

Características de la tropopausa en la región de Canarias (1982-1993)

M^a VICTORIA MARZOL JAEN

Departamento de Geografía

Universidad de La Laguna. Canarias. España. Fax: (34) 22609628

RESUMEN

El análisis estadístico de doce años, desde 1982 hasta 1993, de los sondeos aerológicos permite conocer con detalle la altitud, la presión, la temperatura y la velocidad y dirección del viento de la tropopausa en Canarias a dos horas diferentes del día, 00.00 y 12.00 TMG.

ABSTRACT

The statistic analysis during the years 1982-93 of aerological observations (at 00.00 and 12.00 h TMG) shows different annual variations at the altitude and some climatic elements (temperature, winds, pressure) in the tropopause at latitude of the Islands's latitude.

1. INTRODUCCION

La tropopausa es la superficie de discontinuidad entre la troposfera, la capa de aire más próxima a la superficie terrestre, y la estratosfera. En 1912 se lanzó un globo sonda, desde Pavía (Italia), que llegó hasta los 37.700 m.s.n.m. (PEGUY, 1970, p. 10); sin embargo, no es hasta el año 1927 cuando el ingeniero francés R. Bureau experimentó el primer radiosondeo capaz de transmitir automáticamente las observaciones.

La tropopausa marca el límite superior de la presencia de vapor de agua en el aire porque a partir de ese nivel el aire es prácticamente seco. La altitud de esta capa se detecta por la presencia de una inversión térmica que supone la detención de todos los movimientos verticales del aire que se desencadenan desde la superficie terrestre, a lo que hay que añadir la enorme velocidad de las corrientes aéreas en la estratosfera y que también suponen un obstáculo para dichos movimientos verticales.

Esta inversión de la temperatura puede ser real y se manifiesta por una clara ruptura, no continua sino en forma de zigzag, de la curva de estado en el diagrama termodinámico, pero también es normal la existencia de una inversión aparente reflejada, en esta ocasión, por un debilitamiento del gradiente (Fig. 1). La manera de saber dónde se halla el nivel de la tropopausa, en el primer caso, es el punto donde el gradiente se rompe y, en cambio, cuando se trata de una inversión aparente es donde el gradiente es inferior o igual a $0,2^{\circ}\text{C}/100$ metros (Meteorological Office).

La tropopausa no es una capa continua, al contrario, posee roturas en las latitudes medias y tropicales de ambos hemisferios que coinciden con las trayectorias de las corrientes en chorro. Estas aberturas permiten que el ozono y, en general, el aire estratosférico, más seco y limpio, descienda hacia las capas más bajas. Su altitud decrece desde el ecuador hacia los polos y, por el contrario, su temperatura aumenta con la latitud, desde -85°C hasta -45°C . En los valores de ambos parámetros no se ponen de acuerdo los diferentes autores.

La altitud de la tropopausa experimenta elevaciones o hundimientos dependiendo de la situación sinóptica general: alcanza mayor altitud cuando en las capas inferiores hay anticiclones que cuando domina una situación depresionaria. De esta manera se pueden distinguir tres situaciones diferentes que Palmen identifica como I, II y III, en cambio Flohn y Penndorf las denominan normal, tipo H y tipo S (MEDINA, 1976, pág. 106).

- a) El *Tipo 1* o *normal* se corresponde con situaciones estacionarias en las que no se produce ninguna advección, cálida o fría, en la troposfera.
- b) *Tipo II* o *H* (tropopausa alta) cuando existe una advección cálida en la alta y media troposfera y hay presencia de anticiclones cálidos.
- e) *Tipo III* o *S* (tropopausa hundida) corresponde a una advección fría en las capas altas de la troposfera y hay presencia de una baja presión en las capas inferiores.

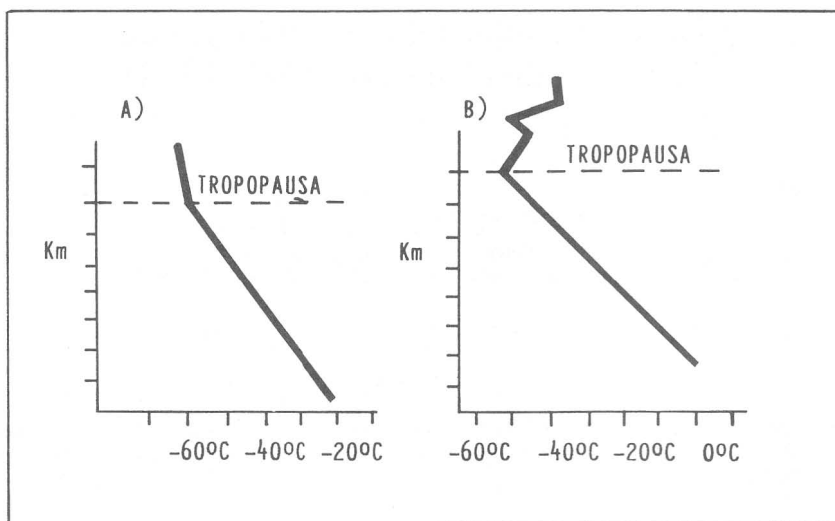


Figura 1: La tropopausa se distingue por una inversión térmica real (B), en zigzag, o por una inversión aparente (A), con un debilitamiento del gradiente. (Según PEDELABORDE, P., 1982).

