

Ernesto Jáuregui Ostos. Meteorólogo y doctor en Geografía por la Universidad de Bonn, Alemania, el Dr. Jáuregui colaboró durante muchísimos años con el Instituto de Geografía del que salió para formar parte del entonces naciente Centro de Ciencias de la Atmósfera. Especialista en cuestiones meteorológicas, su producción es vastísima y cuenta con amplio reconocimiento internacional.

Algunos conceptos modernos sobre la circulación general de la atmósfera*

Ernesto Jáuregui Ostos

INTRODUCCIÓN

La Climatología, como una rama de la Geofísica se ha enriquecido en las últimas décadas gracias a los avances técnicos y teóricos que se han observado en el campo de la Meteorología. En el Hemisferio Norte, los continentes están cubiertos desde la década de los años cuarenta por una eficiente red de estaciones meteorológicas que registran continuamente datos, tanto de la superficie como en la altura (Figuras 1 y 2).

Las naciones más avanzadas mantienen en los océanos Atlántico y Pacífico, una docena de barcos observatorios que realizan rutinariamente mediciones de la atmósfera. El área donde la red de estaciones es menos satisfactoria se encuentra en los trópicos. Con este enorme caudal de datos atmosféricos se elaboran diariamente mapas meteorológicos que abarcan todo el Hemisferio Norte, y que describen a escala planetaria y a diversos niveles las características de la circulación atmosférica. El análisis de las cartas hemisféricas contiene en superficie y en la altura la localización de los grandes centros de alta y baja presión, la posición de las grandes tormentas y otras perturbaciones que ocurren en el seno de las vastas corrientes planetarias.

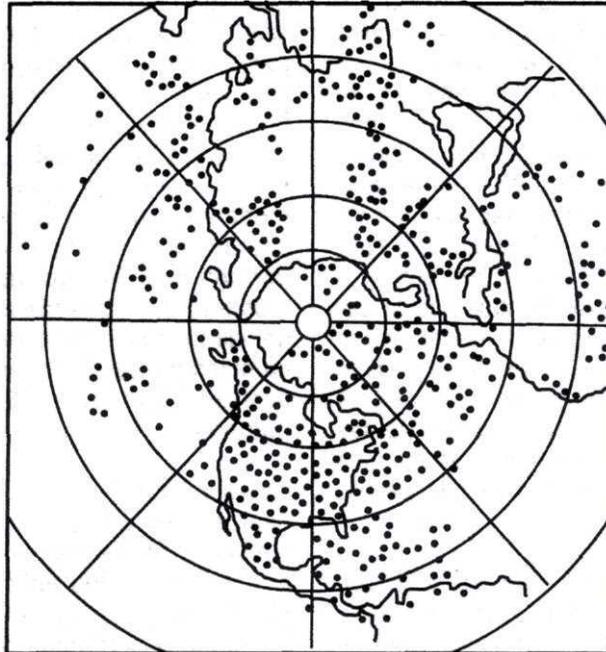
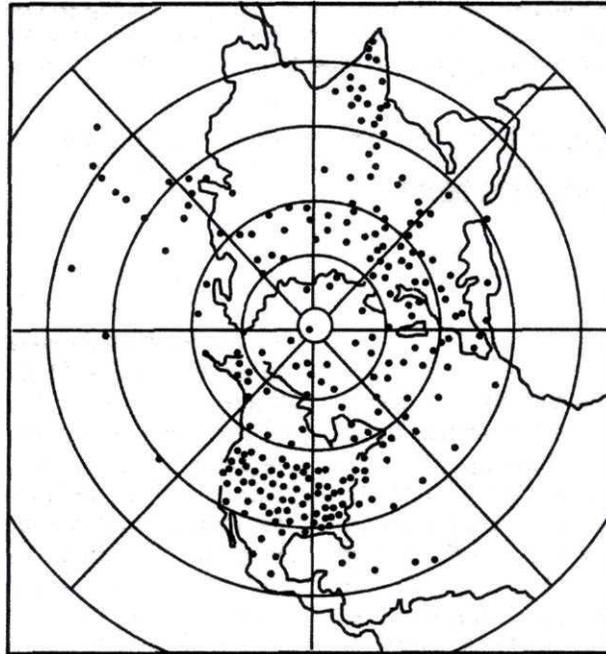
Los mapas hemisféricos que se elaboran diariamente en los Estados Unidos se distribuyen en los principales centros de información meteorológica. En nuestro país, el Servicio Meteorológico recibe en forma continua

las cartas hemisféricas de superficie y las de altura a 500 milibarios (unos 5 000 m de altura). Al mismo tiempo que se ha avanzado en la exploración diaria de la atmósfera, se ha desarrollado el conocimiento de la teoría hidrodinámica que, iniciada a finales del siglo diecinueve, ha desembocado en los métodos de predicción numérica del tiempo que se auxilian de las calculadoras electrónicas para resolver las ecuaciones no-lineales que expresan la dinámica del flujo atmosférico.

El climatólogo Kennet Hare (1960), hace ver que hasta la fecha existen pocos intentos de assimilar las nuevas ideas de la meteorología para adaptarlas a la esfera del clima. El meteorólogo Eady (1957), señala también que los textos de climatología se siguen escribiendo en un lenguaje de hace más de 30 años. Según estos autores, la climatología moderna requiere el conocimiento de dos grandes grupos de procesos meteorológicos: por una parte, la circulación general de la atmósfera, que gobierna el elemento advectivo del clima local o regional y por otra, los intercambios turbulentos y de radiación en la vertical que rigen el equilibrio calórico y de la humedad.

En este trabajo se intenta hacer una descripción esquemática de la circulación general, limitada al hemisferio norte, a la luz de los avances recientes en este campo. Además se describen dos tipos de perturbaciones de las grandes corrientes planetarias: las ondas del Oeste y la ondas del Este.

* Publicado en: Jáuregui O., E. (1969), *Boletín*, vol. II, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 209-236.



Figuras 1 y 2. Distribución hemisférica de las estaciones meteorológicas que registran diariamente datos atmosféricos de superficie (Figura 2) y de altura (radio sondas; Figura 1; Namias y Clapp, 1951).

LA CIRCULACIÓN GENERAL

Nuestro planeta y su atmósfera se calientan por el calor que reciben del Sol. El sistema irradia la misma cantidad de calor recibida, nuevamente hacia el espacio, de manera que en conjunto, se mantiene el equilibrio y la temperatura global no cambia. Pero este equilibrio de calor es válido para el planeta en conjunto y no para una determinada zona. La región ecuatorial recibe más calor del que desprende o pierde, mientras que las áreas polares irradian al espacio más calor del que reciben; sin embargo, ni los polos se vuelven más fríos ni las zonas ecuatoriales aumentan su calor, lo cual se debe a que el calor viaja a las regiones polares manteniéndose las temperaturas relativamente uniformes.

Este intercambio de calor se lleva a cabo por medio de los movimientos atmosféricos a escala planetaria y que se denominan la circulación general. De no existir esta circulación, en un mundo sin vientos, como señala el meteorólogo Wexler (1955), los trópicos se volverían intolerablemente calientes y el resto del planeta se tornaría muy helado, las

ciudades se ahogarían en sus propias emanaciones tóxicas. Por otra parte, si cesara de pronto la fuente de energía que mueve a la atmósfera, los vientos desaparecerían en unos 12 días según estima el mencionado científico, ya que la pérdida de energía por fricción entre el viento y la superficie de la tierra es grande. El flujo de calor hacia los polos va en aumento del ecuador hasta alcanzar un máximo en la altitud de 35°; de esta latitud comienza a decrecer, ya que una cierta cantidad del calor importado se queda en cada faja de paralelos (Figura 3).

Fuera de los trópicos, los sistemas de vientos de las grandes tormentas que se describen más adelante se encargan de realizar el intercambio de calor. Estas tormentas viajan de oeste a este y forman una cadena continua de centros de baja presión o ciclones que, por viajar fuera de los trópicos, se llaman extratropicales y cuyos vientos giran en el sentido contrario a las manecillas del reloj, alternadamente, seguidos de centros migratorios de alta presión (o anticiclones) donde la circulación de los vientos es en el sentido de las manecillas del reloj.

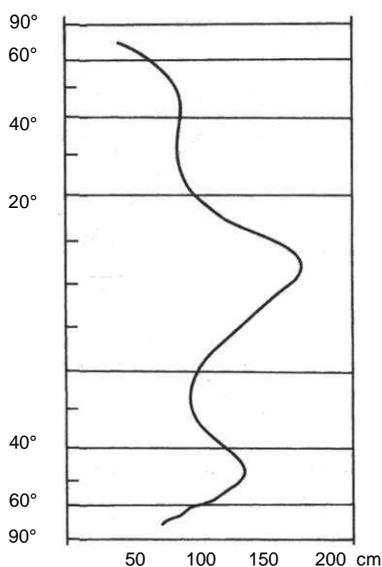


Figura 3. Flujo de calor hacia los polos (en % del máximo; Riehl, 1965).

El número de estos ciclones migratorios alcanza un máximo cerca de la latitud de 45° durante el invierno, donde ocurren en promedio dos períodos de mal tiempo a la semana.

