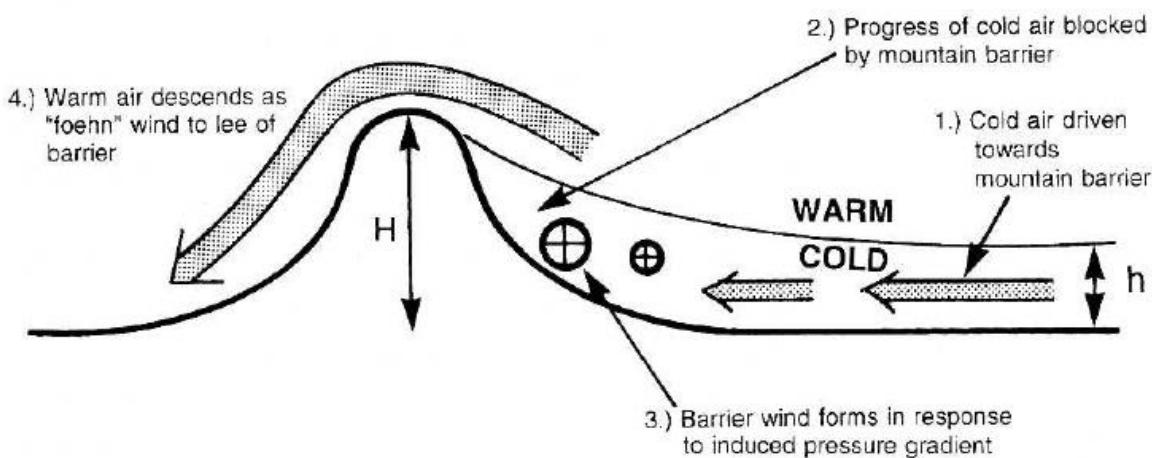


Figura 20. Vientos foehn y vientos de barrera. Fuente: King & Turner 97.

La influencia de un viento de barrera se nota a una considerable distancia de la falda de las montañas. El desplazamiento de la masa de hielo hacia el norte en la zona occidental del Mar de Weddel sugiere que los vientos de barrera se extienden mar adentro desde el litoral de la Península Antártica, y pueden desempeñar un importante papel en la dinámica regional del hielo marino. Los vientos de barrera pueden verse reforzados por el flujo sinóptico cuando una depresión se sitúa al

este o nordeste de la Península Antártica; entonces el viento de barrera se combina con la circulación ciclónica que se produce sobre la superficie del mar para advectar hielo marino e icebergs hacia el norte en el mar de Weddell. Este proceso acentúa el gradiente de temperatura entre el este y el oeste de la Península Antártica, y provoca que se produzcan temperaturas medias inferiores en el Atlántico Sur que en latitudes similares del Pacífico Sur.

La asociación de temporales de viento foehn en el oeste de la Península Antártica con vientos de barrera al este está bien documentada (Schwerdtferger, 1984). El aire del foehn se origina en la capa relativamente cálida que se sitúa por encima del aire frío bloqueado al este de la Península Antártica (figura 20), y así da lugar a unas condiciones relativamente cálidas al oeste de la misma. El efecto foehn, junto con el bloqueo del aire frío de componente este en niveles bajos, contribuye al fuerte contraste de temperatura entre las zonas de un lado y otro de la Península.

Los vientos de barrera de sur o suroeste se observan a todo lo largo de la Península Antártica, pero más allá del extremo norte de la misma no hay gradiente de presión debido a la orografía para mantener el flujo acelerado y el viento de barrera debe someterse a un ajuste geostrófico. En ausencia de otras fuerzas, el flujo de aire debe sufrir un simple ajuste inercial, moviéndose en una trayectoria circular en sentido antirreloj. Los vientos fríos de este y nordeste que ocasionalmente afectan a las Shetland del Sur, podrían originarse como vientos de barrera en el este de la Península Antártica, que luego giran según una trayectoria seudoinercial una vez sobrepasado el extremo norte de esta (King and Turner, 1997).

