

# ALGUNAS IDEAS PARA UNA NUEVA TEORIA SOBRE LAS PERTURBACIONES METEOROLOGICAS

Por PEDRO DURAN FARELL,  
Ingeniero de Caminos.

*Para destacar el interés e importancia del presente artículo y la competencia de su autor, nos complace dar la noticia de que el Sr. Durán Farell ha sido nombrado Director del Servicio de Investigación y Ensayos de Lluvia Artificial (S.I.E.L.L.A.), dentro del Ministerio de Industria, y con la colaboración de las Empresas hidroeléctricas privadas integrantes de U.N.E.S.A. y las Empresas del I.N.I. Asimismo, la Dirección General de Obras Hidráulicas se propone crear un servicio de lluvia artificial en las Confederaciones, adhiriéndose a S.I.E.L.L.A.*

Puede decirse que la base de la actual ciencia meteorológica está constituida, principalmente, por la estadística detenidamente sistematizada que, en la práctica, ha venido sustituyendo a los principios científicos en que aquélla debería apoyarse. Como consecuencia, el importante conocimiento actual de la evolución de los fenómenos meteorológicos contrasta de modo sorprendente con la ignorancia de sus verdaderas causas.

Vamos a exponer a continuación algunas ideas fundamentales para una nueva teoría sobre las causas, estructura y evolución de las perturbaciones meteorológicas generales y locales, por las que pueden razonarse científicamente todos los fenómenos que las constituyen. Esta teoría es incompatible con las actualmente conocidas, incluso la de la escuela noruega, excepto, naturalmente, en lo que se refiere al aspecto externo o visible de la perturbación, cuyo conocimiento corresponde más a la estadística que a la ciencia meteorológica propiamente dicha. Mediante estas ideas, puede encauzarse, además, con lógica científica, el problema de la lluvia artificial, en cuya obtención industrial están ya interesados todos los países.

La exposición de estas ideas fundamentales vamos a hacerla razonando, con arreglo a ellas, brevemente, las causas, estructura y evolución de los

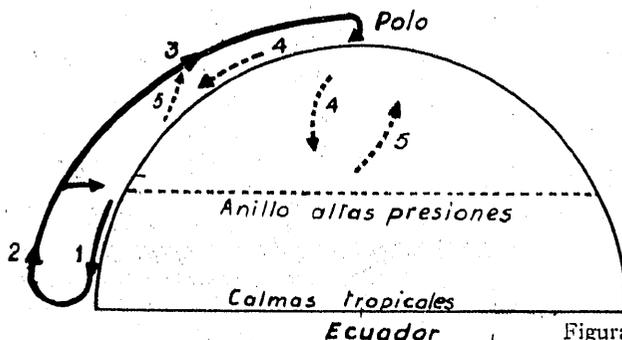
ciclones inter y extratropicales, haciendo, previamente, una ligera descripción de la circulación general del aire en la atmósfera, en la que se incrustan las perturbaciones generales. Finalmente, haremos una generalización a modo de resumen de lo expuesto.

## La circulación general del aire en la atmósfera.

La circulación general del aire en la atmósfera es muy compleja, pero, fundamentalmente, es consecuencia de los siguientes factores:

- 1.º El efecto convectivo, dominante en las regiones tropicales.
- 2.º El efecto centrífugo de la rotación terrestre, que impone el desplazamiento de las masas de aire de los Polos hacia el Ecuador.
- 3.º Los movimientos de aire implícitos a las grandes perturbaciones atmosféricas.

El calentamiento solar en las regiones tropicales determina un ascenso general de las masas de aire, que ha de ser alimentado por corrientes de superficie que acuden hacia el Ecuador desde las regiones subtropicales, dando lugar a los vientos alisios. El anillo ecuatorial constituye, por consiguiente, una faja de baja presión permanente, de origen esencialmente térmico (fig. 1.ª).



