

R= 4.883
CB 1000099

Sig. M(06)(46)=60



MINISTERIO DEL AIRE
SUBSECRETARIA DE AVIACION CIVIL

SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL

Publicaciones
Serie A (Memorias) núm. 44

ACERCA DE ALGUNAS PECULIARIDADES
DE LA TROPOPAUSA ANTARTICA

por
MANUEL PUIGSERVER ZANON

Meteorólogo y Doctor en Ciencias

Depósito Legal.-M. 10786.-1966

4854
MAPAS Y ANEXOS



29

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
(CIUDAD UNIVERSITARIA)
MADRID, 1966

GRÁFICAS VIRGEN DE LORETO

ACERCA DE ALGUNAS PECULIARIDADES DE LA TROPOPAUSA ANTÁRTICA

por

MANUEL PUIGCERVER

Servicio Meteorológico Nacional y Universidad de Barcelona (1)

A B S T R A C T

A review of current knowledge concerning the Antarctic tropopause is briefly presented. Some hitherto unpublished information collected by the first University of Chile Expedition to Antarctica (González Videla Station, 1961) is included. In most cases this information supports previous findings. The typically ill-defined wintertime tropopause is often found at González Videla, and the isopleths diagram shows essentially the same features as those of more southerly stations. However, the vernal stratospheric warming in 1961 did not entirely conform to the model of the polar vortex breakdown proposed by Palmer and Taylor. A tentative explanation is suggested.

S U M A R I O

Se resumen brevemente los conocimientos actuales sobre la tropopausa antártica. Se incluyen algunos resultados hasta ahora inéditos correspondientes a la primera expedición antártica de la Universidad de Chile (Base González Videla, 1961). En la mayoría de los casos, estos resultados confirman descubrimientos anteriores. La típica falta de definición de la tropopausa invernal se encuentra con frecuencia en González Videla, y el diagrama de isopletas presenta básicamente el mismo aspecto que los de estaciones más australes. Sin embargo, el calentamiento estratosférico primaveral no se ajustó por completo en 1961 al esquema del derrumbamiento del vórtice polar propuesto por Palmer y Taylor. Se indica una posible explicación.

(1) El presente trabajo fué preparado cuando el autor era Jefe del Departamento de Meteorología en el Instituto de Geofísica y Sismología de la Universidad de Chile.

1. INTRODUCCION

Dada la importancia que en Meteorología moderna ha adquirido el estudio de las propiedades del aire superior, la estructura y dinámica de la alta troposfera y baja estratosfera están siendo investigadas con cierto detalle. La tropopausa constituye una importante característica de esa zona de la atmósfera, y el conocimiento de las variaciones que sufre y la manera como están relacionadas con los otros elementos determinantes de la situación meteorológica es probablemente de interés para la total comprensión de la evolución del tiempo.

En algunos de los primeros estudios sinópticos de la tropopausa, debidos a Bjerknæs y a Palmén y citados por Sawyer (1954), las variaciones de altura de aquélla se explican considerándolas como oscilaciones asociadas a lomas y vaguadas móviles. El primitivo modelo de Bjerknæs suponía una tropopausa continua y única, y sus oscilaciones estaban relacionadas con depresiones de sector cálido. En los primeros trabajos de Palmén, referentes a depresiones profundas en proceso de oclusión, se lanza la hipótesis de una regeneración de la tropopausa a menor altura detrás de la depresión como resultado de los efectos combinados de divergencia horizontal y convergencia vertical.

Esta idea de la disipación y regeneración dinámica de la tropopausa conducía naturalmente a la aceptación de tropopausas múltiples y, en último análisis, de una tropopausa discontinua (Bjerknæs y Palmén, 1937).

Después de la segunda guerra mundial se hizo posible trazar cortes verticales meridionales de la atmósfera de considerable extensión en latitud, cortes que muestran la existencia de dos hojas tropopáusicas bien definidas, usualmente designadas como tropopausas polar y tropical. Palmén y Nagler (1948) han podido reconocer tres hojas claramente diferenciadas que se superponen parcialmente y están asociadas al frente polar y a las corrientes de chorro subtropicales. Dichos autores las han llamado tropopausa polar, de latitudes medias y subtropical respectivamente. Recientemente se han propuesto estructuras más complicadas de la tropopausa en la intersección con los frentes para explicar situaciones particulares (Berggren, 1952; Reed y Danielsen, 1959). Un modelo más moderno, debido a Danielsen (1959), se basa en la estructura fina de la distribución vertical de temperatura y considera la tropopausa no como una superficie de discontinuidad, sino como una superficie barotrópica, por debajo de la cual la estabilidad media es pequeña y la baroclinicidad media positiva, mien-

tras que por encima la estabilidad media es grande, y la baroclinicidad media, negativa.

Ninguno de estos modelos, sin embargo, parece ser aplicable con carácter general; para cada región y para cada situación sinóptica hay uno de ellos que da cuenta de las condiciones observadas mejor que los otros.

Para estudios sinópticos o estadísticos comparables es preciso fijar un criterio que permita decidir la posición de la tropopausa en cada sondeo. La Organización Meteorológica Mundial (1957) recomienda el siguiente:

«La primera tropopausa se define como el nivel más bajo en que el gradiente vertical de temperatura decrece a 2° C/km. o menos, manteniéndose igual o menor que 2° C/km. a lo largo de los 2 km. inmediatamente superiores.

Si por encima de la primera tropopausa el gradiente vertical medio de temperatura entre cualquier nivel y todos los superiores dentro de 1 km. excede 3° C/km., se define entonces una segunda tropopausa con el mismo criterio que la primera.» La así definida se suele denominar «tropopausa convencional».

En las latitudes medias y subtropicales, donde hay una buena red de estaciones y existen datos desde muchos años atrás, se han realizado numerosos estudios sobre la tropopausa, cuya estructura y características generales son bastante bien conocidas. Existen, sin embargo, algunas regiones de la Tierra donde no ocurre así, y entre ellas es quizá la Antártida, por sus caracteres únicos, la que ofrece mayor interés.

El propósito de este trabajo es presentar una descripción del estado actual de los conocimientos sobre la tropopausa antártica, señalando los problemas pendientes e indicando la dirección de las actuales corrientes de pensamiento a este respecto.

2. INFORMACION DISPONIBLE

Sólo en época muy reciente ha comenzado a hacerse posible el estudio detallado de la estructura y comportamiento de la atmósfera sobre el continente antártico.

Desde la forzada internada del «Bélgica», en 1898-99, hasta el fallido intento transcontinental de Sir Ernest Shackleton (1914-16), se habían sucedido expediciones aisladas al interior del continente, en el curso de las cuales se tomaron observaciones meteorológicas de superficie, en general muy cuidadosamente hechas y analizadas, que condujeron a las primeras teorías sobre la circulación

antártica, debidas a Meinardus, Simpson, Shaw, Hobbs y Kidson, de interés principalmente histórico en la actualidad.

Si bien las primeras observaciones de aire superior, realizadas por Simpson, con meteorógrafo y globo cautivo, datan de 1911 y fueron continuadas en expediciones posteriores—particularmente las dos primeras del Almirante Byrd (1928-29 y 1934-35)—, los niveles alcanzados eran muy inferiores al de la tropopausa, y se utilizaron principalmente para estudiar la inversión de superficie.

Los primeros radiosondeos utilizables corresponden a la expedición alemana de «Schwabenland» (1939), pero gran parte de los datos se perdieron durante la guerra y sólo en época reciente los resúmenes disponibles han sido analizados por Flohn (1950, 1952). Anteriormente (1934), Holmboe, meteorólogo de la primera expedición Ellsworth para el intento de vuelo transantártico, había realizado varios radiosondeos que fueron imposibles de interpretar y calcular debido a fallos instrumentales.

A partir de 1947 se inicia una fase intensiva de acopio de datos de aire superior en la periferia antártica con la «Operacion High-jump» de la Marina nortamericana (348 radiosondeos en el verano de 1947) y campañas posteriores, en tanto que la instalación de bases australianas permanentes en las islas subantárticas Macquarie y Heard en 1948 y otra sudafricana en la isla Marion en 1949 permitió realizar radiosondeos a lo largo de todo el año.

Sin embargo, todos ellos corresponden, o bien a regiones subantárticas, o bien a las costas del continente, pero estos últimos sólo durante la temporada de verano. En 1954 comenzó a operar la estación aerológica de la Base británica de Argentine Islands, en la Península Antártica, que suministró los primeros radiosondeos realizados regularmente en el continente antártico. Fuera de ellos, hasta el Año Geofísico Internacional de 1957-58, los únicos radiosondeos continentales de invierno existentes eran los realizados por la tercera expedición del Almirante Byrd (Little America III, 78° S, 163° W; 1940-41) y por la expedición anglo-escandinava (Maudheim, 71° S, 11° W; 1950-52), que han sido estudiados en detalle por Court (1942, 1949) y Schumacher (1955, 1958), respectivamente.