5.3. Ondas orográficas

Las ondas de gravedad internas son movimientos en un fluido cuya fuerza restauradora es el empuje hidrostático. La estratificación persistentemente estable de la troposfera inferior en la Antártida permite a la atmósfera albergar dichos movimientos ondulatorios y se han observado sus manifestaciones en numerosas localidades antárticas. Se sabe que, en general, las ondas de gravedad constituyen un importante mecanismo para el transporte vertical de momento en la atmósfera, pero sus efectos tienen más peso en regiones de topografía accidentada, donde su presencia es más frecuente. La topografía de la mayor parte de la Antártida es relativamente suave y el efecto de las ondas de gravedad podría considerarse de importancia secundaria en amplias zonas (King and Turner, 1997).

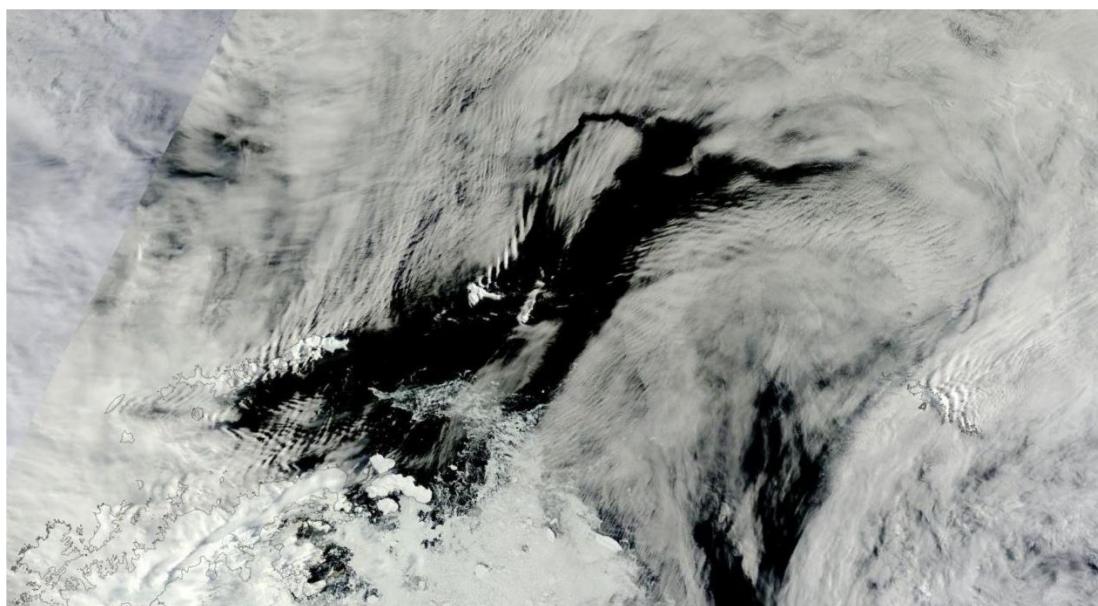


Figura 21. Imagen del satélite TERRA de 15 de febrero de 2014, en la que se aprecian diferentes patrones nubosos en forma de ondas en la zona de estudio. Fuente: NASA/EOSDIS

En la atmósfera antártica, los mecanismos responsables de la generación de ondas de gravedad pueden ser variados, y entre ellos se pueden incluir el flujo sobre accidentes topográficos y la inestabilidad generada en regiones de fuerte cizalladura de viento.

Son aún escasos los estudios realizados para valorar la importancia de las ondas de gravedad como mecanismo de transporte de calor y momento en la atmósfera antártica, aunque de acuerdo con las estimaciones de algunos autores podrían desempeñar un importante papel. En particular, en la zona de operaciones de las campañas antárticas españolas también falta mucha investigación por realizar, pero los datos existentes - básicamente imágenes de satélite - apuntan a que las ondas de gravedad han de ser un factor de mucho peso en el comportamiento de la atmósfera en niveles medios y bajos, ya que aunque se abarcan amplias zonas marítimas, la cercanía de la Península Antártica y el hecho de que las islas Shetland del Sur tienen en general un relieve acusado, avalan esta opinión.