El calentamiento desigual del planeta origina los movimientos de sur a norte del aire cálido; pero debido a la rotación de la Tierra, el aire se deflexiona hacia la derecha en el Hemisferio Norte generándose el movimiento en la dirección Este-Oeste. En cambio, el aire que se desplaza hacia el ecuador al deflexionarse hacia la derecha debido a la fuerza defectiva o de Coriolis, se dirige hacia el Oeste. Conviene advertir que como esta fuerza aparente depende de la latitud, es máxima en los polos y nula en el ecuador según se observa de su expresión: $f = \Omega 2v \sin \varnothing$ donde v - velocidad del viento, Ω velocidad angular de la tierra, \varnothing - latitud. En esta forma se observan vientos del oeste en las latitudes medias (30° a 60°) y los vientos alisios en los trópicos.

El encuentro de las corrientes húmedas de los alisios de ambos hemisferios en la llamada "zona intertropical de convergencia" produce corrientes ascendentes que, al condensar su humedad, dan por resultado las precipitaciones más abundantes del planeta, según puede apreciarse en la Figura 4. En esta figura se observa también un segundo cinturón de precipitación elevada en las latitudes donde viajan con más frecuencia los ciclones extratropicales (cerca de los 45°). Entre estos dos cinturones lluviosos se encuentra la región ocupada por las celdas semipermanentes de alta presión en los subtrópicos. Aquí el aire en vez de ascender pierde altura y se calienta adiabáticamente por lo que la nubosidad y la precipitación son muy escasas. Las regiones áridas y semiáridas del Noroeste de México se encuentran bajo la influencia de la celda anticiclónica subtropical del Pacífico lo que, junto con la inversión superficial de temperatura producida por la corriente fría de California es causa de la sequedad que ahí se observa.

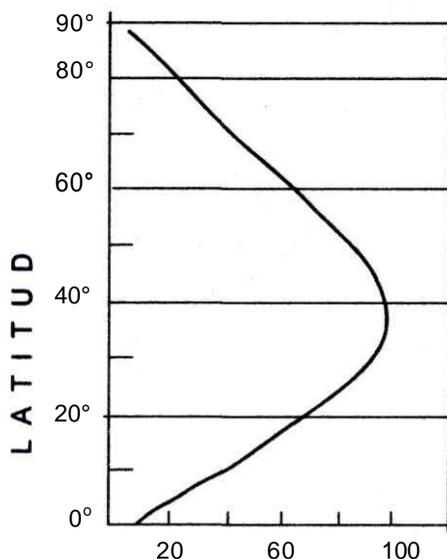


Figura 4. Precipitación mundial anual promedio, según la altitud (Riehl, 1965).

La inversión de temperatura impide la difusión del vapor de agua a los niveles elevados, mientras que la divergencia propia del anticiclón semipermanente produce descenso (y por lo tanto calentamiento adiabático) del aire.

Durante el invierno, el cinturón de vientos del Oeste se ensancha hacia el sur y las altas semipermanentes de los subtrópicos se desplazan hacia el ecuador, lo que permite que las depresiones extratropicales desciendan en latitud, a veces hasta cerca de la frontera con Estados Unidos, produciendo las lluvias invernales en las zonas semiáridas del país.

En la Figura 5, tomada del atlas de Lahey, Bryson y Wahl (1958), se muestra la extensión que tienen los vientos del Oeste al nivel de 500 milibarios (es decir, aproximadamente a la mitad de la troposfera, a unos 5 km) en enero y julio. A este nivel que es el frecuentemente utilizado para el análisis meteorológico, los sistemas de presión y de viento aparecen mucho más simples que en los mapas de superficie (donde la circulación se distorsiona por la topografía) y dan una idea más clara del flujo de las grandes corrientes. Sin embargo, si se desea analizar la circulación de los vientos más fuertes del Oeste, se deberá utilizar los mapas de mayor altura a 300 milibarios (10 km) y 200 milibarios (13 km); a estos niveles vuelan los aviones comerciales a reacción.

En los diagramas de la Figura 5 se advierte, por una parte, que la mayor porción de la masa de la atmósfera terrestre se mueve hacia el este, y por otra, que los vientos del Oeste forman un vórtice cerca del polo en el verano, mientras que en el invierno aparecen dos centros, uno en el noreste de Siberia y el otro al norte del Canadá.

El hecho de que los vientos del Oeste giran alrededor de un enorme vórtice ciclónico en la altura, lo mencionó por primera vez el meteorólogo norteamericano Ferrel en 1856,

por lo que a esta circulación de los vientos del Oeste se la llama a veces también circulación de Ferrel o vientos de Ferrel. Posteriormente, Von Helmholtz dedujo que el enfriamiento por radiación debía producir una celda de alta presión de poca profundidad en la superficie cerca del polo, lo cual ha sido confirmado posteriormente por observaciones.

Puede apreciarse también, en la misma Figura 5 la variación estacional de la intensidad de los vientos del Oeste y de su extensión hacia el sur.

En enero, los vientos del Oeste (o de Ferrel) cubren, al nivel de 500 milibarios, prácticamente todo nuestro país mientras que en julio se retiran un poco al norte de nuestra frontera con los Estados Unidos.

En los mapas de la Figura 5, aparece un cinturón de vientos de máxima intensidad entre los 25° y 40° N al nivel de media troposfera; en realidad pueden existir dos o más corrientes de máxima, como se verá más adelante.

MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL

En la actualidad no cabe duda de que las fluctuaciones extraordinarias de la intensidad y distribución de los vientos del Oeste o de Ferrel, están ligados a los intercambios de cantidad de movimiento, de calor y de vapor de agua entre los subtrópicos y las regiones polares. Se sabe ahora que los excedentes tropicales de los tres elementos físicos mencionados, deben ser transportados por la circulación atmosférica.

Hasta hace poco se creía que este movimiento requería la existencia de una circulación meridional (a lo largo de los meridianos), según celdas verticales del tipo que se menciona en los textos de geografía o climatología. Se proponían así tres celdas: la celda de los alisios, la celda de las latitudes medias y la polar (Figura 6).

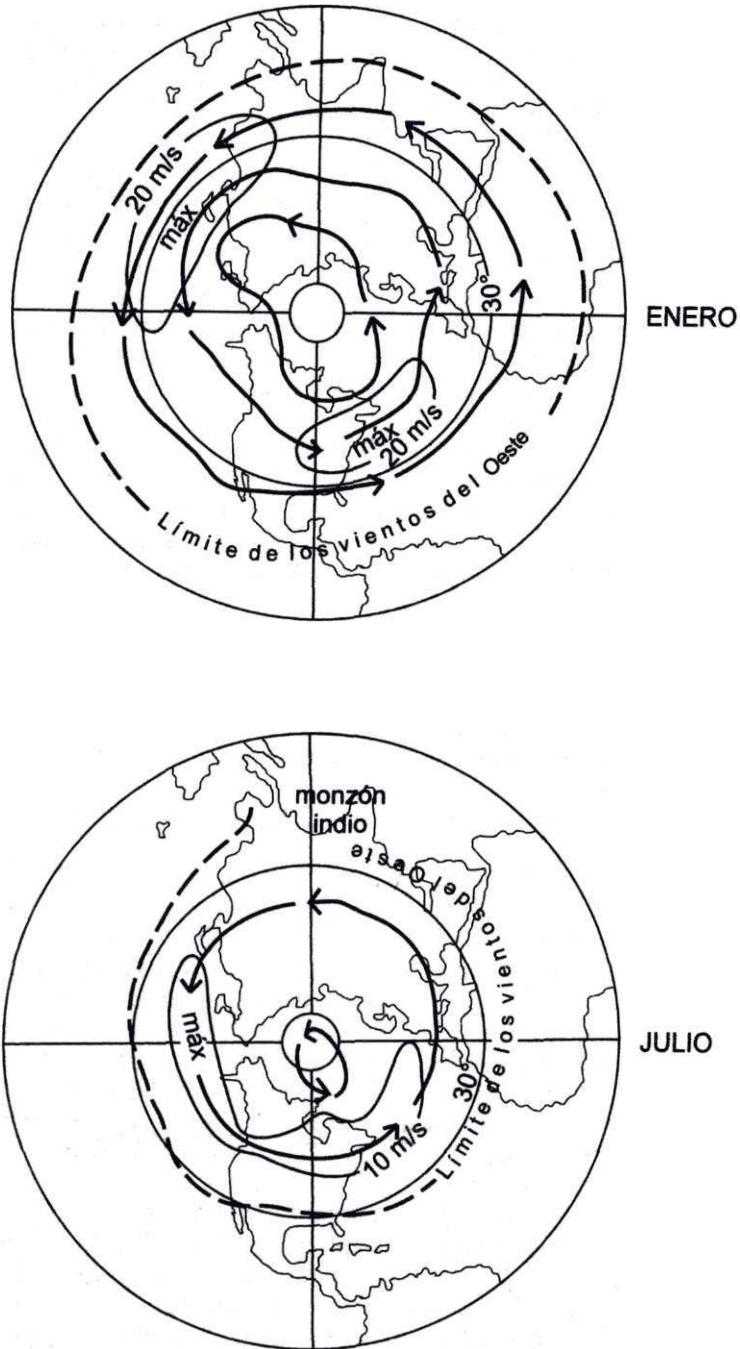


Figura 5. Extensión de los vientos del Oeste al nivel de 500 milibarios (unos 5 km de altura; Lahey *et al.*, 1958)