En la explicación de la existencia de esta frontera atmosférica tampoco se ponen de acuerdo los autores. Para unos, la tropopausa tiene un origen exclusivamente térmico (H. BYERS, 1974) y marcaría la altitud máxima hasta donde puede llegar el calentamiento del aire absorbido por la superficie terrestre y devuelto posteriormente a la atmósfera. El suelo, al absorber más rápido la radiación solar que la atmósfera, da lugar a una acumulación del calor en la superficie terrestre; con la altitud se constata que hay un descenso térmico del aire y allí donde cesa ese decrecimiento representaría que ya no hay influencia del calentamiento terrestre. Esa altitud depende de la importancia de las corrientes convectivas que transportan el calor desde el suelo hacia las capas más elevadas y como el calor terrestre es menor en los polos que en el ecuador también lo serían las corrientes ascendentes y esto explicaría la menor altitud en aquéllos con respecto a éste.

En cambio, otros autores, como Queney, se oponen a esta explicación térmica y defienden que la tropopausa forma parte de la circulación atmosférica general y que se debe a cuestiones exclusivamente dinámicas (PEDELABORDE, 1982, pág. 49).

2. METODO y OBJETIVO DEL TRABAJO

La fuente fundamental utilizada en este trabajo es la información proporcionada por el equipo de radiosondeo, marca Vaisala, que posee el Centro Meteorológico Territorial de Canarias Occidentales, en la ciudad de Santa Cruz de Tenerife, a 36 m.s.n.m.

La serie estudiada es de 12 años, desde 1982 a 1993, a dos horas diferentes del día: 00.00 y 12.00 horas TMG; esto supone un total de 8.760 sondeos termodinámicos consultados. Las variables estudiadas son la presión atmosférica, la altitud, la temperatura y la dirección y velocidad del viento de la tropopausa en la región de Canarias. El objetivo principal es conocer las características de la tropopausa a la latitud de 28° Norte. El interés primordial estriba en que esa latitud representa la transición del mundo tropical al templado. La fiabilidad de la serie utilizada es muy buena.

3. LA ALTITUD DE LA TROPOPAUSA EN CANARIAS

La altitud media de la tropopausa, a la latitud del archipiélago canario, es de casi 13.850 metros durante la noche y 50 metros más baja al mediodía. Esta altitud aumenta paulatinamente desde febrero, cuando la tropopausa se encuentra a 12.000 m, hasta julio y agosto, meses en los que llega a situarse en el nivel más alto (16.000 m). En la segunda parte del año la altitud va disminuyendo de forma más suave hasta los 13.000 m en diciembre. Esta variación mensual, que es prácticamente idéntica en los dos sondeos aerológicos diarios (Fig. 2), se explica en función del campo de presiones en los niveles medios (de 500 a 100 hPa). En verano la altitud de la tropopausa se eleva por un predominio de dorsales anticiclónicas en las capas medias y altas de la troposfera y, en cambio, durante el invierno y hasta comienzos de la primavera es el mayor número de situa-