- 1 Alisio
- 2 Contralisio
- 3 Corrientes directoras
- 4 Aire polar (frente frío)
- 5 Aire subtropical (frente caliente)

Figura 1.ª

## Los ciclones intertropicales.

La ascendencia general de las masas de aire tropicales implica un retorno en altura, que se manifiesta en los vientos contraalísios, que han de contribuir, a su vez, a la alimentación de los alísios, por descenso o subsidencia de masas de aire, a la que se opone la convección tropical y subtropical.

Es preciso alcanzar las regiones próximas al paralelo  $30^\circ$  para que se manifieste, sin oposición importante, la subsidencia del aire, dando lugar a un típico anillo de altas presiones, en el que están situados los mayores desiertos de la Tierra.

Por otra parte, el desplazamiento general del aire desde los Polos hacia el Ecuador, por efecto centrífugo del movimiento terrestre, impone una alimentación de aquéllos mediante corrientes en altura, a manera de un contraalísio de las zonas templadas. Estas corrientes pueden no diferenciarse como tales y manifestarse simplemente como desplazamientos masivos de aire en sentido prácticamente horizontal y hacia los Polos, con características dinámicas análogas a las subsidencias del anillo de altas presiones.

Finalmente, veremos más adelante que el movimiento de masas de aire constitutivas de los frentes frío y caliente de las depresiones extratropicales, y también de la última etapa de la evolución de los ciclones intertropicales, se traduce en una aportación directa de aire de origen subtropical hacia los Polos mediante las corrientes de altura, y en un suministro de aire polar, mediante corrientes de superficie hacia las regiones subtropicales.

Las corrientes de altura, alimentadoras de las altas presiones de los Polos, tienen, como veremos, una importancia fundamental en la vida de las depresiones, y las llamaremos *corrientes directoras*. En la figura 1.<sup>a</sup> se han dibujado de trazo seguido las corrientes permanentes, tales como el alísio, el contraalísio y las corrientes directoras. Y de trazo discontinuo, las corrientes accidentales, que dependen de las características de situación y de magnitud de las perturbaciones meteorológicas inter y extratropicales.

*Origen y estructura.*— Cuando en las regiones próximas al Ecuador las condiciones de la atmósfera son favorables a grandes movimientos ascendenciales de masas de aire, se produce su enfriamiento adiabático, y los consiguientes cambios de estado de su vapor de agua determinan las copiosas precipitaciones y demás fenómenos característicos del ciclón intertropical.

La violencia de los movimientos ascendentes afectan en altura a las corrientes de retorno de los alísios (contraalísios), produciéndose un vertido de grandes masas cirrosas en la corriente laminar de este último. Este hecho constituye un factor fundamental en la vida del ciclón, por cuanto impone una inestabilidad en altura que, conjugándose con el efecto convectivo, determina las condiciones base de la vida y de la trayectoria del ciclón, como veremos.

En su fase inicial, el ciclón se caracteriza por movimientos ascendenciales de grandes masas de aire movidas por efecto convectivo o por empuje mecánico de una cuña fría que se deslice por las regiones tropicales. Cuando el movimiento ascendente es suficientemente importante, se produce, a partir de las cumbres de la evolución vertical, la rotura de la subfusión, que determina la brusca disposición, en altura, de la energía calorífica debida al cambio de estado y, por tanto, de una capacidad ascensional enorme, que consigue el indicado vertido de grandes masas cirrosas en la uniforme corriente del contraalísio (fig. 2.<sup>a</sup>).

A partir de este momento, las formaciones cirrosas son arrastradas por las corrientes de altura, dando una precipitación de hielo en la dirección de estas últimas que enfría el espacio atmosférico inferior a ellas, creando, de esta manera, inestabilidad en altura (fig. 3.<sup>a</sup>). Es lo que llamaremos *efecto cirrus*. Para un desarrollo vertical dentro de una curva de estado como la *AB*, en el que se produce la rotura de la subfusión a partir, por ejemplo, del