Aunque valiosos en sí, estos datos, fragmentarios en el espacio y en el tiempo, no ayudan mucho a la comprensión de la circulación atmosférica antártica, y sin su conocimiento—dado que una novena parte del total de las tierras del globo corresponde a la Antártica, y que ésta constituye el más importante sumidero de calor de la máquina térmica atmosférica—poco progreso podía esperarse en la solución de problemas referentes a procesos meteorológicos de alcance global, tales como el equilibrio radiativo de

la superficie terrestre y de la atmósfera y la circulación general atmosférica.

El Año Geofísico Internacional representó un enérgico esfuerzo para llenar este vacío: unas 35 estaciones pertenecientes a 11 países operaron continuamente desde el 1 de julio de 1957 hasta finales de 1958. Terminado el Año Geofísico se acordó mantener en operación las bases, aunque en escala algo más reducida; unas 25 de ellas continúan funcionando actualmente. Todas las estaciones en la Artártida propiamente dicha y dos en la Península Antártica (Argentine Islands, británica, y González Videla, chilena) realizan radiosondeos al menos una vez al día durante todo el año. La instrumentación actual, pese a la dureza de las condiciones de trabajo, proporciona, en general, datos suficientemente satisfactorios, siendo únicamente de lamentar el retraso de dos a cuatro años con que por término medio se publican.

Sobre estos datos se trabaja activamente y se han obtenido ya algunos resultados de interés referentes a la alta troposfera y estratosfera que se resumen a continuación.

3. CARACTERISTICAS DE LA DISTRIBUCION VERTICAL DE TEMPERATURA EN LA ANTARTIDA

La figura 1 representa seis radiosondeos individuales seleccionados, con la idea de mostrar condiciones típicas, entre los tomados por el autor y colaboradores en la estación chilena «Presidente Gabriel González Videla» (65° S, 63° W) en 1961 (Puigcerver, año 1963).

El sondeo número 6, correspondiente al día 29 de diciembre, es característico de verano. La inversión de tierra, que, debido a la situación de la Base, se presenta raras veces, no existe en este sondeo, aunque se encuentran algunos delgados estratos isoterms o casi isoterms hasta 600 mb. Por encima de este nivel y hasta los 350 mb. hay una capa en que el gradiente vertical es próximo al adiabático seco, capa que se encuentra en gran parte de los sondeos. La tropopausa, bien marcada, se halla hacia los 300 mb. y por encima de ella hay un estrato con gradiente vertical de temperatura negativo cuyo espesor es con frecuencia superior a 50 mb., coronado por una gruesa capa aproximadamente isoterma. Por encima de 100 mb., la temperatura aumenta ligeramente con la altura.

Los sondeos 1 y 2, correspondientes, respectivamente, al 9 de marzo y 15 de abril, representan la transición de verano a invierno, con un enfriamiento gradual de la troposfera y estratosfera y una tropopausa que aparece cada vez menos definida. Puede obser-

vase que mientras la estratosfera en el sondeo número 1 (principios de otoño) es esencialmente isoterma, en el número 2 (mediados de otoño) se acusa ya por encima de 200 mb. el decrecimiento monótono de la temperatura con la altura en toda la estratosfera, que constituye una de las características de los sondeos invernales.

Estos están representados por los números 3 y 4, realizados, respectivamente, los días 7 y 17 de julio, es decir, ambos a mediados de invierno. El sondeo número 4 es típico del invierno antártico. La troposfera es comparativamente estable, particularmente hasta 600 mb. A partir de 350, el valor del gradiente vertical de temperatura decrece paulatinamente, pero conservándose positivo en toda la estratosfera hasta el final del sondeo, es decir, la temperatura decrece continuamente con la altura hasta el último punto observado (en este caso, 12 mb., no representado). La tropopausa no existe en el sentido convencional. Este hecho, sobre el cual Court (1942) fué el primero en llamar la atención, es característico de los sondeos antárticos durante gran parte de los días de invierno y comienzos de primavera y se discute con algún detalle más adelante.

Sin embargo, como ya observó Schumacher (1955), incluso en pleno invierno la tropopausa se presenta en ocasiones muy bien definida; por lo general, muy alta y extremadamente fría. Este es el caso del sondeo número 3, en que aparece a 159 mb. y $-81,5^{\circ}$ C, mientras que la troposfera es comparativamente caliente, con temperaturas de verano entre 500 y 350 mb. En la estratosfera, por encima de 100 mb., aparece de nuevo el enfriamiento con la altura típico del invierno.

A fines de primavera y principios de verano (sondeo número 5, del 7 de diciembre) se inicia a alto nivel un fuerte calentamiento estratosférico que produce una estratosfera con gradiente vertical de temperatura negativo y de valor considerable. La troposfera suele estar a temperatura de verano, y la tropopausa aparece muy claramente, a nivel generalmente más bajo que en invierno, pero más alto que en verano.

De la discusión anterior emergen ciertos notables rasgos típicos de la distribución vertical de temperatura en la Antártida, principalmente:

- 1) Un fuerte enfriamiento estratosférico que comienza en otoño y persiste durante el invierno, conduciendo a un decrecimiento monótono de la temperatura con la altura y ocasionalmente a la desaparición de la tropopausa convencional.

- 2) Una extraordinaria variación estacional de temperaturas estratosféricas, en la figura 1, superior a 50° C a 20 mb., causada

por un rápido calentamiento de la estratosfera tras el enfriamiento invernal.

3) Una troposfera comparativamente muy fría en todas las estaciones.

Las anteriores características pueden quizá observarse mejor en el diagrama de isoplefas de la figura 2, construido a partir de los valores medios decenales de las observaciones de aire superior realizadas en González Videla durante 1961 (faltan los meses de enero y febrero, pues la instalación de la estación de radiosondeos no quedó terminada hasta marzo). En dicho diagrama se aprecia la pequeña variabilidad de la temperatura en la troposfera, apareciendo una capa cuasi-isopícnica alrededor de 600 mb. a lo largo del año, y siendo la variación de temperaturas troposféricas máxima cerca de la superficie.

Es claramente observable entre 700 y 500 mb. la presencia del invierno «sin núcleo» o «sin hueso» («kernloser», «coreless») descrito por Wexler (1958) como característico de la troposfera antártica y consistente en que el mínimo de la temperatura media mensual es achatado y no abrupto, pudiendo aparecer en cualquier mes entre abril y septiembre. Conviene señalar que el análisis de las temperaturas superficiales en González Videla sólo ha mostrado un indicio de su existencia (Puigcerver y Díaz, 1963) en tanto que ésta es muy patente en las estaciones del interior (Wexler, loc. cit.).

La temperatura en la estratosfera (fig. 2) comienza a descender desde marzo y el descenso se hace más rápido a partir de mediados de abril, continuando después del solsticio de invierno en lugar de permanecer aquélla aproximadamente estacionaria después del comienzo de la noche polar como sucede en la troposfera. El enfriamiento comienza en la alta estratosfera y progresa hacia abajo decreciendo su magnitud a medida que se propaga.

El calentamiento, que comienza hacia el equinoccio de primavera, es mucho más rápido que el enfriamiento y, en ocasiones, corresponde al tipo llamado «calentamiento explosivo» o «calentamiento de Berlín» (Hanson, 1960). La temperatura máxima se alcanza un poco después del solsticio de verano.

Diagramas similares al de la figura 2 han sido construidos por Schumacher (1955) para Maudheim en 1950-52; Wexler y Rubin (1961) para Amundsen-Scott (Polo Sur) y Wilkes entre 1957 y 1959, y Scholten (1962) para Ellsworth en 1959. Si bien existen diferencias de detalle entre ellos y con la figura 2, particularmente en la capa inmediata a tierra, por encima todos concuerdan básicamente en la distribución de temperaturas primeramente descrita por Schumacher (1955), indicando que las particularidades por él

reseñadas parecen ser características del continente antártico, puesto que se cumplen en distintas épocas y en estaciones tan alejadas entre sí como Maudheim, Amundsen-Scott, Wilkes, Ellsworth y González Videla.

4. VARIACIONES ESTACIONAL Y ESPACIAL DE LA TROPOPAUSA

En la figura 2 y en los diagramas de isoplefas ya mencionados, correspondientes a distintos lugares de la Antártida, puede apreciarse que la presión de la tropopausa disminuye—y la altura crece—hasta fines de invierno, y después la presión aumenta y la altura decrece en forma mucho más brusca. No es posible en la figura 2 determinar con seguridad la fecha del máximo de presión y mínimo de altura, debido a la falta de los meses de enero y febrero. En el diagrama para Amundsen-Scott (Wexler y Rubin, loc. cit.) y en el de Ellsworth (Scholten, loc. cit.), los citados extremos de presión y altura aparecen en marzo.