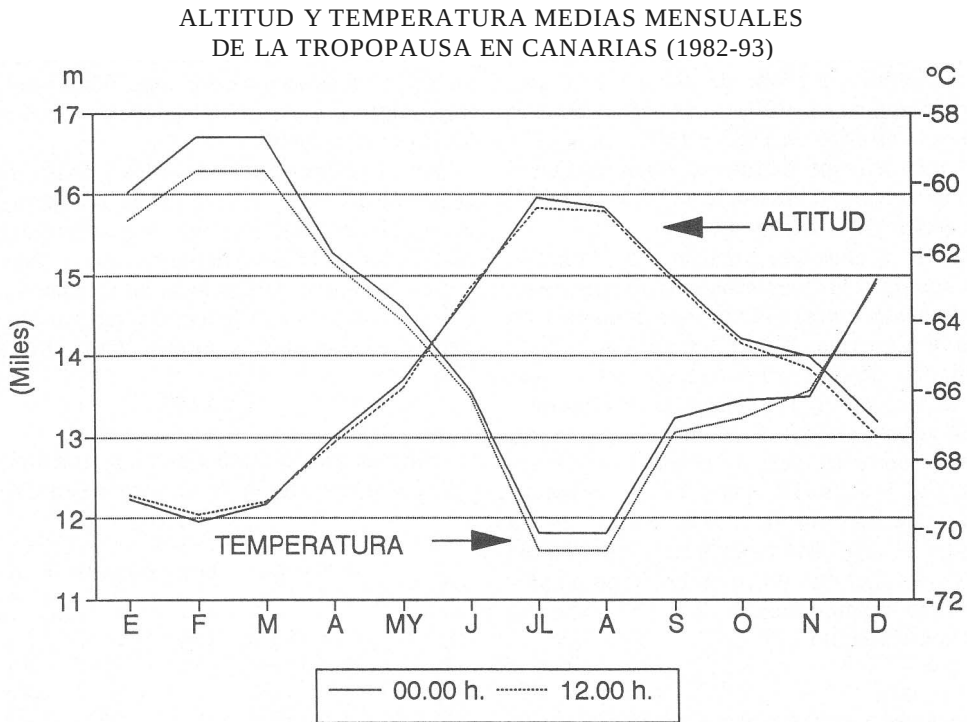


Figura 2: La altitud y la temperatura de la tropopausa varían a lo largo del año en sentido inverso.

ciones depresionarias frías lo que provoca el hundimiento de esta superficie de discontinuidad.

Por tanto, en verano la mayor frecuencia la ostenta el tipo II o H con tropopausa alta, frente al invierno, que es el tipo III o S. Esta dependencia altitudinal de la tropopausa de la situación sinóptica general queda reforzada, en el caso de *Canarias*, al comparar dicha *inversión* con la que se produce, varios miles de metros más abajo, producto del *régimen* de alisios (ver DÜRTA, 1994). En verano, cuando la inversión del alisio se halla más baja (800 m de altitud media), porque la subsidencia del aire anticiclónico es más fuerte, es cuando se eleva la tropopausa; en cambio, en invierno asciende la inversión de subsidencia hasta los 10400 m, por un mayor papel de la circulación depresionaria fría, y entonces, lógicamente, la altitud de la tropopausa desciende.

La situación sinóptica del día 20 de julio de 1993 es un ejemplo del destacado papel que juega el campo de presiones inferiores en las características de esta capa. Ese día, en superficie predominaba un régimen de alisios sobre el archipiélago canario, con vientos del NE (1a mJ seg) y una inversión térmica de subsidencia entre los 235 y 1.359 m, con un gradiente de $6,3^{\circ}\text{C}$. A 300 y 100 hPa (Fig. 3) había una dorsal anticiclónica, con vientos secos (1% de humedad), de dirección SSE y una velocidad de 10 mJseg. La tropopausa se elevó, entonces, hasta los 16.246 metros.

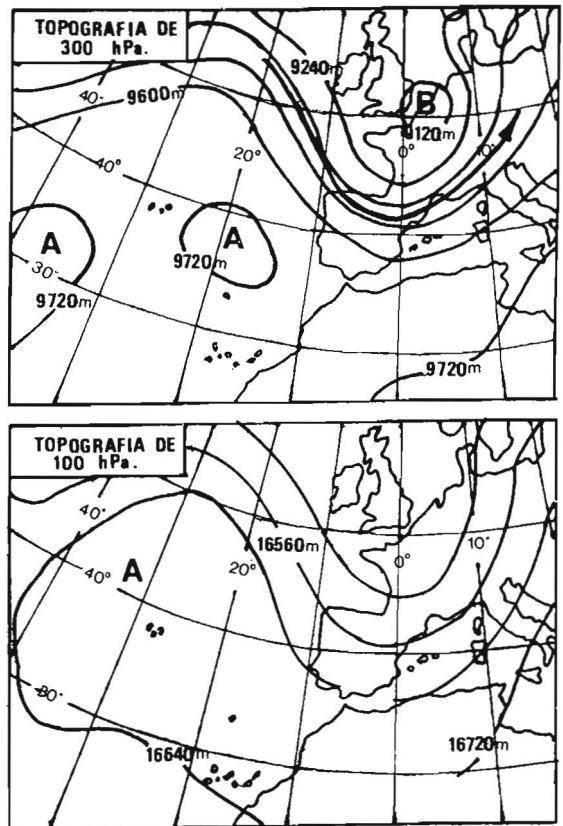


Figura 3: Situación sinóptica a 300 y 100 hPa del día 20 de julio de 1993, cuando la tropopausa en Canarias se hallaba a 16.289 metros de altitud.

