

10
2ej



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

**FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA**

**ENSAYO SOBRE LA CORRIENTE DE VIENTOS
MAXIMOS DURANTE 1989. Y SU RELACION CON LA
CIRCULACION PLANETARIA DEL AIRE**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
LICENCIADO EN GEOGRAFIA
P R E S E N T A :
PEDRO HERNANDEZ TREJO

MEXICO, D. F.



1991

FALLA DE ORIGEN

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE.

	pag.
INTRODUCCION.	7
Capítulo I. Circulación General de la Atmósfera...	9
Reseña Histórica	9
Sistemas de Presión	13
Modelos de Circulación General de la Atmósfera....	16
Modelo Unicelular de Hadley	17
Modelo Tricelular de Circulación Atmosférica	17
Limitaciones de los Modelos de Circulación	
Célular	21
Momento Angular	23
Ondas de Rossby	27
Citas Bibliográficas	33
Capítulo II. El Viento: Causas que lo originan, Factores que influyen y Vientos Teóricos.....	34
El Viento	35
Gradiente Horizontal de Presión	36
Fuerza Desviadora de Coriolis	36
Fuerza de Rozamiento	40
Vientos Teóricos	42
Viento Geostrófico	42
Viento de Gradiente	47

	pag.
Viento Real	51
Vientos Superiores	52
Citas Bibliográficas	53
Capítulo III. Los Sistemas de Presión en la	
Troposfera Baja y Alta	54
Convergencia y Divergencia	56
Estructura Vertical de Borrascas y Anticiclones ...	60
Borrascas Frías	61
Borrascas Cálidas	63
Anticiclones Fríos	65
Anticiclones Cálidos	65
Sistemas Móviles	68
Sistemas Casi-Estacionarios	71
"Gotas Frías" y "Burbujas Cálidas"	73
Citas Bibliográficas	76
Capítulo IV. Corriente de Chorro Polar y	
Subtropical	77
La Corriente de Chorro	78
Definición y Principales Características	80
Corriente de Chorro Polar	85
Corriente de Chorro Subtropical	90
Citas Bibliográficas	96

pag.

Capítulo V. La Corriente de Chorro Subtropical	
Sobre Territorio Mexicano, en el	
año 1989	98
Localización Media de la Corriente de Chorro	
Subtropical, Durante el año de 1989	102
Citas Bibliográficas	113
Situaciones Sinópticas Relacionadas a la Corriente	
de Chorro Subtropical	114
Conclusiones	128
Bibliografía General	131

INTRODUCCION

La presente investigación se propone mostrar la interrelación que existe entre el flujo del aire en los niveles superiores de la Troposfera y la ocurrencia de fenómenos meteorológicos en superficie, que afectan a las actividades humanas.

El contenido temático puede parecer de carácter eminentemente meteorológico, sin embargo, se trata de una manera diferente de abordar el estudio del clima, atendiendo a las causas y procesos que lo determinan, así como la sucesión diaria de estados del tiempo.

Este tipo de estudio-climático no se limita a la utilización de datos y promedios, sino por el contrario, se orienta en la consulta de las fuentes primarias de información: cartas sinópticas, fotografías de satélite, termogramas y otras.

La presente investigación se concretó al análisis e interpretación de cartas sinópticas del año 1989. Por supuesto no es representativo de un determinado número de años, como exige el estudio del clima, pero sí ofrece modesta contribución para posteriores investigaciones, que abarquen períodos de tiempo más grandes.

En el primer capítulo se incluye una reseña histórica y generalidades de los diversos modelos de Circulación General de la Atmósfera y nuevos conceptos que se manejan en torno a la referida circulación.

El capítulo dos explica de manera general, las características de los vientos teóricos como antecedente inmediato del viento real. Los factores físico-geográficos que intervienen en el flujo del aire en niveles superiores y en superficie.

El capítulo tres ofrece una breve descripción de los sistemas de presión y su interrelación, tanto en superficie como en niveles superiores, con el objeto de tener una visión tridimensional de las configuraciones isobáricas y de la dinámica atmosférica.

En el capítulo cuatro se hace referencia a un especial tipo de viento: La Corriente de Chorro. Se explica con cierto detalle, sus principales características y las repercusiones que sobre el tiempo atmosférico provocan las dos principales corrientes: Polar y Subtropical.

El último capítulo es un ensayo sobre el comportamiento y localización de la Corriente de Chorro Subtropical, en el año de 1989. Se hace énfasis en la importancia que para México tiene dicha Corriente y se incluyen algunos ejemplos de situaciones sinópticas estrechamente relacionadas con la presencia de la Corriente de Chorro Subtropical.

CAPITULO I

"CIRCULACION GENERAL DE LA ATMOSFERA"

RESEÑA HISTORICA.

Las primeras consideraciones acerca de la circulación general de la atmósfera, se remontan a la Cultura Griega. Aristoteles fue el primero que atribuyó el origen del viento a la acción del calentamiento solar de la superficie terrestre. (1)

Hasta la segunda mitad del siglo XVII (1686), aparece la primera teoría científica que explica el origen de los vientos planetarios. "El astrónomo Británico Edmund Halley, concibió la idea de que los vientos Tropicales dominantes, tenían un origen térmico y sugirió que los vientos alisios soplaban de una dirección del Este, debido a que tendían a seguir la trayectoria del sol para converger en el área de más calor". (2)

En el siglo XVIII (1735), George Hadley presentó su teoría acerca de la circulación planetaria del aire. Hadley sostuvo la existencia de dos grandes celdas de circulación del aire (una para cada hemisferio), que conformaban por un lado, los vientos superficiales procedentes de los Polos y que convergen en la región ecuatorial; y por otra parte, vientos de altura que fluyen del Ecuador hacia los Polos. A esta teoría se le conoce como: "Teoría de la Celda de Hadley". Una cuestión en la que Hadley coincidió con Edmund Halley, fue en la idea del origen térmico de los vientos.

Sin embargo, el modelo de circulación de vientos de George Hadley, dejó de lado un aspecto de gran importancia como

la rotación de la Tierra, y con ello, la influencia de dicho movimiento en la desviación del viento, lo cual tiene gran importancia en la circulación global del viento, así como otros factores que se tomaron en cuenta en posteriores modelos y teorías.

A mediados del siglo XIX (1856), William Ferrel presenta un esquema similar al de G. Hadley, solo que Ferrel concibió tres celdas de circulación (para cada hemisferio), en lugar de una sola. Dos fueron los modelos de circulación del aire que Ferrel presentó (1856 y 1859) y que sentaron las bases de la llamada "Teoría Tricelular de la Circulación Atmosférica", que más tarde fue retomada por otros investigadores.

En el siglo XX, en el marco de los dos grandes Guerras Mundiales, la Meteorología cobra gran impulso. Se comienzan a realizar las primeras observaciones de los niveles superiores de la troposfera, con ayuda de diversos medios: cohetes, globos, aviones etc.

Durante los primeros años del siglo XX, la Escuela Noruega, encabezada por V. Bjerknes, publicó un esquema de la circulación general de la atmósfera, en el que supone una circulación inestable, dentro de la cual, deberían desarrollarse los ciclones extratropicales, conduciendo finalmente a una circulación global asimétrica. (3) Sin embargo el esquema presentado por Bjerknes no es representativo del movimiento medio de la atmósfera.

En 1941 el meteorólogo Sueco Carl Gustav Rossby, publicó la obra: "Las Bases de la Meteorología Moderna". En ella se expone un esquema tricelular, semejante al de Ferrel, pero con un fundamento más sólido para explicar la Circulación General de la Atmósfera.

MODELOS DE CIRCULACION DEL VIENTO.

El mecanismo que pone en movimiento a la mayoría de los fenómenos de carácter meteorológico, es la Circulación General de la Atmósfera, cuya estructura y dinámica han sido estudiadas en forma amplia y detallada durante los últimos años. Para la mejor comprensión del funcionamiento y estructura de la atmósfera, así como de la circulación atmosférica, se han elaborado esquemas ideales que permiten comprender muchos de los conceptos que se utilizan en el estudio de la atmósfera.

SISTEMAS DE PRESION.

Estrechamente ligado a la circulación del viento a nivel mundial, están los sistemas de presión en la baja atmósfera. Su distribución en el Planeta aparece en el esquema idealizado de la figura 1.

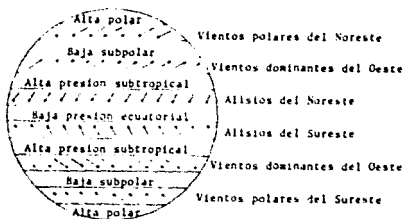


Fig. 1 Sistemas de Presión.

ZONA DE BAJAS PRESIONES ECUATORIALES.

En las cercanías de la franja ecuatorial, tanto al Norte, como al Sur, se extiende una zona con predominio de bajas presiones; ello debido al sobrecalentamiento de la superficie terrestre en ese lugar. En esta zona de bajas presiones, el aire se desplaza desde la periferia y converge en ella, para luego ascender a gran altura, provocando con esto, gran inestabilidad en la atmósfera que se manifiesta en frecuentes chubascos. La zona de bajas presiones ecuatoriales, se caracteriza por el movimiento del aire predominantemente vertical. El movimiento horizontal en este caso, es poco significativo y en ocasiones nulo, de ahí que se le llame a esta región: "Zona de Calmas Ecuatoriales".

Durante el invierno (en el hemisferio Norte), la zona de bajas presiones ecuatoriales, es muy parecida a la del esquema idealizado (fig. 1); extendiéndose a uno y otro lado del Ecuador. Sin embargo, en el verano del mismo hemisferio, dicha zona de bajas presiones se desplaza hacia el Norte del Ecuador, siendo poco perceptible en el hemisferio Sur. Esto último se debe a la mayor continentalidad del hemisferio Norte, lo que favorece a un calentamiento más intenso y en consecuencia, predominio de bajas presiones en superficie.

ZONA DE ALTAS PRESIONES SUBTROPICALES

Hacia los 30° de latitud Norte y Sur, existe una zona de altas presiones, que se caracteriza por tener vientos muy

débiles (también se le conoce como: "Zona de Calmas Subtropicales"). La causa de la poca intensidad del viento en esta zona, se debe al hecho de que justo en esta región, el aire que fluye por los niveles superiores de la troposfera, desciende y al hacerlo se calienta adiabáticamente y origina predominio de cielos despejados y baja humedad relativa. La escasa humedad del aire en esta zona de alta presión, es responsable en gran parte, de la presencia de los grandes desiertos en éstas latitudes.

En el hemisferio Sur, cuya mayor parte de su superficie la constituye el océano, la localización de la zona de altas presiones no sufre variación importante a lo largo del año.

El caso del hemisferio Norte es diferente, debido a la mayor extensión continental y a la acusada variación térmica durante el año, el cinturón de altas presiones subtropicales sufre un desplazamiento Norte-Sur. En invierno queda más al Norte, sobre los continentes y un poco más al sur sobre los océanos, respecto al paralelo 30'.

ZONA DE BAJAS PRESIONES SUBPOLARES.

Alrededor de los 60° de latitud, se localiza en ambos hemisferios, una zona de bajas presiones subpolares. En el hemisferio Sur circunda todo el planeta, debido a la homogeneidad de la superficie oceánica. En el caso del hemisferio Norte, existen variaciones con respecto a la zona de bajas presiones subpolares. En la mitad fría del año, esas bajas

presiones se convierten en altas sobre la superficie continental, debido a que el aire es frío y denso, y originan las Altas Canadienses y Siberianas, pero continúan siendo bajas presiones sobre los océanos Atlántico y Pacífico septentrionales. Lo anterior se debe a que la superficie continental es más fría en invierno y por consiguiente el aire encima de ella, es frío y denso, cosa que no ocurre en la superficie oceánica.

ZONA DE ALTAS PRESIONES POLARES.

Sobre ambos casquetes polares existen zonas permanentes de alta presión, debido principalmente al predominio de bajas temperaturas a lo largo del año.

MODELOS DE CIRCULACION GENERAL DE LA ATMOSFERA.

Revisados los sistemas de presión y sus modificaciones más significativas, con ayuda del esquema idealizado de la figura 1, se pueden estudiar los modelos más representativos de la Circulación General de la Atmósfera. Deben tomarse en cuenta algunas consideraciones importantes para explicar tales modelos de circulación. Para ello se supone que:

a) La Tierra no tiene movimiento de rotación; b) La superficie terrestre está compuesta por un material homogéneo y uniforme; c) Cierta distribución térmica existente: aire caliente y menos denso en el Ecuador y aire frío y denso sobre los Polos.

MODELO UNICELULAR DE HADLEY.

Este modelo propuesto por George Hadley en 1735, explica la circulación planetaria del aire, como una circulación térmica simple. Si la Tierra no rotara, el efecto de la desviación por la Aceleración de Coriolis desaparece, y dado que la superficie terrestre sería de un material uniforme, se eliminan los efectos que una superficie heterogénea puede generar. Por otra parte, tomando en cuenta el carácter cálido de la zona ecuatorial, el aire en esta región es caliente y ligero, por tanto, se eleva a gran altura, ahí se bifurca y fluye por la Troposfera superior, hacia las regiones polares. Al llegar el aire a los Polos, es muy denso por el excesivo enfriamiento y por tanto se hunde en esta zona y fluye nuevamente por la superficie rumbo al Ecuador. Así se cierra el circuito por donde fluye el viento. En este modelo, el aire de superficie soplaría del Norte, en el hemisferio Boreal; y del Sur en el Austral. El viento en los niveles superiores de la Troposfera es inverso para cada caso. (4)

Debe destacarse la existencia de una celda de circulación para cada hemisferio terrestre, tal como lo indica la figura 2.

MODELO TRICELULAR DE CIRCULACION ATMOSFERICA.

A partir de un conocimiento más completo y detallado de los sistemas de presión en la superficie terrestre, se han propuesto otros modelos de circulación del aire. Uno de

ellos es el modelo Tricelular, en el que se añade a la celda de Hadley, dos celdas adicionales para cada hemisferio. La teoría Tricelular, explica la circulación general del viento, tomando en cuenta un hecho inobjetable: la rotación de la Tierra. Aunque aún supone una superficie terrestre homogénea.

El esquema de la figura 3, ofrece una perspectiva general de cómo se lleva a cabo la circulación del viento, por medio de tres celdas convectivas.

El aire que fluye hacia el Norte o Sur, desde las regiones ecuatoriales, no llega directamente a los Polos, viajando por la Troposfera superior, sino que desciende en la zona de altas presiones subtropicales, a los 30° de latitud. En dicha zona, el aire desciende y fluye cerca de la superficie rumbo al Ecuador una parte, y la otra en dirección hacia los Polos. De ésta manera se completa una de las tres celdas de circulación, que va de 0° a 30° de latitud, en la cual, los vientos Alisios o vientos del Noreste (para el hemisferio Norte) y del Sureste (en el caso del hemisferio Sur), son predominantes.

El flujo del aire en superficie, es afectado por la fuerza desviadora de Coriolis. Cuando la circulación del viento es meridiana y se dirige de Norte a Sur, en el caso del hemisferio Norte, es afectado por la aceleración de Coriolis y desviado hacia la derecha (izquierda en el hemisferio Sur), de ahí el origen de los vientos alisios del Noreste y

Sureste.

Una segunda celda de circulación se desarrolla entre los 60° y 90° de latitud. El aire en las regiones polares es frío y denso, por ello, se hunde y fluye hacia el Sur (en el hemisferio Norte), cercano a la superficie. Hacia los 60° de latitud, el aire que fluye en dirección al Ecuador se encuentra con el aire que se mueve en dirección contraria, convergiendo en la zona de bajas presiones subpolares. Ese choque de vientos en direcciones opuestas provoca su ascenso y posterior bifurcación en altura. Una rama se dirige nuevamente hacia el Polo, cerrándose el circuito que constituye la segunda celda. El viento de superficie en este caso, proviene del Noreste, en tanto que el flujo en los niveles superiores es del Suroeste.

La tercera celda, en latitudes medias, conocida como: "Celda de Ferrel", completa el modelo Tricelular de circulación del viento. El aire en superficie fluye principalmente del Oeste y Suroeste, dirigiéndose a la zona de bajas presiones subpolares, desde la zona de altas presiones subtropicales. El viento en la Troposfera superior que debería cerrar el circuito debe proceder del Noreste. Así de ésta forma completarse las tres celdas de circulación. Sin embargo esta tercera celda no llega a conformarse, ya que en latitudes medias, el flujo del viento es del Oeste, desde la superficie hasta los niveles superiores de la Troposfera, intensificándose con la altura. (5)

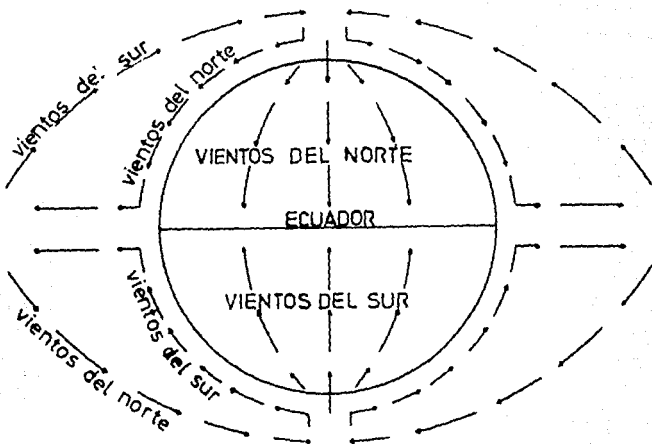
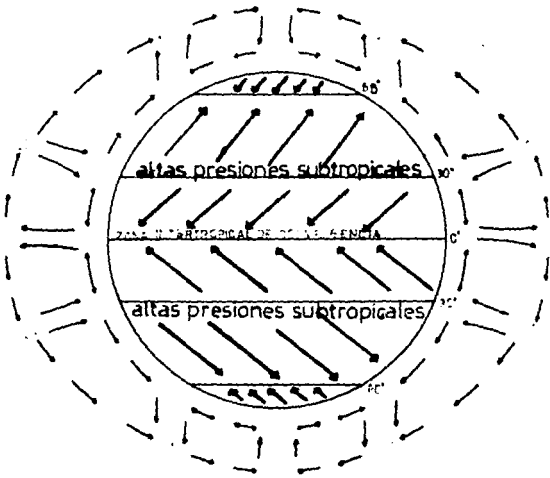


Fig. 2 Modelo de la Celda de Hadley.

Fig. 3 Modelo tricelular de Circulacion del Viento.



LIMITACIONES DE LOS MODELOS DE CIRCULACION CELULAR.

Tanto el modelo de la Celda de Hadley (Unicelular), como el de la teoría Tricelular, nos ofrecen una idealización de la circulación general de la atmósfera, que sin embargo, dejan de lado algunos aspectos de suma importancia.

