

CARACTERISTICAS DEL JET-STREAM SOBRE CANARIAS  
Y SU CORRELACION CON LA TROPOPAUSA

F. J. Expósito, J. P. Díaz y A. Díaz

Departamento de Física Fundamental y Experimental, Grupo de Física  
de la Atmósfera y Medio Ambiente, Universidad de La Laguna  
38204-La Laguna, España.

**ABSTRACT**

The more important characteristics of the subtropical jet-stream and its correlation with the tropopause are studied by using meteorological radiosonde data. In this paper it appears to be clear the relationship between the levels of the tropopause calculated with a conventional algorithm and the height given by means of the maximum points of wind's speed.

**KEY WORDS:** Jet-stream, tropopause, radiosonde, troposphere, stratosphere.

**RESUMEN**

Mediante sondeos meteorológicos se estudian las características más importantes del jet-stream subtropical a la latitud de Canarias y su correlación con la tropopausa. Se hace evidente en este estudio la relación entre los niveles de tropopausa calculados mediante un algoritmo convencional y la dada por la altura de los puntos de máxima velocidad del viento.

**PALABRAS CLAVES:** Jet-stream, tropopausa, radiosonda, troposfera, estratosfera.

**INTRODUCCION**

Una vez más, Canarias se encuentra en una situación privilegiada para la realización de estudios relacionados con la atmósfera extrapolables a nivel general.

El "jet-stream" o corriente de chorro es uno de los mecanismos conocidos más importantes para el intercambio de masas de aire entre la troposfera y la estratosfera; de ahí el particular interés que encierra su estudio. Así, por ejemplo, aparecen trabajos en los que la correlación entre el jet-stream y la inyección de ozono estratosférico hacia la troposfera es evidente (1). Nótese

que si bien el ozono a nivel estratosférico es vital para la vida en la Tierra, debido a su acción filtrante de la radiación UV procedente del Sol, es en realidad un gas altamente tóxico, con lo que el aumento de su concentración en la troposfera puede llegar a ser preocupante, máxime si tenemos en cuenta que éste puede estar incrementándose, debido a la creciente producción a nivel industrial de gases precursores de las reacciones que lo originan (2).

Nuestro objetivo en este trabajo se centra en el estudio de las características del jet-stream subtropical y la correlación con la altitud de la tropopausa. En general esta corriente de chorro subtropical se sitúa a unos 30° de latitud norte (Canarias está a unos 28.5° N) y con una velocidad media del viento en torno a los 35 m/s en invierno y unos 13 m/s en verano (3).

Este estudio se basa en datos de radiosondeos realizados por el Instituto Nacional de Meteorología durante el mes de Diciembre de 1990. Diariamente se lanzaron dos radiosondas: una a las 00:00 horas UTC y otra a las 12:00 horas UTC, mediante las que se obtuvieron los datos referentes a metros geopotenciales, presión, temperatura, humedad, temperatura de rocío, y los especialmente interesantes para nuestro trabajo, velocidad y dirección del viento.

## ASPECTOS TEORICOS

### Formación del jet-stream

Una de las características más importantes de la circulación de la alta atmósfera es la presencia de la corriente de chorro, y la existencia de una relación evidente entre la radiación solar, la circulación general y el jet-stream.

Puesto que en las áreas ecuatoriales tiene lugar un mayor calentamiento de la atmósfera, debido a la mayor irradiancia solar, es necesaria la existencia de un mecanismo que permita el trasvase de energía desde estas zonas tropicales a las más frías zonas polares. El jet-stream juega uno de los papeles más importantes para el intercambio de calor en la Tierra, debido a

los altos momentos y velocidades de sus vientos.

Si consideramos que las masas de aire mantienen la misma velocidad que han adquirido en el ecuador, (despreciamos los posibles efectos del rozamiento suponiendo válida la aproximación de viento geostrófico) éstas en un desplazamiento hacia el Norte, (originado por la propia circulación general), deben sufrir un aumento en su velocidad con respecto a un punto en tierra situado en la nueva latitud. Análogamente el aire que desde el polo se mueve hacia el Ecuador adquirirá una alta velocidad. Partiendo de estas consideraciones se puede comprobar teóricamente como la velocidad del viento aumenta considerablemente a medida que ascendemos en latitud. Así, se obtienen valores en torno a los 225 km/h a 30° N y 500 km/h a 50° N, valores próximos a los obtenidos experimentalmente.