La figura 3 presenta el curso de la presión, temperatura y geopotencial de la tropopausa en González Videla entre marzo y diciembre de 1961. La irregularidad que las curvas de presión y geopotencial presentan en el mes de mayo puede o no ser representativa, punto éste que deberá aguardar ulterior confirmación con datos de años sucesivos. Es interesante observar, en cambio, que mientras la temperatura muestra su mínimo y el geopotencial su máximo en el mes de agosto, la presión continúa decreciendo ligeramente hasta septiembre. El descenso de temperatura hasta agosto es relativamente lento y el mínimo es achatado, probablemente reflejo del invierno «sin núcleo» troposférico, mientras que el calentamiento a partir de septiembre es sumamente rápido y continuo.

Las fechas del mínimo de geopotencial y los máximos de temperatura y presión quedan indeterminadas. Para la última, la curva correspondiente de Amundsen-Scott según Cook (1960) en 1958, que es muy similar a la de González Videla, presenta su máximo en marzo y los diagramas de isoplefas mencionados anteriormente suministran cierto apoyo en favor de esta fecha.

Como consecuencia de existir durante el Año Geofísico Internacional una aceptable red de estaciones en la Antártida, ha sido posible trazar mapas de la tropopausa (Rastorguev y Alvarez, 1958), que muestran que su altura media crece en cualquier época del año desde la costa al interior, pero no de una manera simétrica, sino que la altura máxima y la temperatura mínima se alcanzan en las proximidades del Polo de la Inaccesibilidad (84° S,

30° W). Posteriormente, Alt, Astapenko y Ropar (1959), además de continuar el trabajo de Rastorguev y Alvarez, han podido trazar cortes verticales de costa a costa del continente pasando por el Polo Sur, que conducen a resultados concordantes con los de éstos. Debe indicarse, sin embargo, que a fin de usar el mayor número posible de estaciones estos cortes no son meridionales, sino que siguen el meridiano 50° W hasta el Polo y de allí continúan a lo largo del 115° E sin pasar por el Polo de la Inaccesibilidad.

Al discutir los sondeos típicos en la sección 3 se hizo notar que la tropopausa, perfectamente definida durante los meses de verano, va haciéndose paulatinamente más difusa a medida que progresa el otoño. Esta falta de definición se hace muy marcada en gran parte de los días de invierno y hasta bien entrada la primavera. La inversión tropopáusica está con frecuencia totalmente ausente (véase sondeo núm. 4, fig. 1). Court (1942), que fué el primero en observar este fenómeno, llega a afirmar que la tropopausa desaparece durante muchos de los días del invierno y primavera. Sin embargo, como señalan Schumacher (loc. cit.) y Hofmeyr (1957), la validez de esta afirmación depende de la definición de tropopausa que se adopte.

Usando el criterio convencional de la O. M. M. antes mencionado, es evidente que Court tiene razón al inferir que la tropopausa desaparece, pero es dudoso que tal criterio pueda considerarse válido en las condiciones del invierno antártico. A fin de evitar esta dificultad manteniendo, sin embargo, una definición tipo, Schumacher (loc. cit.) propone eliminar la restricción de que el gradiente vertical de temperatura igual o inferior a 2° C/km. deba conservarse al menos a lo largo de 2 km., lo que le permite determinar la tropopausa en la mayor parte de los sondeos de Maudheim; pero aún hay algunos que no cumplen siquiera con esta definición más amplia, de acuerdo con la cual no habría tropopausa en los días considerados.

El presente autor, en un trabajo próximo a publicarse (Puigcerver, 1963), ha propuesto un criterio diferente. Su experiencia indica que incluso en este tipo de sondeos es, en general, posible determinar un punto o una región donde la pendiente media de la curva de estado cambia de manera discernible. La existencia física de este punto o región debería ser más importante, en lo que concierne a la determinación de la tropopausa, que la adopción estricta de cualquier definición convencional. Mediante este criterio ecléctico ha sido posible determinar la tropopausa para la totalidad de los sondeos efectuados en González Videla, si bien algunas veces en forma poco satisfactoria.

En la tabla 1 se resume la frecuencia de aparición de tropo-

pausa no definida, que por brevedad se designará en lo sucesivo como «tropopausa antártica», durante los meses de otoño, invierno y primavera de 1961 en la Base González Videla. La fila (a) indica el número de observaciones de tropopausa, que no coincide necesariamente con el número de sondeos en los mismos meses, pues en unos pocos de aquéllos la tropopausa no fué alcanzada; la fila (b) corresponde al número de entre los anteriores que presentan tropopausa antártica; y la fila (c) representa la relación (b)/(a) expresada en porcentaje.

T A B L A 1

Mes	M	A	M	J	J	A	S	O	N
(a)	24	29	29	29	30	18	14	14	15
(b)	0	1	6	11	15	9	11	2	0
(c)	0.0	3.5	20.6	38.0	50.0	50.0	78.5	7.0	0.0

La frecuencia de aparición de tropopausas antárticas crece, pues, lentamente a partir de abril, alcanzando su máximo valor en septiembre y decreciendo bruscamente después. Por razones que se expondrán en la sección siguiente, el autor considera muy probable que una tendencia similar, aunque con porcentajes más elevados, se observe en las estaciones del interior, pero no le ha sido posible obtener para ninguna de ellas estadísticas análogas a las de la tabla 1.

5. COMPARACION DE CONDICIONES ARTICAS Y ANTARTICAS

Antes de aventurar explicación alguna para las peculiaridades expuestas en las dos secciones anteriores, parece natural preguntarse si son o no comunes a ambas regiones polares.

Las características de la alta troposfera y estratosfera en el Artico son bastante bien conocidas por existir una red de estaciones razonablemente densa en Alaska, Norte del Canadá, Groenlandia, Islandia y Escandinavia. Lo mismo parece ser cierto de Rusia y Siberia, aun cuando los datos no son, generalmente, accesibles.

Pues bien, lo primero que sorprende al estudiar las condiciones antárticas en aire superior es su disparidad con las árticas, fenómeno, éste, que ha llamado la atención desde los primeros trabajos de Court, ya citados. A continuación se indican brevemente las diferencias más importantes y se discute después su posible explicación.

En un trabajo sobre las observaciones en la isla de hielo T-3, en el Artico, Belmont (1959) ha realizado un interesante estudio comparativo de estaciones antárticas y árticas que puede ahora, en cierto modo, completarse comparando estaciones de latitud similar en ambas regiones polares. Desgraciadamente, el material publicado sobre estas regiones no es excesivamente abundante, por lo que no ha sido posible hacer la comparación con datos estrictamente contemporáneos. La tabla 2 resume el nombre, situación geográfica, período de observación y referencia de dónde los datos han sido tomados para las estaciones que se comparan.

T A B L A 2
ESTACIONES COMPARADAS

Nombre	Coordenadas	Período	Referencia
Fairbanks, Alaska	65° N, 147° W.	I-46/XII-55	Belmont, 1959.
González Videla, Antártida ...	65° S, 64° W.	III-61/XII-61	Puigcerver, 1963.
Station Centrale, Groenlandia.	71° N, 41° W.	IX-49/VIII-51	Bedel, 1954.
Maudheim, Antártida	71° S, 11° W.	IV-50/I-52	Schumacher, 1958.
Thule, Groenlandia	77° N, 69° W.	I-51/XII-55	Belmont, 1959.
Little America V, Antártida ...	78° S, 162° W.	IV-56/XII-57	Taylor, 1961.

Siguiendo a Belmont, en la figura 4 se representa la diferencia entre la temperatura media mensual del mes más cálido y del más frío, a cada nivel bórico, para las seis estaciones de la tabla 2. El contraste entre ambas regiones polares es claro: en las estaciones antárticas, la oscilación troposférica de temperatura es en general pequeña (exceptuando el estrato correspondiente a la inversión de radiación en Little America y Maudheim), y aumenta constantemente a partir de la tropopausa hasta alcanzar los extraordinarios valores de 47° C. (Little America y Maudheim), y 46° C. (González Videla) a 50'60 y 20 mb., respectivamente, las estaciones árticas muestran, por el contrario, una troposfera más continental, disminuyendo la oscilación anual de temperatura con la presión hasta la tropopausa, donde alcanza un valor mínimo que no aumenta en la estratosfera o lo hace muy poco. Esta disparidad refleja por una parte una diferencia de continentalidad—la influencia marítima en las estaciones antárticas se nota incluso en Little America, situada bien al interior del continente (Grimminger y Haines, 1939)—, y por otra, un extremo enfriamiento estratosférico sin paralelo en el Artico, mientras que en verano la estratosfera antártica es ligeramente más caliente.