Uno de esos aspectos es la presencia de continentes y océanos sobre la superficie terrestre. Dado que ambos tipos de superficies (continentales y oceánicas), presentan marcadas diferencias en cuanto a la absorción de energía calorífica, capacidad de almacenamiento del calor y conducción del mismo, los continentes se calientan y enfrían rápidamente, mientras que los océanos lo hacen con más lentitud, de manera que poseen una mayor capacidad para almacenar el calor. Por ello los continentes son más calientes en verano y más fríos en invierno, que los océanos. En el verano los continentes presentan predominio de bajas presiones, debido a la mayor temperatura y menor densidad del aire. Los centros de alta presión se hallan sobre los océanos, en esta parte del año. Durante el invierno, las bajas temperaturas sobre los continentes provocan la existencia de zonas de alta presión, ya que el aire es frío y denso.

Estas variaciones ocasionadas por la heterogeneidad de la superficie terrestre, así como la variación térmica a lo largo del año, no se toman en cuenta en los modelos idealizados, debido a lo cual, la circulación que ellos proponen está alejada de la realidad.

Otro factor que incide en la circulación general de la atmósfera es la fuerza desviadora de Coriolis. Dicha fuerza aparente impide en gran medida una circulación meridiana del viento como lo sugiere la teoría Unicelular de Hadley.

A pesar de la excelente esquematización que los modelos celulares ofrecen de la circulación planetaria del aire, existen muchos aspectos de la dinámica atmosférica que dichos modelos no explican. Entre ellos: el transporte de energía y de momento angular de las regiones intertropicales hacia latitudes medias, de suma importancia en la dinámica atmosférica. Por otra parte, el hecho de que la circulación del viento en latitudes medias es del Oeste, desde la superficie hasta los niveles superiores de la Troposfera, rompe con todo el esquema de la Teoría Tricelular. Otra cuestión que los modelos celulares no contemplan, es la existencia de una corriente de vientos máximos, cerca de la tropopausa, que juega un papel importante en la circulación general de la atmósfera.

Recientes teorías que basan sus conceptos en estudios más sólidos de la estructura y dinámica atmosférica, ofrecen una interesante explicación acerca de los mecanismos de transporte de energía y de momento angular, que son importantes para comprender muchos otros aspectos que tienen relación con la circulación planetaria del viento. Esos nuevos conceptos señalan la importancia que la transferencia del momento angular tiene para el mantenimiento del viento a

nivel mundial. Una teoría en particular, pone de manifiesto la importancia de la transferencia de energía y momento angular, así como del papel fundamental que juegan los grandes remolinos ciclónicos y anticiclónicos, que se han detectado en la troposfera superior.

Antes de tratar lo referente a la Teoría de Ondas, como se le conoce, es conveniente aclarar algunas cuestiones básicas que permiten la mejor comprensión de ella.

MOMENTO ANGULAR.

El momento o cantidad de movimiento es sencillamente: el producto de la masa del objeto móvil, por la velocidad (para un objeto que se desplaza en línea recta).

$$\text{Momento} = \text{masa (m)} \times \text{velocidad (v)}$$

Cuando el desplazamiento tiene lugar a lo largo de una trayectoria circular, se incluye también el radio de la circunferencia (r), quedando entonces el producto mvr y en este caso dicho producto recibe el nombre de Momento Angular.

$$\text{Momento Angular} = \text{masa} \times \text{velocidad} \times \text{radio}$$

De acuerdo con las leyes de Newton, relativas al movimiento, dicho momento angular, para un objeto al que se ha puesto en movimiento según una trayectoria circular, debe permanecer constante a menos que se le someta a una o varias fuerzas nuevas (Principio de la Conservación de la Cantidad de Momento Angular). Es decir, si un cuerpo ha sido puesto en

movimiento, dotándolo de un determinado momento angular, el producto mvr se mantiene constante, de modo que cualquier cambio que se produzca, ya sea en la velocidad o en el radio de la circunferencia, debe, inmediatamente, dar lugar a una variación inversa en su radio o en su velocidad, con objeto de que el producto mvr se mantenga inalterado. El factor masa no interviene, ya que no puede cambiar en respuesta a una variación del radio o de la velocidad. (Figura 4)

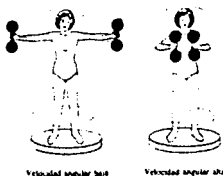


Fig. 4 Experimento para demostrar la conservación de la cantidad de movimiento angular. La mujer controla su velocidad angular moviendo las pesas hacia adentro para aumentarla o hacia afuera para disminuirla. (Tippens, 1988)

La Tierra en su movimiento de rotación, presenta una velocidad tangencial máxima en el Ecuador, donde el radio de la circunferencia es mayor, y disminuye a medida que aumenta la latitud, hasta ser nula en el Polo. Lo anterior se debe a que el radio de rotación disminuye también.

Sí tuvieramos un sistema Tierra-Atmósfera, en el cual, la atmósfera se encuentre en reposo con respecto a la Tierra, y en donde ambas giren como un todo, el momento angular de las partículas de aire y de la superficie terrestre, disminuiría al aumentar la latitud, ya que tanto la velocidad tangencial como el radio, decrecen. Ahora bien, según hemos dicho, el momento angular del aire en calma, a cualquier latitud, debe mantenerse constante, es decir tener un determinado valor de mvr . Ya en la década de los veinte, el Geofísico Británico Sir Harold Jeffres, hacía notar que cabía esperar importantes consecuencias, como resultado de los efectos del momento angular del aire, cuando en lugar de encontrarse en reposo, se moviera, relativamente a la superficie terrestre.

Los vientos alisios, debido a que se presentan en latitudes bajas, involucran un área mucho mayor de la que se ve afectada por vientos en otras latitudes más altas. En consecuencia los vientos alisios son de gran importancia en la circulación general de la atmósfera. Como se desplazan hacia el Oeste, en relación al suelo debajo de ellos, aunque el aire que arrastra participa de la rotación hacia el Este, alrededor del eje. Ocurre que, respecto al suelo situado por debajo, tienen un momento angular ligeramente inferior (los vientos alisios). Por otra parte, los alisios se desplazan en sentido opuesto al movimiento del suelo, en consecuencia, el aire llevado por ellos, debe sufrir una fuerza de arrastre,

motivada por la fricción, que tiende a que el viento sea más lento, y por tanto, a que aumente su componente de velocidad hacia el Este (debida a la rotación). A pesar de todo ello, la transferencia del momento angular que parece debería tener lugar desde el suelo al aire, no se pone de manifiesto, ya que los alisios mantienen una velocidad casi uniforme y adecuada al gradiente de presión que los produce. El hecho de que se mantengan los vientos alisios exige, por tanto, que exista, desde esta zona y hacia el exterior de la misma, una transferencia de momento angular, ya que de lo contrario el viento se frenaría.

En latitudes medias, los vientos que se desplazan hacia el Este, respecto a la superficie del suelo, poseen una mayor velocidad de desplazamiento hacia el Este y, por tanto, mayor momento angular les corresponde. El rozamiento o fricción que tendría lugar entre el aire y la superficie del suelo, más lenta, debe lugar a una transferencia del momento hacia la tierra; en consecuencia, el efecto de rozamiento debería ocasionar disminución en la velocidad del viento de Oeste. Dado que esto no ocurre, el momento angular perdido por el aire, debido al rozamiento, debe ser compensado, desde el exterior, con objeto de que la velocidad de los vientos del Oeste se mantenga.

Un razonamiento análogo al que se hizo con los vientos alisios, debe aplicarse a los vientos polares del Este. También en este caso, debería existir una transferencia del

momento angular hacia el exterior, con el fin de mantener la intensidad de los vientos del Este en regiones polares.

Resumiendo, se tiene que los vientos del Este (Tropicales y Polares), ganan momento angular procedente del suelo debajo de ellos (porque su desplazamiento es en sentido contrario a la rotación de la Tierra), pero el exceso de dicho momento angular es transferido a los vientos del Oeste (en latitudes medias), en cantidades suficientes para compensar la pérdida de éstos, al cederlo al suelo debajo de ellos, porque ahora el sentido del desplazamiento es el mismo al de rotación de la Tierra.

ONDAS DE ROSSBY.

Evidentemente un modelo de circulación celular como los expuestos en los primeros párrafos, no son capaces de explicar el mecanismo de transferencia del momento angular. Recientes investigaciones, han considerado la existencia de una estrecha relación entre el transporte del momento angular y la presencia de Ondas o enormes remolinos ciclónicos y anticiclónicos, en el seno de la Troposfera superior. Dichos remolinos son de gran importancia, debido a que la mayor intensidad en el flujo del aire se produce en los niveles superiores. En el moderno esquema de la circulación general de la atmósfera, esos grandes remolinos ciclónicos y anticiclónicos suministran el mecanismo de transferencia del momento angular, el cual permite el mantenimiento de los

vientos zonales.

Los enormes remolinos se manifiestan comunmente como grandes ondulaciones horizontales en latitudes medias (en los niveles superiores de la Troposfera). Su existencia ha sido demostrada teóricamente por C.G. Rossby.

Debido a la influencia de la rotación terrestre, el flujo de los vientos del Oeste se distorsiona, convirtiéndose en un flujo ondulatorio. A las ondas que se forman a partir de dicho flujo ondulante, se le conocen como: "Ondas de Rossby". Se propagan de Oeste a Este, circundando el Planeta. Estas ondas presentan, además, una evolución característica que las lleva a convertirse en remolinos con centros cálidos o fríos, originando respectivamente centros ciclónicos y/o anticiclónicos. (figuras 5 y 6)

Cabe señalar que dichos centros de baja y alta presión, que se manifiestan en los niveles superiores de la Troposfera, tienen su correspondiente efecto en superficie. De ahí la importancia de las Ondas de Rossby, como responsables de la transferencia del momento angular y de la energía, que mantienen la circulación atmosférica.

Recientes estudios acerca del mecanismo de la transferencia del momento angular, han revelado que la zona en donde se lleva a cabo el mayor transporte de momento angular, es la región que limita a los vientos alisios con los del Oeste, es decir a 30° de latitud aproximadamente (en la alta Troposfera). La figura 7 esquematiza el flujo asimétrico del

Fig. 5 Presión y viento típico sobre el hemisferio Norte a 5 Km. de altitud. Las flechas indican el flujo del viento.
(Fairbridge, 1967)

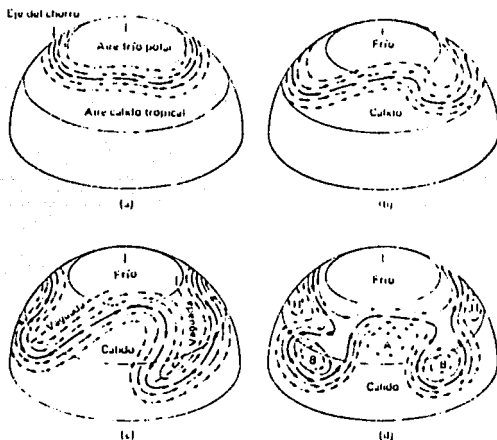
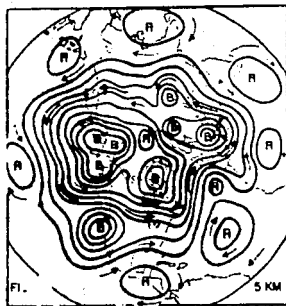


Fig. 6 Desarrollo de las ondas de Rossby, en la zona del aire superior de los Polos, sobre una tierra en rotación, con un ecuador cálido y polos fríos. (a) La corriente en chorro zonal y un flujo de aire frío a latitudes altas. (b) Comienzo de las ondas de Rossby. (c) Las ondas presentan ya fuerte desarrollo. (d) Se han formado células con masas de aire cálido y frío. (De A. Stranier, *The Earth Sciences, Meteor & Hum. Atmos de J. National*) (DONN, 1975)

viento a los 30° Norte. El flujo que va hacia el Norte tiene una componente del movimiento, en dirección Oeste a Este, mayor que la del flujo que se dirige hacia el sur. En consecuencia, tiene lugar un transporte neto de momento angular, de sentido Oeste-Este, que procedente de las bajas latitudes (zona de los alisios), llega a la zona de los vientos del Oeste.

A través de determinaciones de transferencia real del momento angular, a lo largo de planos meridianos y verticales, hasta una altitud de 10 Km., se ha demostrado la eficiencia del transporte del momento angular; asimismo se ha comprobado que la transferencia es mayor en los niveles superiores de la Troposfera, lo cual explicaría la causa de las extraordinarias velocidades que alcanza el viento con la altura. (6)

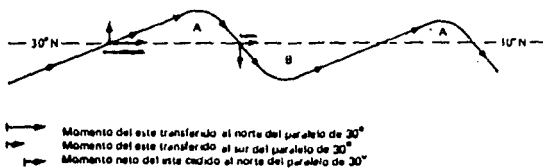


Fig. 7 Transferencia del momento angular. (Donn, 1978)

La moderna teoría que explica la circulación general de

la atmósfera, contempla muchos aspectos que las teorías clásicas de circulación celular no tomaron en cuenta. Aspectos tales como: la transferencia del momento angular, la importancia de las Ondas de Rossby en dicha transferencia, la existencia de una Corriente de Chorro o de vientos máximos cerca de la Tropopausa y su gran importancia dentro de la circulación general del aire.

Quizás aún no se ofrece un esquema exacto de la circulación general del viento, pero sin duda debe ser muy complejo, si se toman en cuenta todos los factores que influyen en dicha circulación atmosférica. No obstante se presenta un esquema (figura 8), en donde se representa en forma idealizada y en base al modelo tricelular, la circulación del viento en el planeta, tomando en consideración algunos conceptos modernos y de significancia. Debe destacarse el hecho de que no se presentan tres celdas como en el modelo clásico, sino solo dos bien definidas (la Celda de Hadley y la de regiones polares), y una tercera (la llamada Celda de Ferrel), que no es propiamente un circuito, ya que como se observa, existe una predominancia de vientos del Oeste y Suroeste, desde la superficie hasta los niveles superiores de la Troposfera.

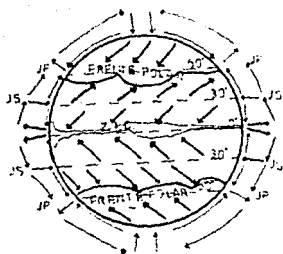


Fig. 8 Esquema de circulación atmosférica con mayor parecido a la circulación real.

JS: Corriente de Chorro Subtropical.

JP: Corriente de Chorro Polar.

ZIC: Zona Intertropical de Convergencia.

CITAS BIBLIOGRÁFICAS.

- (1) Fairbridge, Rhodes W. (1967)
The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astro-
geology.
Reinhold Publishing Co. USA. p. 71
- (2) Maderoy Rascón, Laura E. (1982)
Geografía de la Atmósfera
U.N.A.M. México. p. 23
- (3) Op cit. p. 25
- (4) Fairbridge, 1967 p. 71
Eagleman, Joe R. (1980)
Meteorology: The Atmosphere In Action.
Edit. Eagleman N.Y. pp 96-97.
- (5) Fairbridge, 1967 p. 72
Eagleman, 1980 p. 97
- (6) Donn William L. (1978)
Meteorología
Edit. Reverte S.A. Barcelona pp. 301-309.

CAPITULO II

EL VIENTO: CAUSAS QUE LO ORIGINAN, FACTORES QUE
INTERVIENEN Y VIENTOS TEORICOS.

EL VIENTO.

El viento se puede conceptualizar como el movimiento del aire; posee una primordial importancia dentro de la dinámica atmosférica, ya que por medio de él, se logra mantener un estado de equilibrio en la atmósfera. Por otra parte, su importancia meteorológica y climática es bien conocida, basta decir que, mediante el viento se da el intercambio de calor entre las regiones ecuatoriales cálidas y las zonas subpolares y de latitudes medias o templadas; además el viento transporta vapor de agua de una región a otra, y esto es la causa de los regímenes de precipitación en diferentes partes del mundo. "En ciertos aspectos, la atmósfera se asemeja a una gigantesca máquina térmica, en la que la diferencia constante de temperaturas existente entre los Polos y el Ecuador, proporciona la energía necesaria para la circulación atmosférica". (1)

Aunque el movimiento del aire se da, tanto en el plano horizontal, como en el vertical, los movimientos verticales no son tan importantes como los horizontales, ya que éstos últimos pueden abarcar enormes regiones del planeta o bien pequeñas áreas, y pueden durar desde horas hasta semanas o meses.

El origen del viento está asociado a movimientos convectivos y se produce por variaciones horizontales de presión, en cortas distancias. Los vientos de carácter zonal o planetario, se originan como consecuencia de variaciones en la

presión atmosférica, y diferencias térmicas, pero en este caso, existen también una serie de factores que intervienen e influyen en el viento, ellos son: La Fuerza del Gradiente de Presión; la Fuerza Desviadora de Coriolis; La Fuerza de Rozamiento o Fricción y la Aceleración Centrípeta o Centrifuga. A continuación se explica la intervención de cada una de dichas fuerzas, para comprender su influencia en el desplazamiento del aire.

GRADIENTE HORIZONTAL DE PRESION.

El gradiente horizontal de presión es la fuerza que ocasiona el movimiento del aire, de las altas hacia las bajas presiones, o dicho de otra manera, de las zonas con exceso de aire hacia las regiones con déficit de aire, el gradiente de presión establece el mecanismo que compensa esas diferencias. Como la fuerza del gradiente de presión está dirigida de altas a bajas presiones, cruzando perpendicularmente a las líneas isobaras, la tendencia inicial del aire es fluir paralelamente al gradiente de presión (de forma perpendicular a las isobaras). Sin embargo, una vez que el aire se ha puesto en movimiento, se origina una fuerza desviadora, que impide que la dirección del viento, sea como se mencionó anteriormente.

FUERZA DESVIADORA DE CORIOLIS.

Una partícula de aire que se mueve en el Ecuador, junto

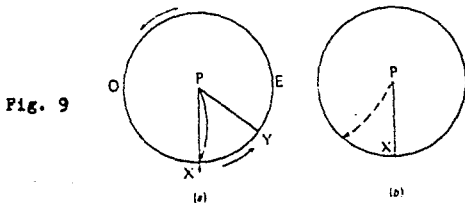
con la Tierra (en su movimiento de rotación), tendrá una velocidad máxima (1600 km/h.), y tenderá a disminuir dicha velocidad a medida que se acerca a las regiones polares, hasta ser nula justo encima de los Polos. Cuando sopla el viento sobre la superficie de la esfera de rotación (que es la Tierra), el suelo gira debajo de él, y aparentemente, para un observador situado en el suelo, el viento parecerá sufrir una desviación continua, con respecto al suelo que tiene debajo.