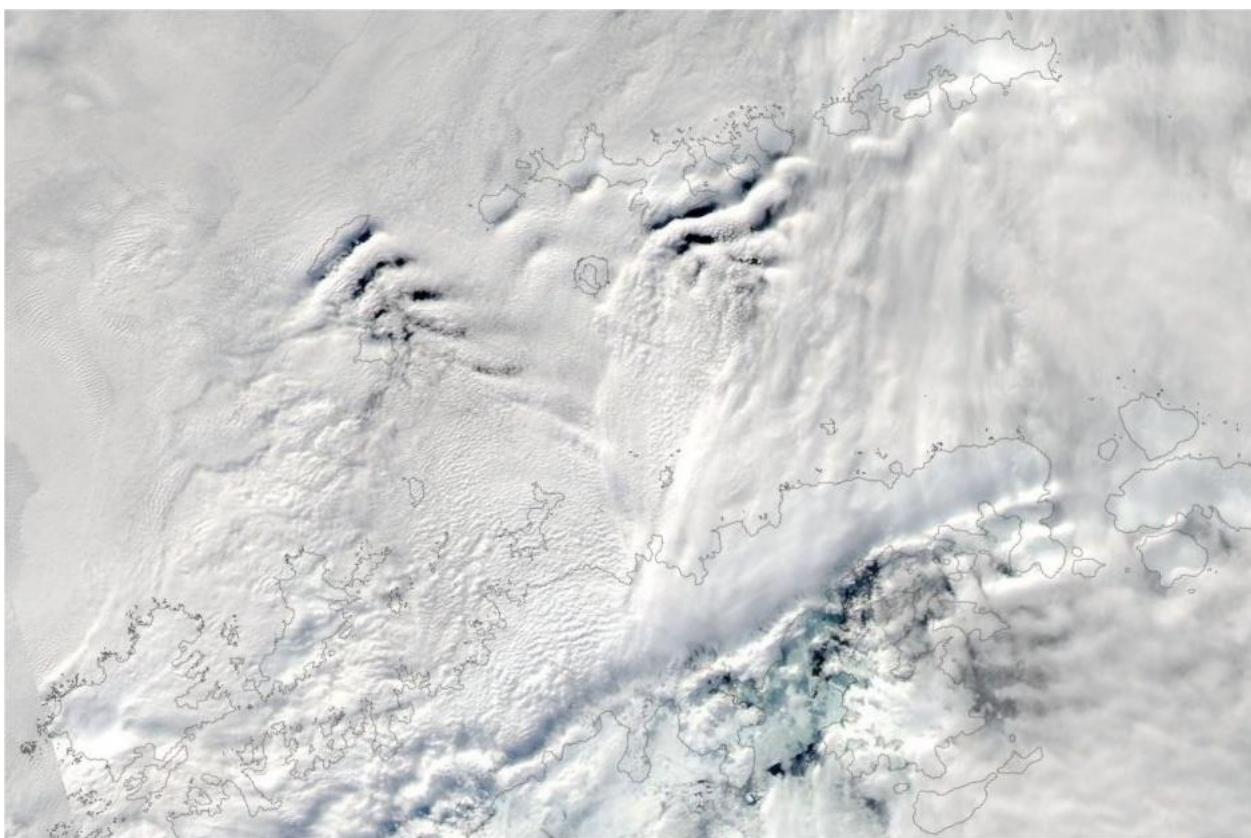


Figura 22. Imagen del satélite AQUA de 5 de febrero de 2014, en la que se muestran patrones nubosos en forma de ondas al sur de la Península Antártica y las islas Shetland del Sur. Fuente: NASA/EOSDIS

Si se estudian imágenes de satélite con buena resolución espacial (por ejemplo de los satélites AQUA, TERRA, SUOMI) de la región de la Península Antártica y las Shetland del Sur, con frecuencia se descubren patrones nubosos coherentes con la presencia de movimientos ondulatorios, sobre todo bandas paralelas de nubes a sotavento de la Península y de las islas, además de estelas y otras formas de nubosidad orográfica (figuras 21 y 22), pero no solo las de mayor relieve pueden dar lugar a este tipo de fenómenos, sino que estos también se encuentran asociados a las de menor elevación, como la isla Decepción.