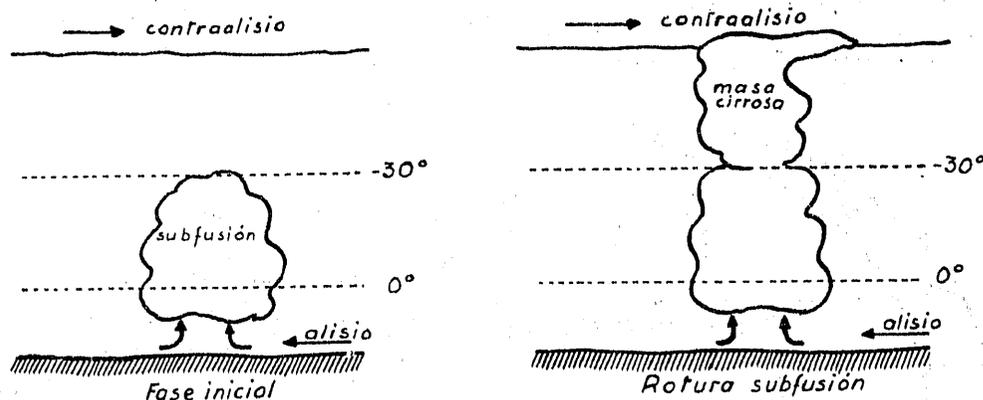


Figura 2.<sup>a</sup>

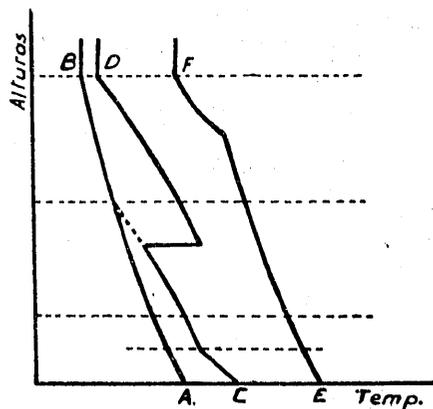
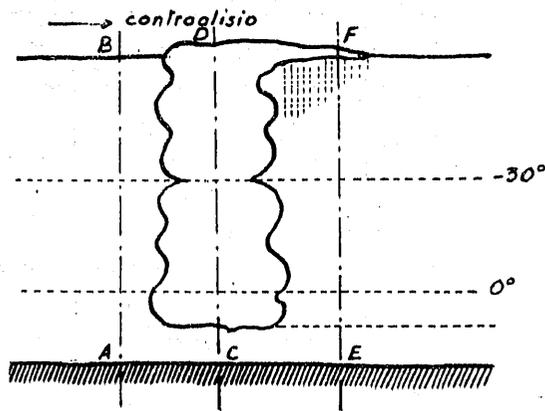


Figura 3.<sup>a</sup>

momento en que se alcanzan los  $-30^{\circ}$ , se conseguiría, por la liberación del calor de cambio de estado, la inestabilidad necesaria para, según la ley  $CD$ , alcanzar el contraaliso. De esta forma se tendría, a partir de este punto, una curva de estado tal como la  $EF$ , cuya inestabilidad superior determinaría el ascenso de las masas inferiores, pudiendo sustituir, y desde luego, al menos colaborar, con el efecto convectivo inicial de origen térmico o mecánico. El efecto cirrus asegura la sucesiva rotura de la subfusión en la vida del ciclón y, por tanto, la glaciación de las cumbres, fenómeno básico en las precipitaciones copiosas de la evolución vertical. La vida del ciclón intertropical se ve, pues, sometida a dos influencias fundamentales:

1.<sup>a</sup> El efecto convectivo, desde el suelo, que es debido a la gran insolación tropical manifestada en una atmósfera favorable, o a consecuencia de una cuña fría, desarrollándose dicho efecto en un ambiente cuya circulación general está caracterizada por el alisio, corriente alimentadora de la ascendencia general de los trópicos.

2.<sup>a</sup> La inestabilidad en altura, debida a la favorable deformación de la curva de estado como consecuencia del efecto cirrus que se desplaza con el contraaliso. Esta deformación actúa en el sentido de que el ciclón se desplace según el camino más favorable y, por tanto, siendo una perturbación esencialmente de evolución vertical, la indicada inestabilidad en altura se traducirá en una tendencia a seguir la dirección del contraaliso.