Si la posición del observador estuviera en el espacio (fuera de toda influencia de la rotación terrestre), apreciaría que tal giro del viento no existe, sino que vería la rotación de la Tierra solamente. El viento sufre una desviación aparente, que es real para todos los observadores en Tierra.

Esta fuerza aparente es el resultado de la rotación de la Tierra, y la causante de la desviación del viento, se le conoce como: Fuerza de Coriolis o Aceleración de Coriolis. Para comprender mejor cómo se origina tal desviación en el viento utilizemos un ejemplo sencillo, tomando en consideración que: a) se limita al caso especial del viento con dirección Norte a Sur, cerca del Polo Norte; b) se extienden los resultados del caso especial, a la situación general del viento en otras latitudes. Por conveniencia sustituiremos al viento como móvil, por un proyectil, más tangible y visualizable.

DESVIACION EN EL POLO NORTE

Supongamos un plano de la superficie terrestre que abarque a la region polar, y la cual, pueda considerarse horizontal y llana. La figura 9-a muestra una proyeccion con el Polo Norte al centro, y el perimetro de la circunferencia girando, como lo indican las flechas. Imaginemos, en un momento dado, que PX sea la direccion del meridiano de un observador. Si un proyectil fuera disparado desde P, a lo largo del meridiano PX, tardaría una hora en alcanzar el punto X; sin embargo, en ese lapso de tiempo, el meridiano localizado en un principio en PX, habría girado $15'$ al Este, de modo que ahora será PY. El proyectil, al no participar de la rotación terrestre, habrá seguido el trayecto PX, lo cual, aparentemente para un observador en la Tierra (el que hizo el disparo), la trayectoria del proyectil se habría desviado hacia la derecha, describiendo el trayecto curvo PX. Lo que en realidad ocurre, es que ningún observador en Tierra, percibe la rotación terrestre; de modo que para ellos, la trayectoria del proyectil será la línea a trazos de la figura 9-b.



Para cualquier observador, situado en un punto fijo del espacio, la trayectoria del proyectil será la línea recta PX y habrá sido recorrida en una hora.

En el caso de que el proyectil sea disparado desde un punto X, hacia el Polo Norte, podemos ver que se llega a resultados similares, según lo muestra la figura 10-a. En este caso, el proyectil es lanzado desde X hacia P, y al igual que en el ejemplo anterior, X describe un movimiento de 15° de arco, hacia el Este, en un tiempo de una hora. Sin embargo, cuando el proyectil se mueve de X a P, y de acuerdo al Principio de la Inercia, el proyectil participa de la velocidad de rotación de la Tierra, además de su propia velocidad de translación de X a P, por lo que, llegará (en una hora), a un punto situado a la derecha de P, con lo cual, aparentemente ha desviado su trayectoria hacia la derecha de su ruta original XP (figura 10-b).

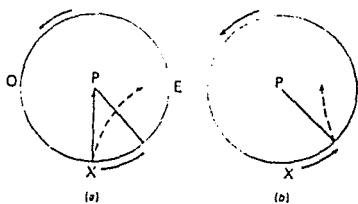


Fig. 10

Bastará con sustituir el móvil, para comprender el comportamiento del viento, bajo la influencia de la fuerza desviadora de Coriolis. (2)

La magnitud de la desviación por la fuerza de Coriolis, es proporcional a: a) La velocidad horizontal del aire, es decir, para un viento de 10 m/s, actuará una fuerza, que sería la mitad de la que actuaría para un viento de 20 m/s; b) al seno de la latitud (seno $0^\circ = 0$; seno $90^\circ = 1$), por ello, la fuerza desviadora de Coriolis, es nula en el Ecuador y máxima en los Polos.

Cabe señalar que en ésta explicación, se consideró solamente la situación para el hemisferio Norte. En el caso del hemisferio Sur, la desviación que sufre cualquier móvil, por la influencia de la fuerza de Coriolis, tiene lugar hacia la izquierda de su trayectoria original.

Aunque la dirección del viento es afectada por la fuerza de Coriolis, su velocidad no resulta afectada.

FUERZA DE ROZAMIENTO (DESACELERACION POR FRICCIÓN).

El viento que sopla cerca de la superficie terrestre, posee menos velocidad que el viento de niveles superiores. Esto es debido a que, existe una fuerza que se opone al libre flujo del aire en las proximidades del suelo. Dicha fuerza se le conoce como: Fuerza de Rozamiento o Fricción. Cuanto más irregular es la superficie sobre la cual sopla el viento, mayor será la fuerza que se opone a su flujo, y por tanto,

el viento sufrirá cierta desaceleración. Las capas de aire situadas cerca de la superficie terrestre, sufren la influencia de la fuerza de rozamiento y la transmiten a las capas de aire inmediatamente encima. La transmisión de la fricción por las capas de aire, disminuye a medida que aumenta la altitud, y suele ser de poca o nula importancia hacia los 600 metros por encima del suelo.

Esta fuerza de rozamiento ejerce también cierta influencia capaz de desviar el viento de su trayectoria inicial (ideal de altas a bajas presiones, siguiendo paralelamente al gradiente de presión), obligándolo a cruzar las isobaras cada vez más en forma oblicua. Como consecuencia de lo anterior, el viento sigue una trayectoria en espiral, al pasar de las altas a las bajas presiones (figura 11).

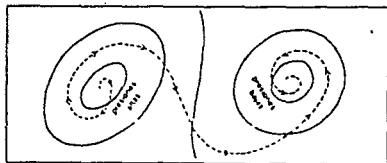


Fig. 11. Trayectoria seguida por una partícula de aire sometida a las fuerzas de la presión, de Coriolis, centrífuga y de rozamiento, entre un núcleo de presión alta y uno de presión baja. (VÍDE, 1984)

Fig. 11

Por lo que se refiere a las fuerzas centrípeta y centrífuga, éstas solo intervienen en los vientos con trayectoria circular, y se tratarán más adelante.

VIENTOS TEÓRICOS

Cabe señalar que los vientos que a continuación se mencionan son teóricos y utilizados para comprender el comportamiento del viento real. El viento Geostrofico, es el resultado de un hipotético movimiento uniforme y rectilíneo del aire, que en la realidad es difícil que se presente. Sin embargo, en los niveles superiores de la Troposfera, el desplazamiento del aire se aproxima al viento antes referido, de ahí su utilidad. El viento de Gradiente, también teórico, se refiere a un movimiento uniforme y circular del aire, alrededor de un centro de rotación, y se asocia al flujo que se observa en ciclones y anticiclones en los niveles superiores de la Troposfera.

VIENTO GEOSTROFICO

El término Geostrofico se refiere a un balance entre las fuerzas de Coriolis y del gradiente de presión.

El viento Geostrofico fue estudiado empíricamente por C.H.D. Buy-Ballot, en 1857. Lo describió en su llamada "Ley de Buy-Ballot" que dice así: "...si te encuentras en el hemisferio Norte, con el viento a tu espalda, las altas presiones quedan a tu mano derecha, y las bajas presiones a tu

mano izquierda, siendo lo inverso en el hemisferio Sur".

El viento Geostrófico fue nombrado y definido por Sir Napier Shaw como: "Un viento con una velocidad determinada por el balance exacto de la Aceleración de Coriolis y la fuerza del gradiente de presión". (3)

Una vez que el aire se ha puesto en movimiento, el efecto de la fuerza de Coriolis va determinando una continua desviación sobre el viento, hacia la derecha de su trayectoria, que inicialmente sería paralela a la dirección del gradiente de presión. Es lógico que dicha desviación no puede ser indefinida y cesa cuando el viento sopla paralelamente a las líneas isobaras o isohipsas (figura 12).

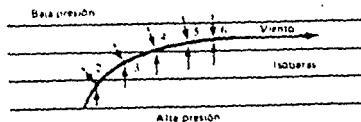


Fig. 12 La fuerza desviadora de Coriolis hace que los vientos soplen paralelamente a las isobaras, en el caso del viento Geostrófico. (Donn, 1978)

Dado que la fuerza de Coriolis actúa perpendicularmente y hacia la derecha de la dirección del viento, al momento de darse la máxima desviación, la fuerza de Coriolis queda en completa oposición a la fuerza del gradiente de presión,

equilibrándose ambas (figura 13).

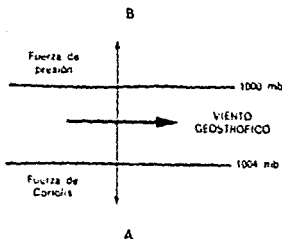


Fig. 13 El viento Geostrofico en el caso de movimiento uniforme, hemisferio Norte. (Donn, 1978)

Cuando el viento comienza a fluir, solamente está influenciado por el gradiente de presión y aumenta su velocidad rápidamente, pero una vez que actúa la fuerza de Coriolis, ésta va aumentando a medida que crece la velocidad del viento, hasta que llega el momento en que la fuerza de Coriolis es opuesta y de igual magnitud a la fuerza del gradiente de presión.

Teóricamente, el equilibrio se da, cuando la dirección del viento sea paralela a las líneas isobaras o isonipsas, sean éstas rectilíneas o de muy poca curvatura.

La velocidad del viento Geostrofico es inversamente proporcional al seno de la latitud. Para un mismo gradiente de

presión un viento geotrófico de 15 m/s en latitudes de 43', producirá un viento de 10 m/s en latitudes de 90'.

A excepción de las latitudes bajas, cercanas al Ecuador, donde la fuerza de Coriolis es casi nula, el viento Geotrófico se aproxima mucho al movimiento del aire observado en la "atmosfera libre". (4)

Otras características del viento Geotrófico son: a) El viento Geotrófico (o su aproximación) del Oeste, es dominante todo el año, siendo en latitudes medias más intenso, sobre todo en los niveles superiores de la Troposfera y durante el invierno (Corriente de Chorro); b) Ligeros vientos del Este predominan en regiones polares todo el año; c) Los vientos alisios tropicales son superados por los fuertes vientos del Oeste (en el invierno), como lo muestran las figuras 14 y 15.

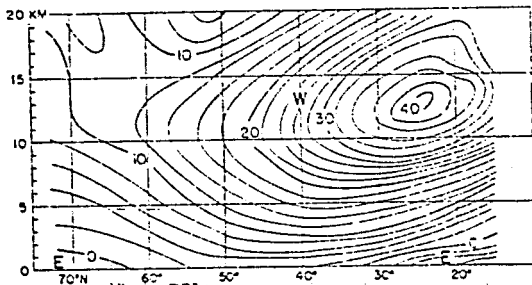


Fig. 14. Componente zonal medio del viento Geostrófico (metros por segundo), en invierno. W= vientos del Oeste; E= vientos del Este (Petterssen, 1956).

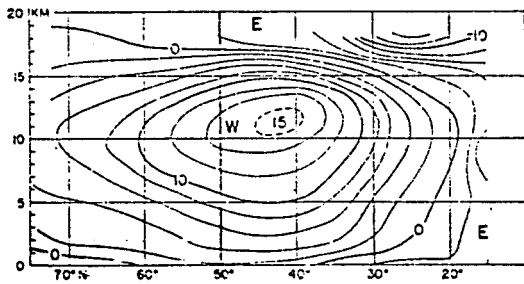


Fig. 15 Componente zonal medio del viento Geostrófico en verano. (Petterssen, 1956)

VIENTO DE GRADIENTE.

Para las trayectorias circulares del viento, existe una fuerza que se suma a las antes mencionadas, para dar lugar a otro tipo de viento teórico. Dicha fuerza es la Aceleración Centrípeta o Centrífuga (la fuerza Centrífuga es de igual magnitud que la Aceleración Centrípeta y de signo contrario).

ACELERACION CENTRIPETA:

Todos los cuerpos que se mueven siguiendo una trayectoria circular, se encuentran sometidos a la acción de una aceleración que se dirige hacia su centro de rotación. Dicha fuerza se expresa de la siguiente manera:

$$C = \frac{-Mv^2}{r}$$

donde: C= Aceleración Centrípeta; M= masa en movimiento;
v= velocidad de rotación; r= radio de la circunferencia.

A veces por conveniencia, este factor se considera como una fuerza centrífuga, que actúa radialmente hacia el exterior. Esto es importante dado que, se consideran las fuerzas que actúan en la rotación del aire, alrededor de un centro de baja o alta presión, por ello, la fuerza puede considerarse centrífuga o bien centrípeta, según sea el caso.

El viento de Gradiente se define como: "Un viento que corresponde al balance entre las fuerzas de presión, la de Coriolis y la aceleración centrípeta". Este tipo de viento

(al igual que el viento Geostrofico), fluye paralelo a las líneas isobaras o isohipsas, las cuales presentan un patrón circular.

La figura 16 muestra la situación del balance de fuerzas en un centro de baja presión (en el hemisferio Norte). La fuerza de Coriolis es menor que la del gradiente de presión, por tanto el equilibrio se obtiene cuando la Aceleración Centrípeta se suma a la fuerza de Coriolis. Entonces el flujo del viento de Gradiente es paralelo a las líneas isobaras, describiendo una trayectoria circular, en sentido opuesto a las manecillas del reloj.

En el caso de los centros de alta presión, la fuerza de Coriolis, dirigida al centro, es mayor que la fuerza del gradiente de presión. El equilibrio se alcanza cuando la Aceleración Centrífuga actúa conjuntamente con la fuerza del gradiente de presión (figura 17). El flujo del viento de Gradiente, en este caso, es en el sentido de las manecillas del reloj, para el hemisferio Norte.

Al igual que en el viento Geostrofico, es en los niveles superiores de la Troposfera, donde se presentan vientos que se aproximan al viento de Gradiente, debido a que, los efectos de la fuerza de rozamiento, son nulos a partir de los 600 metros por encima del suelo.

El viento de Gradiente también incrementa su velocidad con la altura, sobre todo en las bajas presiones, si éstas coinciden con bajas temperaturas. Por el contrario, cuando

se presenta en altas presiones, donde coincidan bajas temperaturas el viento de Gradiente disminuye su velocidad. (5)

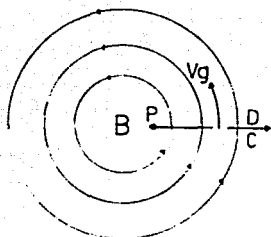


Fig. 16 Balance de fuerzas en el flujo del viento de Gradiente, en un centro de baja presión. Hemisferio Norte.

D: Fuerza de Coriolis

P: Fuerza del Gradiente de Presión

C: Aceleración Centrípeta o Centrifuga.

Vg: Viento de Gradiente.

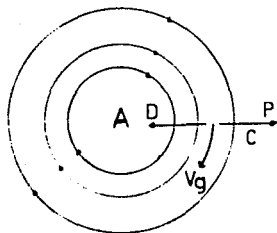


Fig. 17 Balance de fuerzas en el flujo del viento de Gradiente, en un centro de alta presión. Hemisferio Norte.

VIENTO REAL.

Es importante señalar, que tanto el viento Geostrófico, como el de Gradiente, son vientos teóricos, que se utilizan como parámetros para estudiar el viento verdadero.

El viento de superficie difiere de los vientos teóricos, porque está sometido a la influencia de muchos factores, que impiden un flujo paralelo a las isobaras o perpendicular a ellas. Uno de esos factores es la fuerza de rozamiento, estrechamente ligado al relieve terrestre y al tipo de superficie. El relieve modifica la dirección e intensidad del viento. También influye la heterogeneidad de la superficie de la Tierra, respecto de la distribución de tierras y cuerpos de agua, por sus diferencias de calor específico.

Por otra parte, los vientos de altura tienen mayor parecido a los vientos teóricos mencionados, porque no están afectados por la fuerza de rozamiento o fricción. Al analizar las cartas de presión constante, a partir de 500 mb. (aproximadamente 5500 metros geopotenciales), se puede observar un flujo del viento próximo al viento Geostrófico, es decir, fluye casi paralelo a las líneas isohipsas. En el caso del viento de Gradiente, suele presentarse en los ciclones y anticiclones en altura, girando casi paralelo a las isohipsas, que presentan un patrón circular. Esto es posible gracias a que, a tales niveles de la Troposfera, la fuerza de rozamiento con el relieve terrestre deja de ser importante.

VIENTOS SUPERIORES.

En la Troposfera superior, predomina un flujo medio de vientos del Oeste, a partir de 15° a 20° de latitud, hacia los Polos, con excepción de un débil flujo del Este en latitudes altas. (ver figuras 14 y 15)

Dentro de las zonas tropicales prevalece un flujo del Este, con vientos de intensidad creciente desde la superficie, hasta los niveles superiores de la Troposfera, siendo el flujo del Este, menos intenso que los vientos del Oeste, en latitudes medias.

Una característica digna de consideración, es el hecho de que el flujo en los niveles superiores de la Troposfera, es predominantemente del Oeste, en una amplia banda de latitud (de 15° a 70° aproximadamente). En cambio esquemas de circulación atmosférica indican una alternancia "lógica" del flujo Este y Oeste del viento.

CITAS BIBLIOGRAFICAS.

- (1) Barry Roger G.; Chorley Richard J. (1984)
Atmósfera, Tiempo y Clima
Edit. Omega 4a. edic. Barcelona p.137
- (2) Donn William L. (1978)
Meteorología
Edit. Reverte S.A. Barcelona pp. 242-243
- (3) Fairbridge, Rhodes W. (1967)
The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astro-
geology.
Reinhold Publishing Co. U.S.A.
p.422
- (4) Barry; Chorley, 1984 p. 141
- (5) Fairbridge, 1967 p. 432

CAPITULO III

LOS SISTEMAS DE PRESION EN LA TROPOSPERA BAJA Y ALTA.

LOS SISTEMAS DE PRESION EN LA TROPOSPERA BAJA Y ALTA.

El análisis de cualquier fenómeno de carácter meteorológico, no está completo si no se toman en cuenta las condiciones que se presentan, tanto al nivel de superficie, como en los niveles superiores de la Troposfera. Recientes datos obtenidos acerca de la dinámica atmosférica de la Troposfera alta, señalan y ofrecen bases para asegurar que los eventos meteorológicos que ocurren en los niveles superiores, son en gran parte, responsables de lo que sucede en superficie y que afectan directamente al hombre.

El estudio de todo evento o situación meteorológica, requiere de la utilización de varios elementos, entre ellos, los mapas sinópticos de superficie y los de presión constante. Los primeros ofrecen abundante información acerca de las condiciones atmosféricas en superficie. Los segundos proporcionan datos referentes a las condiciones de la atmósfera a diversos niveles de altitud geopotencial. De la información que proporcionan ambos tipos de mapas, lo más importante son las configuraciones isobáricas y el de las isohipsas.

Los patrones o formas que presentan las isobaras o isohipsas, son fundamentalmente: ciclones y anticiclones, que son los más importantes. Existen otros tipos de configuraciones, asociadas a los centros de baja y alta presión, entre ellas: Dorsales, Vaguadas, Collados, Pantanos Barométricos, etc.