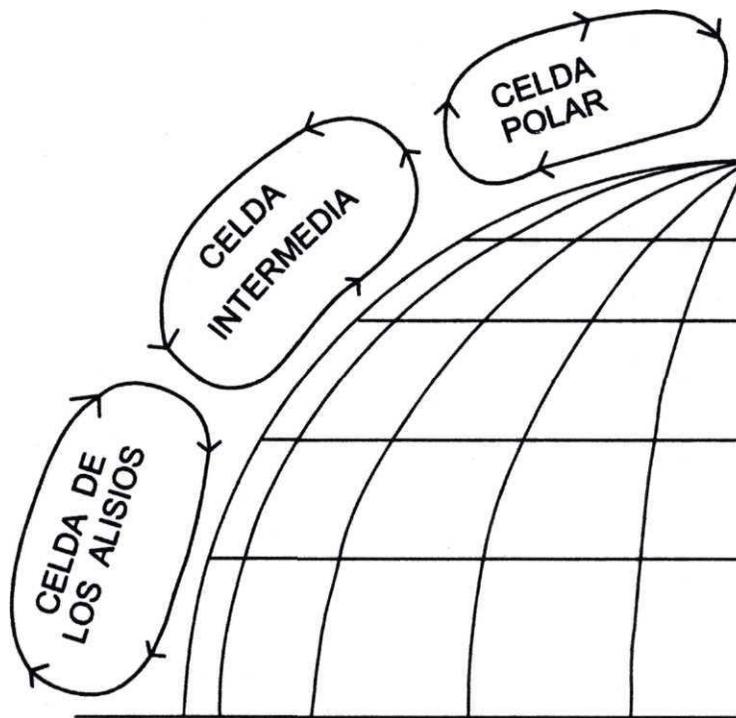


Figura 6. Modelo ya desacreditado de circulación meridional propuesto por Hadley en 1735.

La hipótesis más simple, propuesta por el físico inglés George Hadley en 1735 toma en cuenta primero el factor calentamiento. Así, el aire cerca del ecuador se eleva y fluye hacia los polos; luego se enfría y desciende para regresar a un nivel inferior hacia el ecuador. La circulación según este modelo forma una celda vertical en cada hemisferio. En la siguiente etapa de esta hipótesis se agrega el efecto de la rotación de la Tierra; el aire que fluye hacia los polos se mueve también hacia el este junto con la Tierra. En el ecuador lo hace al mismo ritmo; pero a medida que se mueve hacia los polos lo hace más aprisa, debido al principio de la conservación de la cantidad de movimiento angular, ya que se encuentra cada vez más cerca del eje de rotación (Figura 7). Así, las corrientes que van hacia los polos en la altura, se deflexionan hacia el este formando los vientos del Oeste a una velocidad mayor

que la rotación de la Tierra.

Por otra parte, el aire que retorna al ecuador pierde velocidad de rotación a medida que se desplaza, alejándose del eje de giro, desarrollándose los alisios cuya velocidad de rotación es menor aun que la de la superficie de la Tierra a esas latitudes. Esta distribución unicelular siempre se descompone, debido a la fricción, en las tres celdas propuestas por Hadley.

Mucho más recientemente, el meteorólogo finlandés, Palmén, ha modificado el modelo anterior. Este investigador eliminó la celda polar razonando que en las regiones polares la circulación es casi horizontal en forma de grandes vórtices poco profundos. El modelo propuesto por Palmén aparece en la Figura 8.

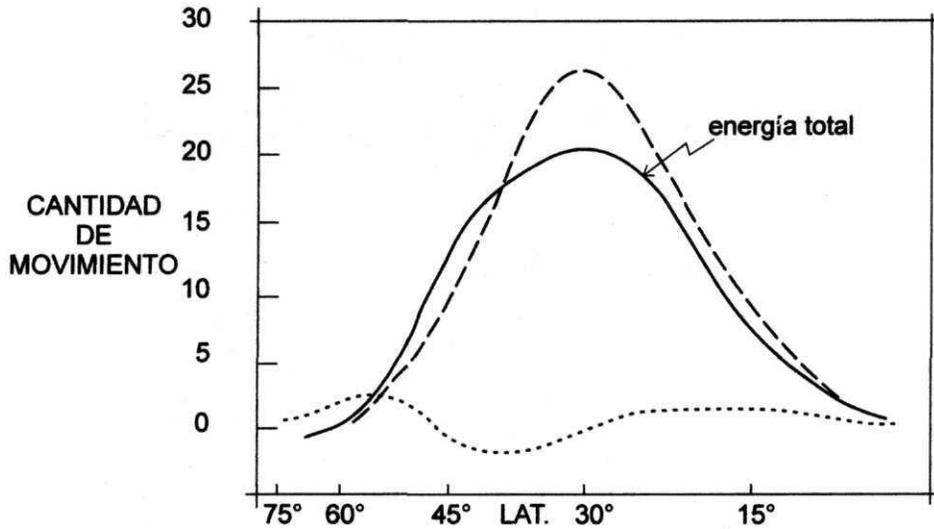


Figura 7. Cantidad de movimiento de rotación transmitido de la Tierra al aire que es acarreada hacia los polos por vórtices horizontales Las celdas verticales - - - contribuyen poco a la energía total — (Wexler, 1955).

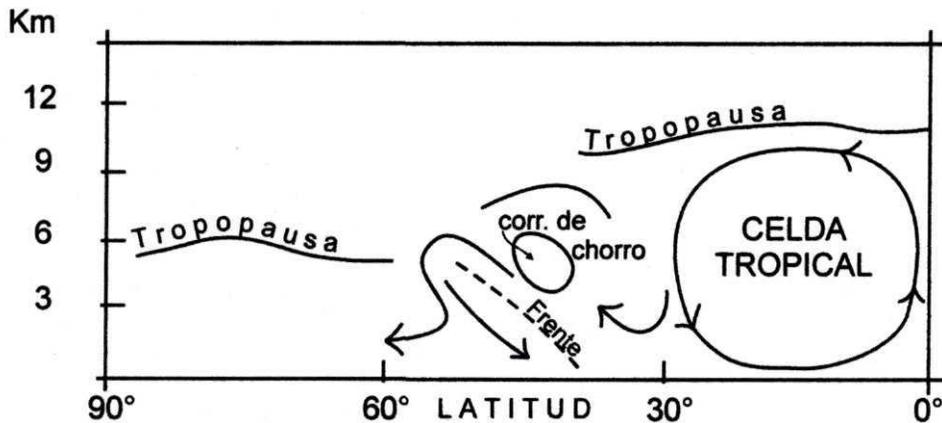


Figura 8. Modelo de circulación meridional según Palmén (1951). Sólo subsiste la celda tropical (tomado de Wexler, 1955).

LOS CORTES TRANSVERSALES DE LA ATMÓSFERA A LO LARGO DE UN MERIDIANO O SECCIONES MERIDIONALES PROMEDIO

Con el fin de mostrar una panorámica del movimiento medio de la atmósfera, en la Figura 9 se muestra la distribución media meridional de la temperatura hasta una altura de 20 km para el invierno y el verano. Estas secciones tomadas de Peterssen (1956), representan el promedio de 18 secciones

meridionales tomadas a intervalos de cada 20° de longitud, comenzando por el meridiano de Greenwich y desde el ecuador hasta la latitud 75° N. El nivel donde las isotermas muestran su máxima curvatura se denomina la tropopausa, mientras que la capa que queda por debajo, caracterizada por un decrecimiento de la temperatura con la altura, se llama la troposfera. La capa encima de la tropopausa es la estratosfera, aquí, la temperatura casi no varía con la vertical.