*Trayectoria del ciclón intertropical.* — Estas dos influencias pueden representarse por dos vectores, proporcionales a la magnitud del alisio y del contraaliso y en las respectivas direcciones de los mismos (figura 4.<sup>a</sup>). Su composición ha de dar una resultante proporcional a la velocidad de traslación del ciclón. Sobre la base de la trayectoria parabólica que la observación comprueba, se obtiene, efectivamente, que la composición de dichos vectores da una velo-

cidad de traslación decreciente hacia el vértice de la parábola, anulándose prácticamente en el cambio de dirección y aumentando paulatinamente hasta estabilizarse, en términos generales, sobre los valores medios de las velocidades de la depresión o ciclón extratropical.

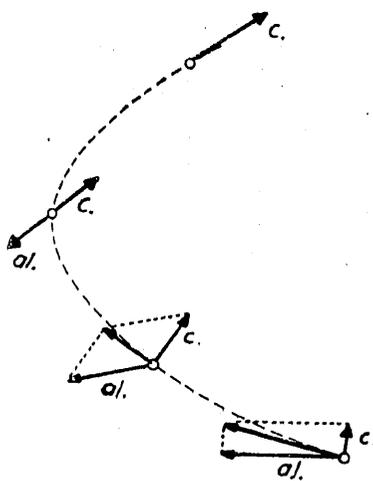


Figura 4.<sup>a</sup>

Confirma el efecto director sobre el ciclón de las masas cirrosas arrastradas por el contraaliso, el hecho de que el sector peligroso por la violencia del viento y de las precipitaciones es el de la derecha, según el sentido de avance del ciclón, y principalmente su parte posterior en el hemisferio Norte, y el de la izquierda en el hemisferio Sur, esto es, la zona barrida por el arrastre cirroso del contraaliso (figura 5.<sup>a</sup>). Los fenómenos que ocurran en el sector opuesto se deben, esencialmente, al efecto de inercia de toda manifestación física, y más aún en este caso, en que el ciclón está dominado por vientos centrípeto-

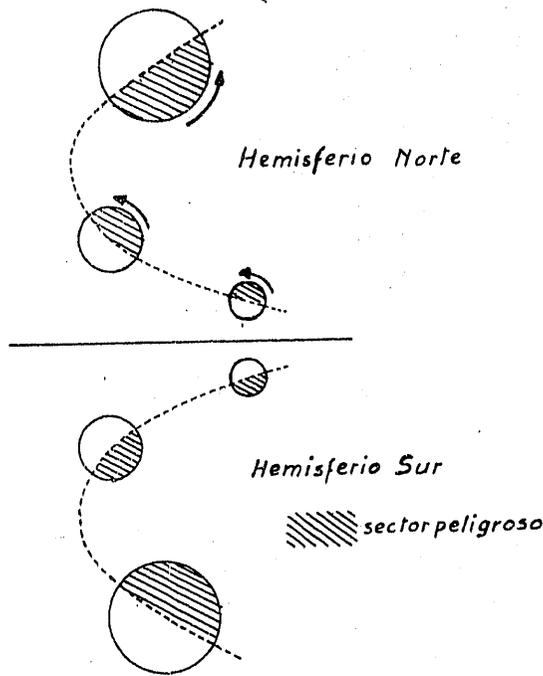


Figura 5.<sup>a</sup>

circulares de gran violencia. Asimismo se comprueba que los cirrus de un ciclón avanzan desde el Sur a partir del centro del mismo y con independencia del movimiento de las masas nubosas inferiores, y que, por ejemplo, en el sector derecho o peligroso, en el hemisferio Norte, las nubes, progresivamente más bajas, van girando hacia el Este y Norte, alcanzándose el NE. en los nimbo para un observador situado en un punto tal como el P (fig. 6.<sup>a</sup>).