El análisis de dichas configuraciones isobáricas y de las isohipsas, es indispensable para la mejor comprensión de

de los fenómenos meteorológicos, y así ofrecer una explicación del estado del tiempo en lugar y hora determinada.

A partir de los patrones isobáricos y/o isohípicos que ofrecen las cartas meteorológicas, y con el auxilio del análisis de termodiagramas, modelos matemáticos, etc., se pueden apreciar las condiciones atmosféricas que existen en cierto momento y sus relaciones a diferentes niveles en la Troposfera.

Es relativamente fácil identificar las formas ciclónicas y anticiclónicas en los mapas sinópticos, pero resulta complejo realizar un análisis vertical de su estructura, lo cual es importante, para relacionar la dinámica atmosférica en superficie, con la de los niveles superiores de la Troposfera, ya que las condiciones en los niveles superiores, determinan en muchas ocasiones, las características del estado del tiempo en superficie. De ahí la importancia que tiene el análisis tridimensional de los sistemas de presión, estrechamente ligados a los eventos meteorológicos.

CONVERGENCIA-DIVERGENCIA.

Al movimiento horizontal del aire, desde la periferia hacia un punto determinado, se le llama Convergencia; y el alejamiento del aire, desde una región hacia la periferia, se le conoce como Divergencia. Tanto una, como otra, son procesos básicos en el desplazamiento horizontal del aire, y a su vez, originan movimientos verticales del mismo.

En el caso de la Convergencia, el aire llega de la periferia hacia un centro de baja presión, en él se da una acumulación de aire, hasta que éste se ve obligado a escapar verticalmente, con un movimiento en espiral (2o. Teorema de Bjerknes), tal como lo indica la figura 18. Dicho ascenso del aire, provoca inestabilidad atmosférica, que se manifiesta en "mal tiempo".

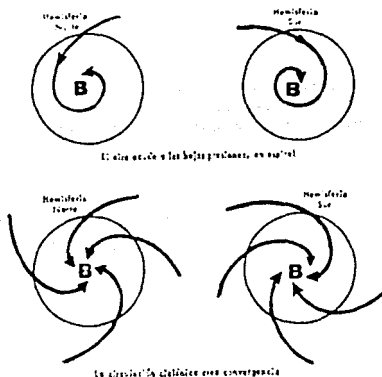


Fig. 18 El aire converge a un centro de baja presión, siguiendo una trayectoria en espiral. (Medina, 1976)

En el caso de la Divergencia, ésta se presenta cuando el aire se desplaza, alejándose de un centro de alta presión,

hacia la periferia. Lo hace también siguiendo una trayectoria en espiral (como lo muestra la figura 19), y desciende suavemente a la superficie, provocando cielos despejados y en general "buen tiempo".

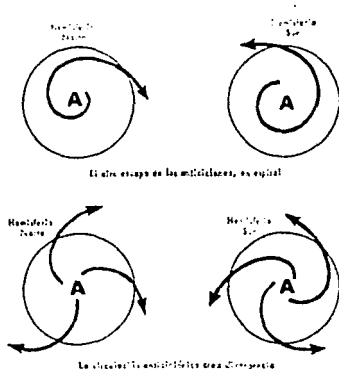


Fig. 19 El aire escapa o diverge de un centro de alta presión, siguiendo una trayectoria en espiral. (Medina, 1976)

Sí existen dos células, una ciclónica y otra anticiclónica, próximas entre sí, es fácil pensar que existe una estrecha relación entre ambas (Principio de Dines). El aire converge y asciende sobre una célula ciclónica, a cierto nivel el aire diverge, acusando la presencia de un anticiclón,

justo encima o muy cerca del centro de baja presión en superficie. Por otra parte, el aire que escapa del anticiclón en altura, converge a una célula ciclónica en altura también, en donde el aire, esta vez, desciende a la superficie; una vez ahí vuelve a diverger, lo cual indica la presencia de un anticiclón en superficie. (figura 20)

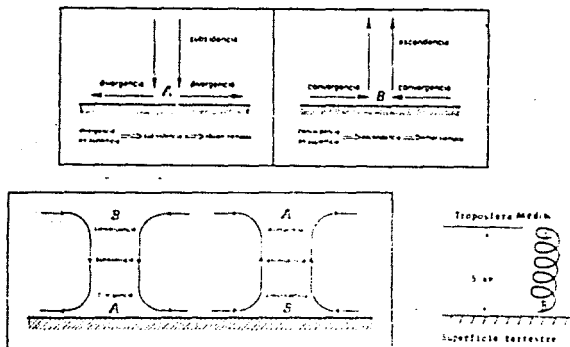


Fig. 20 Esquemas de los procesos de Convergencia y Divergencia del aire y su mutua relacion. (Vide, 1934)

En estos sistemas de presión, la alternancia de Convergencia y Divergencia, debe dar lugar en alguna parte, a un nivel intermedio entre el proceso convergente y divergente, un ni-

vel en donde el movimiento horizontal del aire sea nulo, por tanto, solo existe movimiento vertical del aire, ascendente en las borrascas o ciclones y descendente en los anticiclones. A dicho nivel se le conoce como: "Nivel de no divergencia", y coincide aproximadamente con el nivel de 600 mb. (en los casos de borrascas cálidas y anticiclones fríos), lo anterior ha sido estudiado detalladamente por Sutcliffe en su Teoría del Desarrollo.

Ahora bien, existen borrascas cálidas y frías, lo mismo que anticiclones cálidos y fríos. Los que tienen mayor importancia meteorológica son las borrascas cálidas y los anticiclones fríos, ya que desempeñan un papel primordial en el desarrollo de los fenómenos meteorológicos, al tratarse de sistemas dinámicos, esencialmente móviles, que determinan las variaciones del tiempo atmosférico (especialmente en zona de latitudes medias). Los anticiclones cálidos y las borrascas frías, son por el contrario, casi estacionarios y hacen el papel de "Centros Rectores" de la circulación atmosférica, o bien, se comportan como centros de alta o baja presión, que hacen el efecto de "bloqueo" de la circulación zonal del viento, en los niveles superiores de la troposfera.

(1)

ESTRUCTURA VERTICAL DE BORRASCAS Y ANTICICLONES.

A continuación observaremos, de manera muy general, la estructura vertical de los sistemas de presión principales,

desde superficie, hasta los niveles superiores de la Troposfera y los inferiores de la Estratosfera. Esto con el fin de comprender mejor, cómo influyen dichos sistemas de presión sobre los eventos meteorológicos y en la circulación planetaria del aire.

BORRASCAS FRIAS.

Se caracterizan por tener temperaturas bajas del aire en su interior. El gradiente horizontal de temperatura se dirige hacia el exterior.

Por tratarse de un centro de baja presión, el gradiente horizontal de presión apunta hacia adentro.

El viento conserva su dirección y sentido, según aumenta la altitud, encima de la borrasca.

Por tanto se puede concluir, que sobre la vertical de una borrasca fría hay circulación ciclónica más fuerte que en superficie, dentro de la Troposfera, ya que al pasar a la Estratosfera, la situación se invierte. (figuras 21 a y b)

En resumen, por encima de una borrasca fría, hay borrasca. Evidentemente en este caso, existe convergencia a todos los niveles y no se presenta el nivel de no divergencia, a los 600 mb., sino que se presentaría en la Estratosfera, por lo cual, dentro de la Troposfera, encima de una borrasca fría el movimiento del aire es en forma espiral ascendente, con circulación ciclónica y en el nivel de no divergencia se convierte en circulación anticiclónica, tal como lo indica la figura 21-b.

NOTA: POR ERROR EN LA NUMERACION
DE LAS PAGINAS, SE OMITIO EL No.
62. EL TEXTO NO PIERDE CONTINUIDAD.

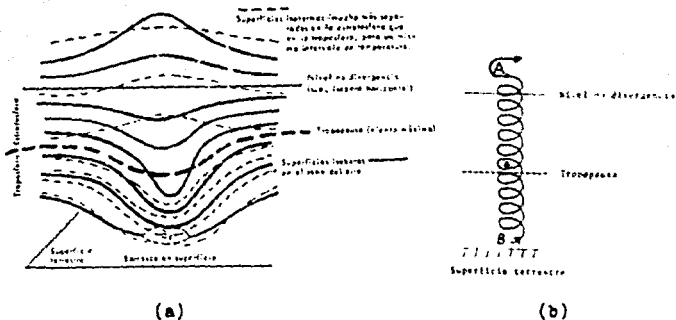


Fig. 21 Borrascas frías sobre la superficie terrestre; y perfil de las superficies isobaras, isotermas y Tropopausa, en la vertical. (Medina, 1976)

BORRASCAS CALIDAS.

Estas tienen en su interior, aire más cálido que el que tiene a su alrededor. El gradiente horizontal de temperatura se dirige hacia adentro.

La intensidad del viento en este caso, disminuye con la altura, hasta convertirse en calma, en el nivel de no divergencia a 600 mb. Mas arriba del referido nivel, el viento presenta una dirección y sentido opuesta a la que tiene en superficie. La velocidad del viento aumenta con la altura y alcanza su máximo de intensidad, cerca de la Tropopausa. En el seno de la Estratosfera, el viento vuelve a disminuir de

intensidad, a medida que aumenta la altitud, hasta que llega a encalmarse nuevamente. Después de este segundo nivel de calma, el viento vuelve a invertir su sentido y arrecia con la altura.

Una borrasca cálida tiene encima de ella un anticiclón, dentro de la Troposfera. La figura 22 a y b, muestran la estructura vertical de una borrasca cálida.

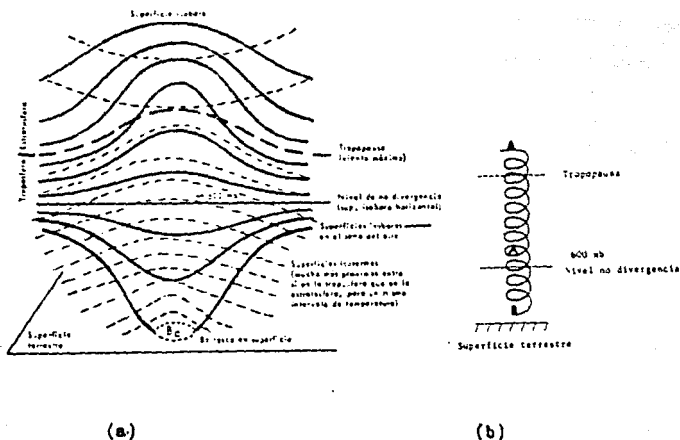


Fig. 22 Borrasca cálida sobre la superficie terrestre, con perfiles de superficies isobáricas, isotermas y Tropopausa, en la vertical. (Medina, 1976)

ANTICICLONES FRIOS.

Este tipo de anticiclones tiene en su interior aire más frío que el de su alrededor. El gradiente horizontal de temperatura apunta hacia afuera.

Por otra parte, por tratarse de un centro de alta presión, los valores aumentan hacia el interior.

El viento disminuye de intensidad con la altura, hasta encalmarse en el nivel de 600 mb. (Nivel de no divergencia), conservando su dirección y sentido. Arriba de dicho nivel, surge un viento débil, opuesto al que sopla cerca de la superficie, y el cual, aumenta su intensidad con la altitud.

Sobre la vertical de un anticiclón frío, existe circulación anticiclónica solo hasta el nivel de 600 mb., por tanto se puede concluir: sobre la vertical de un anticiclón frío, hay borrasca (dentro de la Troposfera), como lo indica la figura 23 a y b .

ANTICICLONES CALIDOS

Se caracterizan por contener en su interior, aire más cálido que el de su alrededor. El gradiente horizontal de temperatura se dirige hacia el interior, es decir, la temperatura aumenta hacia el interior del anticiclón.

Según se asciende, el viento conserva su dirección y sentido e intensifica su velocidad, hasta el nivel de la tropopausa. Arriba de ella, el viento disminuye hasta encalmarse (en el nivel de no divergencia), ya en la Estratosfera. Lue-

go arriba del nivel de calma, el viento invierte su sentido y arrecia para convertirse en circulación ciclónica, ya dentro de la Estratosfera.

Un anticiclón cálido tiene encima de sí, anticiclón en todos los niveles, dentro de la Troposfera. (figuras 24 a. y b)

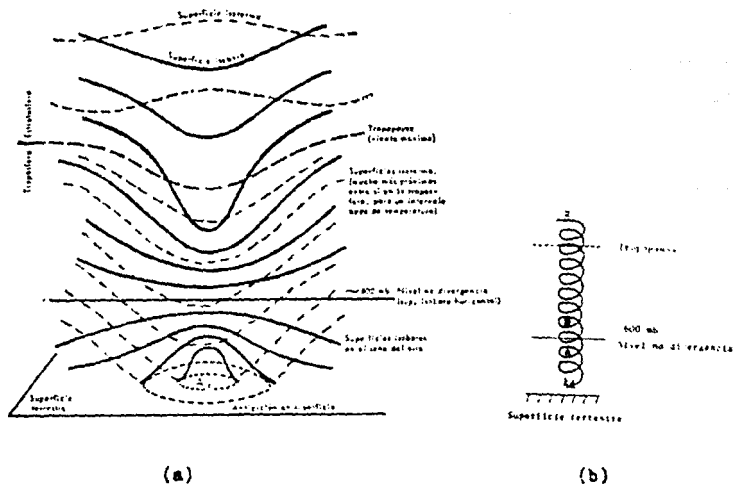


Fig. 23 Anticiclón frío sobre la superficie terrestre; y perfiles de las superficies isobáricas, isotérmicas y Tropopausa, en la vertical. (Medina, 1976)

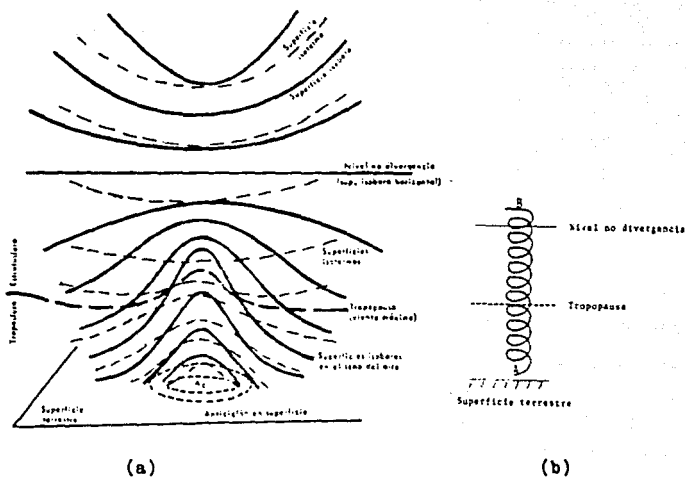


Fig. 24 Anticiclón cálido en superficie; y perfiles de las superficies isobáricas, isotermas y Tropopausa, en la vertical. La pendiente de las isotermas es contraria en la Estratosfera, como ocurre en la borrasca cálida o fría. (Medina, 1976)

SISTEMAS MOVILES

Como se mencionó anteriormente, las borrascas cálidas y los anticiclones fríos tienen especial importancia, desde el punto de vista meteorológico, ya que se trata de sistemas dinámicos.

Las borrascas cálidas tienen sobre su vertical (dentro de la Troposfera), circulación anticiclónica a partir del nivel de 600 mb. o Nivel de no divergencia.

Por otra parte, los anticiclones fríos en superficie, tienen encima de sí, circulación ciclónica, a partir del nivel de no divergencia (600 mb.).

Dado que las borrascas cálidas y los anticiclones fríos, aparecen alternados en muchas ocasiones, se puede relacionar unos con otros, tanto en superficie como en niveles superiores de la Troposfera, resultando de esta manera, sistemas de baja y alta presión, con gran dinámica, cuyos ejes se encuentran inclinados a través del aire. (figura 25)

Desde la baja cálida o borrasca cálida, el aire asciende hacia el anticiclón que tiene encima (figura 26), una vez que el aire caliente de superficie, ha sido transferido al anticiclón en altura, la borrasca cálida se convierte en fría. Dado que una borrasca fría no puede tener sobre su vertical circulación anticiclónica (dentro de la Troposfera), predomina una circulación ciclónica en todos los niveles, siendo ésta más intensa en los niveles superiores. Durante este proceso, el eje de circulación ciclónica que

atraviesa la Troposfera, se va haciendo casi vertical, hasta conseguirlo; con ello, se tiene una borrasca fría propiamente dicho. La figura 27 muestra la explicación anterior.

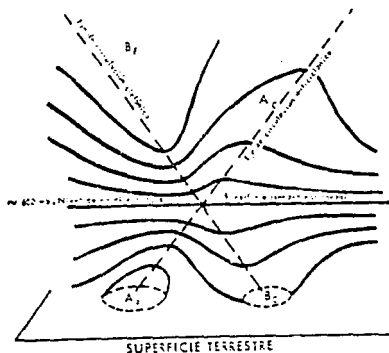


Fig. 25 Sistemas móviles. Tienen sus ejes muy inclinados respecto a la vertical, de manera que cada anticiclón en superficie (anticiclón frío), tiene encima de él, una borrasca en altura; y cada borrasca en superficie (borrasca cálida) tiene sobre sí, un anticiclón. (Medina, 1976)

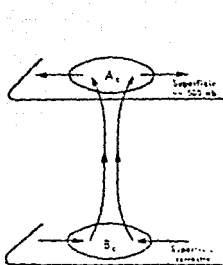


Fig. 26 Borrasca esencialmente móvil.

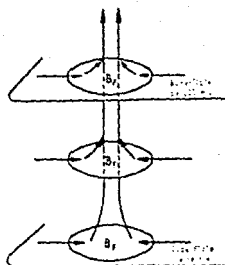


Fig. 27 Borrasca casi estacionaria o muy poco móvil.

(Medina, 1976)

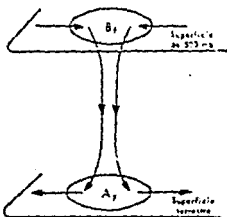


Fig. 28 Anticiclón esencialmente móvil.

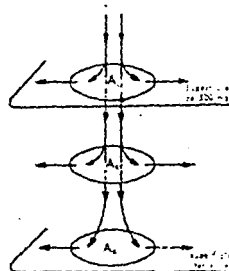


Fig. 29 Anticiclón casi estacionario o muy poco móvil.

(Medina, 1976)

Un proceso similar ocurre en un anticiclón frío: el aire converge hacia una borrasca situada en los niveles superiores de la Troposfera. Una vez ahí, el aire desciende por el interior de la borrasca, hasta llegar al anticiclón que se encuentra en superficie; ya que el aire ha descendido, diverge (figura 28). En el proceso de subsidencia del aire, éste se comprime y se calienta adiabáticamente, por lo que, el aire frío de superficie es sustituido paulatinamente por aire cálido que desciende. Esto ocurre hasta que el aire frío de superficie es desalojado completamente. El anticiclón frío se convierte ahora en cálido, en todos los niveles de la Troposfera. En este caso, el eje de la circulación anticiclónica (figura 25), se va haciendo más vertical, hasta lograrlo completamente, entonces tenemos un anticiclón cálido en toda la Troposfera, tal como lo muestra la figura 29.