6. Calentamiento de la Península Antártica y flujo asociado

La región de la Península Antártica ha sufrido un notable calentamiento desde mediados del siglo XX, caracterizado por una considerable variabilidad interanual de la temperatura. Inicialmente la mayor atención se ha focalizado en el calentamiento experimentado por la relativamente accesible vertiente occidental de la Península, donde la temperatura media superficial ha aumentado aproximadamente 3°C en unos 50 años (King, 1994; King and Harangozo, 1998; Vaughan *et al.*, 2001). Por contra, la vertiente oriental es menos accesible y se tienen de ella menos datos, sin embargo recientes datos del noreste de la Península han demostrado un significativo calentamiento, en fase y de amplitud comparable con el calentamiento global de la misma (Orr *et al.*, 2007).

Coincidendo con estas recientes tendencias al calentamiento se ha producido un marcado reforzamiento del flujo circumpolar de poniente (Marshall, 2002). Este resultado es consistente con la tendencia hacia una fase positiva del SAM desde mediados de los 60 (Orr *et al.*, 2007). Kwok and Comiso (2002), Thompson and Solomon (2002), and Van den Broeke and Van Lipzig (2003) han demostrado la influencia de la fase más positiva del SAM sobre los patrones de calentamiento observados en la Península Antártica. Orr *et al.* (2004) mostraron que los vientos de poniente reforzados llevan a un creciente bloqueo del aire a barlovento de la Península, dando como resultado vientos de componente norte más intensos que transportan mayores cantidades de aire relativamente cálido sobre su vertiente occidental, lo que contribuye a su vez al calentamiento de esta zona. Además, el reforzamiento de los ponientes conlleva levantes sinópticos más débiles, dando como resultado una reducción del bloqueo en el litoral oriental de la Península Antártica y de la frecuencia de los vientos de componente sur, y a una disminución del transporte de aire frío procedente de latitudes más altas. (Orr *et al.*, 2004)

El contraste del comportamiento del hielo entre ambos lados de la Península Antártica refuerza el carácter estacional de la tendencia al calentamiento. La mayoría de los años la cubierta de hielo de la parte occidental se retira durante el verano a las áreas occidentales del mar de Bellingshausen. Por el contrario, con la excepción del extremo noreste, la parte oriental de la Península permanece cubierta de hielo durante el verano (King *et al.*, 2003). La falta de hielo marino en el costado occidental da como resultado la aproximación de masas de aire relativamente cálidas y, por tanto, menos densas, y así más capaces de ascender por las laderas occidentales de la Península. Aquí las temperaturas estivales son más cálidas que las del aire frío continental que suele haber sobre el mar de Weddell, al este de la Península, por lo que un aumento de la advección cálida en la vertiente occidental producirá un calentamiento en la oriental (Orr *et al.*, 2007). Además, la masa de aire se enfriá por ascenso en la cara de barlovento, llegando a la condensación y la formación de nubes, para luego descender por la cara de sotavento, sufriendo un calentamiento adicional y desecándose por efecto foehn. El intenso y turbulento flujo resultante es capaz de desplazar el aire frío y seco existente sobre el mar de Weddell, reforzando el incremento de la temperatura y el descenso de la humedad en el estrato superficial. Esto es especialmente probable en el noreste de la Península, donde la ausencia de hielo marino significa que el aire sobreyacente está débilmente estratificado.