Este último punto conduce a otra diferencia importante, ilus-

trada por la figura 5, que representa los sondeos medios de Little America y Thule para enero y julio (permutados en Thule). En verano, la tropopausa está bien definida en ambas estaciones, y la estratosfera de Little America es ligeramente más caliente que la de Thule; en invierno el sondeo de Little America, más frío que el de Thule a todos los niveles, presenta la típica ausencia de tropopausa convencional que se observaba, por ejemplo, en el sondeo número 4 de la figura 1 y que en la sección 4 se designó como tropopausa antártica.

Que ésta no se observa en el Artico parecía un hecho bien establecido hasta hace pocos años. Rubin (1953), examinando un considerable número de sondeos individuales de Alaska, Canadá, Groenlandia, Suecia y Siberia, llegó a la conclusión de que la desaparición o definición dudosa de la tropopausa de invierno es un fenómeno exclusivamente antártico. Por su parte, Cook (1960) menciona este punto en su estudio de la tropopausa ártica, pero presenta solamente el curioso sondeo de Resolute (Canadá), del 18 de febrero de 1958, en que la curva de estado es prácticamente isoterma, aproximadamente a -45° C., desde el suelo hasta 170 milibares en que termina el sondeo. Si bien es cierto que en este caso no existe tropopausa, la razón es enteramente distinta de la que aquí se considera: la tropopausa no ha desaparecido por enfriamiento de la estratosfera, sino de la troposfera hasta valores estratosféricos de la temperatura.

Sin embargo, recientemente parece existir cierta evidencia (Wexler y Rubin, 1956; Wexler y Moreland, 1958), de que la «tropopausa antártica» se da ocasionalmente en el Artico, cuando el sondeo se efectúa en el cuadrante SW del vórtice polar de 50 milibares al que se hará referencia más detallada en la sección siguiente. Este vórtice es migratorio en el Artico, lo que explica que tal condición no se observe frecuentemente en sondeos individuales. Wexler y Rubin (1956) han combinado en un sondeo compuesto varios individuales realizados en la posición indicada relativa al vórtice y obtienen una curva de estado de aspecto similar a la de los sondeos antárticos, aunque la estratosfera se halla unos 10° C. más caliente que en éstos. Así, pues, la tropopausa antártica no parece ser una característica distintiva, pero en cualquier caso hay que explicar la diferencia de temperaturas estratosféricas.

6. SOBRE LA EXPLICACION DE LAS DIFERENCIAS ENTRE LAS DOS REGIONES POLARES

Las bajas temperaturas de la estratosfera antártica en invierno y su gran variación estacional comparada con la ártica fueron atri-

buídas por Court (loc. cit.), a una deficiencia de transporte meridiano de calor entre la Antártida y el resto del hemisferio Sur, en invierno, debido a que la circulación debe ser en éste mucho más zonal que en el hemisferio Norte como consecuencia de la distinta distribución de tierras y mares. Como resultado, el aire sobre el continente antártico quedaría en cierta manera aislado del resto del hemisferio y sometido a intenso enfriamiento por radiación durante el invierno polar. En el hemisferio Norte, donde la circulación tiene una componente meridiana mucho más intensa en todas las épocas, tal aislamiento del aire, sobre el casquete polar no se produce y ello daría lugar a las diferencias observadas. De acuerdo con las investigaciones actuales, la explicación de Court ha probado ser esencialmente correcta.

La primera comprobación fué efectuada por Rubin (1953), quien se propuso averiguar si el solo enfriamiento por radiación, era suficiente para dar cuenta de las temperaturas estratosféricas observadas. El método de Rubin consistió en calcular el enfriamiento por radiación a distintos niveles y, a partir de las velocidades de enfriamiento obtenidas, determinar el número de días requerido para alcanzar las temperaturas mínimas observadas en la estratosfera, suponiendo que no actúa ningún otro proceso ajeno a la radiación. El resultado fué positivo, obteniéndose enfriamientos algo superiores a los necesarios, con lo que queda un cierto margen para algún intercambio meridional.

La existencia del llamado «vórtice polar», un centro depresionario casi circular en la estratosfera media y alta que se extiende desde unos 10 km. hasta más de 50 y quizá hasta la base de la ionosfera, ha sido conocida por algún tiempo en el Ártico. En el Año Geofísico y posteriores se ha podido comprobar (Rastorguev y Alvarez, loc. cit.; Alt, Astapenko y Ropar (loc. cit.) que dicho vórtice también existe en la Antártida, y si los años subsiguientes confirman la presente experiencia, no sólo es más frío e intenso que en el Ártico, sino también más estable, desapareciendo solamente después del retorno del Sol al Polo y correspondiente calentamiento de la inosfera, mientras que en el Ártico el calentamiento y la desaparición del vórtice han sido observados a veces hasta dos meses antes de esa fecha.

La inestabilidad del vórtice ártico ha sido atribuída por Teveles (1958) a la distribución de mar y tierra en el hemisferio Norte. Las propiedades generales del vórtice polar han sido descritas por Palmer (1959). Mientras que en el hemisferio Sur el vórtice de invierno está casi exactamente centrado en el Polo y es estacionario, en el Norte es asimétrico y su posición normal parece estar al NW de Groenlandia, pero aunque su movimiento

es lento comparado con las depresiones de superficie, no es estacionario.

El aire estratosférico polar dentro del cono de sombra de la Tierra constituye el núcleo del vórtice y queda sometido a fuerte enfriamiento radiativo. La circulación zonal alrededor del vórtice «chorro de la noche polar», parece alcanzar su intensidad máxima hacia el solsticio de invierno. En el hemisferio Norte, por no ser el vórtice concéntrico con el Polo ni simétrico y ocupar menor extensión superficial, el intenso enfriamiento sólo afecta a su cuadrante SW. Ello y su condición migratoria explican que normalmente no se encuentre en el Artico la «tropopausa antártica».

La diferencia de temperatura en superficie (unos 30° C más baja en la Antártida que en el Artico) puede explicar, como indica Schumacher (1955) que la estratosfera antártica sea también más fría, porque la intensidad de la radiación infrarroja de 9.6μ , que es absorbida por el ozono estratosférico, debe disminuir apreciablemente. En cambio, en verano el mayor albedo antártico explicaría la troposfera más caliente que en el Artico. El calentamiento primaveral de la estratosfera lo atribuye a absorción de radiación solar directa, principalmente por el ozono.

La hipótesis de Schumacher, sin embargo, debe ser complementada con la consideración de movimientos verticales asociados a la circulación en el vórtice. En efecto, por sí sola no puede explicar el extremo enfriamiento estratosférico observado en Thule a fines de enero de 1952, con temperaturas de superficie de -28° C a -38 grados C (Wexler y Moreland, loc. cit.) ni las temperaturas estratosféricas invernales de Siberia, que son del mismo orden de las árticas, mientras que las de superficie son próximas a las antárticas de invierno. Otros argumentos importantes son: 1) El calentamiento estratosférico boreal anterior al retorno del Sol al Polo. 2) El calentamiento explosivo observado, a veces, en la Antártida (Hanson, loc. cit.), demasiado rápido para ser atribuido únicamente a absorción de radiación, proceso esencialmente lento. 3) El hecho de que el calentamiento primaveral no sea simultáneo en todo el continente antártico: Mientras la estratosfera se calienta en Antártida Oriental, en el área de la Península Antártica, casi diametralmente opuesta, tras un calentamiento inicial puede enfriarse de nuevo hasta valores próximos a los de invierno (Palmer y Taylor, 1960; Puigcerver, 1963; este trabajo, fig. 6).

La transición de la circulación vortical de invierno a la anticiclónica de verano fué, en los casos estudiados por Palmer y Taylor (loc. cit.) y Farkas (1961), extremadamente brusca y asociada a advección y convección que son, al menos, parcialmente respon-

sables de los espectaculares cambios de temperatura observados en la estratosfera, lo que ha dado lugar a que se generalice la expresión «derrumbamiento» del vórtice polar.

Este ha sido explicado por los autores últimamente mencionados mediante el crecimiento de una perturbación baroclínica inestable de una sola onda que determina la deformación del vórtice, inicialmente casi circular, hacia el mar de Veddell y, posteriormente, su traslación en la misma dirección mientras que la temperatura en la estratosfera en Antártida Oriental sube alcanzando, a veces, el fantástico valor de -15° C a 50 mb., y en la Península Antártica se enfría nuevamente. Sobre este punto se aportan algunos detalles en la sección siguiente. Ulteriormente, el vórtice penetra en el mar de Weddell, moviéndose hacia las Orcadas, y se pierde definitivamente en el Atlántico Sur, mientras la circulación anticiclónica de verano se establece definitivamente sobre el continente antártico.

La ya indicada inestabilidad del vórtice boreal explicaría su derrumbamiento ocasional antes del retorno del Sol al Polo y, por tanto, el comienzo prematuro del calentamiento estratosférico como consecuencia de la advección y convección asociadas al derrumbamiento.