Debido a lo anterior, tanto las borrascas cálidas, como los anticiclones fríos, son sistemas en evolución (en estado de desequilibrio), que tienden a estabilizarse, y, a alcanzar cierto equilibrio, para dejar de ser sistemas móviles. (2)

SISTEMAS CASI-ESTACIONARIOS.

A diferencia de los sistemas dinámicos anteriores, las borrascas frías y los anticiclones cálidos, son sistemas casi-estacionarios, que juegan un papel de "centros rectores" de la circulación atmosférica, o bien, actúan como centros de baja y alta presión, respectivamente, que bloquean la cir-

culación zonal del viento, en latitudes medias y altas.

Los anticiclones cálidos en regiones tropicales, y las borrascas frías en zona de latitudes medias y altas, son centros rectores de la circulación planetaria del aire. No obstante, los anticiclones cálidos situados en zona de latitudes medias y/o altas; y las borrascas frías en regiones intertropicales, hacen el efecto de bloqueo, impidiendo la circulación normal del aire (se entiende como normal, la circulación de Oeste a Este o de Este a Oeste), y originan una circulación del viento más o menos meridiana (de Norte a Sur o viceversa).

El efecto de bloqueo se define como: el desarrollo de un anticiclón o dorsal, de características cálidas, en latitudes medias y altas, que obstruyen el flujo normal de los sistemas móviles. (borrascas o ciclones extratropicales), interceptándolos o influyendo en su trayectoria de manera significativa. Asimismo, la aparición de una borrasca o vagueta fría en latitudes bajas, suele provocar el mismo efecto de bloqueo del flujo zonal. (3)

Se pueden identificar dos tipos de situaciones de bloqueo: Difluente (a) y Situación en Omega (b), según lo muestra la figura 30.

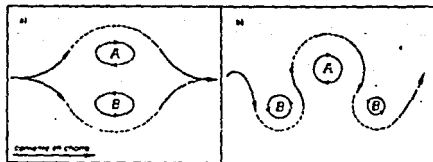


Fig. 30 Dos situaciones de bloqueo: Difluente (a) y situación en Omega (b).
(Vide, 1984)

GOTAS FRIAS Y BURBUJAS CALIDAS.

En ocasiones, la formación de centros ciclónicos en altura, relacionados al flujo del viento en los niveles superiores de la Troposfera, se manifiesta en superficie como condiciones de "mal tiempo" atmosférico. La formación de "Gotas frías" (pequeños centros ciclónicos en altura), es un ejemplo evidente de la interacción que existe entre los eventos meteorológicos y las condiciones atmosféricas en los niveles superiores, con el estado del tiempo en superficie.

Cuando la Corriente de Chorro es interrumpida en su flujo zonal, y se convierte en circulación meridiana, termina por romperse. Para entonces se ha formado una célula ciclónica en altura, que se caracteriza por contener en su interior, aire más frío que el que le rodea. Esta borrasca en altura, no tiene una correspondiente en superficie. Cuando

la "Gota fría" rompe el flujo zonal de la Corriente de Chorro, migra hacia latitudes bajas (al sector de aire cálido), en ese lugar la "Gota fría" taladra la atmósfera hacia abajo, debido a la mayor densidad del aire en su interior, y llega a manifestarse en superficie, convirtiéndose en una borrasca fría, causante de mal tiempo atmosférico. (4)

La figura 31 ilustra el proceso de formación de una "Gota fría".

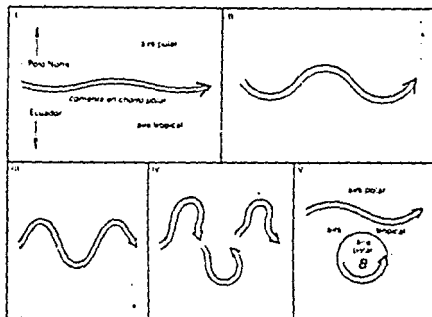


Fig 31 Génesis de una gota de aire frío I: Chorro polar con un índice de circulación alto. II y III: Progresiva ondulación del chorro, o disminución del índice de circulación. IV: Rotura del chorro y avance de una «gota» de aire frío con circulación ciclónica hacia latitudes más bajas. V: Aislamiento de la «gota» en el aire cálido y reconstrucción del chorro hacia el norte.

(VIDE, 1964.)

Un fenómeno similar a la "gota fría", lo constituye la llamada "Burbuja cálida". En este caso un anticiclón en los niveles superiores de la Troposfera, migra hacia el Norte, situándose en zona de latitudes medias y altas; se establece ahí como un anticiclón de bloqueo. Estos anticiclones cálidos originan cielos cubiertos con niebla, nubes estratificadas y frecuentes lloviznas. Si el anticiclón en altura tiene debajo de él, en superficie, una circulación ciclónica, entonces se le determina "Burbuja cálida". (5)

Estos dos ejemplos de fenómenos meteorológicos, que tienen su origen en los niveles superiores de la Troposfera, llegan a afectar o determinar el estado del tiempo en superficie. Esto es importante, ya que las actividades humanas se ven afectadas por los fenómenos de superficie y también por eventos que ocurren a varios kilómetros de altura.

CITAS BIBLIOGRAFICAS.

- (1) Medina, Mariano (1976)
Meteorología Básica Sinóptica.
Edit. Paraninfo S.A. Madrid.
p. 65
- (2) Medina, 1976 pp. 70-77; 124-127.
- (3) Idem. p. 133
- (4) La Atmósfera y la Predicción del Tiempo. (1973)
Colección Salvat. Grandes Temas No. 42
Edit. Salvat, Barcelona p. 90
- (5) Medina, 1976 p. 33

CAPITULO IV

CORRIENTES DE CHORRO POLAR Y SUBTROPICAL.

LA CORRIENTE DE CHORRO.

La Troposfera es la capa más importante, desde el punto de vista de la Meteorología, ya que en ella se llevan a cabo la mayor parte de los eventos meteorológicos, que afectan a los seres vivos y determinan las características del clima y los diversos paisajes del mundo.

Esta capa atmosférica tiene un espesor variable, que depende de la latitud y de la época del año. El límite superior de la Troposfera, conocido como: Tropopausa, se encuentra a diferentes altitudes. Esto se ha podido determinar gracias a los datos obtenidos por medio del radiosondeo, que proporcionan un conocimiento de la situación atmosférica, en los niveles superiores de la Troposfera. Se ha encontrado que la Tropopausa no es continua, sino que presenta una serie de discontinuidades o "saltos", lo que indica la existencia de tres Tropopausas principales, que se sobreponen una con otra. (figuras 32 a y b)

La Tropopausa de regiones tropicales se encuentra a una altitud de 20 Km. aproximadamente; la de zona de latitudes medias a 13 Km.; y la de regiones polares a 9 Km. de altitud en promedio. Dichas altitudes pueden variar en el curso del año, por ejemplo, en la época cálida suele presentarse más arriba, por la baja densidad del aire y por el movimiento convectivo; lo contrario ocurre en la mitad fría del año, cuando el aire es más denso y tiende a presentarse (la Tropopausa), más abajo).

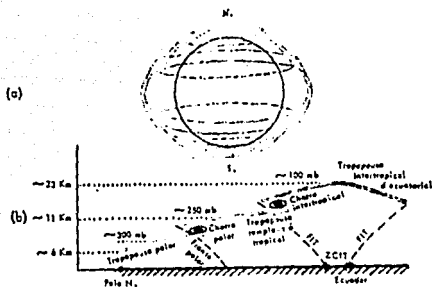


FIG. 32 (a) La tropopausa, en perspectiva. Son 3 hojas en cada hemisferio, que hacen 5 en total, ya que hay una sola tropopausa intertropical que afecta a los dos hemisferios.

(b) Corte vertical de la Tropopausa, supuesta la superficie terrestre horizontal. Entre cada dos tropopausas, solapadas, se alberga una corriente en chorro que, en el caso de la figura, sopla desde delante hacia detrás del papel. El frente polar y el FIT van íntimamente unidos al chorro correspondiente.

Las observaciones realizadas en los niveles superiores de la Troposfera (a partir de la Segunda Guerra Mundial), indican la presencia, dentro de las discontinuidades de la Tropopausa, de una corriente de vientos de extraordinaria intensidad, que se desplaza de Oeste a Este, y circunda al Planeta. A dicha corriente se le denomina: Corriente de Chorro (Jet Stream).

En la Troposfera existen dos principales Corrientes de Chorro: 1) La Corriente de Chorro Polar o "Frente Polar". Esta circunda al Planeta con un movimiento de Oeste a Este, se localiza entre la Tropopausa de latitudes medias y la de regiones polares; 2) La Corriente de Chorro Subtropical.

con el mismo desplazamiento, también rodea al Globo terrestre, se presenta entre la Tropopausa tropical y la de latitudes medias.

Tanto la Corriente de Chorro Polar, como la Subtropical, se presentan en el curso del año, pero es más evidente su presencia en la mitad fría. (1)

DEFINICION Y PRINCIPALES CARACTERISTICAS.

La Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.) define: "La Corriente de Chorro es fuerte y estrecha, se concentra a lo largo de un eje casi horizontal en la alta Troposfera o en la Estratosfera, se caracteriza por la fuerte cizalladura horizontal o vertical del viento (Cizalladura: variación de la fuerza del viento en sentido horizontal o vertical, respectivamente), y presenta uno o más máximos en la velocidad. Normalmente una Corriente de Chorro discurre a lo largo de varios miles de kilómetros, en una anchura de cientos y con un espesor de varios de ellos. La velocidad del viento a lo largo del eje de la Corriente de Chorro es como mínimo de 70 nudos". (2)

■ Un nudo equivale a 1.850 Km/hora.

La figura 33 proporciona una idea aproximada de la estructura en La Corriente de Chorro.

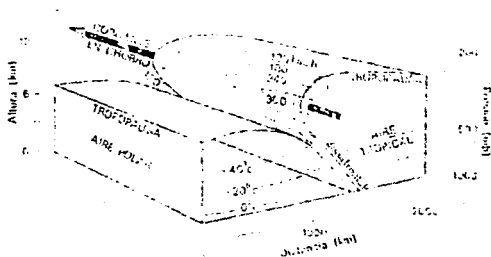


Fig. 33 Estructura de la zona frontal de las latitudes medias y la Corriente de Chorro asociada, que muestra la distribución generalizada de la temperatura, la presión y la velocidad del viento. (Riley y Spalton, 1974; en Barry y Chorley, 1984)

La Corriente de Chorro circunda el Planeta como una banda casi continua. Aunque se ha detectado la existencia de ciertas regiones en donde desaparece, es decir, los vientos no tienen la intensidad mínima requerida. El flujo de esta Corriente, alrededor del mundo, presenta una configuración ondulada, asociada a la presencia de las Ondas de Rossby. Las ondas en dicho patrón son de gran amplitud y casi estacionarias, variando en número y tamaño.

La altitud a que se presenta la Corriente de Chorro, fluctua de acuerdo a la época del año, comunmente se detecta su presencia al nivel de 200 mb. (aproximadamente 11 Kms. de altitud), sin embargo, también se detecta en el nivel de la Tropopausa. Durante el invierno, cuando la Corriente de Chorro es más intensa, se detecta fácilmente a 500 mb. (alrededor de 5 Km. de altitud).

Es común la idea de considerar a la Corriente de Chorro como la "espina dorsal" de la circulación general de la atmósfera, además se considera como parte importante de los Sistemas de Tiempo, y en cierta forma responsable de muchos de los eventos meteorológicos que afectan a la superficie terrestre, sobre todo en la zona de latitudes medias y regiones subtropicales.

Los intensos vientos que se presentan en la Corriente de Chorro no son continuos, varían en tiempo y espacio. De hecho, la Corriente presenta ciclos o períodos, en donde fluye zonalmente y con gran intensidad, siguiendo un patrón poco ondulado (se dice que existe un Alto Índice Zonal, cuando el flujo del viento es aproximadamente paralelo al Ecuador). Sin embargo, el flujo de la Corriente de Chorro se va ondulando cada vez más, hasta que se desarrollan a uno y otro lado del eje de la Corriente, células de circulación ciclónica y anticiclónica. Estas células impiden en muchos casos el flujo normal del viento, al perturbarlo y lo convierte ocasionalmente en un flujo meridional y muy ondulado; en este

caso el índice zonal es bajo. Cuando ocurre lo anterior se dice que existe una situación de bloqueo (ver figuras 5 y 30). Tiempo después el flujo del viento pierde intensidad, es decir, la Corriente de Chorro "desaparece", volviendo a definirse más tarde con vientos de gran intensidad y un flujo zonal.

Por otra parte, existen regiones de confluencia, donde el viento, en la Corriente de Chorro, desarrolla extraordinarias velocidades; y zonas de difluencia, donde el viento es de menor intensidad. Estas variaciones en la velocidad del viento se presentan tanto en el flujo mismo de la Corriente de Chorro, como en su trayectoria alrededor del mundo. (3)

Al igual que los Sistemas de Tiempo, la Corriente de Chorro se desplaza hacia el Norte durante el verano, y hacia el Sur en el invierno. Esto se presenta en las Corrientes de Chorro Polar y Subtropical. (figura 34)

La intensidad del viento en la Corriente de Chorro, varía de acuerdo a la época del año: durante el invierno es más intenso que en verano, incluso en ~~verano~~. es común que la Corriente de Chorro desaparezca por la disminución considerable de la intensidad del viento.

De las investigaciones meteorológicas se han elaborado hipótesis que relacionan a la Corriente de Chorro, con la ocurrencia de ciertos eventos meteorológicos: ciclones extratropicales, frentes fríos, tornados, bajas frías ("Gotas frías"), nubosidad y precipitaciones en forma de lluvia o

o nieve. Todos ellos caracterizan el estado del tiempo y las condiciones del clima, especialmente en latitudes medias y regiones subtropicales. De ser cierta dicha relación, no solo sería la "espina dorsal" de la circulación general de la atmósfera, sino también pieza fundamental y determinante del tiempo atmosférico.

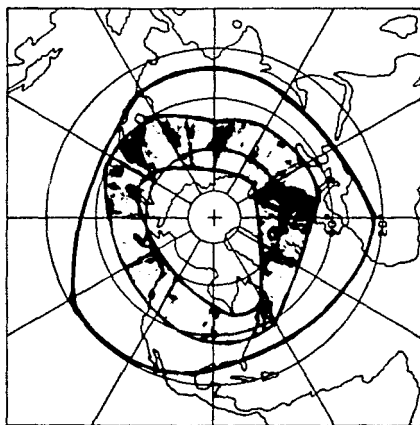


Fig. 34 Posición invernal media del eje de la Corriente de Chorro Subtropical (línea gruesa) y área promedio promedio en la que se manifiesta la actividad de la Corriente de Chorro Polar (sombreado). (H. Riehl en Donn, 1976)

CORRIENTE DE CHORRO POLAR.

La Corriente de Chorro Polar, constituye uno de los rasgos más importantes de la Circulación General de la Atmósfera, sobre todo en los niveles superiores de la Troposfera. (4)

El origen de los intensos vientos que se presentan cerca de la Tropopausa, está relacionado con la distribución térmica de la superficie terrestre. La Corriente de Chorro Polar se localiza entre 35° y 50° de latitud Norte (refiriéndose solo al hemisferio Norte), dependiendo de la época del año, pero es un hecho que su localización se presenta en el límite entre dos zonas del Planeta con diferencias térmicas muy grandes: la zona de latitudes medias, cuyas masas de aire son relativamente cálidas; y las regiones subpolares, donde el aire es extremadamente frío y denso.

Esas variaciones térmicas de una y otra zona, provocan a su vez, enormes contrastes en la presión atmosférica y la densidad del aire, en ambos lados. Dichos contrastes originan vientos de extraordinaria intensidad, sobre todo en los niveles superiores de la Troposfera.

Así como varía la ubicación geográfica de la Corriente de Chorro Polar a lo largo del año, también existe una marcada variación en su intensidad. Durante el invierno (del hemisferio Norte), la radiación solar no llega a las regiones polares, por lo cual, el aire en este lugar, debe ser muy frío, contrastando con el aire relativamente cálido de la

zona de latitudes medias. El contraste entre ambas masas de aire es muy grande. En esta parte del año, la Corriente de Chorro Polar se desplaza hacia el Sur, y se ubica entre 35° y 40° de latitud Norte, en promedio. El contacto entre las dos masas de aire, muy diferentes entre sí, provoca que existan las condiciones necesarias para el desarrollo de vientos de extraordinaria intensidad, llegandose a presentar velocidades de hasta 250 nudos. (5)

Durante el verano, en el hemisferio Norte, las regiones polares reciben la radiación solar, y las masas de aire en dicho lugar, no son extremadamente frías, como ocurre en el invierno. Por ello, los contrastes térmicos, de presión y densidad del aire, entre regiones subpolares y zona de latitudes medias, no son muy grandes, ni propicios para que se presenten vientos de enorme intensidad. La Corriente de Chorro Polar, en esta época del año, se localiza entre 50° y 55° de latitud Norte. Aunque el viento no desarrolla gran intensidad, si presenta la suficiente velocidad para definir a la Corriente de Chorro, aunque también es común que "desaparezca" en la estación cálida del año.

El llamado "Frente Polar", ubicado entre 50° y 60° de latitud Norte, es el lugar en superficie, donde se originan los ciclones extratropicales que afectan a la zona de latitudes medias y regiones subtropicales. Aproximadamente sobre la vertical del "Frente Polar", se localiza la Corriente de Chorro Polar, en el seno de las llamadas Ondas de Rossby (en

la Troposfera superior). Si bien la Corriente de Chorro no es capaz de originar ciclogénesis por sí sola, sí es muy importante su presencia (sobre todo cuando el viento de la Corriente es de gran intensidad), para el desarrollo de ciclones extratropicales y otros fenómenos meteorológicos. (6)

La parte del año, en que son más frecuentes los ciclones extratropicales, es el invierno y principios de la primavera, justo cuando la Corriente de Chorro es más intensa. Es por ello, que se cree que existe una relación estrecha entre la presencia de la Corriente de Chorro en los niveles superiores, y la ocurrencia de ciclones extratropicales en superficie (figura 35), aunque no se define aún a ciencia cierta, si uno es causa directa del otro.