Marshall *et al.* (2006) han demostrado que los ponientes más intensos de verano, asociados con la reciente tendencia positiva del SAM, están conduciendo a un aumento de la temperatura del estrato superficial en el noreste de la Península Antártica. Durante las últimas décadas del siglo XX y el principio del XXI las temperaturas estivales han aumentado en esta zona más de 2°C en 40 años - lo que la convierte en una de las regiones de más rápido calentamiento de toda la superficie terrestre, - tres veces más que la observada en la parte noroeste.

Bibliografía

- Bañón M. 2001. **Observaciones Meteorológicas en la Base Antártica Española Juan Carlos I.** *Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, Monografía, A151*, 135 pp.
- Bañón M. 2004. **Introducción al clima de la península de Byers Isla Livingston, Antártida. Comparación con la BAE Juan Carlos I.** *Trabajo de suficiencia investigadora del Instituto Universitario de Geografía*. Universidad de Alicante.
- Bañón M, Justel A, Velázquez D, Quesada A. 2013. **Regional weather survey on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica.** *Antarctic Science*, **25**(2): 146–156.
- Bañón M, Vasallo F. 2015. **AEMET en la Antártida, climatología y meteorología sinóptica de las estaciones meteorológicas españolas en la Antártida.** *Agencia Estatal de Meteorología*.
- Bromwich DH, Parish TR. 1998. **Meteorology of the Antarctic**, in **Meteorology of the Southern Hemisphere** (DJ Karoly and DG Vincent, eds.). *AMS Meteorological Monographs*, **49**: 175-200.
- Bromwich DH, Nicolas JP, Monaghan AJ, Lazzara MA, Keller LM, Weidner GA, Wilson AB. 2012. **Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth**, *Nature geoscience*, **6**(2): 139–145, doi:10.1038/ngeo1671.
- Cape MR, Vernet M, Skvarca P, Scambos T, Domack E. 2015. **Foehn winds link climate-driven warming to ice shelf evolution in Antarctica.** *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. doi: 10.1002/2015JD023465
- Carleton AM. 1995. **On the interpretation and classification of mesoscale cyclones from satellite infrared imagery.** *International Journal of Remote Sensing*, **16**: 2457-2485.
- Carrasco JF 2006. **Climatología de la Península Antártica y de la base Presidente Eduardo Frei Montalva.** *Dirección Meteorológica de Chile*.
- Carrasco JF, Bromwich DH, Liu Z. 1997. **Mesoscale cyclone activity over Antarctica during 1991, 2. Near the Antarctic peninsula.** *Journal of Geophysical Research* **102**: 13939-13954.
- Carrasco JF, Bromwich DH, Monaghan AJ. 2003. **Distribution and characteristics of mesoscale cyclones in the Antarctic: Ross Sea eastward to the Weddell Sea.** *Monthly Weather Review*, **131**: 289-301.
- Coggins JHJ, McDonald AJ. 2015. **The influence of the Amundsen Sea Low on the winds in the Ross Sea and surroundings: Insights from a synoptic climatology**, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 2167–2189, doi: 10.1002/2014JD022830.
- Elvidge AD, Renfrew IA, King JC, Orr A, Lachlan-Cope TA. 2016. **Foehn warming distributions in nonlinear and linear flow regimes: a focus on the Antarctic Peninsula.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**: 618 – 631. doi:10.1002/qj.2489
- Fogt, RL, Wovrosh AJ, Langen RA, 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.
- Govorukha LS, Timofeyev VE. 2000. **Synoptic circulation types of Antarctic Peninsula and adjacent South Ocean regions and connected phenomena.** *Problemy Climatologii Polarnei*, Torun, Poland, **10**: 159-178.
- Hosking JS, Orr A, Marshall GJ, 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.

Hosking S & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 10 Jun 2016. "**The Climate Data Guide: Amundsen Sea Low indices.**" Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/amundsen-sea-low-indices>.

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 DA, Simmonds I. 1993. **A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones.** *Climate Dynamics*, **9**: 131–145.

King, JC, Turner J. 1997. **Antarctic meteorology and climatology.** Cambridge: Cambridge University Press, 409 pp.

King JC. 1994. **Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula,** *International Journal of Climatology*, **14**: 357–369.