Aunque atractiva, es muy probable que la explicación de Palmer y Taylor sea de una simplicidad excesiva para representar la solución del problema en todos los casos. En efecto, según Wexler y Rubin (1961), el calentamiento y los cambios de circulación en 1958 tuvieron lugar en forma muy diferente a la de 1957, año al cual se refiere el análisis de Palmer y Taylor, mientras que en 1959 el calentamiento (nada se puede decir de la circulación por no haber mapas de 50 mb. disponibles, en este año) se produjo de manera distinta a la de los dos años anteriores.

Otro problema pendiente es localizar la causa precisa que determina la fecha del comienzo del derrumbamiento del vórtice polar. Lethbridge y colaboradores (citados por Palmer, loc. cit.), parecen haber descubierto recientemente una relación estadísticamente significativa entre el derrumbamiento del vórtice ártico y un máximo de la actividad solar y geomagnética, que se alcanza cinco días antes del comienzo de la elevación de temperatura en la estratosfera. Hanson (loc. cit.) indica que en 1958 el calentamiento estratosférico en la Antártida coincidió con una perturbación moderada del campo magnético terrestre y de la ionosfera.

No es posible todavía establecer en el momento presente si estas coincidencias del calentamiento estratosférico y la actividad magnética y ionosférica son puramente casuales o existe una conexión física entre ambos tipos de fenómenos. Si esta última posibilidad se

confirma, podría constituir uno de los eslabones que ligan la actividad solar con los fenómenos meteorológicos: la actividad solar induciría cambios en la alta estratosfera, los que, a su vez, mediante variaciones en las condiciones de contorno (tropopausa), inducirían alteraciones en la circulación troposférica.

7. SOBRE EL DERRUMBAMIENTO DEL VORTICE POLAR EN 1961

Se ha indicado en la sección anterior que el esquema de Palmer y Taylor parece no dar cuenta del derrumbamiento del vórtice polar en todos los años. En efecto, en algunos de ellos ni siquiera se puede hablar de derrumbamiento en el sentido corriente. El vórtice polar se debilita gradualmente en lugar de desaparecer de manera brusca.

El año 1961 parece pertenecer a esta última clase. No se dispone en este año de mapas de 50 mb., por lo que las consideraciones que siguen acerca de la circulación son un tanto especulativas y basadas en datos aislados.

Según Rubin y Weyant (1), la circulación hacia la época del cambio estacional tuvo las siguientes características en las estaciones que se indican:

McMurdo: Vientos permanentes del E después del 30 de noviembre.

Hallett: Vientos permanentes del E después del 6 de noviembre.

Wilkes: Vientos del E el 25 y 26 de diciembre, y del W hasta el final de diciembre.

Byrd: Vientos del E flojos desde el 23 de diciembre.

Amundsen-Scott (Polo Sur): Viento flojo variable durante octubre, de componente E hacia mediados de mes, y W al final.

Ellsworth: Vientos del E durante la primera semana de noviembre, del W hasta el 16 de diciembre, y permanentemente del Este después de esa fecha.

El calentamiento, según los mismos autores, fué bastante gradual, pero el más pronunciado tuvo lugar en la primera semana de noviembre, excepto en Ellsworth, donde fué gradual todo el tiempo.

En Hallett y Wilkes hubo un calentamiento marcado, pero temporal hacia mediados de octubre.

La figura 6 muestra el curso de la temperatura diaria observada a 50 mb. en González Videla, durante los meses de octubre y noviembre. Desgraciadamente en octubre, el porcentaje de sondeos,

(1) Comunicación personal.

que alcanzaron los 50 mb., es el más bajo de todo el año (40 por 100), por lo que la información es necesariamente fragmentaria. Puede apreciarse, no obstante, que tras un calentamiento inicial de unos 22° C, la temperatura decrece de nuevo a partir del 15 de octubre y se mantiene en valores próximos a —60° C hasta el 7 de noviembre, en que comienza el calentamiento definitivo. La temperatura se mantiene en valores próximos a los de verano a partir del 15 de noviembre.

A la vista de esta información se puede aventurar la secuencia de situaciones representada en la figura 7. El diagrama 7, a) muestra la circulación de invierno, probablemente centrada en las proximidades del Polo, con pequeñas oscilaciones que provocarían los vientos flojos y variables observados en Amundsen-Scott durante el mes de octubre.

Hacia el 15 de octubre el vórtice desarrolla la onda baroclínica descrita por Palmer y Taylor, al mismo tiempo que tiende a situarse sobre la meseta continental (fig. 7, b), lo que daría cuenta del calentamiento inicial observado en Hallett, Wilkes y González Videla. Es posible que la onda haya llegado a formar una gota fría aislada sobre el mar de Veddell (fig. 7, c) durante la primera semana de noviembre, lo que explicaría el viento del E en Ellsworth. La temperatura estratosférica en esta estación continuaría su ascenso gradual en vista de su posición marginal relativa al vórtice, mientras que descendería en González Videla, particularmente si el vórtice secundario hubiera cruzado la Península Antártica, dirigiéndose después hacia las islas Orcadas y desapareciendo en el Atlántico Sur (fig. 7, c, d y e). Hacia el final de noviembre, el vórtice principal, muy debilitado, seguiría aproximadamente la secuencia descrita por Palmer y Taylor (fig. 7, e), mientras la circulación anticiclónica se establecería inicialmente en Antártida Oriental, provocando un nuevo calentamiento estratosférico, y gradualmente se iría extendiendo a todo el continente. La figura 7, f representa aproximadamente las condiciones entre el 20 y el 26 de diciembre, con una circulación anticiclónica débil, establecida prácticamente sobre todo el continente y el vórtice a punto de desaparecer en el Atlántico.

Esta sucesión permitiría explicar los vientos y los cambios de temperatura observados en las estaciones relacionadas anteriormente. Hay que indicar, sin embargo, que en el momento de escribir se carece de información acerca de las otras estaciones (aproximadamente 20), que en 1961 funcionaban en la Antártida. La explicación anterior es seguramente fragmentaria y debe considerarse como un esquema provisional.

8. RECONOCIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin la colaboración prestada por todos y cada uno de los miembros de la dotación 1961 de la base «Presidente Gabriel González Videla», a quienes el autor hace presente su agradecimiento.

Desea igualmente agradecer a las autoridades del Servicio Meteorológico Nacional de España su permiso para unirse a la expedición antártica de la Universidad de Chile.

Los señores Morton J. Rubin y William S. Weyant, antiguo y actual jefe, respectivamente, del Proyecto de Investigación de Meteorología Polar del U. S. Weather Bureau, tuvieron la amabilidad de poner a disposición del autor la información referente a estaciones antárticas norteamericanas y cooperativas que figura en la sección 7.

BIBLIOGRAFIA

- ALT, J., P. ASTAPENKO and N. J. ROPAR, JR., 1959.—Some Aspects of the Antarctic Atmospheric Circulation in 1958. I. G. Y. General Report Series, n.º 4. Washington, D. C. Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council.
- BEDEL, B., 1954.—Les observations météorologiques de la Station Française du Groenland: Conditions atmosphériques en altitude du 17 septembre 1949 au Août 1951. Paris. Exp. Pol. Fran., Missions Paul-Emile Victor.
- BELMONT, A. D., 1959.—Upper Air Temperatures at T-3 Ice Island. En *Scientific Studies at Fletcher's Ice Island T-3, 1952-1955*. Vol. II. Geophys. Res. Pap., n.º 63. Bedford, Mass., Geophys. Res. Direct.
- BERGGREN, R., 1952.—The Distribution of Temperature and Wind Connected with Active Tropical Air in the Higher Troposphere and Some Remarks Concerning Clear Air Turbulence at High Altitudes. *Tellus*, 4, 1, 43-53.
- BJERKNES, J. and E. PALMÉN, 1937.—Investigations of Selected European Cyclones by Means of Serial Ascents. Case 4: February 15-17, 1935. *Geofys. Publikasj.* 12, 2.
- COOK, C. W., 1960.—A study of the North Polar Tropopause During, 1958. Arctic Meteorology Research Group, Publ. in Met. n.º 31, Sci. Rep. n.º 7. Montreal, McGill University.
- COURT, A., 1942.—Tropopause Disappearance During the Antarctic Winter. *Bull. Am. Met. Soc.*, 23, 220-238.
- COURT, A., 1949.—Meteorological Data for Little America III. *Mon. Wea. Rev. Suppl.*, n.º 48.
- DANIELSEN, E. F., 1959.—The Laminar Structure of the Atmosphere and Its Relation to the Concept of a Tropopause. *Archiv. Met. Geophys. Bioklim.*, A, 11, 3, 293-322.
- FARKAS, E., 1961.—Springtime Temperature Changes in the Antarctic Stratosphere. *New Zeal. J. Geol. Geophys.*, 4, 4, 372-386.
- FLOHN, H., 1950.—Grundzüge der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf der Südhalbkugel (auf Grund der aerologischen Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition «Schwabenland» 1938-39). *Archiv. Met. Geophys. Bioklim.*, A, 2, 17-64.
- FLOHN, H., 1952.—Zur Aerologie der Polargebiete. *Met. Rdsch. Bad Kissingen*, 5, 81-87 121-128.
- GRIMMINGER, G. and W. C. HAINES, 1939.—Meteorological Results of the Byrd Antarctic Expeditions 1928-30, 1933-35. *Mon. Wea. Rev. Suppl.*, n.º 41.
- HANSON, K. J., 1960.—Case Study of the Explosive Stratospheric Warming over the Antarctic. October, 1958. En *Antarctic Meteorology*. London, Pergamon Press.
- HOFMEYR, W. L., 1957.—Upper Air over the Antarctic. En *Meteorology of the Antarctic*. Pretoria, Weather Bureau of South Africa.
- PALMÉN, E. and K. M. NAGLER, 1948. An Analysis of the Wind and Temperature Distribution in the Free Atmosphere over North America in a Case of Approximately Westerly Flow. *J. Meteor.*, 5, 2, 58-64.
- PALMER, C. E., 1959.—The Stratospheric Polar Vortex in Winter. *J. Geophys. Res.*, 64, 7, 749-764.
- PALMER, C. E. and R. C. TAYLOR, 1960.—The Vernal Breakdown of the Stratospheric Cyclone over the South Pole. *J. Geophys. Res.*, 65, 10, 3319-3329.
- PUIGSERVER, M., 1963.—Upper Air Observations at González Videla Station, Antarctica, during 1961. (En preparación.)
- PUIGSERVER, M., y P. DÍAZ, 1963.—Resultados Meteorológicos de la Primera Expedición Antártica de la Universidad de Chile, 1961. I. Observaciones de Superficie. Santiago, Chile. *Inst. Geofís. Sismol. Publ.*, n.º 30.