Al analizar la evolución anual de la altitud de la tropopausa durante estos 12 años se observan pequeños cambios, a modo de dientes de sierra, entre los diferentes años. El valor medio más bajo de la serie se produjo en 1983 y 1992 con 13.554 y 13.541 metros respectivamente, mientras que el más alto se consiguió en el año 1984, a las 00.00 h TMG, con 14.177 m (Fig. 4).

De nuevo, al consultar los mapas de altura, la justificación de estas variaciones se encuentra en el tipo de situaciones sinópticas dominantes en la región de Canarias. Así, el descenso altitudinal del comienzo de la estratosfera durante el año 1983 se debe a que en dos meses, junio y octubre, Canarias estuvo bajo los efectos de sucesivas vaguadas y embolsamientos de aire frío en las capas medias y altas (19 días y 17 días respectivamente). En cambio la mayor altitud media obtenida en el año 1984 se explica porque en los meses de julio, octubre y noviembre hubo un predominio anticiclónico (con 21, 22 Y 21 días cada uno de los tres meses).

4. LA TEMPERATURA y LA PRESION DE LA TROPOPAUSA EN CANARIAS

Tanto la temperatura como la presión atmosférica alcanzadas en la frontera entre la troposfera y la estratosfera están en estrecha relación con la altitud de la misma. Esta relación es inversa: cuanto más elevada se halla la tropopausa menores presión atmosférica y temperatura alcanzará. Esto ocurre en los meses del verano por la instalación casi permanente de dorsales anticiclónicas

sobre esta región atlántica por encima de los 5.000 metros de altitud, a la vez que en el Sáhara un excesivo calentamiento superficial provoca un importante ascenso del aire por convección desde las capas inferiores.

Por el contrario, en invierno y hasta mediada la primavera un descenso de las temperaturas en la superficie terrestre y una mayor frecuencia de ondulaciones de la corriente en chorro, que forma vaguadas más o menos profundas, e incluso embolsamientos de aire frío en la vertical de Canarias, ocasionan un hundimiento de la altitud de la

Cuadro I

Altitud, temperatura y presión atmosférica medias mensuales de la tropopausa en Canarias (1982-93)

	Altitud (m)		Temperatura (oC)		Presión (hPa)	
	Oh	¿2h	Oh	12h	Oh	12h
ENE	12.250	12.280	-60.2	-61.1	198	197
FEB	11.960	12.043	-58.7	-59.7	207	204
MAR	12.162	12.200	-58.7	-59.7	203	201
ABR	13.003	12.934	-62.0	-62.3	178	179
MAY	13.691	13.602	-63.6	-64.0	160	162
JUN	14.768	14.835	-66.0	-66.2	138	136
JUL	15.947	15.825	-70.1	-70.6	114	116
AGO	15.843	15.793	-70.1	-70.6	115	116
SEP	14.983	14.911	-66.8	-67.2	132	133
OCT	14.215	14.153	-66.3	-66.8	148	148
NOV	13.990	13.825	-66.2	-66.0	152	156
DIC	13.174	12.987	-62.8	-62.9	175	179
AÑO	13.832	13.782	-64.3	-64.8	160	161

Fuente: C.M.T. de Canarias Occidentales. Elaboración propia.

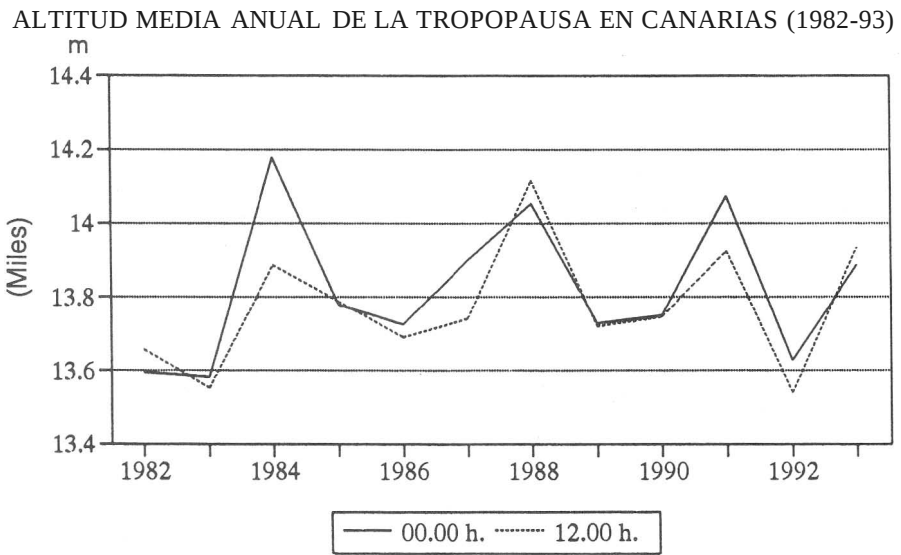


Figura 4: En los últimos doce años la altitud de la tropopausa, a la latitud de Canarias, ha tenido hundimientos y elevaciones como consecuencia del campo de presiones dominante en la troposfera