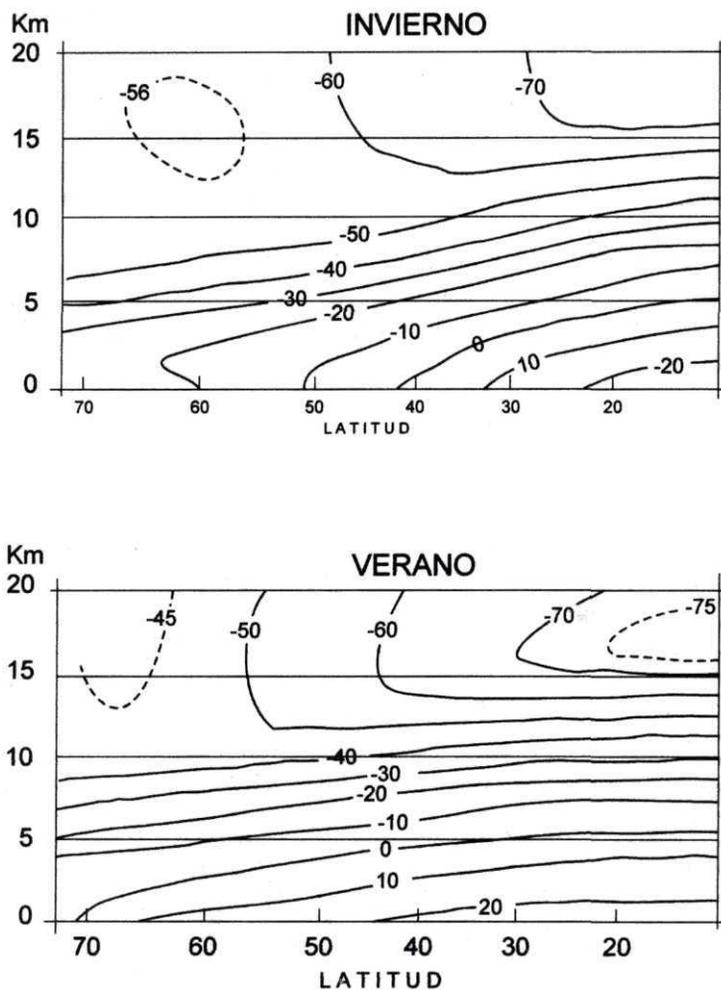


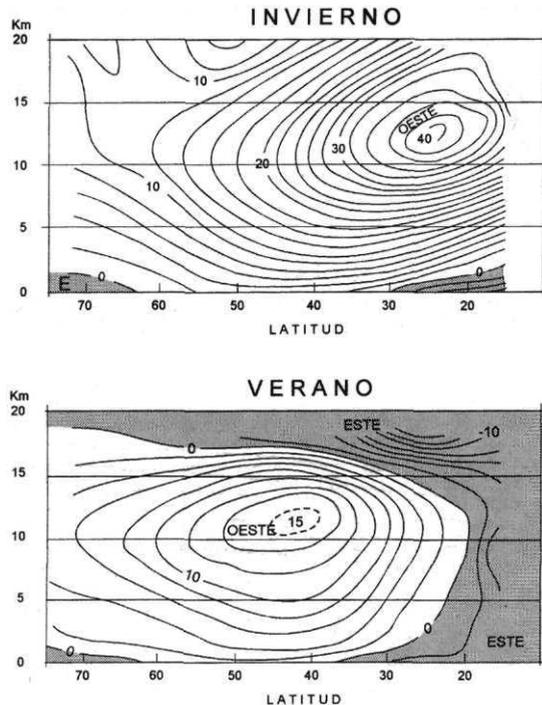
Figura 9. Distribución meridional promedio de la temperatura del aire en invierno y verano (en grados Celsius; Petterson, 1956).

En las Figuras 10 y 11, tomadas del mismo trabajo de Peterssen, se muestra para el invierno y verano, la componente zonal (es decir, a lo largo de los paralelos de latitud) del viento geostrófico. En las grandes depresiones extratropicales, el aire se mueve manteniendo un equilibrio entre la fuerza de gradiente de presión y la fuerza debida a la rotación de la Tierra llamada fuerza de Coriolis. El movimiento que satisface este equilibrio es el viento geostrófico que sopla a lo largo de las isóbaras. Arriba de la capa de fricción, este viento teórico se aproxima bastante al viento real observado.

invierno, y arriba de ellos soplan los vientos de Ferrel. A la latitud de la Ciudad de México, por ejemplo, estos vientos del Oeste alcanzan un máximo promedio de 36 m/seg a unos 13 km de altura. Durante el verano, en cambio, el núcleo de máxima de los vientos de Ferrel se desplaza hasta la latitud de 45° y a la latitud de la ciudad de México prevalecen entonces en promedio los vientos del Este -o alisios en toda la profundidad, 20 km considerados en la figura. Durante la estación calurosa, los alisios intertropicales se extienden a gran altura prolongándose hacia los polos arriba de los 18 km.

1. Se observa la capa poco profunda de vientos del Este sobre la región polar en ambas estaciones.
2. Los vientos alisios de los trópicos son poco profundos (menos de tres kilómetros) entre el ecuador y los 30° de latitud en el

3. Se observa una fuerte circulación del oeste en la troposfera de las latitudes medias, con un máximo pronunciado en la intensidad del viento al nivel de los 12 o 13 km. La médula de esta fuerte corriente zonal (en el sentido de los paralelos) se llama corriente de chorro.



Figuras 10 y 11. Componente zonal media (a lo largo de los paralelos) del viento geostrófico (en m/s; Petterssen, 1956).

LA CORRIENTE DE CHORRO

Desde la época en que hizo erupción el volcán Krakatoa en una isla del Océano Pacífico en 1833, las observaciones de las nubes noctilucientes y de los cirrus, (nubes de apariencia sedosa formadas de cristales de hielo) revelaron la existencia de una corriente de vientos intensos del Oeste a gran altura. No fue sino hasta 1933, cuando el meteorólogo noruego Bjerkness calculó las primeras secciones meridionales con ayuda de unas cuantas estaciones de radio-sondeo a lo largo de un meridiano. Bjerkness convirtió el gradiente de presión a viento geostrófico y obtuvo la distribución del viento zonal. Los resultados fueron parecidos a los de las Figuras 10 y 11.

El descubrimiento de Bjerkness no llamó mucho la atención sino hasta el año de 1940 cuando se multiplicaron las estaciones de radio-sondeo y de globos piloto. Se descubrió entonces que las fuertes corrientes de vientos del Oeste se observaban en forma continua en la troposfera alta. En 1945 los pilotos norteamericanos que volaban de Hawai al Japón, encontraron los fuertes vientos de la corriente de chorro de hasta 350 km/hora, lo que reducía considerablemente la velocidad de los aviones en vuelo hacia el continente asiático a esas latitudes.

El problema despertó el interés de otros meteorólogos y condujo a investigaciones sinópticas de los vientos superiores. Conviene hacer notar que, normalmente la intensidad de los vientos varía apreciablemente a lo largo de eje de la corriente de chorro con áreas elongadas de velocidad máxima, separadas por regiones donde hay confluencia o difluencia de la corriente. Aun en promedio, la intensidad del viento varía a lo largo de la corriente como puede verse en la Figura 12 construida por los meteorólogos Namias y Clapp (1949). Las corrientes de chorro no se limitan a ubicarse en la latitud de 30° sino que pueden ocurrir en cualquier latitud al

norte de 25°; pero según apunta Peterssen, en las latitudes altas el chorro forma meandros y oscila dentro de los límites muy amplios, con el resultado de que los mapas promedio muestran el chorro ubicado en latitudes donde el viento es más persistente. También hay que hacer notar que en las latitudes menores de 30°, (en nuestro país), el parámetro de Coriolis es muy pequeño, como ya se vio, y la conversión de gradiente isobárico a los vientos geostróficos introduce cierto error.

Sin embargo, los diagramas de Namias y Clapp muestran las características esenciales del movimiento medio zonal. En estas mismas figuras se advierte que la posición media de la corriente de chorro, en invierno cruza por la mitad norte de México, tocando la punta de la península de Baja California, corta en diagonal desde Mazatlán hacia la desembocadura del río Bravo con intensidad de unas 60 a 70 millas por hora. El máximo de esta corriente sobre Norteamérica a la altura del cabo Hatteras es de 95 millas por hora, mientras que el máximo, que ocurre frente a las costas de China y al sur de Japón, es de 122 millas por hora.

Durante el verano (Figura 12), el eje de la corriente de chorro sobre Norteamérica se desplaza al norte, cerca de la frontera con Canadá. En la Figura 13 tomada de un trabajo de Palmén y Nagler (1948), se muestra en corte la distribución media del viento geostrófico del Oeste para Norteamérica, el 30 de noviembre de 1946 a las 03:00 hora de Greenwich. Este corte a lo largo de un meridiano comprende desde la latitud 25° hasta los 70°. Aquí se acusa, como en las Figuras 10 y 11 de Peterssen, la corriente de chorro con un máximo de viento geostrófico de 80 m/seg a la latitud de 47° y a unos 11 km de altura. Al norte de los 60° de latitud, aparecen los vientos polares del Este que llegan a una altura de 13 km sobre la latitud de 64° en este caso particular. Por otra parte, los alisios tropicales se observan

al sur de los 30°. Palmén traza esta figura la posición de la tropopausa, que en este caso se encuentra fracturada en la región de la corriente de chorro con una doble tropopau-

sa al sur y una sencilla hacia el norte. Esta fractura, que es típica de las corrientes de chorro intensas, permite el intercambio de aire entre la troposfera y la estratosfera.

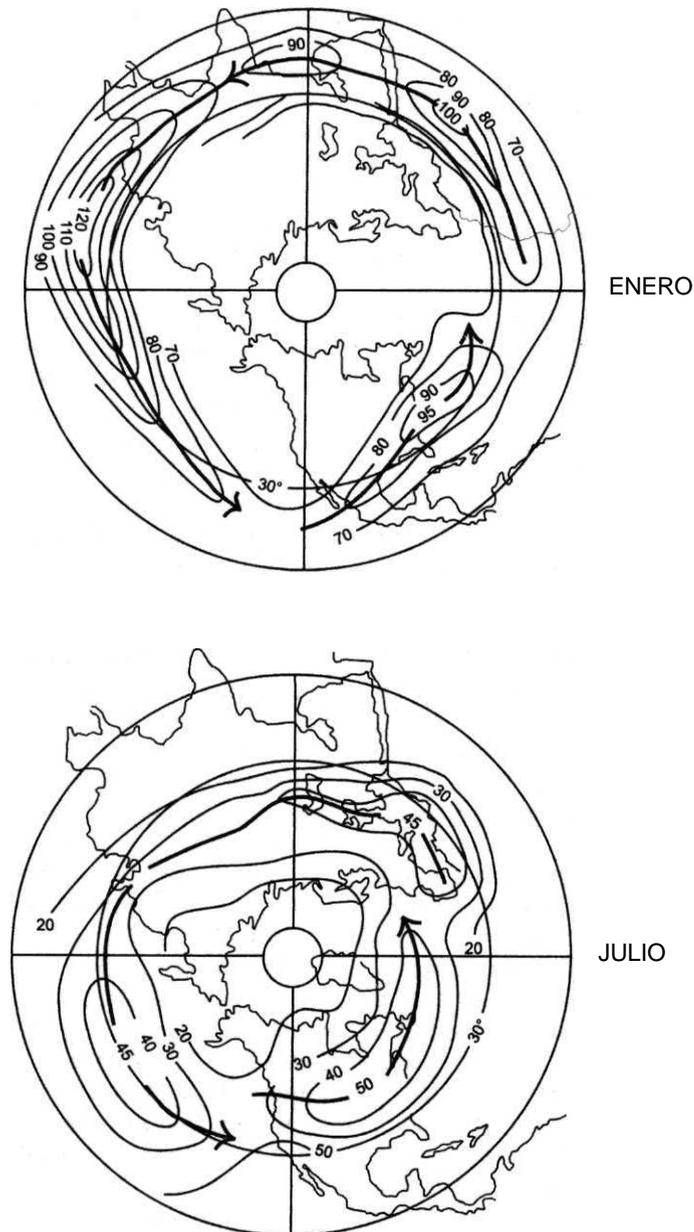


Figura 12. Posición media e intensidad de la corriente de chorro. Las líneas indican la velocidad del viento geostrófico en millas por hora al nivel de intensidad máxima (Namias y Clapp, 1949).