Existen otros ejemplos de la influencia que se la atribuye a la Corriente de Chorro Polar, sobre el tiempo atmosférico y las condiciones del clima en latitudes medias. Eapleman menciona: "Durante el año 1976, la Corriente de Chorro Polar, se quedó más hacia el Norte de lo usual, resultando un registro anormal de temperaturas en Enero y Febrero. En el invierno de 1977, ocurrió exactamente lo contrario, la Corriente de Chorro se desplazó más al Sur de lo normal, el resultado fue, el invierno más frío en 170 años, al Este de las montañas Rocallosas. El tiempo seco y cálido en Estados Unidos, durante el verano y otoño, se ha llegado a relacionar con la poca intensidad del viento en la Corriente de Chorro, y la estabilidad de los anticiclones semipermanentes sobre

el Norte de los Estados Unidos y Canada". (7)

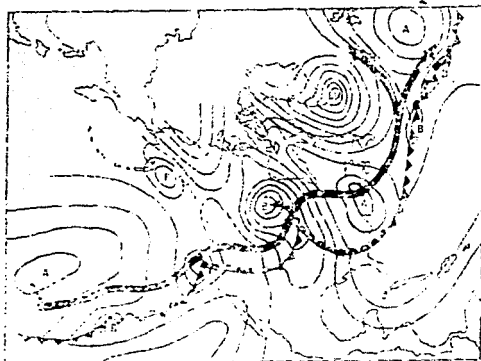


Fig. 35 Familia de ciclones extratropicales y su relación con la Corriente de Chorro. Las líneas son isobaras a nivel del mar. (según Vederman, 1954; en Barry-Chorley, 1984)

Por otra parte, se relaciona a la Corriente de Chorro con la existencia de regiones con mayor porcentaje de precipitación, sobre todo en el Sureste de los Estados Unidos (Richter y Dahal, 1958). (8)

Sin duda la Corriente de Chorro Polar, tiene una importante influencia sobre los aspectos meteorológicos que afectan a grandes zonas del Planeta. Inclusive se ha llegado a seña-

lar, que si se predice correctamente su comportamiento, sería posible un pronóstico del tiempo para una semana o más. (9) Lo cual vendría a ser de enorme utilidad en la planeación y desarrollo de las diversas actividades humanas.

CORRIENTE DE CHORRO SUBTROPICAL.

La Corriente de Chorro Subtropical se presenta en forma de una banda continua que circunda el Planeta, presenta un patrón de tres ondas muy grandes y casi estacionarias, con una ligera propagación al Norte y Sur de su trayectoria (figura 36).

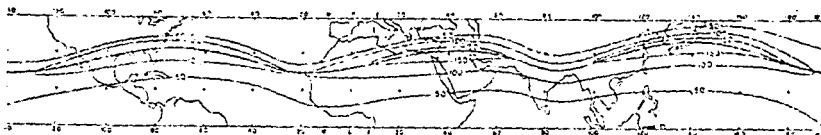


Fig. 36 La Corriente de Chorro Subtropical durante el invierno de 1955-56, en el nivel de 200 mb. Las isotacas se dibujaron cada 50 nudos. El eje de la Corriente se localiza a 27.5° Norte, en promedio. (Krishnamurti, 1961)

La Corriente de Chorro Subtropical se encuentra en la discontinuidad que se forma entre la Tropopausa tropical y de latitudes medias.

Esta Corriente de Chorro, se detecta comunmente en el nivel de 200 mb.; en ocasiones, cuando el viento es extraordinariamente intenso se llega a detectar al nivel de 500 mb. (sobre todo en la mitad fría del año), incluso en algunas ocasiones se observa a 700 mb.

El viento alcanza velocidades promedio de 90 a 110 nudos y se llegan a registrar máximos de hasta 200 nudos. Durante el verano la intensidad del viento en la Corriente de Chorro Subtropical, disminuye, oscila entre 60 y 80 nudos aproximadamente. (10)

La Corriente de Chorro Subtropical se localiza dentro de una amplia banda latitudinal, que va de 20° a 35° (en el hemisferio Norte), dependiendo de la época del año. Durante el invierno, se ubica generalmente al sur del paralelo 30° Norte, y ocasionalmente llega a situarse alrededor de 20° de latitud Norte, éste último sucede comunmente a fines del invierno y principios de la primavera. En el verano la Corriente de Chorro Subtropical, migra hacia el Norte (junto con todos los Sistemas de Tiempo), y se localiza alrededor de 35° de latitud Norte.

Su intensidad y estructura varían en la misma forma de una parte del año a otra. En la parte fría, los grandes contrastes térmicos que se dan entre el aire cálido tropical y el aire frío procedente del Norte, propician las condiciones necesarias para que el viento desarrolle una velocidad extraordinaria. Durante la parte cálida del año, el contraste entre ambas masas de aire (tropical y subpolar), no es considerable, y en consecuencia, el viento no suele ser muy intenso.

La existencia de la Corriente de Chorro Subtropical, se relaciona con la migración, hacia latitudes bajas, de las

Ondas de Rossby, en los niveles superiores de la Troposfera. Por otro lado, se asocia también al flujo del viento en la parte alta de la Troposfera (Celda de Hadley), y a la transferencia de energía y momento angular, desde la zona de los vientos alisios hacia la región de vientos del Oeste, que se lleva a cabo en los niveles superiores de la Troposfera. (11) En las cercanías de la Tropopausa tropical, el aire que fluye hacia el Norte, es desviado hacia la derecha (por la acción de la fuerza de Coriolis), dando origen a vientos del Oeste, que desarrollan gran intensidad, conformando a la Corriente de Chorro Subtropical.

Al igual que la Corriente de Chorro Polar, la Subtropical también presenta ciclos o períodos, en los cuales la Corriente se intensifica y se debilita; aunque en la Corriente de Chorro Subtropical, la duración de dichos ciclos es menor. Eagleman (1980), señala que la Corriente de Chorro Polar, presenta ciclos con duración de un mes aproximadamente; en la Corriente de Chorro Subtropical, suele cumplirse un ciclo en 10 o 15 días.

Los estudios acerca de la Corriente de Chorro Subtropical y su relación con la ocurrencia de fenómenos meteorológicos, son escasos. Sin embargo, se piensa que la Corriente de Chorro Subtropical, tiene estrecha relación con la generación de ciclones extratropicales en zona de latitudes medias y regiones subtropicales. También se le asocia a la Corriente de Chorro Subtropical con la velocidad y direc...

ción de los ciclones extratropicales en superficie.

La generación de "Gotas frías" en niveles superiores de la Troposfera, está estrechamente ligada a la presencia de la Corriente de Chorro Subtropical, ya que de ella se transfiere la energía necesaria para la generación de aquellas. Dichas "Gotas frías", también conocidas como Bajas frías, y los ciclones extratropicales, son comunes en latitudes medias y generalmente se les asocia con el "Frente Polar"; en el caso de la Corriente de Chorro Subtropical, se especula la existencia de un "Frente Subtropical", debajo de la Corriente, aunque este fenómeno puede presentarse en regiones geográficas específicas, se sabe de su existencia sobre Japón y Norteamérica: Mohori (1953); Newton y Perason (1962). (12)

Por otro lado, debajo de la Corriente de Chorro Subtropical, se presenta una atmósfera baroclínica (#), la cual, es responsable de movimientos ascendentes del aire, en los frentes fríos, que afectan a regiones subtropicales, provocando de esta manera, lluvias invernales. (13)

(#) El término Baroclínico, se refiere a condiciones de un fluido líquido o gaseoso, en el cual las superficies isobáricas se intersectan con las superficies isotérmicas (densidad constante), lo cual se asocia a inestabilidad.

Tanto los ciclones extratropicales, como las "Gotas frías" y otros fenómenos meteorológicos, determinan en gran medida el tiempo atmosférico en latitudes medias y regiones subtropicales. La Corriente de Chorro Polar y Subtropical, juegan un papel muy importante en la generación de dichos eventos meteorológicos.

El arrastre de humedad y nubosidad, desde las regiones oceánicas, hacia el interior de los continentes, está estrechamente ligado a la acción de la Corriente de Chorro Subtropical y de los anticiclones semipermanentes del Atlántico y Pacífico. Lo anterior se presenta a grado tal que durante la estación fría del año, la Corriente de Chorro Subtropical se localiza sobre las regiones con régimen pluviométrico invernal, específicamente: el noroeste de la República Mexicana y sureste de Estados Unidos, y la zona europea del Mediterráneo. La influencia de la Corriente de Chorro Subtropical es importante, aunque a falta de información e investigaciones, no se ha establecido claramente.

CITAS BIBLIOGRAFICAS.

- (1) Krishnamurti, T.N. (1961)
"The Subtropical Jet Stream of Winter"
Journal of Meteorology Vol. 18, p.1
- (2) La Atmósfera y la Predicción del tiempo.
Biblioteca Salvat. Grandes Temas no. 42
Edit. Salvat Barcelona 1973. pp. 83-84.
- (3) Palmen E. y Newton C.W. (1969)
Atrospheric Circulation Systems
Academic Press N.Y. p. 219
- (4) Eagleman, Joe R. (1980)
Meteorology: The Atmosphere In Action.
Edit. Eagleman , N.Y. p.99
- (5) Medina, Mariano (1976)
Meteorología Básica Sinóptica
Edit. Paraninfo S.A. Madrid p. 117
- (6) Riehl, citado en Medina, 1976 p.89
Fairbridge, Rhodes W. (1967)
The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology.
Reinhold Publishing Co. U.S.A.;p. 512
- (7) Eagleman, 1980 pp. 102-103

- (8) Barry Roger G. y Chorley Richard J. (1984)
Atmósfera, Tiempo y Clima
Edit. Omega 4a. edic. Barcelona p. 215
- (9) Eagleman, 1980 p. 103
- (10) Krishnamurti, 1961 pp. 172-175.
- (11) Palmen y Newton, 1969 p. 214
- (12) Singh, M.S. (1964)
"Structural Characteristics of Subtropical Jet Stream"
Indian Journal of Meteorology and Geophysics
Vol. 15 pp. 417-424
- (13) Jauregui, E. y Cruz, Francisco (1980)
"Algunos aspectos del clima de Sonora y Baja California. Equipatas y Surgencias de humedad"
Boletín del Instituto de Geografía.
Vol. 10
U.N.A.M. México p. 144

CAPITULO V

**LA CORRIENTE DE CHORRO SUBTROPICAL SOBRE TERRITORIO
MEXICANO, EN EL AÑO DE 1989.**

LA CORRIENTE DE CHORRO SUBTROPICAL SOBRE TERRITORIO
MEXICANO, EN EL AÑO DE 1989.

En el curso del año, el espacio mexicano se encuentra bajo la influencia de dos tipos de vientos zonales (de superficie): Los vientos alisios o del Este y los vientos del Oeste. Cada uno de ellos se presenta en situaciones muy diferentes.

Durante la mitad cálida y húmeda del año, los vientos alisios predominan sobre todo el país, desde superficie hasta el nivel de Tropopausa. Son vientos con una marcada componente del Este, que introducen al continente la humedad proveniente del océano Atlántico, siendo responsables de la estación lluviosa en la República Mexicana.

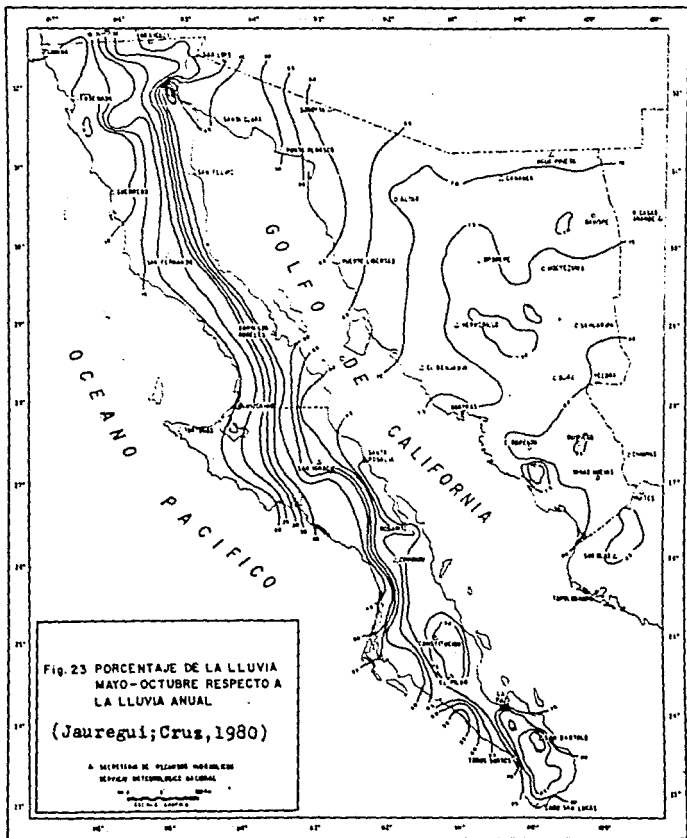
En la época fría y seca del año, domina un flujo del Oeste en la mayor parte del territorio mexicano, desde la superficie hasta los niveles superiores de la Troposfera, únicamente el Sureste continúa afectado por los alisios. El viento del Oeste se caracteriza por ser frío y seco, invade al país durante el invierno y principios de la primavera, provocando las bajas temperaturas y lluvias ocasionales que se presentan sobre territorio nacional. Si bien, la mayor parte de México tiene un régimen de lluvias de verano, la zona Noroeste presenta un régimen de lluvias de invierno (García, 1964), que está asociado al flujo de los vientos del Oeste y al anticiclón semipermanente del Pacífico (mapas 1

y 2).

En el seno de los vientos del Oeste, se encuentra la Corriente de Chorro Subtropical, que tiene estrecha relación con la ocurrencia de ciclones extratropicales, frentes fríos, "Gotas frías" y otros fenómenos meteorológicos, que influyen en las características del estado del tiempo, sobre todo en la época fría del año, en ciertas regiones de México.

Como ya se mencionó anteriormente, la Corriente de Chorro Subtropical, al igual que los Sistemas de Tiempo, se desplaza de su posición media, al Norte y Sur, durante el verano e invierno respectivamente. En su desplazamiento hacia el Sur, la Corriente de Chorro Subtropical, se sitúa sobre territorio mexicano, durante buena parte del año. Fenómeno que evidencia el predominio de los vientos del Oeste e influye sobre el tiempo atmosférico y las características del clima en México.

Conocer el comportamiento de la Corriente de Chorro Subtropical, en su migración anual, ofrece la posibilidad de comprender la relación que existe entre ella y los fenómenos meteorológicos que afectan al país.



LOCALIZACION MEDIA DE LA CORRIENTE DE CHORRO
SUBTROPICAL, EN EL AÑO DE 1989.

En los primeros meses del año, de Enero a Marzo, la Corriente de Chorro Subtropical está bien definida e intensa. Generalmente se detecta al nivel de la Tropopausa, pero su eje se encuentra al nivel de 200 mb. (aproximadamente a 12 Km. de altitud). En esta época fría del año, es común que descienda al nivel de 500 mb., e incluso cuando el viento presenta velocidades extraordinarias, se le puede detectar a 700 mb.

La velocidad promedio del viento oscila entre 80 y 110 nudos, sin embargo se han medido velocidades de hasta 170 nudos, sobre la Costa Noroeste de México.

Durante los meses de Enero a Marzo, incluso en Abril, la Corriente de Chorro Subtropical se localiza al Sur del paralelo 30° Norte. De acuerdo a los mapas de presión constante, correspondientes a 200 mb., se observa al eje de la Corriente penetrar por las costas Occidentales del Norte de México y Sur de los Estados Unidos. En territorio mexicano, la Corriente fluye por encima de las costas de la Península de Baja California, Sonora, Sinaloa y Yucatán.

Cuando la intensidad del viento es muy fuerte, y el Índice Zonal es alto, es común asociar la presencia de la Corriente de Chorro Subtropical, con la aparición de ciclones extratropicales, en latitudes medias y regiones subtropicales.

les. La trayectoria del eje de la Corriente coincide generalmente con la línea del frente frío en superficie, y con la banda de mal tiempo que provoca la interacción de ambas masas de aire, en el frente frío: la tropical y la subpolar.

En la época fría del año, es frecuente el desarrollo de células ciclónicas y anticiclónicas en los niveles superiores de la Troposfera, estrechamente ligada al flujo de la Corriente de Chorro Subtropical. La presencia de dichas células perturba el flujo zonal de la Corriente, y propician situaciones de bloqueo. Algunas de las células ciclónicas en altura, se convierten en "Gotas frías", que al descender provocan mal tiempo en superficie, esta situación es característica de la zona de latitudes medias y de regiones subtropicales, por tanto, afectan a la República Mexicana.

Generalmente los ciclones extratropicales no se desarrollan, ni se desplazan sobre territorio Mexicano, pero en su desplazamiento normal hacia el Este, los frentes fríos asociados a los ciclones extratropicales, sí penetran a México, principalmente en el Noroeste y Costas del Golfo de México, y son responsables del mal tiempo: lluvias, nublados, bajas temperaturas e intensos vientos superficiales, en la época invernal. El Noroeste de la República Mexicana y la región del Golfo de México, son los más afectados por la invasión de los frentes fríos; en ocasiones cuando el frente frío es profundo porque se extiende a niveles superiores de la Troposfera, afectan al Altiplano Central.

La importancia que tiene, en este caso, la Corriente de Chorro Subtropical, es que junto con las Ondas de Rossby (en los niveles superiores), propician no solo el desarrollo de los ciclones extratropicales, sino también el movimiento de los anticiclones migratorios, frentes fríos o "Kortes", que invaden territorio mexicano durante el invierno. (1)

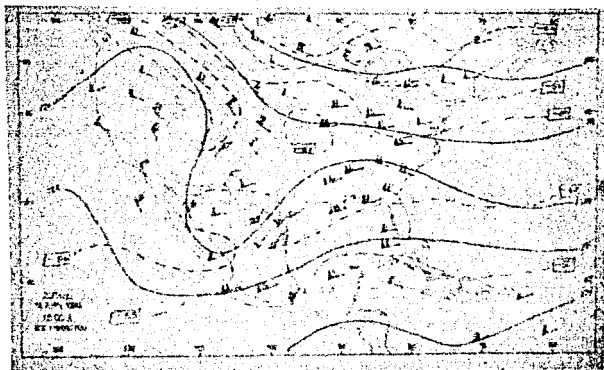
Esta situación es constante a lo largo de los primeros meses del año. La Corriente de Chorro Subtropical intensa y bien definida, se asocia generalmente, al desarrollo y presencia de fenómenos meteorológicos en superficie, e influye directa o indirectamente en las características del tiempo atmosférico en México.