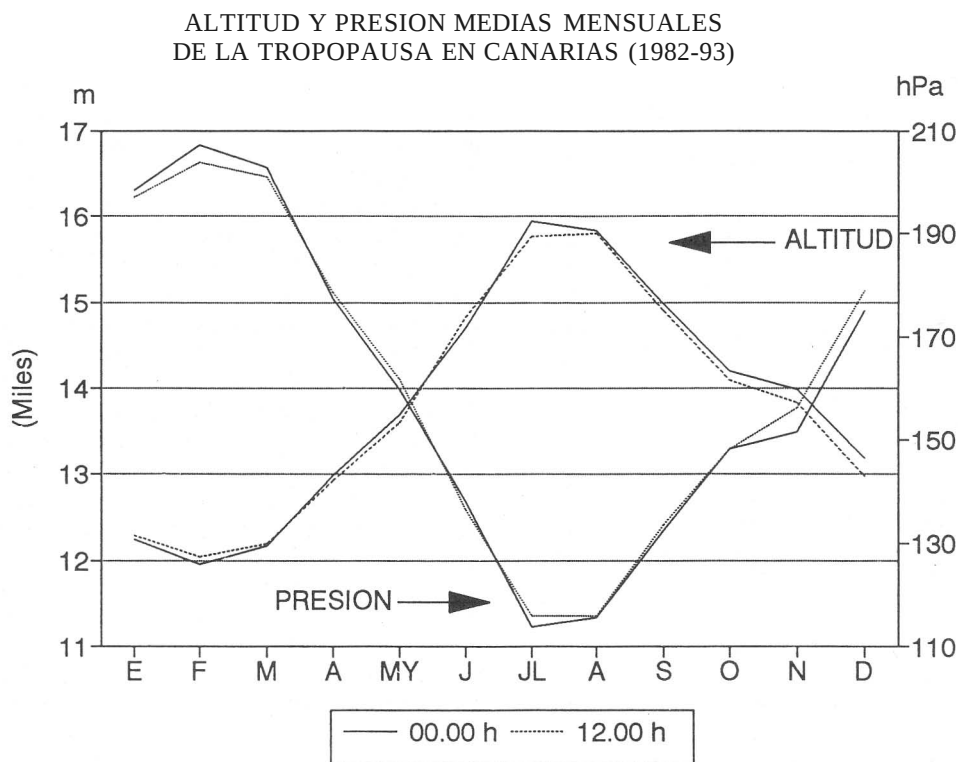


Figura 5: La altitud y la presión atmosférica de la tropopausa varían en sentido inverso a lo largo del año.

tropopausa que ahora es más templada y tiene mayor presión (ver Figs. 2 y 5).

En verano la tropopausa, situada casi a 16 Km de altitud, tiene una presión de 115 hPa y una temperatura de -70°C , mientras que en invierno, con una altitud media de 12.500 metros, la temperatura se eleva hasta 61°C negativos y la presión aumenta hasta los 200 hPa. Es significativo que a lo largo de todo el año la evolución de las tres variables es idéntica, salvo en los meses de enero, febrero y marzo cuyos valores se alejan entre sí, coincidiendo con el momento en el que la tropopausa se halla más baja, más templada y con más presión.

Los dos rasgos ya comentados anteriormente de la evolución anual de la altitud, más acentuada en la primera mitad del año (desde febrero a julio) que en la segunda (desde julio hasta enero), y la ausencia de notables diferencias entre las dos horas en las que se realiza el sondeo aerológico, se repiten en la temperatura y la presión; aunque en el caso de la primera sí se aprecia que a las 12 del mediodía la tropopausa está siempre algo más fría (1°C) que durante la noche, sobre todo entre enero y marzo, entre julio y agosto y en octubre (ver Fig. 2).

En esa relación inversa, y a la vez tan estrecha, que mantienen las tres variables -la altitud con respecto a la temperatura y a la presión- hay

una cuestión a la que no encontramos explicación: la menor dependencia de las mismas durante los meses de enero, febrero y marzo. Parece como si la altitud de la tropopausa cambiara más lentamente que las dos variables climáticas puesto que los gradientes de la presión y, sobre todo, el de la temperatura, en comparación con el de la altitud, son más acusados.