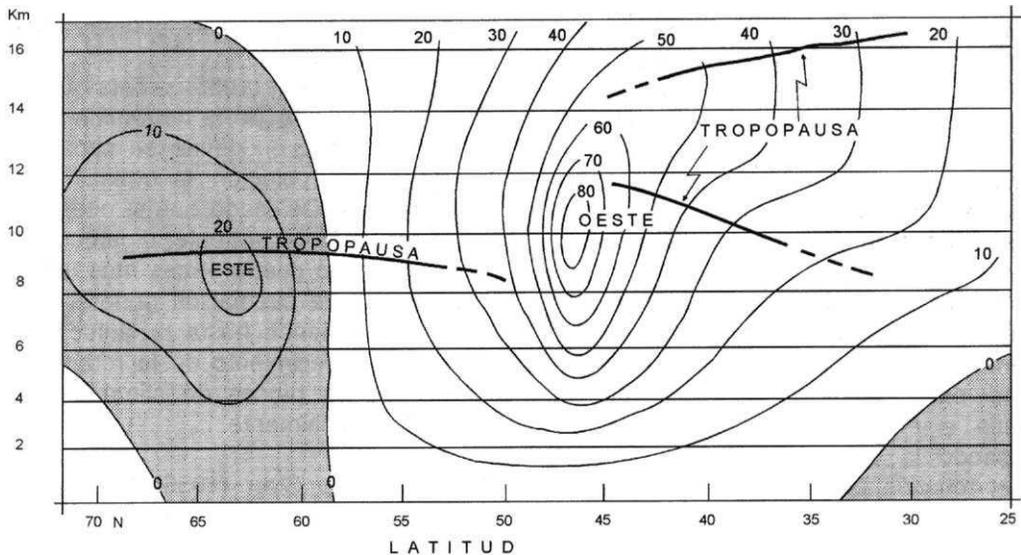


Figura 13. Sección meridional media del 30 de noviembre de 1946 a las 03:00 horas de Greenwich que muestra la distribución media del viento (m/s) geostrófico sobre Norteamérica (Palmer, 1948).

MODELOS MECÁNICOS DE LA CIRCULACIÓN GENERAL

Describir la dinámica compleja de la atmósfera en términos matemáticos es tarea difícil. Las ecuaciones contienen variables como la temperatura, la densidad, la presión, el contenido de humedad y el movimiento del aire en tres dimensiones. Aun cuando se han usado las computadoras de alta velocidad, ha sido necesario hacer algunas simplificaciones. De acuerdo con los resultados obtenidos por el meteorólogo H. L. Kuo, la rotación de la Tierra juega un doble papel en la formación de los fenómenos atmosféricos: rompe por una parte la circulación primaria norte-sur en ciclones y anticiclones y además canaliza estos movimientos turbulentos en vientos prevalecientes del Oeste y del Este. Es decir, que el calor del sol pone al aire del planeta en movimiento, y la rotación de la Tierra distribuye este aire según pa-

trones de remolinos de diversos tamaños (los más grandes hasta de varios miles de kilómetros de diámetro).

Estas ideas se han confirmado por medio de modelos mecánicos construidos por diversos meteorólogos. Entre ellos, Dave Fultz, de la Universidad de Chicago, quien ha utilizado una bandeja circular de fondo plano que contiene una lámina de unos 3 cm de agua representando la atmósfera de un hemisferio. Los remolinos del agua se hacen visibles por medio de unas gotas de colorante. Cuando el perímetro de la bandeja (es decir, el ecuador) se calienta y el centro (el polo) se enfría, se observa que el agua comienza a fluir en una celda simple como la propuesta por Hadley. La corriente se eleva en el borde de la charola (el ecuador), se mueve por la superficie del agua hacia el centro; luego se hunde y fluye hacia los bordes por el fondo de la charola.

Si se pone la charola a girar, una vez alcanzado cierto valor de la velocidad de rotación, la circulación inicial simple se rompe en remolinos como los ciclones y anticiclones que aparecen en los mapas meteorológicos. Tanto del lado de la periferia como del centro, los remolinos comienzan a desplazarse hacia lo que sería las 'latitudes medias' en la charola. Las corrientes del Oeste comienzan a aparecer en esta zona mientras que las del Este se acusan en los bordes (el ecuador).

Fue el primer meteorólogo Carl Gustaf Rossby quien, en la década de los años cuarenta, encontró que las circulaciones generales en cuerpos giratorios como los planetas y el Sol, se pueden comparar expresando la velocidad característica del gas en rotación como un porcentaje de la velocidad del cuerpo giratorio en la superficie de su ecuador.

Así, la superficie de la Tierra en el ecuador tiene una velocidad de unos 1 600 km/hora y hemos visto que la velocidad de los vientos de Ferrel en las cercanías de la corriente de chorro puede ser de unos 160 km/hora. El cociente propuesto por Rossby sería la relación de las doce velocidades; en este caso, 1:10.

Al rotar lentamente la charola, Fultz observó que los 'vientos' que giran cerca de la fuente de frío, alcanzan una velocidad igual a la del borde exterior de la charola (o ecuador); en este caso la relación de Rossby sería la unidad y el campo de flujo resultó simétrico respecto a la fuente de frío (o polo). Pero al incrementar la velocidad de rotación de la charola, Fultz encontró que la relación de Rossby decreció hasta que, al llegar al valor de 1:10 comenzaron a formarse trenes de ondas que cambiaban de forma en el tiempo; estas ondas fueron muy semejantes a las observadas en los mapas meteorológicos hemisféricos. De manera que la circulación general en los trópicos se parece a los movimientos del agua cuando la charola experi-

mental gira despacio, mientras que cuando aumenta su velocidad de rotación, la distribución de flujo en la charola es más aplicable a la circulación de las latitudes altas.

El meteorólogo Riel (1965) señala que la rapidez de giro de la Tierra determina en gran medida la latitud en donde se separan los dos tipos de circulación: la tropical y la de altas latitudes. De modo que si nuestro planeta girara más lentamente, digamos que el día fuera dos o cuatro veces más largo, es probable que la circulación general de tipo tropical se extienda hasta la latitud de 60° debido al decrecimiento de la rotación y el tiempo, en los países de clima templado, cambiaría radicalmente.

El meteorólogo Starr (1956) hace ver que tanto las observaciones como el análisis teórico y aun los experimentos de laboratorio como el descrito, parecen conducir a un nuevo concepto de la atmósfera, como un océano de aire que es puesto en movimiento por el calentamiento del sol y disgregado por la rotación de la Tierra en remolinos enormes que se alimentan de pequeños remolinos, los cuales tienen la función de mantener el equilibrio calórico.

VARIACIONES DE LA CIRCULACIÓN GENERAL

Las ondas que se forman en el modelo experimental son uniformes y fluyen hacia el Este con la corriente en forma continua. En cambio, las ondas que se observan en la atmósfera tienen algunas posiciones favoritas o preferidas debido a que la superficie de la Tierra no es uniforme. La circulación de los vientos del Oeste varía considerablemente en el transcurso de una o dos semanas y el cambio está acompañado de amplias variaciones de las variables atmosféricas.

Hay ocasiones en que las ondas son muy planas (es decir, de amplitud reducida) y entonces el cinturón de vientos de Ferrel se desplaza hacia el polo; pero pasada una o

dos semanas, las ondas aumentan su amplitud y los vientos del Oeste se desplazan hacia el ecuador invadiendo parte de los trópicos; en estas ocasiones la longitud de las ondas se acorta, lo que permite también que el aire tropical penetre a las altas latitudes; de manera que esta situación está asociada a un fuerte intercambio de calor entre las bajas y altas latitudes.

OTROS FACTORES QUE GOBIERNAN EL CLIMA A GRAN ESCALA

Diferencias entre superficies de agua y de tierra

La temperatura de los océanos se mantiene casi constante durante el día y tiene poca variación en el transcurso del año si se le compara con las correspondientes observadas en los continentes. Esto se debe a que la mezcla turbulenta de calor recibido del Sol tiene lugar en una capa líquida que puede ser hasta de 100 m. Además, la capacidad calórica del agua es tan grande que su temperatura se eleva poco por el calentamiento solar. En la Tierra, por contraste, el calor del sol penetra sólo una capa muy delgada y la porción superior del suelo registra variaciones de temperatura considerables debido, además, a la baja capacidad térmica del suelo. De manera que las variaciones diurnas y anuales de temperatura son mayores en los continentes que en el mar. Como consecuencia, un clima marítimo es siempre uniforme, mientras que el clima continental se destaca por sus contrastes térmicos.