- RASTORGUEV, V. J. and J. A. ALVAREZ, 1958.—Description of the Antarctic Circulation Observed from April to November 1958 at the I. G. Y. Antarctic Weather Central Little America Station. I. G. Y. Gen. Rep. Ser. n.º 1. Washington, D. C., Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council.
- REED, R. J. and E. F. DANIELSEN, 1959.—Fronts in the Vicinity of the Tropopause. Archv. Met. Geophys. Bioklim. A, 11, 1, 1-17.
- RUBÍN, M. J., 1953.—Seasonal Variations of the Antarctic Tropopause. J. Meteor., 10, 2, 127-134.
- SAWYER, J. S., 1954.—Day to Day Variations in the Tropopause. Geophys. Memoirs, n.º 12. London, Air Ministry, Meteorological Office.
- SCHOLTEN, J., 1962.—Notas acerca de la variación térmica de la troposfera y parte inferior de la estratosfera sobre la Estación Científica Ellsworth en 1959. Inst. Ant. Argent., Contrib. n.º 57. Buenos Aires.
- SCHUMACHER, N. J., 1955.—Upper Air Temperatures over an Antarctic Station. Tellus, 7, 1, 87-95.
- SCHUMACHER, N. J., 1958.—Temperature, Height and Humidity (Maudheim). Sci. Res. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-1952. V. 1, Pt. 1, Aerology.
- TWELES, S., 1958.—Anomalous Warming of the Stratosphere over North America in Early 1957. Mon. Wet. Rev., 86, 377-396.
- TAYLOR, R. C., 1961.—Upper Air Temperatures over U. S. Antarctic Stations during the I. G. Y.—I. G. Y. Gen. Rep. Ser. n.º 17. Washington, D. C., Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council.
- WEXLER, H., 1958.—The «kernlose» Winter in Antarctica. Geophysica, 6: 3-4, 576-595.
- WEXLER, H. and W. B. MORELAND, 1958. Winds and Temperatures in the Arctic Stratosphere. En *Polar Atm. Symposium, Pt. 1, Meteorology*. London, Pergamon Press.
- WEXLER, H. and M. J. RUBIN, 1956.—Antarctic Climatology. En *Antarctica in the International Geophysical Year*. Geophys. Monograph n.º 1. Am. Geophys. Union, Nat. Acad. Sci.—Nat. Res. Council. Publ. n.º 462.
- WEXLER, H. and M. J. RUBIN, 1961.—Antarctic Meteorology. En *Science in Antarctica, Pt. II, The Physical Sciences in Antarctica*, Rep. Comm. Pol. Res. Washington, D. C., Nat. Acad. Sci.—Nat. Res. Council. Publ. n.º 878.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 1957.—*Commission for Aerology, Final Report, Second Session, Paris*. W. M. O. Publ. n.º 65, Geneva.

FIGURAS

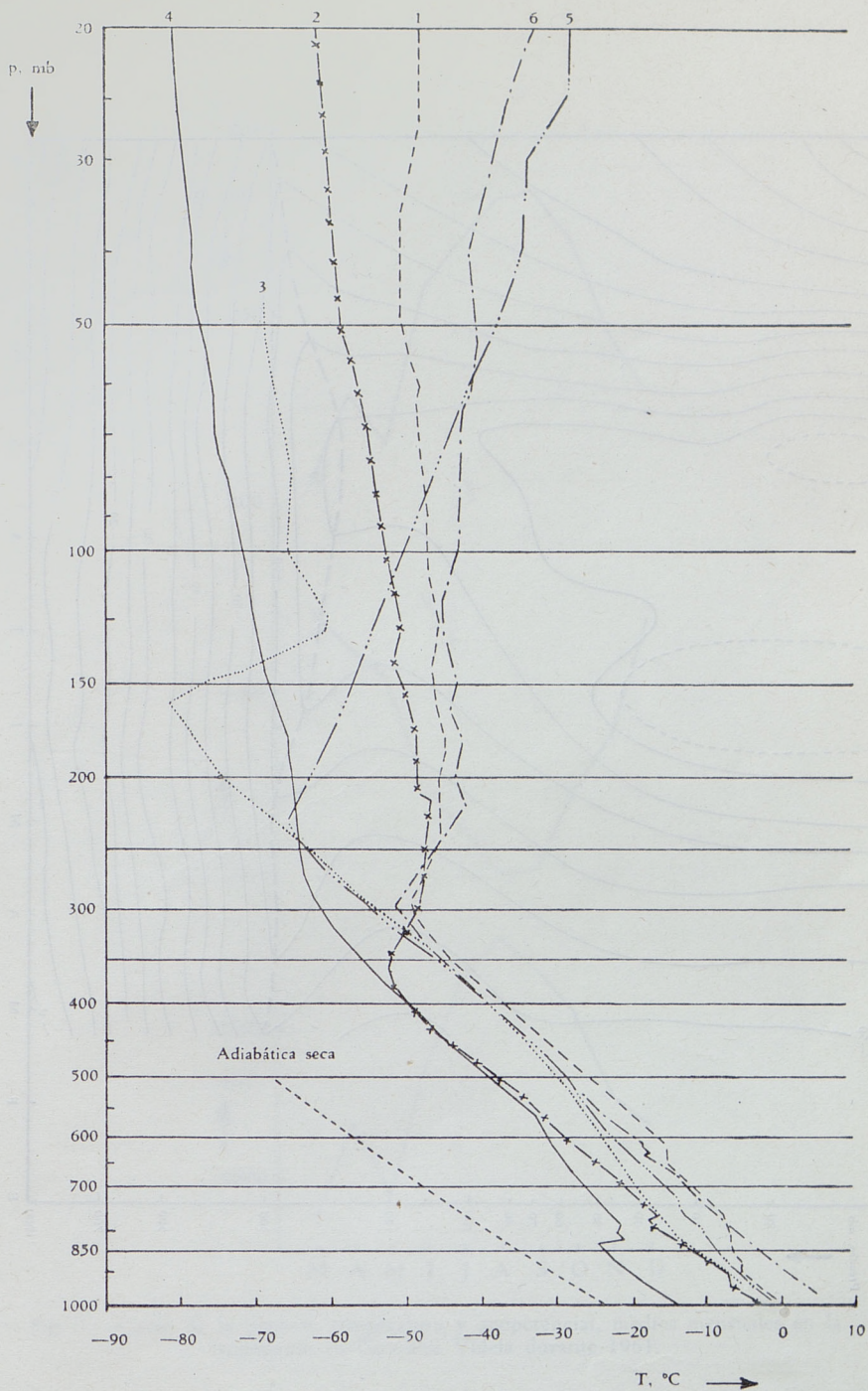


Fig. 1.—Sondeos individuales típicos de González Videla durante 1961. La fecha correspondiente a cada uno se da en el texto.