*La presión y temperatura en el ciclón intertropical.* — La evolución de la presión y de la tempera-

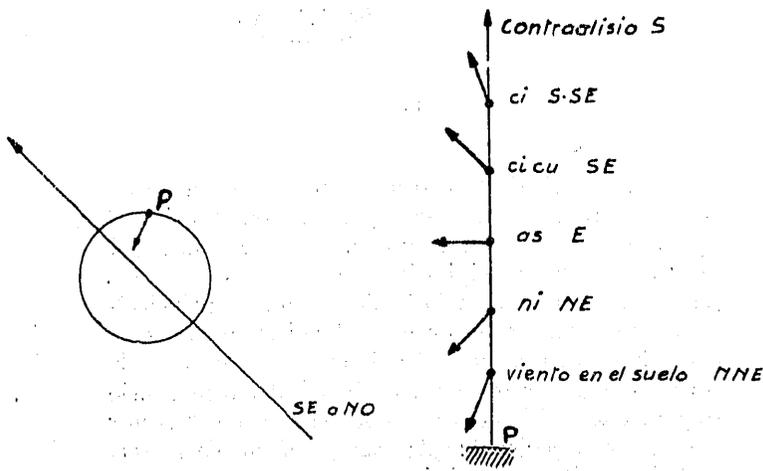


Figura 6.<sup>a</sup>

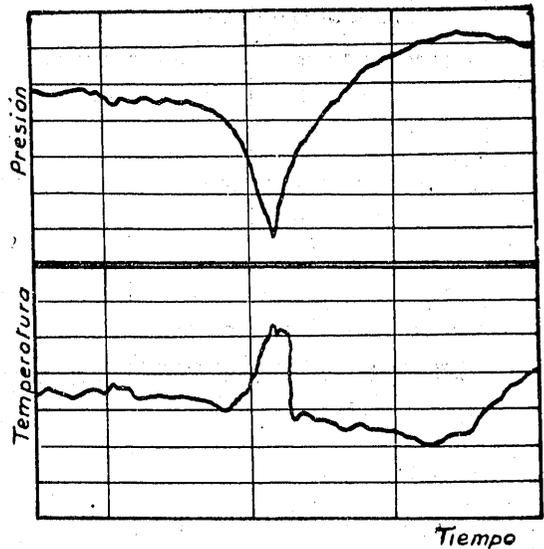


Figura 7.<sup>a</sup>

tura en el ciclón (fig. 7.<sup>a</sup>), así como la calma característica del centro del mismo, se explican fácilmente con arreglo a la estructura del mismo que hemos descrito, es decir, una violenta evolución vertical del aire caliente y cargado de humedad de las calmas tropicales que asciende en fuertes corrientes convergentes alrededor del centro del ciclón determinando su enfriamiento, por expansión adiabática, grandes condensaciones, en cuyo seno la liberación de la energía calorífica de los cambios de estado inyecta nueva inestabilidad a las masas ascendentes, cuya irrupción final en las corrientes superiores y permanentes de la alta atmósfera determinan el fundamental fenómeno de la inestabilidad en altura que por sí sólo podría dar continuidad al ciclón. La frecuente evolución del ciclón intertropical a la forma extratropical se obtiene, como veremos, por la desaparición del efecto convectivo, permaneciendo únicamente la inestabilidad en altura como mecanismo base de la depresión extratropical.

*Extinción del ciclón intertropical.* — Cuando un ciclón intertropical se va alejando de las regiones ecuatoriales, va perdiendo el efecto convectivo por disminución de la potencia solar y por aumento de la tendencia a las corrientes descendentes de retorno, alimentadoras del alísio. A partir de un momento determinado, del ciclón intertropical queda solamente el efecto de inestabilidad en altura debida al efecto cirrus.

Vamos a ver, seguidamente, cómo partiendo de los cirrus se estructura la depresión o ciclón extratropical, con sus frentes caliente y frío característicos.