El efecto de las grandes barreras montañosas

Las grandes protuberancias montañosas afectan el clima a gran escala en diversas formas. Las montañas Rocallosas protegen la costa oeste de los Estados Unidos contra las invasiones de aire polar procedente del centro de Canadá. Al mismo tiempo impiden la entrada de aire marítimo del Pacífico Norte

hacia el centro de los Estados Unidos que, por esta razón, tiene un clima seco y frío.

El mismo efecto se observa en la región norte de nuestro país, la cual durante el invierno es seca y fría debido a que el aire marítimo del Pacífico Norte es detenido por la barrera de la sierra Madre Occidental. El aire polar continental del Canadá que desciende en invierno por la planicie costera del Golfo de México, se recarga contra la vertiente escarpada de la Sierra Madre Oriental y, sólo en ocasiones, la humedad que toma en su recorrido por el Golfo se desborda sobre la altiplanicie mexicana.

Otro de los efectos de las cadenas montañosas sobre la circulación, es que la fuente de calor superficial se eleva en comparación con las zonas bajas al nivel del mar. Este efecto no ha sido estudiado debidamente y en un país montañoso como México debe jugar un papel importante en la circulación. Mosiño (1966), señala que en México la masa de aire tropical elevada que llega al altiplano, recibe un calentamiento que produce la liberación de su inestabilidad convectiva. Este es un factor que contribuye a la precipitación anual en las tierras elevadas del país. Riel (1965) sugiere que en Asia este efecto ayuda a establecer y mantener la circulación del monzón de verano.

ONDAS EN LOS VIENTOS DEL OESTE

En 1939, Rossby observó que las vaguadas y domos de presión de los mapas meteorológicos de los vientos del Oeste circunpolares, tenían la forma aproximada de ondas sinusoidales y que las ondas de gran longitud se movían despacio mientras que otras menos largas viajaban rápido hacia el este. Estas ondas aparecen con un máximo de simplicidad al nivel de las troposferas media o superior (es decir, arriba de 500 milibarios). Las dimensiones de estos sistemas de ondas son mucho mayores que las correspondientes a niveles inferiores (o superiores). En

un caso típico los mapas hemisféricos muestran cuatro o cinco ondas largas (ondas de Rossby); a menudo viajan sobrepuestas a estas ondas, otras de menor longitud.

Valiéndose del concepto de vorticidad (que es una cantidad dinámica que mide la rapidez de giro de pequeños elementos fluidos) Rossby desarrolló fórmulas para pronosticar el movimiento de estas ondas en función de la longitud de onda y la intensidad de la corriente zonal (a lo largo de los paralelos). Este tratamiento de las sondas permitió desarrollar criterios para la estabilidad de las ondas baroclínicas (un fluido es baroclínico cuando las superficies de presión constante cortan a las superficies de igual densidad). Una onda es inestable cuando su amplitud aumenta con el tiempo, es decir, se 'profundiza' en la jerga de los meteorólogos.

Los investigadores Charney y Kuo, han demostrado que la inestabilidad de las ondas ocurre en el flujo baroclínico cuando se exceden ciertos valores de cambio de viento con la altura; estos valores dependen a su vez de la longitud y estabilidad de la onda. Es decir, que arriba de cierta intensidad crítica del gradiente térmico, en dirección del polo (o baroclinicidad) la corriente de los vientos del Oeste se vuelve inestable y aparecen pequeñas perturbaciones que tienden a crecer.

Estas ideas de que los vientos circunpolares del Oeste consisten en una serie de trenes de ondas de diversas longitudes, sobrepuestos en una corriente básica del poniente y que la inestabilidad de estas ondas depende de la rapidez con que se intensifican los vientos del Oeste con la altura, constituyen los conceptos que dominan la moderna meteorología sinóptica. La predicción numérica de los fenómenos atmosféricos se basa en una extensión de esta teoría y en una serie de suposiciones simplificatorias que se incorporan a los llamados 'modelos de ondas'.

Los sistemas de ondas cortas que se des-

plazan regularmente hacia el este, están asociados en superficie con las zonas de alta y baja presión de los mapas meteorológicos.

Así, las vaguadas de baja presión que se observan en la troposfera media, acompañan a los llamados ciclones extratropicales en los niveles inferiores; el eje de estas vaguadas o cañadas de baja presión se localiza usualmente por detrás del centro del ciclón en superficie. En forma semejante, los domos de alta presión que aparecen en los mapas de niveles superiores, (500 milibarios), tienen su correspondiente anticiclón en los niveles bajos con un ligero desfase hacia el oeste (Figura 14). En seguida pasamos a describir la configuración que tienen en los mapas de superficie las llamadas ondas en el frente polar las cuales dan origen a los ciclones extratropicales.

LAS ONDAS EN EL FRENTE POLAR

Ya se vio que en las latitudes templadas, (de 30° a 60°), la mayor parte de la lluvia y de la nieve está asociada con el movimiento de áreas de baja presión barométrica a las que se llama ciclones o depresiones extratropicales. Fue el almirante Fitzroy quien, en 1863, sugirió que estos ciclones se formaban por el encuentro entre dos enormes masas de aire uniforme con diferentes propiedades físicas: una de estas corrientes fría y seca, proviene de las áreas polares de alta presión; la otra, tibia y húmeda, se origina en el cinturón subtropical de alta presión. El ciclón extratropical típico o depresión, se forma en las fronteras de estas dos corrientes. Los frentes no sólo son zonas de discontinuidad en las propiedades físicas del aire, sino también son regiones de mal tiempo.

El origen de las depresiones extratropicales es, pues, una onda en la interfase de dos corrientes adyacentes de diferentes densidades, según lo postuló la escuela noruega de meteorología en la década de los años veinte.

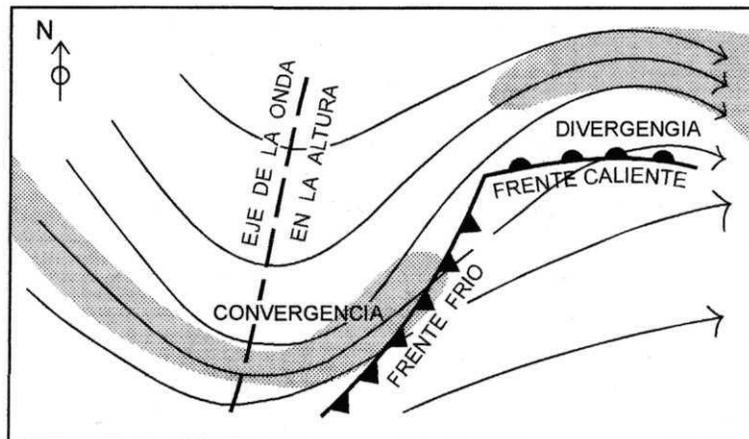


Figura 14. Modelo de onda en el frente polar. Las líneas sinusoidales muestran la conformación del flujo del aire sobre la onda ciclónica que se desarrolla en la superficie. El área sombreada muestra la posición usual de la corriente de chorro (Riehl, 1965).

Cuando estas ondas tienen más de 1 500 km de longitud, su amplitud puede aumentar; los vientos en el sector cálido comienzan entonces a soplar del sur por delante del centro del ciclón y son del norte por detrás (Figura 15). El aire cálido desplaza al aire frío al nivel del suelo en el área de vientos del sur de manera que el frente se denomina aquí, frente caliente. En el área donde el aire frío del norte desplaza al aire caliente se encuentra el frente frío (Figura 15).

El aire tibio del sur, más ligero, asciende sobre el domo de aire frío que se resiste a ser desplazado. En el sector frío del ciclón extratropical, el aire frío penetra como una cuña por debajo del aire tropical elevándolo.

La distribución de nubosidad y de lluvias en la vecindad de una depresión extratropical se muestra en la misma Figura 15. La banda de mal tiempo (lluvia continua, nubes estratificadas) es ancha por delante del frente caliente, mientras que en el llamado frente frío, los torrentes y aguaceros se concentran en una faja más angosta. En nuestro país rara vez se observa la presencia de un frente ca-

liente excepto, quizá, en el extremo noroeste y en el caso de algún frente estacionario (que no se mueve) en el Golfo de México durante el invierno. En cambio, los frentes fríos no son más familiares, puesto que las masas de aire polar invaden gran parte del territorio en la época fría, desplazando el aire polar a la masa de aire tropical.

El desplazamiento del aire polar sobre México está asociado a una zona de alta presión que se encuentra detrás del frente frío y que emigra hacia el sur.

Las trayectorias de los centros de baja presión de las latitudes medias (30° a 60°), tienen generalmente una dirección oeste-este o del suroeste al noreste a través de los Estados Unidos y el Canadá y usualmente viajan unos mil kilómetros por día; de manera que en unos cuatro días atraviesan los Estados Unidos de la costa del Pacífico hasta salir al Atlántico, usualmente a una latitud mayor que a la que entraron, de suerte que es raro que las mencionadas depresiones crucen nuestro territorio.