5. EL VIENTO DOMINANTE EN LA TROPOPAUSA DE CANARIAS

La velocidad media del viento a los 15 km de altitud en esta región del Atlántico gira en torno a los 19 metros por segundo. Ahora bien, esta media anual oculta tanto valores muy elevados, de hasta 78 m/seg, como mínimos de 1 m/seg o incluso días en los que hay calma en este nivel altitudinal.

La evolución anual de esta variable muestra un ritmo algo diferente al que tienen las ya analizadas. El viento más lento se registra en verano (8m/seg de media) y el más veloz en primavera (28-30 m/seg) en lugar del invierno; esto provoca que al máximo primaveral le siga el mínimo estival ocasionando un descenso muy brusco de la 'velocidad (Cuadro II). No existen diferencias entre las velocidades del viento al mediodía y en

Cuadro II

Velocidad media mensual del viento en la tropopausa en Canarias (1982-93)

	00.00 h	12.00 h
Enero	22.4	20.2
Febrero	24.3	22.4
Marzo	26.0	24.1
Abril	29.8	27.9
Mayo	31.1	28.0
Junio	18.8	16.8
Julio	8.7	8.0
Agosto	8.9	6.9
Septiembre	13.7	12.1
Octubre	18.1	15.6
Noviembre	20.0	18.2
Diciembre	21.2	18.6
MEDIA ANUAL	20.2 m/s	18.2 m/s

Fuente: C.M.T. de Canarias Occidentales. Elaboración propia .

la medianoche, aunque el sondeo de las 00.00 horas siempre registra vientos entre 1 y 3 m/seg más altos que en el de las 12.00 h TMG (Fig. 6).

La dirección predominante de estos vientos es la del tercer cuadrante, con cerca del 55% de los días del año; le sigue en importancia el cuarto cuadrante con aproximadamente el 35% y, en último lugar, los vientos del primer y segundo cuadrantes que juntos apenas superan el 10% de los días, con la excepción del verano (Fig. 7). La

frecuencia tan elevada de los vientos del Oeste y Suroeste indica un predominio de la circulación templada en las capas altas de la atmósfera en esta latitud. Esta dirección queda reflejada en los mapas sinópticos de 300 y 200 hPa, en los que se dibujan amplias vaguadas sobre el Atlántico oriental y en las que el archipiélago canario se encuentra en el sector de entrada de las mismas .

Los mapas sinópticos del día 29 de mayo de 1993 (Fig. 8) reflejan la causa de esta inestabilidad atmosférica (a 13.000 metros había un 31% de humedad). En superficie se hallaba instalada una borrasca desde hacía varios días, coincidiendo con una vaguada en las capas altas, hasta los 100 hPa. Esta circulación meridiana, con vientos del Suroeste y velocidades de 34 m/seg sobre Canarias, motiva el descenso de la altitud de la tropopausa. Llama la atención el cambio tan brusco que experimentan los vientos a esta altitud de junio a julio, y en menor medida en agosto, no sólo por la reducción de la velocidad que pasa a ser la mitad sino también por el cambio en la dirección de los mismos: casi se quintuplica la frecuencia de los vientos del NE y del SE pero, en cambio, se reducen notablemente los vientos del SW y del NW (Cuadro I1I). Esta variación de la dirección del viento, a favor del primer y segundo cuadrante y en detrimento del cuarto y tercero , es todavía mayor en un análisis de detalle, puesto que gran parte de los días contabilizados con vientos del 3er cuadrante poseen una dirección entre 180º y 200º (vientos del Sur).

VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO DE LA TROPO PAUSA EN CANARIAS (1982-93)