Un análisis tridimensional del flujo de aire sobre el Hemisferio Norte revela que pueden darse a la vez varios jet-streams: el polar situado a unos 50° N, el subtropical a unos 30° N y otro más débil observable en verano y a latitudes bajas principalmente sobre el sureste asiático, diferenciándose de los dos anteriores en que sus vientos son de componente Este mientras que para los otros dos los vientos son del Oeste.

El jet-stream polar es el más intenso de todos y sufre un ciclo específico (4). La primera etapa de este ciclo consiste en el estrechamiento uniforme de la corriente de aire de Este a Oeste, a través de latitudes medias. En la etapa siguiente, el jet-stream puede desarrollar pequeños meandros debido a la presencia de situaciones anticiclónicas y ciclónicas en torno a él. Estos meandros pueden seguir evolucionando y llegar a ser tan grandes que aislen completamente a las masas de aire que encierran. Puesto que el aire cálido permanece al Sur del jet-stream y el frío al Norte, se pueden llegar a originar incluso embolsamientos de aire a determinadas latitudes con temperaturas anormales en su interior. A partir de esta situación el ciclo puede volver a repetirse, siendo la duración de éstos de aproximadamente un mes.

El jet-stream polar tiene por tanto, una notable influencia en la situación del tiempo y el clima a nivel superficial, incluso mayor que la del subtropical.

Este último también es generado por un exceso de calentamiento en las regiones tropicales y por el movimiento hacia el Norte del aire en las regiones altas de la atmósfera. La persistencia del jet-stream subtropical es notablemente superior a del polar, debido a la mayor variación estacional en el calentamiento de la Tierra, en esta zona. Esto debería dar lugar a que su estudio fuese mucho más asequible pero, sin embargo, su fuerza es más débil que la del jet-stream polar, hasta el punto de que en ocasiones, frente a determinadas situaciones meteorológicas, su detección se hace confusa. No obstante, un estudio pormenorizado está más que justificado, si tenemos en cuenta que el jet-stream subtropical también es capaz de provocar un importante intercambio de masa de aire entre la troposfera y la estratosfera a través del plegamiento de la tropopausa (5). Así, aire frío y comparativamente más rico en ozono puede ser inyectado a la alta troposfera, y de modo inverso, el aire troposférico, con mayor cantidad de gases contaminantes es elevado hacia la baja estratosfera, donde algunos estudios indican que éstos pueden tener tiempos de vida media considerablemente alto, (por ejemplo, para polvo volcánico alrededor de siete años (6) y para CFCs más de doscientos años) aumentando así la capacidad para desencadenar reacciones de destrucción de ozono. La velocidad del viento del jet-stream subtropical, así como su localización varían según la época del año, sin embargo, este desplazamiento se realiza en conjunto sin las características formas serpenteantes del jet-stream polar, por lo que su seguimiento puede ser más sencillo.

En los meses de invierno, la corriente principal se encuentra desplazada al Sur de Canarias y a medida que se aproximan los meses de verano se va situando más hacia el Norte de nuestro archipiélago. Sin embargo, su influencia no deja de sentirse aún en su posición más alejada, por lo que su estudio siempre es posible e interesante.

### La Tropopausa.

Como ya se ha dicho, esta corriente de chorro es capaz de producir plegamientos en la tropopausa, lo que hace que la localización de los niveles de ésta, mediante determinados algoritmos sea difícil (7). La troposfera es la capa de la atmósfera terrestre en cuyo seno tienen lugar los más importantes fenómenos meteorológicos en lo que a la vida en la tierra se refiere, conocer su extensión es pues sumamente importante. A la altura máxima de la troposfera se le denomina tropopausa.

En 1957 la OMM estableció que el nivel de la tropopausa viene dado por el más bajo nivel significativo del sondeo que cumpla con las condiciones siguientes (8):

-El estrato de aire comprendido entre él y el del siguiente nivel significativo, sea del espesor que sea, tiene un gradiente de temperatura no mayor de 2°C por kilómetro.

-En un espesor de por lo menos dos kilómetros por encima de la tropopausa el gradiente medio de temperatura tampoco es mayor de 2°C por kilómetro.

Esta definición puede llegar a ser enormemente ambigua y en determinados casos estimar un nivel de tropopausa del todo incorrecto. Además puede dar la impresión de que la tropopausa es una especie de membrana real que separa dos masas de aire. Únicamente es un nivel ficticio dado para intentar discernir lo que es la turbulenta troposfera de la estratificada estratosfera.