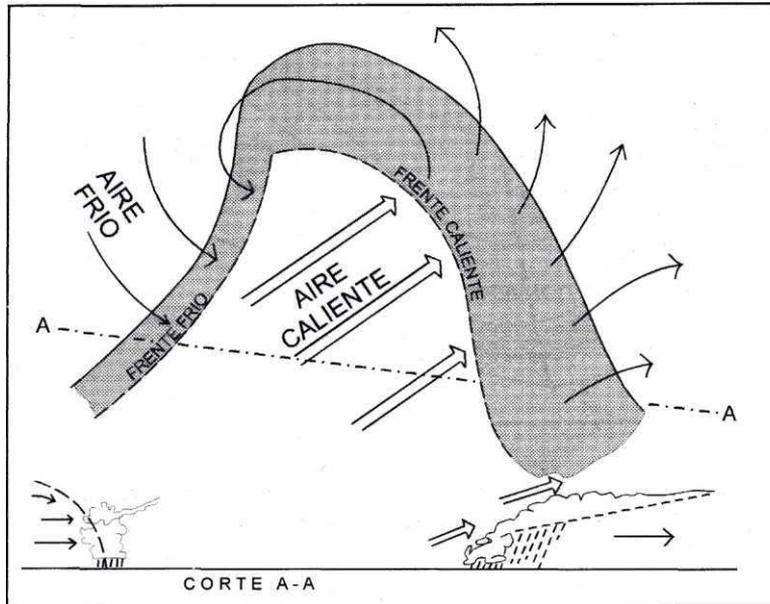


Figura 15. Modelo de ciclón extratropical según Bjerknes-Solberg (1936).

En cambio, los anticiclones migratorios que vienen detrás del frente frío siguen frecuentemente una trayectoria que decrece en latitud, de manera que si penetran al continente por el Noroeste de Estados Unidos, pueden salir al Atlántico por el Golfo de México donde, al empujar hacia el sur el aire tropical, producen en la planicie costera del Golfo y en las laderas de la Sierra Madre Oriental la nubosidad y lluvias propias del frente frío (aunque ya modificado por su contacto con áreas tropicales).

La fuente de energía necesaria para mantener y desarrollar las ondas o depresiones extratropicales proviene del hundimiento o descenso del aire frío, así como del levantamiento del aire tibio tropical que se encuentra delante de la depresión. Al llegar a su madurez, el sector cálido de la onda extratropical se va ensanchando hasta desaparecer o quedar ocluido quedando así cegada la fuente de energía que movía al

sistema. El centro ocluido se llena de aire frío que llega de todas direcciones. Gradualmente, el sistema nuboso se debilita y la presión barométrica asciende en la depresión. Este proceso puede durar dos días, de manera que todo el ciclo de vida de un ciclón extratropical dura de tres a cinco días.

Después de la oclusión puede originarse un nuevo ciclón en el vértice del sector cálido de la onda ocluida. El nacimiento de una nueva depresión o ciclón extratropical está asociado a la presencia en la altura de la corriente de chorro localizada por encima de la onda.

La combinación de las ondas cortas (1 000 km) de los vientos del Oeste con la corriente de chorro centrada en la corriente de los vientos del Oeste, propicia no sólo el desarrollo de los ciclones extratropicales sino también el movimiento de los anticiclones migratorios que se desplazan en el invierno sobre gran parte de México.

LAS MASAS DE AIRE

Una temperatura y humedad uniformes sobre grandes extensiones del planeta, distinguen a unas masas de aire de otras y básicamente se clasifican en cálidas (tropicales) y frías (polares); además, pueden ser secas (de origen continental) y húmedas (de origen marítimo). De manera que las masas de aire pueden ser: polar continental, polar marítimo, tropical continental y tropical marítimo.

Las masas de aire que visitan México durante el invierno son: la polar continental cuando proviene de Canadá y Estados Unidos y, por tanto, contiene poca humedad, o la polar marítima que excepcionalmente entra al país por el noroeste desde el Océano Pacífico Septentrional. Estas masas de aire frío ocasionan los llamados 'Nortes' del Golfo de México.

Durante la época de lluvias invade al país la masa de aire tropical marítima, principalmente la proveniente del Atlántico tropical y, en menor medida la tropical del Pacífico. En cuanto a la masa de aire tropical continental, sólo se puede generar en vastas áreas continentales en los trópicos, como en Brasil y el Desierto de Sahara. En nuestro país sólo se manifiesta en cierto grado durante el verano en la zona árida del noroeste, asociada a una zona de baja presión de origen térmico donde el aire es considerablemente seco debido a la subsidencia o descenso del aire, propio de la celda subtropical del Pacífico.

LAS ONDAS DEL ESTE

Cuando se comparan los cambios bruscos del tiempo que usualmente se observa en las latitudes templadas (30° a 60°) con el clima tropical, lo que más sorprende es la uniformidad de los fenómenos atmosféricos en los trópicos. Cuando la comente de los alisios húmedos invade casi todo nuestro país, los aguaceros se presentan regularmente a la misma hora, la variación diurna de la tem-

peratura es casi constante (de unos cuantos grados) durante el periodo lluvioso. Después de unas semanas de iniciada la estación húmeda, la uniformidad climática se vuelve tediosa por su monotonía. El viento y la temperatura evolucionan en un ciclo diurno gobernado por las características orográficas de la costa, el valle o altiplano.

En realidad la atmósfera de los trópicos no es tan tranquila como parece. Si bien, cerca de la superficie el flujo es uniforme, se ha encontrado que en los niveles superiores al aire tropical está usualmente bastante perturbado. Esta situación es justamente la opuesta a la que prevalece en la corriente de los vientos del Oeste o de Ferrel donde, como ya se vio, el flujo superficial del aire es mucho más complicado en los niveles superiores.

Ya se explicó cómo las tormentas de las latitudes templadas con el resultado del encuentro entre masas de aire con características contrastantes: las frías masas polares por una parte, y la masa de aire tropical. Cuando se aproxima una depresión extratropical en aquellas latitudes, un observador estacionado al este del ciclón, experimenta una secuela de cambios atmosféricos muy definida. Primero aparecen bandas de nubes sedosas (cirrus) que se mueven a gran altura por delante de la tormenta. Al aproximarse el frente caliente, las nubes se hacen más espesas y más bajas, la presión barométrica decrece constantemente y luego el viento rola hacia el Sur y la temperatura comienza a subir. Se inicia la lluvia o llovizna por delante del frente caliente (Figura 15). El sector caliente de la onda cesa la precipitación y el tiempo mejora. Al aproximarse el frente frío, vuelve a nublar a tiempo que se observa un brusco aumento de la presión acompañado de un desplome de la temperatura y de un viraje del viento hacia el norte o noroeste. Comienzan luego los aguaceros. Al alejarse el ciclón extratropical al tiempo se vuelve a despejar quedando las temperaturas frías

propias de la masa del aire polar.

La energía que mueve a estos enormes ciclones extratropicales es la energía potencial debida al hundimiento del aire frío y a la elevación del aire tibio. Pero en los trópicos, las condiciones para la formación de las tormentas son completamente diferentes. Aquí, la capa de aire debajo de los 3 km es una masa homogénea que cubre miles de kilómetros cuadrados de los mares tropicales. El viento sopla constantemente del este. La energía que genera a las tormentas tropicales no puede originarse del choque de dos masas de aire (puesto que solo existe ahí una), sino que proviene de la evaporación del agua de los tibios mares tropicales; la energía se almacena en forma de calor latente del vapor de agua. Este vapor es transportado a gran altura por las nubes convectivas llamadas cúmulos que pueden elevarse hasta 4 a 7 km.

Al condensarse en lluvias, el vapor libera enormes cantidades de energía latente. Esta situación ocurre cuando se presenta una perturbación en la corriente básica de los Alisios. Esta perturbación tiene forma de una onda o deflexión de los alisios y fueron observadas desde antes de la Segunda Guerra Mundial por los meteorólogos mexicanos que veían desplazarse de este a oeste, en los mapas meteorológicos, grandes áreas de lluvia y aguaceros que abarcaban la mitad sur de México; sin embargo, no fue sino hasta la década de los años cuarenta cuando se afinaron los métodos para localizarla y describirlas por medio de un modelo. El meteorólogo Gordon Dunn (1940) encontró, por ejemplo, que había un movimiento de centros isalobáricos (de igual cambio de presión) de máxima y de mínima en los mapas de superficie de la región del Atlántico tropical, asociado al desplazamiento de áreas de mal tiempo; a medida que comenzó a contarse con más observaciones de vientos superiores, pudo advertirse que el paso de los centros isalobáricos estaba relaciona-

do también con cambios en la dirección de los vientos en la altura, por lo que se pudo deducir que dichos centros eran una manifestación de la propagación de ondas que viajan de este a oeste. La onda del Este, que así se llamó a esta perturbación, se desplaza unos 500 a 600 km por día o sea unos 20 a 25 km por hora durante su travesía por el mar.

La parte delantera de la onda se caracteriza por cielos casi despejados (con algunos cúmulos de poco desarrollo) y por vientos que soplan con una velocidad de unos 15 a 25 km/hora. En este sector predomina, además, la inversión de temperatura característica de los alisios que impide la difusión del vapor de agua hacia los niveles altos, de manera que las nubes convectivas sólo pueden llegar a la base de dicha inversión que se encuentra a unos 2 o 3 km de altura. En la parte trasera de la onda, en cambio, la inversión que actuaba como una tapa ha desaparecido y las nubes crecen hasta niveles de 7 a 8 km produciendo abundantes lluvias. Los vientos en este sector son generalmente del SE en superficie y niveles bajos. La faja de mal tiempo puede tener un ancho de 300 km detrás del eje.