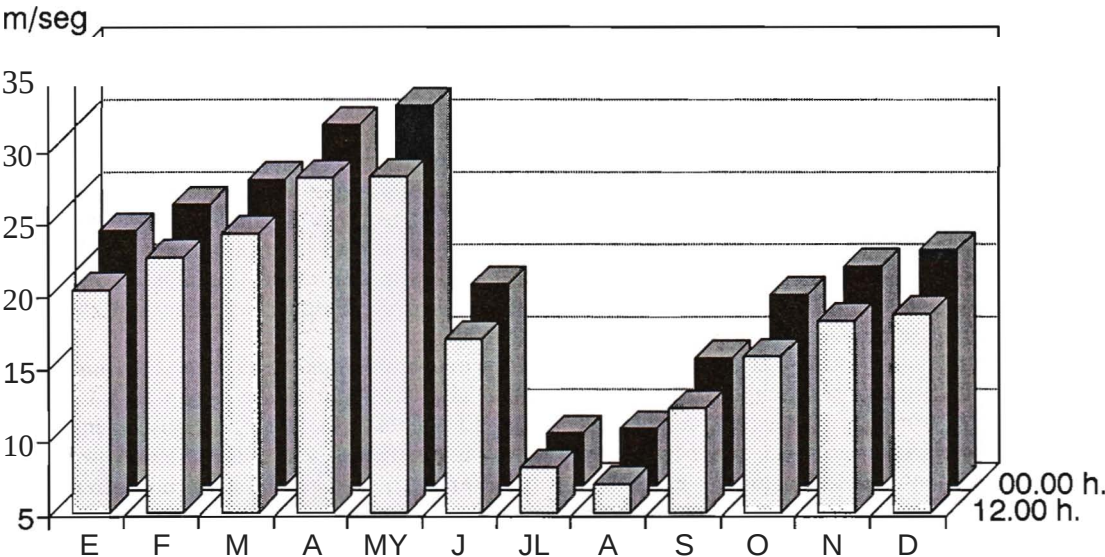


Figura 6: La velocidad del viento en la tropopausa es siempre algo más fuerte durante la noche que en el mediodía y en la primavera frente al verano.

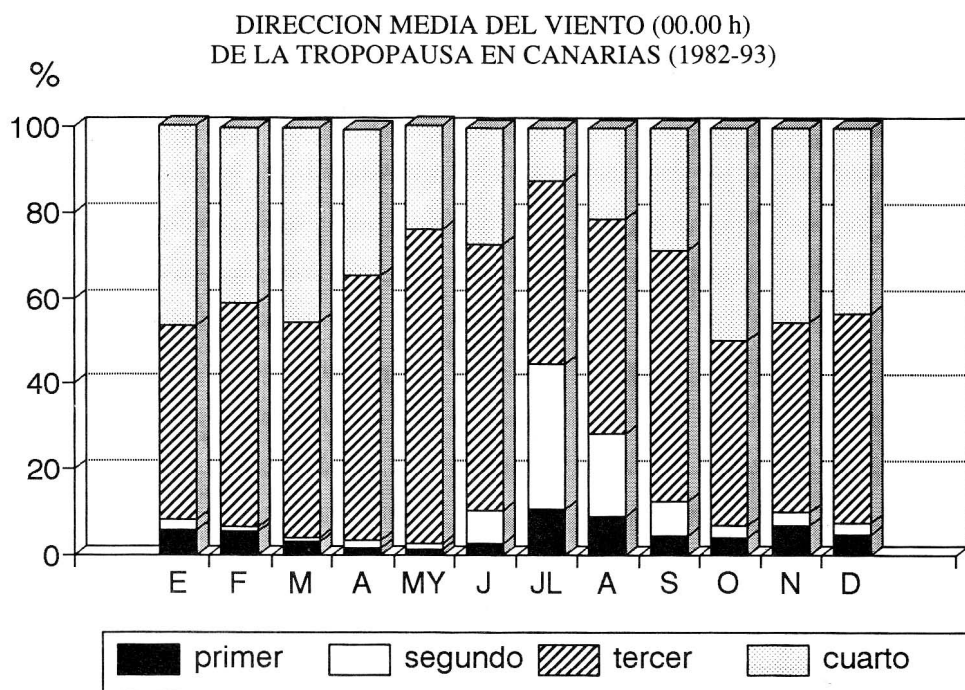


Figura 7: Los vientos del Suroeste y Noroeste son los más frecuentes en el nivel de la tropopausa a esta altitud.

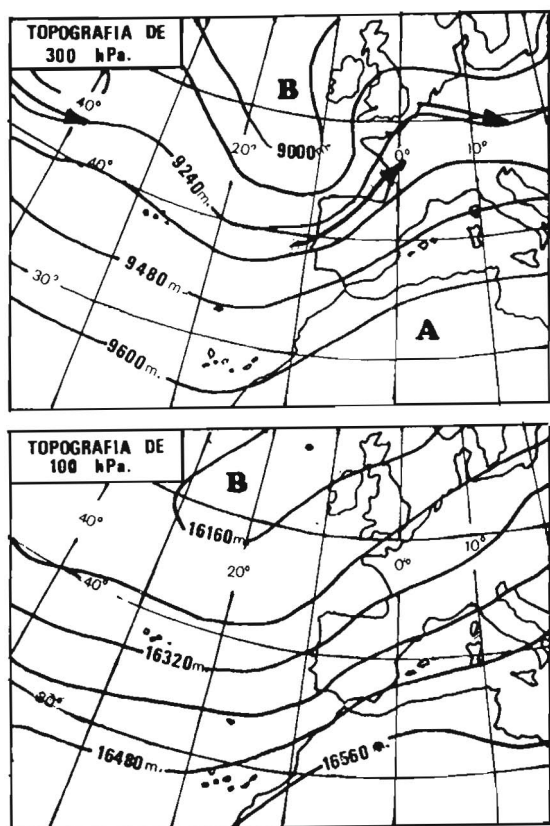


Figura 8: Situación sinóptica a 300 y 100hPa. del día 29 de mayo de 1993. cuando la tropopausa en Canarias se hallaba a 13.330 metros de altitud.