Bajo una situación de jet-stream, se puede llegar a plegamientos en la tropopausa, dando lugar a considerables intercambios de masas de aire entre ambas capas atmosféricas, cuya importancia ya ha sido reseñada anteriormente. De otra manera puede mantener la altura de la tropopausa aproximadamente estable durante largos periodos de tiempo. La presencia de una corriente de chorro sobre Canarias, hace que la tropopausa a estas latitudes sufra todas las circunstancias vistas con anterioridad.

Esto hace imprescindible establecer una relación directa entre los niveles de tropopausa y el jet-stream, puesto que del mismo modo que éste

último la sitúa, puede proporcionar un criterio para su localización.

#### EXPERIMENTAL

Los datos que se analizan a continuación han sido obtenidos mediante los radiosondeos del Instituto Nacional de Meteorología. Estos fueron lanzados desde S/C de Tenerife invariablemente a las 00:00 horas UTC y a las 12:00 horas UTC. Los datos obtenidos por los radiosondeos nos fueron suministrados en listados de ordenador por lo que hubo que transcribirlos listado a listado.

Para facilitar este trabajo se empleó un scanner y un programa OCR (Optical Character Recognition) que interpretaba los datos de los listados para posteriormente almacenarlos en una base de datos con formato ASCII. Si bien el rendimiento del programa OCR es bastante alto fue necesaria la supervisión y en ocasiones la corrección de cada uno de los datos de los diferentes listados.

Nuestro primer objetivo fue evidenciar el correcto funcionamiento de los sensores de la sonda. Para ello representamos los parámetros de los puntos de máxima velocidad de viento de los sondeos del día y de la noche conjuntamente en las figs.1, 2, 3 y 4. De ellas se puede inferir un correcto funcionamiento de los dispositivos de las radiosondas, puesto que no se observan diferencias notables entre el comportamiento nocturno y diurno. En caso de un correcto funcionamiento esto era de esperar ya que los datos obtenidos para la altura de los puntos de máximo viento deben reflejar una situación producida por la circulación general, menos variable que si se estuvieran registrando valores de una circulación local.

Así por ejemplo, durante los días en los que la dirección de los puntos de máxima velocidad de los vientos cambió a una dirección proveniente del primer cuadrante, esto fue acusado de igual manera en las curvas de los dos sondeos.

La fig.5 recoge los perfiles verticales de velocidad de viento para todo el mes de Diciembre. Se puede observar claramente como a medida que