King JC, Harangozo SA. 1998. **Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes.** *Annals of Glaciology*, **27**: 571–575.

King JC, Turner J, Marshall GJ, Connolley WM, Lachlan-Cope TA. 2003: **Antarctic Peninsula climate variability and its causes as revealed by instrumental records.** *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*, E. Domack et al., Eds., Antarctic Research Series, Vol. **79**, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 17–30.

Kwok R, Comiso JC. 2002. **Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation.** *Geophysical Research Letters*, **29**, 1705, doi: 10.1029/2002GL015415.

Lachlan-Cope TA, Connolley WM, 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.

Marshall GJ. 2002. **Analysis of recent circulation and thermal advection change in the northern Antarctic Peninsula.** *International Journal of Climatology*, **22**: 1557–1567.

Marshall GJ. 2003. **Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses.** *Journal of Climate*, **16**: 4134–4143.

Orr A, Cresswell D, Marshall GJ, Hunt JCR, Sommeria J, Wang CG, Light M. 2004. **A “low-level” explanation for the recent large warming trend over the western Antarctic Peninsula involving blocked winds and changes in zonal circulation.** *Geophysical Research Letters*, **31**, L06204, doi: 10.1029/2003GL019160.

Orr A, Marshall GJ, Hunt JCR, Sommeria J, Wang Ch-G, van Lipzig NPM, Cresswell D, King JC. 2007. **Characteristics of Summer Airflow over the Antarctic Peninsula in Response to Recent Strengthening of Westerly Circumpolar Winds.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65**: 1396–1413

Schwerdtferger W. 1984. **Weather and Climate of the Antarctic.** Elsevier Amsterdam. 261pp.

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.

Thomas ER, Hosking JS, Tuckwell RR, Warren RA, Ludlow EC. 2015. **Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica,** *Geophysical Research Letters*, **42**, 9387–9393, doi:10.1002/2015GL065750.

Thompson, D.W.J., et S. Solomon, 2002: **Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change.** *Science*, **296**, 895–899

Trenberth KE, Jones PD, Ambenje P, Bojariu R, Easterling D, Klein Tank A, Parker D, Rahimzadeh F, Renwick JA, Rusticucci M, Soden B, Zhai P. 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. Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis MC, Averyt KB, Tignor M, Miller HL, (Eds.) Cambridge University Press. Cambridge, U. K., and New York, NY, USA, 235-336, plus annex online.

Turner J, Thomas JP. 1994. **Summer-season mesoscale cyclones in the Bellingshausen-Weddell region of the Antarctic and links with the synoptic-scale environment.** *International Journal of Climatology*, **14**: 871-894.

Turner J, Colwell SR, Harangozo SA. 1997. **Variability of precipitation over the coastal western Antarctic Peninsula from synoptic observations.** *Journal of Geophysical Research*, **102**: 13999–14007.

Turner J, Marshall GJ, Lachlan-Cope TA. 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, Bindschadler RA, Convey P, di Prisco G, Fahrbach E, Gutt J, Hodgson DA, Mayewski PA, Summerhayes CP. 2009. **Antarctic Climate Change and the Environment.** Cambridge, Scientific Committee on Antarctic Research.

Turner J, Phillips T, Hosking JS, Marshall GJ, Orr A. 2013. **The Amundsen Sea Low.** *International Journal of Climatology*, **33**: 1818-1829.

Van den Broeke MR, Van Lipzig NPM. 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.

Vaughan DG, Bamber JL, Giovinetto M, Russell J, Cooper APR. 1999. **Reassessment of net surface mass balance in Antarctica.** *Journal of Climate*, **12**: 933-946.

Vaughan DG, Marshall GJ, Connolley WM, King JC, Mulvaney R. 2001. **Climate change: Devil in the detail.** *Science*, **293**, 1777–1779.

Wattan S, Turner J. 1995. **Weather forecasting for aviation and marine operations in the Antarctic Peninsula region.** *Meteorological Applications*, **2**: 323-332.