Esto quiere decir que Canarias, en julio y agosto, deja de estar, en las capas altas atmosféricas, bajo los efectos de las ondulaciones de la circulación templada del Oeste para dar paso a una circulación anticiclónica, de componente Sur, típica de la latitud tropical (ver Fig. 3).

6. CONCLUSIONES

Los rasgos más sobresalientes de la tropopausa a la latitud de Canarias poseen una clara estacionalidad no estrictamente entre el verano y el invierno sino entre los meses de julio y agosto, por un lado, y los de enero, febrero y marzo, por otro. En los primeros una circulación anticiclónica tropical provoca el aumento de la altitud de la tropopausa, la disminución de la presión y de la temperatura y unos vientos del Sur con velocidades muy bajas. En cambio, en los meses más fríos el dominio de la circulación del Oeste, típica de la latitud templada, ocasiona el descenso altitudinal de la tropopausa y un aumento, más significativo, de la presión y de la temperatura; en estos meses los vientos rolan al Oeste y Noroeste y su velocidad supera los 20 m/seg. En definitiva, se cumple la norma que establece que esta capa atmosférica se eleva sobre un anticiclón y se hunde cuando debajo hay una depresión. Por este motivo hay días en los que el espesor de la troposfera en Canarias supera los 16 km frente a otros en los que llega a ser de 8,5 km.

Cuadro III

Porcentajes medios mensuales de la dirección del viento en la tropopausa en Canarias durante la noche (1982-93)

	Cuadrantes			
	Primer	Segundo	Tercer	Cuarto
Enero	5,6	2,6	45,5	46,6
Febrero	5,3	1,1	52,7	40,8
Marzo	2,9	1,1	50,7	45,4
Abril	1,5	1,8	62,3	34,0
Mayo	1,1	1,4	73,7	24,2
Junio	2,6	7,8	62,7	26,9
Julio	10,5	34,3	43,0	12,3
Agosto	9,0	19,5	50,4	21,0
Septiembre	4,3	8,2	59,3	28,2
Octubre	3,9	2,8	43,6	49,6
Noviembre	6,8	3,4	44,5	45,2
Diciembre	4,7	2,9	49,1	43,3
MEDIA ANUAL	4,9	7,2	53,1	34,8

Fuente: C.M.T. de Canarias Occidentales. Elaboración propia.

En segundo lugar, la tropopausa a esta latitud no muestra diferencias entre el día y la noche, como lo refleja el análisis de los dos sondeos aerológicos. Finalmente, queda patente que la relación existente entre la temperatura y la presión atmosférica en las capas más bajas de la troposfera (cuanto más frío, más presión) se in-

vierte a la altitud de la tropopausa, donde una disminución de la presión supone, también, un descenso de la temperatura.

BIBLIOGRAFIA

BYERS, H. (1974) *General Meteorology*. Fourth Ed. New York.

DORTA, P. (1994) *Las inversiones térmicas en el área de Canarias*. 1 Coloquio "Encuentros: Marruecos-Canarias" Universidad Ibnou Zohr. Marruecos. (En prensa).

HAMILTON, K. (1987) "A review of observations of the quasi-biennial and semiannual oscillations of wind and temperature in the tropical middle atmosphere". En GUIDO VISCONTI (Ed) *Transport Processes in the Middle Atmosphere*. Nato. Reidel. Holanda.

MARVIN, A. and MAO-FOU WU (1987) "Troposphere-Stratosphere general circulation statistics". En GUIDO VISCONTI (Ed) *Transport Processes in the Middle Atmosphere*. Nato. Reidel. Holanda.

MEDINA, M. (1976) *Meteorología básica sinóptica*. Paraninfo. Madrid.

MORAN, F. (1984) *Apuntes de termodinámica de la atmósfera*. I.N.M. Madrid.

O'NEILL, A. and POPE, V.D. (1987) "The seasonal evolution of the Stratosphere in the Northern Hemisphere". En GUIDO VISCONTI (Ed) *Transport Processes in the Middle Atmosphere*, Nato. Reidel. Holanda.

PEDELABORDE, P. (1982) *Introduction a l'étude scientifique du climat*. SEDES. París.

PEGUY, Ch.P. (1970) *Précis de Climatologie*. Masson el Cie. París.

PETTERSSSEN, S. (1976) *Introducción a la Meteorología*. Espasa Calpe. Barcelona.