PRESION EN LOS MAXIMOS DE VELOCIDAD DE VIENTO PARA DICIEMBRE DE 1990

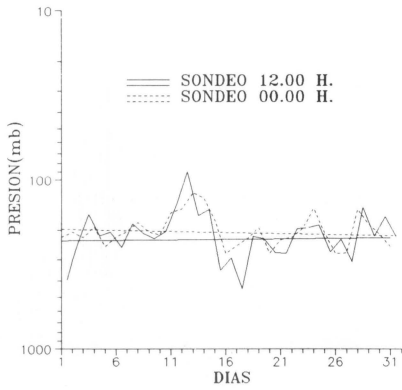


Fig.1

ALTURA EN LOS MAXIMOS DE VELOCIDAD DE VIENTO PARA DICIEMBRE DE 1990

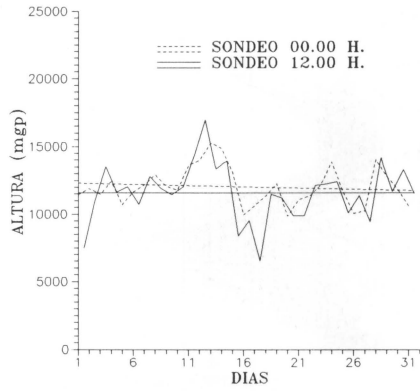


Fig.2

VELOCIDADES MAXIMAS DEL VIENTO PARA DICIEMBRE DE 1990

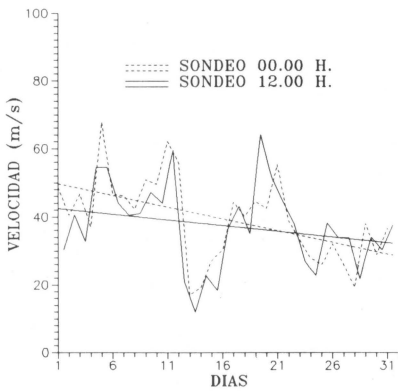


Fig.3

DIRECCION EN LOS MAXIMOS DE VELOCIDAD DE VIENTO PARA DICIEMBRE DE 1990

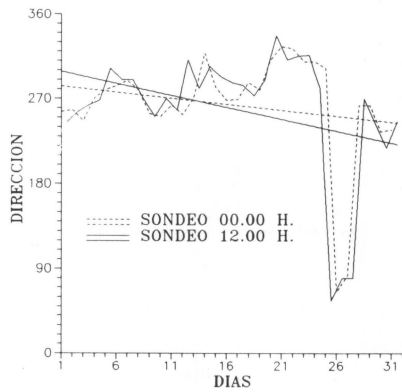


Fig.4

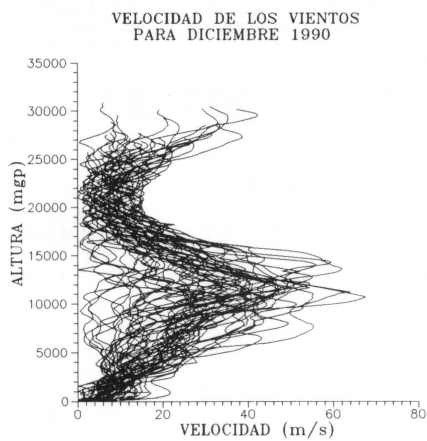


Fig.5

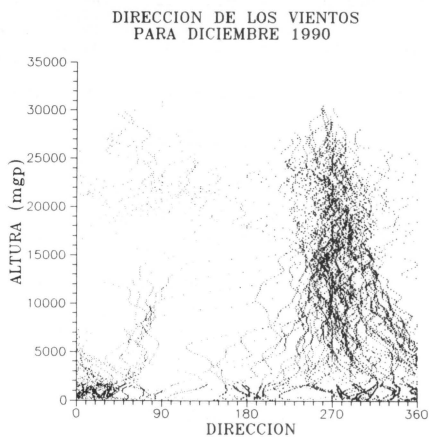


Fig.6



Fig.7



Fig.8



ascendemos, la velocidad aumenta hasta llegar a un máximo situado en torno a los 12000 m. de altitud. A partir de ésta elevación comienza a decrecer hasta los 21000 m. en término medio, aumentando por encima de esta altura.

Esta representación responde a la situación producida por la corriente de chorro situada a una altitud de aproximadamente 12000 m., lo cual está en completa concordancia con estudios anteriores sobre el jet-stream (9). Además de la fig.6, podemos inferir la persistencia en la dirección de este flujo de aire procedente del Oeste, lo cual evidencia, aún más si cabe, la afirmación anterior.

La presión para estos mismos máximos (fig.7) está situada en término medio y con una gran invariabilidad, muy cerca de los 200 mb, siendo su representación similar a la de la altura evidenciando un correcto funcionamiento de los sensores de presión, ya que este comportamiento era esperable.

Respecto a la velocidad de los máximos de viento puede observarse una predominancia de ésta por encima de los 30 m/s límite inferior arbitrario recomendado por la O.M.M., para la consideración de la existencia de una corriente de chorro. En general la tendencia durante el mes de Diciembre es de disminución de la velocidad a medida que avanza el mes. Si bien ésta en ningún momento está por debajo de la cifra anteriormente citada. Al no poseer datos de otros meses nos es imposible pronosticar la existencia de algún ciclo en el comportamiento de la velocidad, fenómeno que es de esperar si se considera el desplazamiento del jet-stream subtropical. En determinados días se llegaron a alcanzar velocidades de hasta 224 km/h, valores que sobrepasan al valor teórico para esta latitud.

En la fig.6, en la que se representa la dirección de los vientos con la altura, se observa una predominancia a bajo nivel (por debajo de 3000 m) de vientos del primer cuadrante, correspondiente con los vientos alisios.

Se hace significativo también la existencia de tres días en los que la dirección del viento hasta los 15000 m de altitud se mantienen en el primer

cuadrante. Esta situación anormal se corrobora en la fig.8 donde los máximos de la velocidad de los vientos están situados por debajo de  $90^{\circ}$  (Este). Un estudio detallado de la topografía de superficie a 300 mb para esos días revela la existencia de un gran meandro del jet-stream polar, provocado por la presencia de una borrasca situada sobre Islandia y un fuerte anticiclón al Oeste de las Azores. Este brazo del jet-stream polar llega a Canarias con una dirección entorno a los  $60^{\circ}$  y debido a su fuerza desplaza al más débil jet-stream subtropical. La evolución posterior de la borrasca y el anticiclón hace que esta situación sólo persista por un espacio de pocos días, recobrándose la normalidad a partir del día 28.