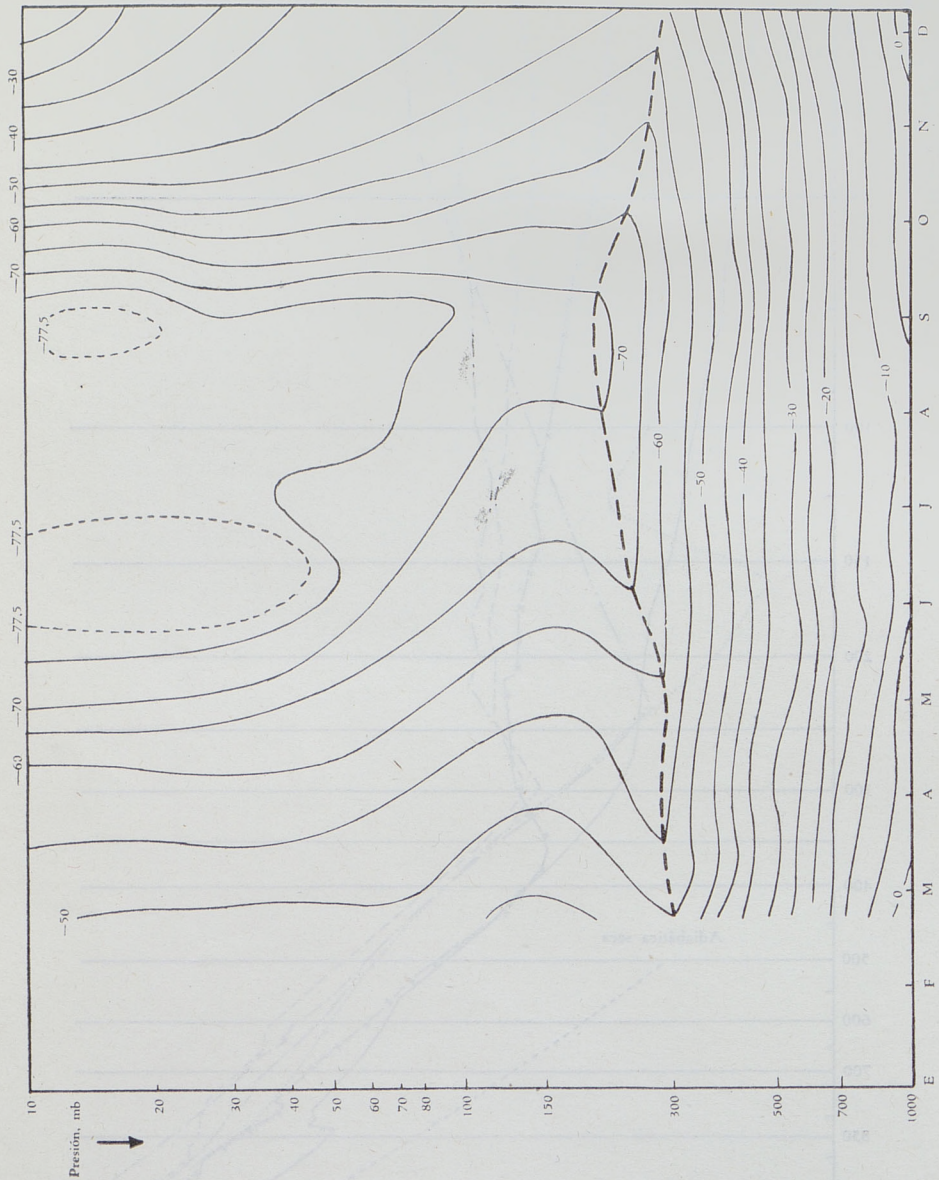


Fig. 2.—Diagrama de isopletas de temperatura para González Videla, desde marzo a diciembre de 1961. Línea gruesa de trazos: tropopausa.

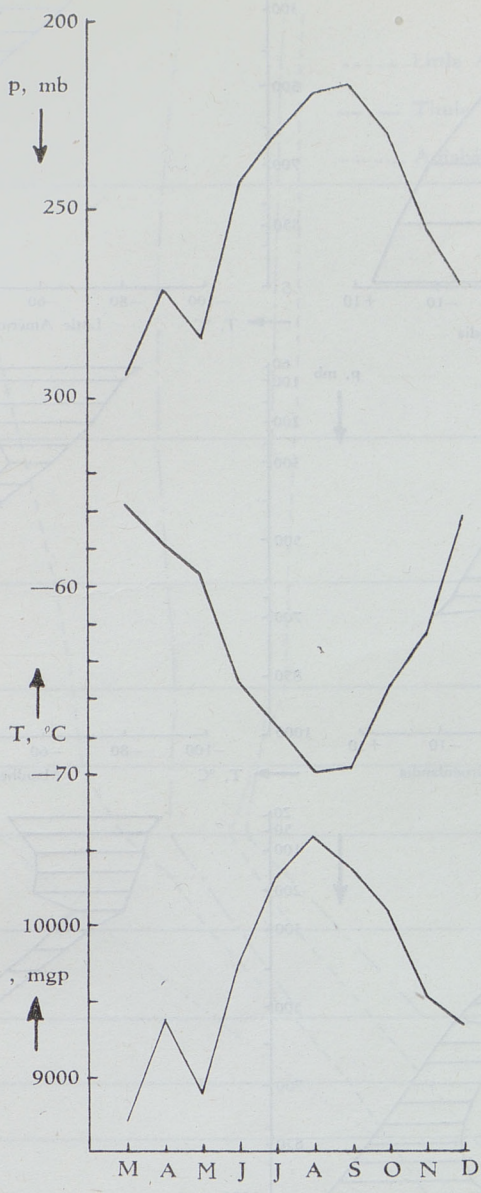


Fig. 3.—Curso de la presión, temperatura y geopotencial, medios mensuales en la tropopausa en González Videla durante 1961.

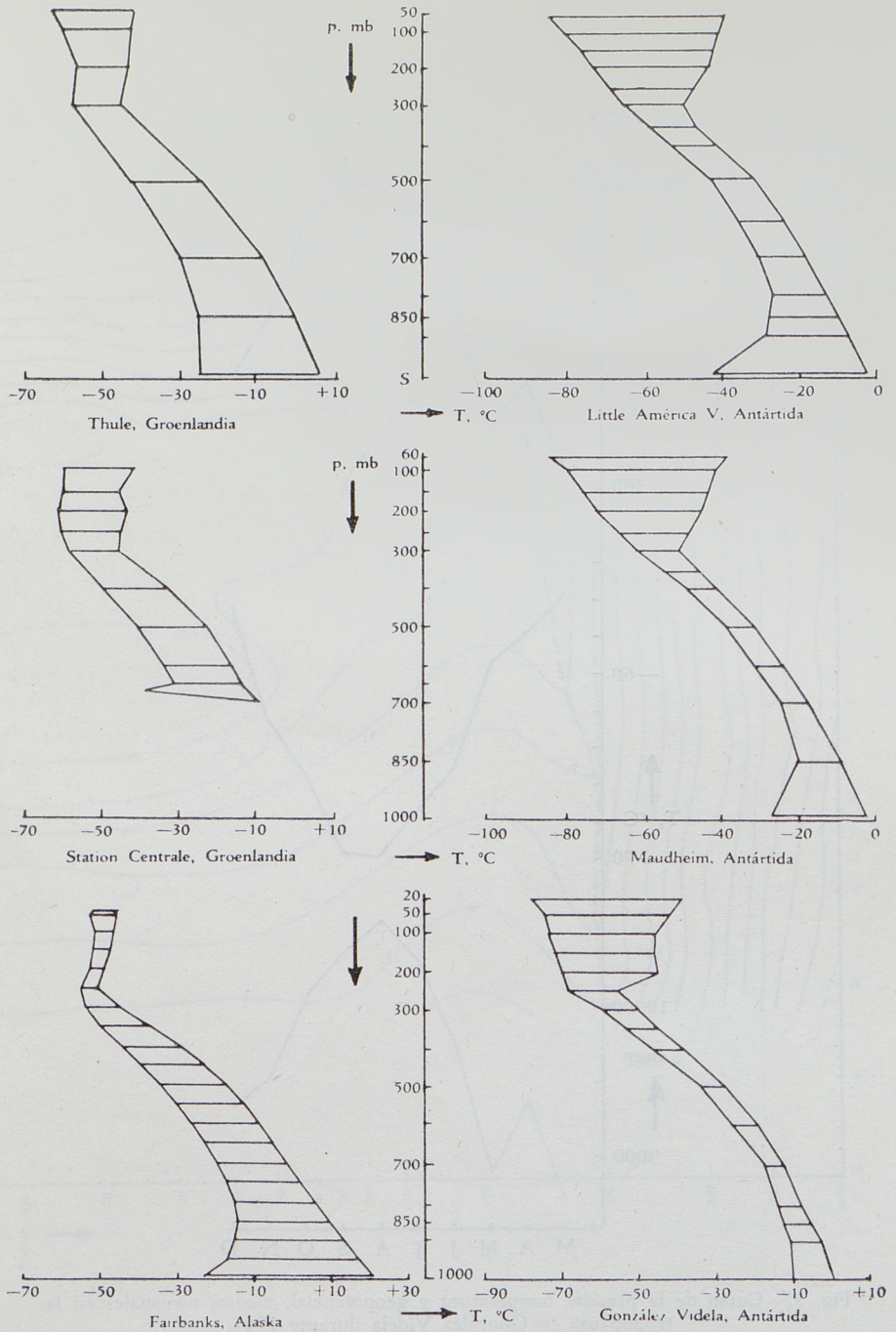


Fig. 4.—Oscilación máxima de la temperatura media mensual a distintos niveles béricos en estaciones árticas y antárticas. (Diagramas de Thule, Station Centrale, Maudheim y Fairbanks, según Belmont, 1959.)