A fines de Marzo y en todo el mes de Abril, del año de 1989 (principios de la primavera), la Corriente de Chorro Subtropical, se desplazó hacia el Sur, situándose entre 20° y 25° de latitud Norte. Esto se debe principalmente, a la propagación de la Vaguada en altura (Ondas de Rossby), que se extiende hacia el Sur, en esta parte del año, propiciando que la Corriente de Chorro fluya por latitudes más bajas (en ocasiones se localiza al eje de la Corriente de Chorro Subtropical a 19° N.). Sin embargo, a pesar de que la Corriente penetra a México, por latitudes bajas, tiende a regresar a su trayectoria normal, entre 25° y 30° Norte, situándose sobre la costa oriental de Estados Unidos, y en el Océano Atlántico. Algunas veces el flujo de la Corriente de Chorro

presenta trayectorias meridionales, ésto se produce cuando existe bloqueo, o bien, cuando la Corriente penetra por latitudes bajas en territorio mexicano.

Durante este tiempo (Marzo-Abril), el eje de la Corriente de Chorro Subtropical, penetra por las costas de Nayarit, Jalisco, Michoacán y Guerrero; cruza por el Centro del país, y lo abandona por las costas del Golfo de México (específicamente por Veracruz y Tamaulipas). Posteriormente la Corriente se dirige hacia el Noroeste de Estados Unidos. Incluso en el mes de Abril, la Corriente de Chorro Subtropical, llega a localizarse penetrando por las costas de Guerrero y Oaxaca. Atraviesa territorio mexicano, el Golfo de México y se dirige finalmente hacia el océano Atlántico septentrional. (mapa 3)

Cuando la Corriente de Chorro Subtropical se localiza en latitudes bajas, continúa asociada a la presencia de ciclones extratropicales, cuyos frentes fríos invaden territorio mexicano, ya sea por el Noroeste del país o sobre el Golfo de México; en ocasiones dichos frentes fríos, luego de barrer el Golfo de México, se dirigen hacia el Mar Caribe, dejando a su paso, precipitaciones y nublados sobre el área.



Mapa 3.

Mapa de presión constante 200 mb. 14 de Abril de 1989.

12:00 Z

En los últimos días de Abril, el flujo del viento del Este (alisios), comienza a manifestarse, tanto al nivel de superficie, como a 700 mb. (3 Km. aproximadamente), sobre todo, al Sur de 20° Norte. En los niveles superiores de la Troposfera, siguen predominando el viento del Oeste, sobre todo el territorio mexicano. Sin embargo, la Corriente de Chorro Subtropical tiende a desaparecer durante estos días; los intensos vientos que la definen, disminuyeron su velocidad, además, se advierte un desplazamiento hacia el Norte, de todos los Sistemas de Tiempo, incluida la Corriente de Chorro.

Ahora el eje de la Corriente se localiza alrededor de 30° Norte. La disminución en la intensidad del viento, se debe a que el calentamiento progresivo de la superficie terrestre y de la Troposfera, provoca que el contraste térmico entre las masas de aire, tropical y subpolar, no sea muy grande, y por tanto, la intensidad del viento no es extraordinaria.

Durante los meses de Mayo y principios de Junio (fines de la primavera), el eje de la Corriente de Chorro Subtropical, se localiza entre 30° y 35° de latitud Norte. Los efectos de fenómenos tales como: ciclones extratropicales, frentes fríos y "Nortes", son de poca significancia para México, a partir de éstos días. En contadas ocasiones se puede observar a la Corriente de Chorro Subtropical, penetrar por las costas del Noroeste de la Península de Baja California, con cierta intensidad del viento, pero sin mayor trascendencia para la República Mexicana.

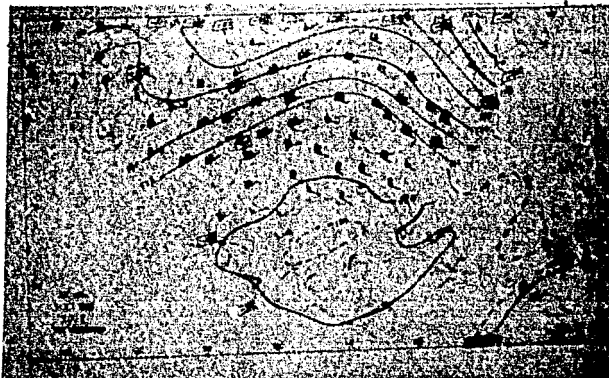
Al término de la primavera e inicio del verano, los contrastes térmicos entre el aire tropical y el subpolar, son mínimos. Los vientos del Oeste son desplazados por los alisios. El país se encuentra ahora bajo la influencia del flujo del Este, cuyos vientos cálidos y húmedos, se presentan desde la superficie, hasta la Tropopausa. Los vientos del Oeste, se pueden observar solo al Norte del paralelo 30°; y la Corriente de Chorro Subtropical, no representa mayor im-

portancia para México, durante esta época. Inclusive, los ciclones extratropicales y frentes fríos, que afectan al país en invierno; en Mayo y Junio no van mas allá de 30° Norte, cuando se desplazan hacia latitudes bajas.

Durante todo el verano (de Junio a Septiembre), el eje de la Corriente de Chorro Subtropical, se localiza alrededor de 40° de latitud Norte. Su intensidad varía entre 60 y 100 nudos, cuando llega a definirse claramente. Aún así, el viento no desarrolla las velocidades extraordinarias, características de la época invernal. México se encuentra bajo la influencia de los vientos húmeos del Este, en esta parte del año. Los vientos alisios, junto con los ciclones tropicales y las Ondas del Este, determinan la principal estación lluviosa en México.

Al igual que pierde intensidad la Corriente de Chorro Subtropical, también se reduce su espesor. Generalmente en invierno, la Corriente se detecta fácilmente a 500 mb., situación que en verano no ocurre.

En el Otoño (fines de Septiembre a Diciembre), la Corriente de Chorro Subtropical tiende a desplazarse nuevamente hacia el Sur, junto con todos los Sistemas de Tiempo. En los últimos días de Septiembre y principios de Octubre, el eje de la Corriente se localiza entre 35° y 40° Norte (mapa 4), y se dirige hacia el Sur. La intensidad del viento comienza



a aumentar, entre 70 y 100 nudos. El contraste térmico entre el aire tropical y el subpolar, comienza a acentuarse, aunque aún no es lo suficientemente grande, para propiciar las enormes intensidades del viento, características de la Corriente de Chorro Subtropical en Invierno.

Mapa 4

Mapa de presión constante 200 mb. 5 de Octubre de 1939.

12:00 Z

Los ciclones extratropicales en latitudes medias, vuelven a ser numerosos e intensos. Las trayectorias que describen

algunos de ellos (en sentido Noroeste a Sureste), provoca que los frentes fríos que los constituyen afecten ligeramente al territorio mexicano. A medida que se desplazan hacia el Sur, todos los Sistemas de Tiempo, es más frecuente que los frentes fríos invadan al país, principalmente por el Norte, Noroeste y las costas del Golfo de México. A pesar de que en los niveles superiores de la Troposfera, predomina el flujo del Oeste, sobre territorio mexicano, en superficie, los fenómenos meteorológicos que determinan el estado del tiempo, siguen bajo la influencia de los vientos del Este.

En Octubre la Corriente de Chorro Subtropical se ubica entre 30' y 35' Norte. La intensidad del viento que conforma la Corriente, va en aumento (80 a 110 nudos en promedio). La formación de Bajas frías ("Gotas frías") en altura, comienza a ser frecuente sobre latitudes medias, pero aún no afectan directamente al territorio mexicano.

Cuando la intensidad del viento de la Corriente de Chorro Subtropical es muy grande (110 a 130 nudos), es posible detectar su presencia en el nivel de 500 mb., y por supuesto, en el nivel de 200 mb. y Tropopausa.

Durante Noviembre y Diciembre, el flujo de la Corriente de Chorro Subtropical es intenso, y ella se define claramente. En el mes de Noviembre, el eje de la Corriente se localiza al Sur del paralelo 30' Norte, penetra por las costas

del Noroeste de México. A medida que transcurren los días, La Corriente de Chorro Subtropical se desplaza más hacia el Sur, oscilando su posición entre 25° y 30° Norte. En éste mes, son frecuentes las situaciones de bloqueo (Bajo Índice Zonal), y el restablecimiento del flujo zonal, en periodos o ciclos que van de 5 a 10 días.

El promedio de velocidad del viento rebasó fácilmente los 100 nudos y se detectaron intensidades de hasta 260 nudos, sobre territorio de Estados Unidos. Lo anterior se explica por el hecho de que, el contraste térmico entre el aire tropical y el subpolar es muy grande, y de ahí las extraordinarias velocidades del viento.

En el transcurso del mes de Diciembre, la Corriente de Chorro Subtropical, se localiza entre 25° y 30° latitud Norte, variando su posición de un día a otro. Generalmente su eje penetra por las costas de la Península de Baja California, Sonora y Sinaloa. Asociada su trayectoria con la línea de frentes fríos, que suelen invadir territorio mexicano en esta parte del año. Incluso en este mes de Diciembre, algunos ciclones extratropicales llegaron a situarse en las aguas del Golfo de México, afectando en mayor grado a la región costera del Golfo y Sureste de México; en este caso la intensidad del viento en la Corriente de Chorro Subtropical es muy grande; y coincide la ubicación de la Corriente en altura, con la localización del ciclón extratropical en superficie.

Cabe señalar que en Diciembre, la Corriente de Chorro Subtropical aumentó su espesor y se localizó en el nivel de 500 mb., aún cuando el viento no fue muy intenso, cuando si lo era, se observó la Corriente, a un nivel más bajo como el de 700 mb.

Resumiendo, se puede decir que, la Corriente de Chorro Subtropical se sitúa sobre territorio mexicano durante la época fría y seca del año (fines del otoño, todo el invierno y principios de la primavera). Generalmente se encuentra asociada a la presencia de ciclones extratropicales y frentes fríos en superficie, los cuales en gran medida, son responsables de la precipitación invernal, que se presenta en el Noroeste de México: Península de Baja California y Sonora, principalmente (2); y en la región costera del Golfo de México, donde los frentes fríos llamados "Nortes", afectan a dicha zona del país. (3)

En la época cálida y húmeda del año, la Corriente de Chorro Subtropical, al igual que los Sistemas de Tiempo, se desplazan hacia el Norte, situándose alrededor de 40° de latitud Norte, en promedio. En ésta parte del año, el país se encuentra bajo la influencia de los vientos húmedos del Este (alisios), los cuales, junto con los ciclones tropicales y las Ondas del Este, determinan la principal estación lluviosa en la República Mexicana.

CITAS BIBLIOGRAFICAS.

- (1) Jauregui Ostos, Ernesto (1969)
"Algunos conceptos modernos sobre la circulacion general de la atmósfera".
Boletín del Instituto de Geografía, Vol. 2
U.N.A.M. México pp. 209-236
- Jauregui O., Ernesto (1975)
"Los Sistemas de Tiempo en el Golfo de México y su vecindad".
Boletín del Instituto de Geografía, Vol. 6
U.N.A.M. México pp. 7-36.
- (2) Jauregui, Ernesto y Cruz, Francisco (1980)
"Algunos aspectos del clima de Sonora y Baja California. Equipatas y Surgencias de Humedad".
Boletín del Instituto de Geografía, Vol. 10
U.N.A.M. México pp. 143-180
- (3) Jauregui, 1975 Op.cit.

**SITUACIONES SINOPTICAS RELACIONADAS A LA CORRIENTE
DE CHORRO SUBTROPICAL.**

La finalidad de presentar esta serie de ejemplos de situaciones sinópticas, en las cuales, la Corriente de Chorro Subtropical juega un papel importante, es la de mostrar objetivamente, la relación que existe entre las condiciones atmosféricas de la troposfera alta y baja.

Las cartas meteorológicas que a continuación se presentan, son solo una pequeña parte de las utilizadas para la elaboración de la presente investigación. Cabe señalar que éste trabajo fue el resultado del análisis e interpretación de mapas sinópticos de diferentes niveles de presión constante, incluida la de superficie, a fin de tener una imagen tridimensional de los eventos meteorológicos en los que interviene directa o indirectamente la Corriente de Chorro Subtropical.

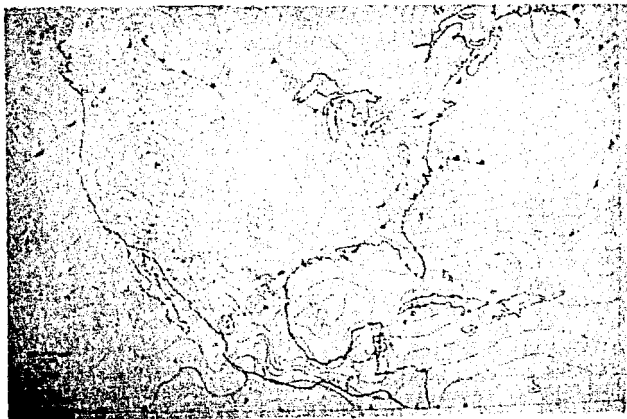
Todo el material cartográfico utilizado, y el que aquí se reproduce, fue gentilmente facilitado para su consulta por el Departamento de Meteorología, perteneciente a Servicios a la Navegación en el Espacio Aéreo Mexicano (SENEAM), dependencia de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes.

**Símbolos de intensidad
del viento.**

ff	Mill/h.	Metros	Km/h.
	9-14	8-12	14-19
	15-20	13-17	20-32
	21-26	18-22	31-40
	27-31	23-27	41-50
	32-37	28-32	51-60
	38-43	33-37	51-69
	44-49	38-42	72-79
	50-54	43-47	80-87
	55-60	48-51	88-98
	61-66	53-57	97-106
	67-71	58-62	107-114
	72-77	63-67	115-124
	78-82	68-72	125-134
	84-89	73-77	135-143
	119-123	103-107	144-156

**SÍMBOLOS DE TIEMPO
PASADO.**

	Frente frío
	Frente cálido
	Frentes estacionario
	Llovizna débil
	Llovizna moderada
	Llovizna continua
	Nevada débil
	Nevada moderada
	Nevada fuerte
	Chubasco de lluvia débil.
	Chubasco moderado
	Chubasco violento
	Chubasco de agua nieve
	Chubasco de agua nieve fuerte.
	Chubasco con granizo fuerte.
	Tormenta
	Truenos
	Cielo totalmente nublado.



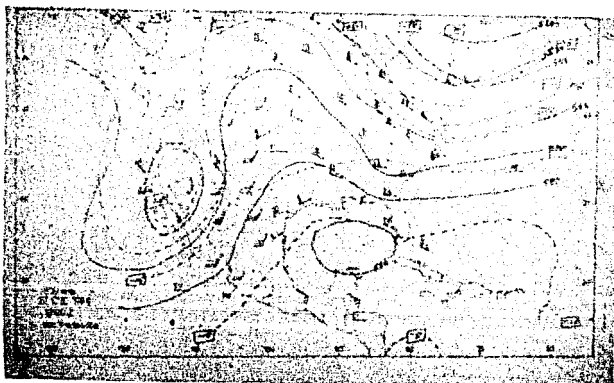
Mapa de superficie 4 de Enero de 1989 00:00 Z

El día 2 de Enero, apareció una célula ciclónica en altura situada en el nivel de 200 mb., al Oeste de la Península de Baja California. Al nivel de 500 mb., se observa claramente dicha célula ciclónica, donde las temperaturas disminuyen hacia el centro, por lo cual, se dice que se trata de una "Gota fría". Para el día 3 de Enero, la baja fría en altura, se intensifica y desciende a tal altitud, que se puede detectar en el nivel de 700 mb., para luego (12 horas después), manifestarse en superficie con nublados y precipitaciones en las costas de Baja California y Sonora. Al siguiente día, 4 de Enero, la "Gota fría" se disipó en los niveles superiores, aunque en superficie todavía se presentan condiciones de mal tiempo atmosférico en el área.

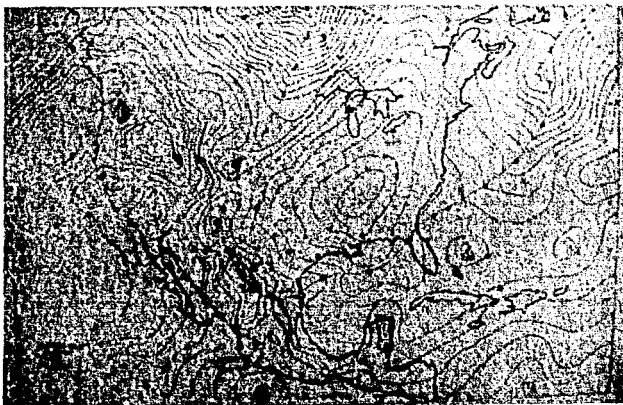
La presencia de una célula ciclónica en los niveles superiores, perturba el flujo zonal de la Corriente de Chorro Subtropical, provocando una trayectoria curva pronunciada al penetrar a México. En superficie un frente frío barre el Golfo de México, sin mayores efectos sobre la región.



Mapa de presión constante 200 mb. 28 de Enero de 1989
12:00 Z



Mapa de presión constante 500 mb. 28 de Enero de 1989
12:00 Z



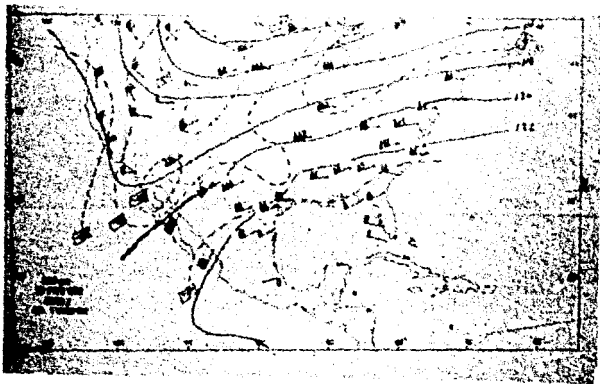
Mapa de superficie 28 de Enero de 1989 00:00 Z

El 27 de Enero, en el mapa de 200 mb., se observa una célula ciclónica, cuya aparición fue 12 horas antes. Se ubicó entre el Suroeste de Estados Unidos, Norte de Sonora y Baja California. Al nivel de 500 mb., se detectó con más claridad la célula ciclónica, por la configuración de las isotermas corresponde a una Baja fría o "Gota fría".

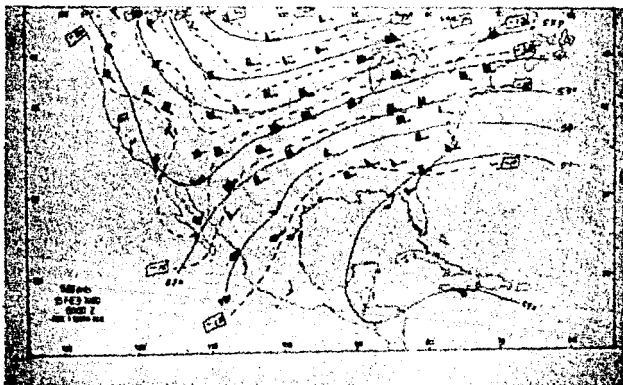
El flujo del viento a 200 y 500 mb., no es estrictamente zonal, sobre todo en el nivel de 500 mb., en donde se presenta una típica situación de bloqueo en Omega. La Corriente de Chorro Subtropical se observa claramente en el mapa de 200 mb., penetrando por las costas de Baja California, Sonora y Sinaloa.