Los niveles de tropopausa han sido calculados para el mes de Diciembre, mediante un algoritmo diseñado a tal efecto. Dado que, el jet-stream puede producir, como ya se ha dicho, plegamientos en la tropopausa hay días en los que determinarla se hace tremendamente confuso, siendo necesario un estudio más profundo de las condiciones atmosféricas reflejadas en los sondeos para determinarla. Además hay ocasiones en las que se mide la tropopausa ecuatorial situada a unos 15000 m. de altitud y otras la polar a unos 12000 m. debido a estos fenómenos de plegamientos. Por ello en ocasiones se producen discontinuidades en la altura de la tropopausa de un día para otro, si bien se

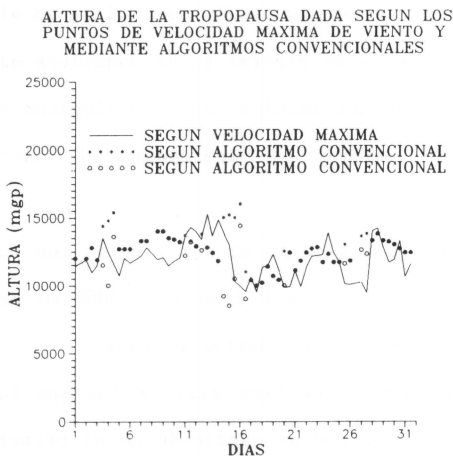


Fig.9. Representación de la altura de la tropopausa obtenida por diferentes metodos.

comprueba como la altura unicamente oscila entre 10000 y 15000 m. aproximadamente (10,11). Así el algoritmo que hemos diseñado da el nivel medio de tropopausa con una cierto margen de error. Los resultados se representan en la fig.9 junto con la altura para los máximos de viento, donde se hace evidente, la correlación existente entre las alturas calculadas por ambos métodos.

#### CONCLUSIONES

A la luz de los resultados obtenidos podemos concluir que la estabilidad del jet-stream durante el mes de Diciembre de 1990 es más que patente. Además se puede constatar una gran persistencia en la altitud de esta corriente de chorro, coincidiendo así mismo con la altura de la tropopausa, con lo que la utilización del criterio de los puntos de máximo de viento para el cálculo del límite máximo de la troposfera, es en situaciones de jet-stream, un mejor método en comparación con otros algoritmos.

#### REFERENCIAS

- (1) Siegfried D. Schubert, Marie-Jeanne Munteanu: An analysis of tropopause pressure and total ozone correlations. Monthly Weather Review, 116, 569-582 (1988).
- (2) J. C. Guerra: Medidas de ozono superficial en Tenerife. Trabajo de Licenciatura. Universidad de La Laguna.
- (3) G. Barry: "Clima, atmósfera y medio ambiente", Omega, Madrid, 1985.
- (4) Joe R. Eagleman: "Meteorology: the atmosphere in action", Wadsworth publishing company, 2nd Ed., California, 1985.
- (5) Elmar R. Reiter: Stratospheric-tropospheric exchange processes. Reviews of geophysics and space physics, 13, 459-474 (1975)
- (6) Rudolf F. Pueschel: Solar radiation: effects of atmospheric water vapor and volcanic aerosols. J. App. Meteor., 13, 397-401 (1974).
- (7) G. D. Nastrom, J. L. Green, M. R. Peterson, K. S. Gage: Tropopause folding and the variability of the tropopause height as seen by the flatland VHF radar, J. App. Meteor., 28, 1271-1281 (1989).
- (8) Eugenio Oliva Flores: "La tropopausa", I.N.M., Madrid (1986).
- (9) Louis J. Battan: "Fundamentals of Meteorology", Prentice-Hall, 2nd Ed., New Jersey, 1984.
- (10) Joseph W. Chamberlain, Donald M. Hunten: "Theory of planetary atmospheres", Academic Press, 2nd Ed., California, 1987.
- (11) M. G. Atticks, G. D. Robinson: Some features of the structure of the tropical tropopause, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 109, 295-308 (1983).

Recibido: 1 de Agosto de 1991