La vorticidad absoluta del aire que pasa a través de la onda cambia.¹ En el eje de la vaguada la curvatura del flujo (en sentido contrario a las manecillas del reloj), es máxima como lo es también la vorticidad del aire en relación con la Tierra. Además, el aire que se mueve a través de la onda del Este al Oeste alcanza su máxima latitud en el eje de la vaguada (Figura 16), donde la rotación de la superficie de la Tierra sobre su eje es mayor a lo largo de la trayectoria considerada. Por lo tanto, las columnas de aire en la troposfera baja aumentan en vorticidad ciclónica absoluta al acercarse hacia el eje de la vaguada desde el este. Su vorticidad decrece nuevamente al moverse hacia el oeste después de pasar por el eje de la onda. Como la vorticidad absoluta aumenta

cuando el aire converge horizontalmente,² y decrece cuando el aire diverge, la distribución de la convergencia y divergencia en la onda es como se muestra en la Figura 16. El aire que converge lateralmente se expande verticalmente (y por lo tanto se fomenta la formación de nubes de desarrollo vertical) mientras que con la divergencia, la expansión es horizontal y las columnas de aires se encogen, lo que explica los cielos despejados en la parte delantera de la onda del Este. Estos cielos despejados preceden en un día al cambio de dirección del viento hacia el SE seguido de aguaceros y tormentas eléctricas.

Las ondas del Este que llegan del Mar Caribe al Golfo de México muestran las características descritas, ya que el flujo de la co-

rriente está libre de influencias de áreas importantes de tierra. Sin embargo, una vez que el eje de la onda llega a cruzar nuestro país, más allá del Istmo de Tehuantepec hacia el oeste, el campo del viento se distorsiona considerablemente a medida que la onda cruza la región montañosa del sur. Aun así, se observa en los mapas meteorológicos el avance hacia el oeste de un área de abundante nubosidad y lluvias.

El meteorólogo Soler (1956) quien estudió las ondas del Este en el Golfo de México durante el período 1946-54, encontró que de las 35 ondas analizadas, sólo cinco acusaron evidencia de haberse formado en el propio Golfo o frente a las costas de Florida. Hosler llegó a las siguientes conclusiones:

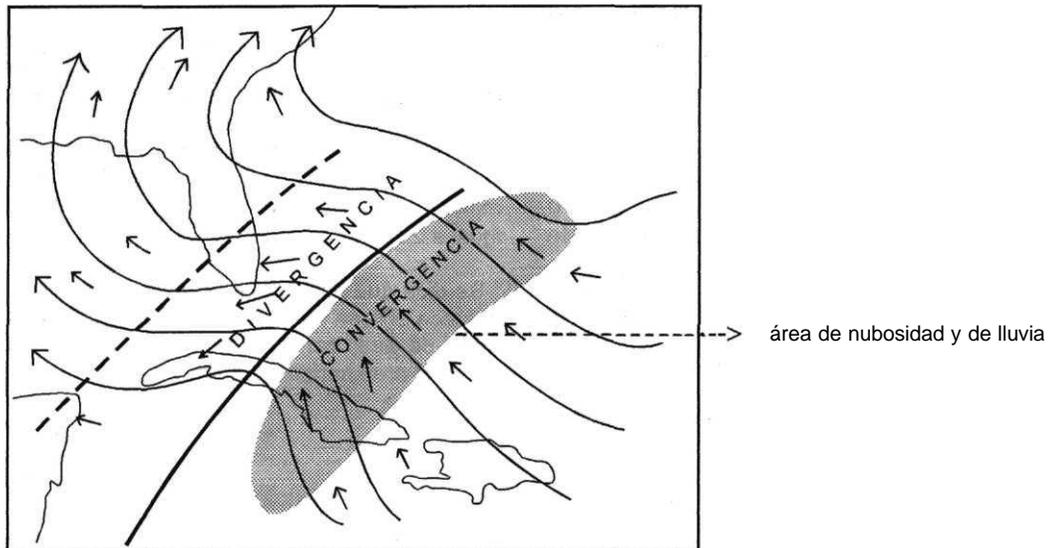


Figura 16. Líneas de flujo en una onda del Este que se aproxima al Golfo de México Nivel de 800 milibarios (2 km; Riehl, 1965).

a) Las ondas del Este se desarrollaron por la influencia de una vaguada de las latitudes medias (30° a 60°) asociada al frente polar y que se estacionó al este de la costa de la Florida. La vaguada penetró por el Caribe hasta el sur de Cuba.

b) La onda del Este puede formarse al inducirse una vaguada entre dos celdas de alta presión; una localizada al norte de México y la otra en la costa oriente de los Estados Unidos.

c) Si se desarrolla una celda de alta presión desde el Canadá hasta Cuba y la presión sube en el norte de México, se produce una vaguada inducida en el Golfo de México, que es favorable al desarrollo de una onda del Este.

d) Si existe una vaguada estacionaria en el Golfo de México por varios días y una masa de aire polar continental se desplaza desde la parte media-oriental de los Estados Unidos hacia el sur, se acentúa el flujo del este en el Golfo de México originándose por esta causa una onda.

e) Si existe una depresión en la costa de Guerrero, Oaxaca o Chiapas asociada a un ciclón tropical, se produce una vaguada que se extiende hacia el norte hasta el Golfo de México, desarrollándose en la vaguada una onda del Este que viaja hacia Texas y corta a México en diagonal hacia el estado de Guerrero. El eje de la onda del Este comienza también a girar de una posición norte-sur a otra noreste-suroeste o este-oeste al pasar

de la parte oriente a la zona poniente del Golfo.

Hosler encontró también que de las 19 ondas analizadas que pasaron por Matamoros, sólo dos acusaron una extensión superior a los 10 km. En el resto de los casos, las ondas sólo alcanzaron a mostrarse hasta el nivel de 500 milibarios (unos 7 km).

Las ondas del Este cuyo eje se orienta en dirección este-oeste, al llegar a la costa de Tamaulipas acusan un desplome de la humedad una vez que pasó el eje; lo cual se debe posiblemente a la introducción de advección de aire seco de la región central de México como resultado del flujo del SW. En la Tabla 1 se muestra la frecuencia de las ondas del Este observadas por Hosler en el Golfo de México. En los meses de agosto y septiembre ocurre el máximo de ondas orientales según este autor.

NOTAS

¹ El principio de la conservación de la vorticidad absoluta establece que en cualquier movimiento atmosférico, una partícula de aire mantiene su vorticidad absoluta invariable al moverse sobre la superficie de la Tierra. Esta vorticidad absoluta es igual a la suma de la vorticidad relativa del aire más la vorticidad de la Tierra en el lugar que es igual a $2 \Omega \sin \phi$.

² Se dice que hay convergencia de masa cuando decrece el área horizontal ocupada por una masa dada de aire; con la divergencia ocurre lo contrario: el área horizontal aumenta.

Tabla 1. Frecuencia de las ondas del Este en el Golfo de México (Hosler, 1956)

Mes	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre
Frecuencia	0.7	0.7	1.4	0.8	0.3

REFERENCIAS

- 📖 Bjerkness, V., N. Solberg y T. Bergeron (1933), *Physikalische Hydrodynamik*, Springer-Verlag, OHG, Berlin.
- 📖 Eady, E. T. (1957), *Climate, The earth and its atmosphere*, Bates, D. R. (ed.), New York.
- 📖 Fultz, D. (1951), *Compendium of Meteorology*, Boston, p. 1235.
- 📖 Hare, K. (1960), "The westerlies", *Geographical Review*, vol. 50 (3), New York.
- 📖 Jáuregui, E. (1967), "Las ondas del Este y los ciclones tropicales en México", *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. 21 (3), México.
- 📖 Lahey, F., R. Bryson y H. Wahl (1958), *Atlas of 500 milibar Wind Characteristics for the Northern Hemisphere*, Madison, USA.
- 📖 Mosiño, P. (1966), *Factores determinantes del clima en la República Mexicana*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, Pub. 19, México.
- 📖 Namias, J. y P. F. Clapp (1949), *Journal of Meteorology*, vol. 7.
- 📖 Namias, J. (1951), *Compendium of Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, USA.
- 📖 Palmen, E. (s/f), *Compendium of Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, USA.
- 📖 Palmen, E. y K. M. Naegler (1948), *Journal of Meteorology*, vol. 5.
- 📖 Palmen, E. (1951), *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 77 (337).
- 📖 Riehl, H. (1954), *Tropical Meteorology*, McGraw-Hill Co.
- 📖 Riehl, H. (1965), *Introduction to the Atmosphere*, McGraw-Hill Co.
- 📖 Rossby, C. G. (1941), *Climate and Man*, U. S. Dept. of Agriculture, Washington, D. C.
- 📖 Rossby, C. G. (1949), *The atmosphere of the Earth and Planets*, Kuiper, G. P. (ed.), University of Chicago Press.
- 📖 Starr, V. (1956), "The general circulation of the atmosphere", *Scientific American*, vol. 195(6), New York.
- 📖 Wexler, H. (1955), "The circulation of the atmosphere", *Scientific American*, September, New York.