En superficie se manifiestan los efectos de la "Gota fría". Doce horas después, el 28 de Enero a las 00:00 Z, se aprecia un área de mal tiempo sobre la región fronteriza de México con Estados Unidos. La presencia de un frente estacionario sobre el Noroeste de México, influye también en las precipitaciones y nublados, que afectan a la zona fronteriza.

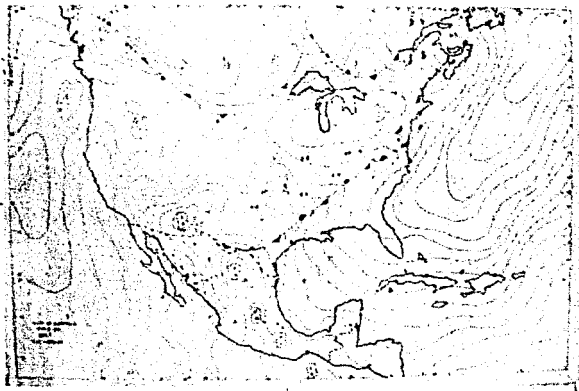
Cabe señalar que la trayectoria de la Corriente de Chorro Subtropical, coincide con la banda de mal tiempo en superficie



Mapa de presión constante 200 mb. 15 de Febrero de 1989
00:00 Z



Mapa de presión constante 500 mb. 15 de Febrero de 1989
00:00 Z



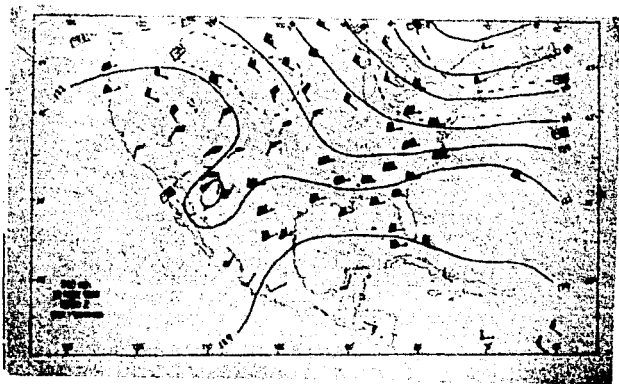
Mapa de superficie 15 de Febrero de 1989 00:00 Z

El mapa de presión constante de 200 mb., muestra a la Corriente de Chorro Subtropical muy intensa, su eje penetra por las costas de Sonora (sobre Guaymas se registró una velocidad del viento de 170 nudos), y sigue una trayectoria Suroeste a Noreste, cruzando el territorio de Estados Unidos.

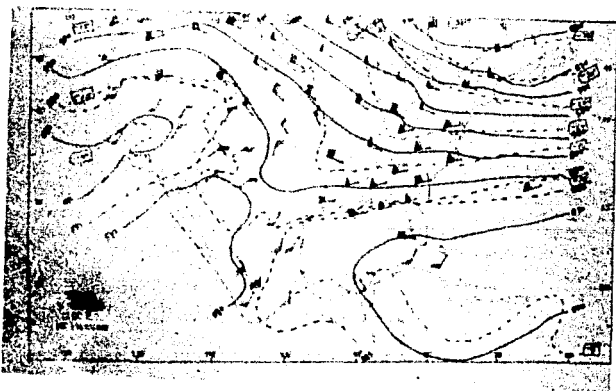
A 500 mb., la Corriente de Chorro se distingue perfectamente, debido a la gran intensidad del viento.

En superficie se destaca un gran frente estacionario, que va desde el Norte de México, hasta la región costera del Este de Estados Unidos. Dicho frente estacionario provoca una banda de mal tiempo detrás de él, con abundante precipitación en territorio de Estados Unidos. En México se aprecian nublados y lluvias sobre la costa Noroeste del país, específicamente en Sonora y Sinaloa, el resto del territorio nacional se encuentra dominado por bajas presiones.

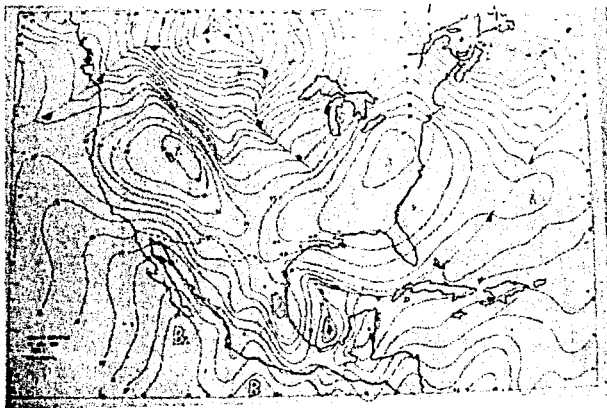
Una vez más se observa como la trayectoria de la Corriente de Chorro Subtropical, coincide con la línea del frente estacionario y con la banda de mal tiempo.



Mapa de presión constante 200 mb. 19 de Noviembre de 1989
12:00 Z



Mapa de presión constante 500 mb. 19 de Noviembre de 1989
12:00 Z

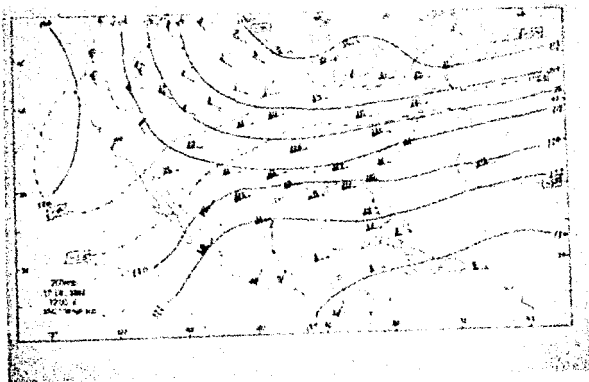


Mapa de superficie 19 de Noviembre de 1989 12:00 Z

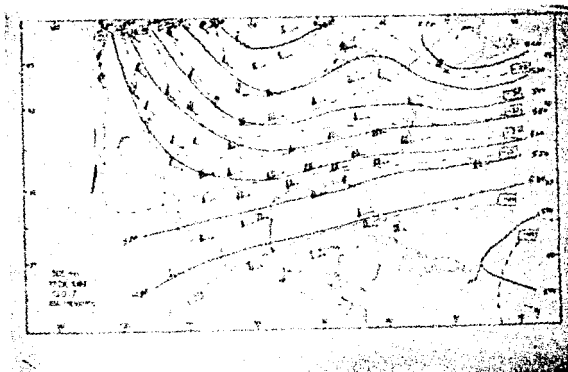
La carta de 200 mb. muestra un flujo poco normal del viento, debido a la presencia de una pequeña célula ciclónica, que perturba el flujo zonal de la Corriente de Chorro Subtropical. Dicha célula se localiza sobre el estado de Sonora, y como se puede apreciar en el mapa de 500 mb., esta célula no aparece, por lo que al parecer no se trata de una "Gota fría".

La Corriente de Chorro Subtropical presenta una trayectoria poco usual, el viento es intenso (120 nudos en promedio), sobre todo al Norte del Golfo de México.

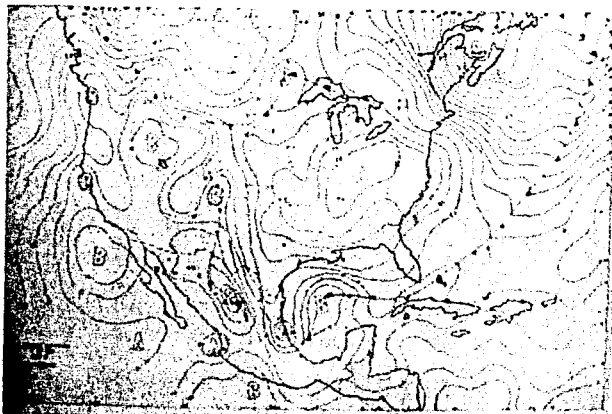
En superficie predominan las altas presiones sobre el continente y el océano Atlántico. Un enorme frente frío, sobre las aguas del Atlántico y el Golfo de México, comienza a desplazarse hacia latitudes bajas. Se aprecia una banda de mal tiempo, bien definida, desde la costa Occidental de México, hasta la región costera del Golfo de México, en territorio de Estados Unidos. Dicha banda de mal tiempo, coincide con la trayectoria de la Corriente de Chorro Subtropical



Mapa de presión constante 200 mb. 17 de Diciembre de 1989
12:00 Z



Mapa de presión constante 500 mb. 17 de Diciembre de 1989
12:00 Z

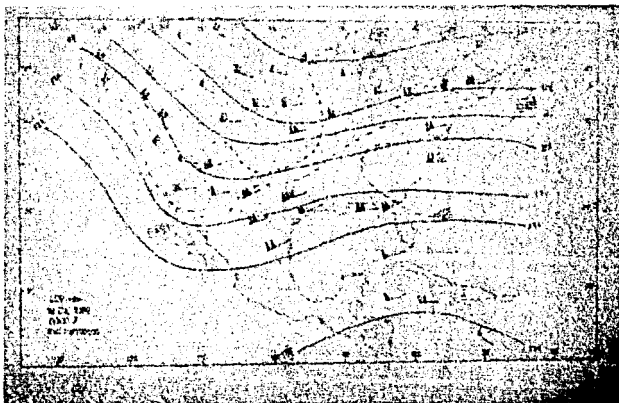


Mapa de superficie 17 de Diciembre de 1989 12:00 Z

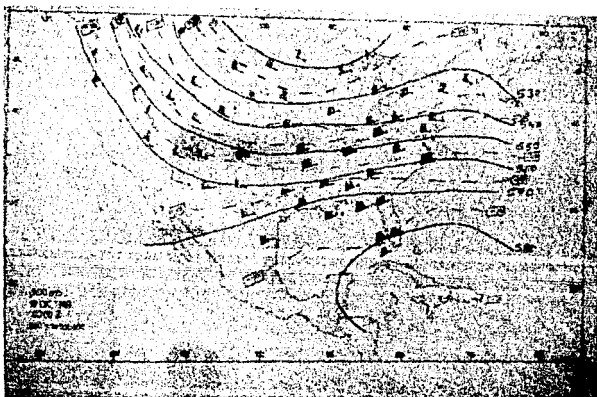
El mapa correspondiente al nivel 200 mb., muestra un flujo difluente de la Corriente de Chorro Subtropical. Una rama de la Corriente proviene del Noroeste de Estados Unidos, y la otra del Suroeste (penetra por las costas de Sonora, Sinaloa y Sur de la Península de Baja California), para luego confluir sobre el territorio central de Estados Unidos. En el nivel de 500 mb., sucede algo parecido a lo anterior. El flujo del viento es intenso y podría hablarse de un Alto Índice Zonal.

En el mapa de superficie destaca la presencia de un pequeño ciclón extratropical sobre el Golfo de México. Ello provoca nublados y precipitaciones sobre la región costera (6 horas después). Se registrarán además fuertes vientos en Veracruz y Tampico, por lo que se considera la presencia de un "Norte" sobre el área.

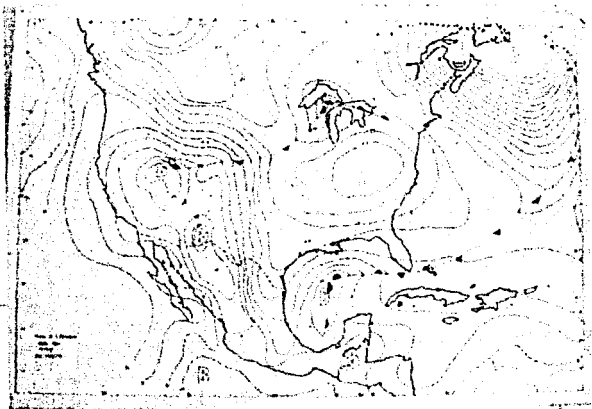
La dirección que sigue la Corriente de Chorro Subtropical en altura, corresponde a la posición del ciclón extratropical sobre el Golfo de México, y también coincide con la línea de un frente frío. En la región Noroeste del país, se registró mal tiempo, debido a la presencia de un frente estacionario.



Mapa de presión constante 200 mb. 18 de Diciembre de 1989
00:00 Z



Mapa de presión constante 500 mb. 18 de Diciembre de 1989
00:00 Z



Mapa de superficie 18 de Diciembre de 1989 00:00 Z

Los mapas de 200 y 500 mb. muestran un Alto Indice Zonal, en donde la Corriente de Chorro Subtropical desarrolla gran velocidad (rebas los 100 nudos, en promedio), y se define con claridad. La falta de datos sobre las estaciones en México, no permiten ubicar convenientemente la trayectoria del eje de la Corriente, al penetrar por territorio mexicano, pero podría ser por las costas de Sonora y Sinaloa.

La presencia de la Corriente de Chorro Subtropical, se asocia con la ubicación de un gran frente frío, que va desde el Golfo de México, hasta el Atlántico Norte.

Se presentó un pequeño ciclón extratropical sobre el Golfo de México, pero no provocó mal tiempo sobre la región costera. Por otra parte, se registraron precipitaciones y nublados sobre las costas de Sonora, Sinaloa y Baja California Sur, quizás asociado al transporte de humedad por parte del viento que se dirigió desde el océano hacia el continente.

CONCLUSIONES.

En relación a lo expuesto anteriormente, se puede concluir lo siguiente:

1. La complejidad que presenta la Circulación General de la Atmósfera, responde a la gran cantidad de elementos y factores que intervienen en ella. La estructura y dinámica atmosférica se conoce cada día con más detalle, gracias a los medios tecnológicos actuales (radiosondas, satélites meteorológicos, aviones, computadoras, etc.), los cuales ofrecen una valiosa información de gran utilidad en Meteorología.
2. La Corriente de Chorro es parte fundamental de la estructura y dinámica de la atmósfera. Su importancia radica en que se le considera "la espina dorsal" de la circulación general del aire. Las investigaciones acerca de este fenómeno de escala planetaria, son escasas, sobre todo en lo referente a la Corriente de Chorro Subtropical. En México existe poca información científica de esta Corriente, no obstante que en gran parte del año, la Corriente de Chorro Subtropical se localiza en el espacio mexicano. Resulta por ello importante que las instituciones relacionadas al estudio de la atmósfera, desarrollen investigaciones acerca de este tipo de fenómenos.
3. La Corriente de Chorro Subtropical se localiza sobre territorio mexicano durante la época fría y seca del año

(se sitúa entre 25° y 30° de latitud Norte). Su presencia se asocia estrechamente con el desarrollo de ciclones extratropicales y frentes fríos, en latitudes medias y regiones subtropicales. La invasión de frentes fríos sobre nuestro país, es en gran parte responsable, de la lluvia invernal que se presenta en México.

4. La importancia de un estudio detallado de la Corriente de Chorro, es conocer a ciencia cierta, el grado de relación que existe entre la Corriente en altura, y los fenómenos meteorológicos que determinan el estado del tiempo en superficie y las características del clima. Lo anterior permitirá mejorar notablemente el pronóstico del tiempo, en beneficio de la planeación y desarrollo de las actividades humanas.

5. La presente investigación acerca de la Corriente de Chorro Subtropical, permitió adentrarse al conocimiento de las interacciones entre la baja y alta Troposfera, a través del análisis tridimensional de los eventos meteorológicos. Por otra parte, reforzó el concepto de que: las condiciones de la atmósfera en los niveles superiores, determinan el estado del tiempo en superficie.

6. Debido a la complejidad de la estructura y dinámica de la atmósfera, y en particular en lo referente a la Corriente de Chorro Subtropical, se debe profundizar en su estudio, tomando en cuenta muchos otros parámetros y elementos de juicio; auxiliándose de diversas fuentes de información

tales como: imágenes de satélite, mapas de espesores, termogramas y otros. Lo anterior es con el fin de contar con una base de datos más completa y confiable. También se requiere que posteriores investigaciones sobre este tema, contemplen períodos de tiempo más amplios, con el objeto de conocer con mayor detalle el comportamiento de la Corriente de Chorro Subtropical.

BIBLIOGRAFIA GENERAL

BARRY, Roger G. y CHORLEY, Richard J. (1984)
Atmósfera, Tiempo y Clima.
Edit. Omega 4a. edición.
Barcelona.

DONN, William L. (1978)
Meteorología.
Edit. Reverte S.A.
Barcelona.

EAGLEMAN, Joe R. (1980)
Meteorology: The Atmosphere In Action.
Edit. Eagleman.
Nueva York.

EICHENBERGER, Willy (1981)
Meteorología para aviadores.
Edit. Paraninfo S.A.
Madrid.

FAIRBRIDGE, Rhodes W. (1967)
The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology.
Reinhold Publishing Co.
U.S.A.

JAUREGUI, Ernesto (1969)
"Algunos conceptos modernos sobre la circulación general
de la atmósfera".
Boletín del Instituto de Geografía. Vol. 2
U.N.A.M. México.

JAUREGUI, Ernesto (1975)
"Los Sistemas de Tiempo en el Golfo de México y su vecindad".
Boletín del Instituto de Geografía. Vol. 6
U.N.A.M. México.

JAUREGUI, Ernesto y CEUZ, Francisco (1980)
"Algunos aspectos del clima de Sonora y Baja California.
Equipatas y surgencias de humedad".
Boletín del Instituto de Geografía. Vol. 10
U.N.A.M. México.

KRISHNAMURTI, T.N. (1961)
"The Subtropical Jet Stream of Winter".
Journal of Meteorology. Vol. 18 pp. 172-191.

La Atmósfera y la Predicción del Tiempo.
Biblioteca Salvat. Grandes Temas No. 42
Edit. Salvat.
Barcelona 1973.

LLORENTE, José María (1966)
Meteorología.
Edit. Labor
Barcelona.

MADEREY R., Laura E. (1982)
Geografía de la Atmósfera.
U.N.A.M. México.

MEDINA, Mariano (1976)
Meteorología Básica Sinóptica.
Edit. Paraninfo S.A.
Madrid.

PALMEN, E. y NEWTON, C.W. (1969)
Atmospheric Circulation Systems.
Academic Press.
Nueva York.

PETTERSEN, Sverre (1969)
Introduction to Meteorology.
Mc. Graw-Hill Book Co.
U.S.A.

SINGH, M.S. (1964)

"Structural Characteristics of The Subtropical Jet Stream".

Indian Journal of Meteorology and Geophysic.

Vol. 15 pp. 417-424.

VIDA, J. Martín (1984)

Interpretación de los Mapas del tiempo.

KETRES Editora S.A.

Barcelona.