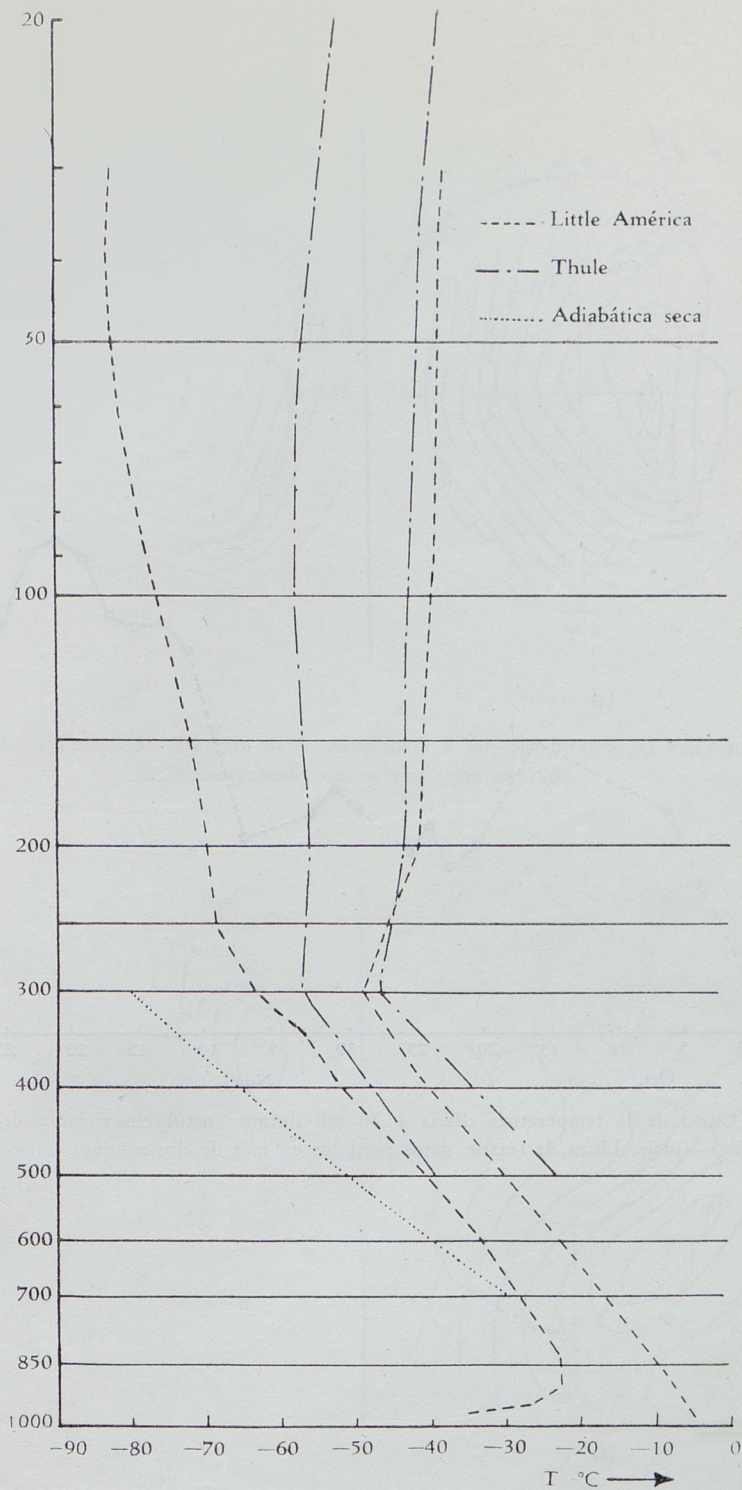


Fig. 5.—Sondeos medios de enero y julio en Little America y Thule. (Meses del hemisferio N transformados en sus equivalentes del hemisferio S).

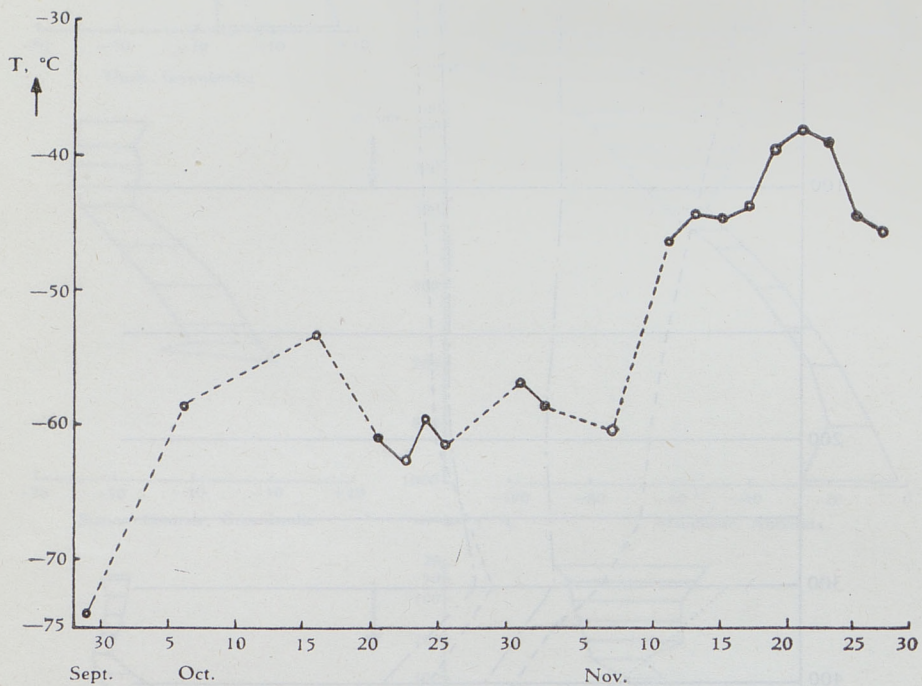


Fig. 6.—Curso de la temperatura diaria a 50 mb durante octubre-noviembre de 1961 en González Videla. Línea de trazos: datos perdidos en más de dos sondeos consecutivos.

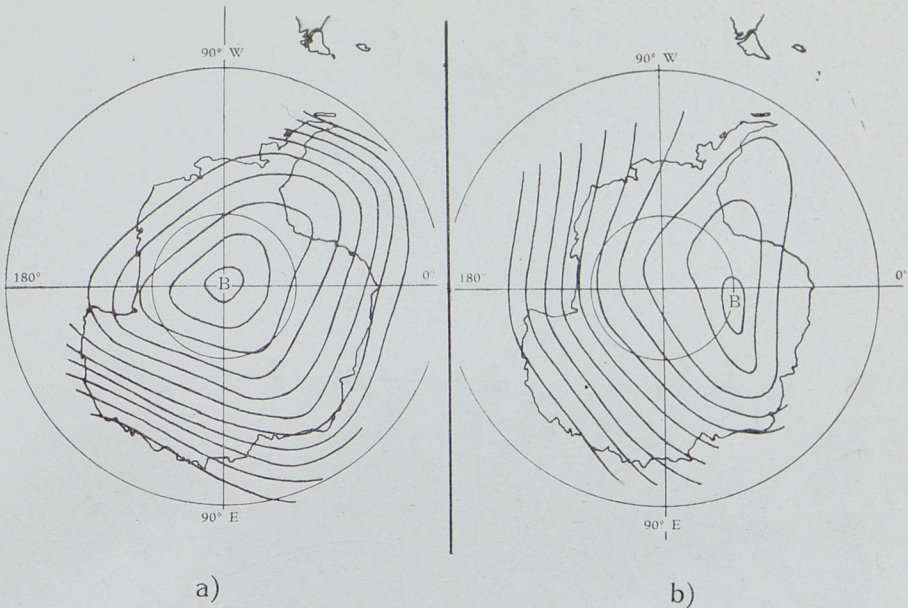


Fig. 7.—Reconstrucción supuesta de la circulación a 50 mb durante las fases sucesivas de la desaparición del vórtice polar en 1961.