## El ciclón o depresión extratropical.

*Origen de la depresión y estructura, en alzado, del sistema nuboso de frente caliente.* — Supongamos una masa cirrosa en la posición  $a_1$  (fig. 8.<sup>a</sup>), que se desplaza arrastrada por las corrientes de altura de la circulación general. A lo largo de su recorrido, el efecto cirrus va produciendo inestabilidad en altura, por cuya causa se obtiene un estrato de nubes que, con los cirrus desplazados a la posición  $b_1$ , se dibujan en la posición  $b_2$ , simultánea de la  $b_1$ . A la inestabilidad en altura, debida al efecto cirrus, y

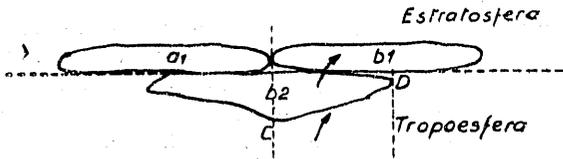


Figura 8.<sup>a</sup>

productora de los estratos de nubes, la llamaremos *inestabilidad de estratificación*. Traduciendo esto a la curva de estado, tendremos que el efecto cirrus de la masa cirrosa  $a_1$ , la deforma según la curva 1 de la figura 9.<sup>a</sup>, y, como consecuencia, las masas de aire inferiores al punto A ascienden en función de la inestabilidad de estratificación representada por la deformación 1, originándose la nube  $b_2$  (fig. 8.<sup>a</sup>), según la ley de ascenso AB de la figura 9.<sup>a</sup>.

A partir de este momento se tiene una masa de nubes, normalmente subfundida ( $b_2$ ), en presencia de una precipitación de hielo procedente de los cirrus, lo que origina la rotura de dicha subfusión, dando lluvia, análogamente a la que se produce en la evolución vertical desde el momento de la glaciación de las cumbres de los cúmulus. Por otra parte, como

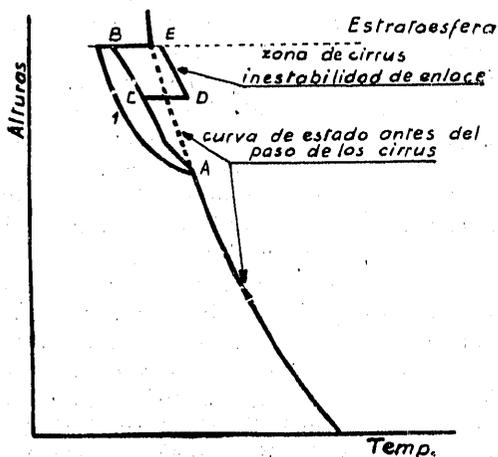


Figura 9.<sup>a</sup>

consecuencia de la liberación de la energía calorífica correspondiente al cambio de estado, se acentúa la inestabilidad, por la que, según la ley CDE (fig. 8.<sup>a</sup>), se produce un arrastre de cristales de hielo de  $b_2$  a  $b_1$ , y, con ello, la constante regeneración de la masa cirrosa arrastrada por las corrientes directoras.

A la inestabilidad que se obtiene como consecuencia de la rotura de la subfusión de los estratos nubosos debido al efecto cirrus, la llamaremos *inestabilidad de enlace*, porque constituye la ligazón entre los cirrus y las nubes inferiores.

Antes de seguir adelante en la exposición de los fenómenos productores del frente nuboso de una depresión extratropical, recordaremos que las nubes son la manifestación visible de una causa de condensación estática o dinámica, dando lluvia o no, según que el efecto de evaporación sea menor o mayor que el de condensación. Fundamentalmente, las nubes no se desplazan; lo que se traslada es la causa de su formación. Como ejemplo de nube pegada a una montaña azotada por fuerte viento, la causa de condensación reside en la propia montaña, cuya temperatura, inferior a la crítica del viento que

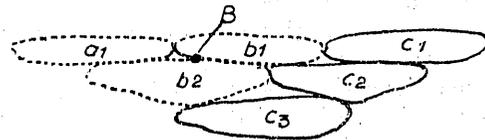


Figura 10.

la azota, constituye la criba del vapor de agua del aire que la atraviesa. Como ejemplo de causa dinámica, podemos indicar el avance en cuña de una masa de aire frío que determina la elevación de las masas del medio ambiente, cuyo enfriamiento adiabático produce la condensación de su vapor de agua, dando el clásico frente de turbonadas que avanza con la cuña fría.

Una nube es algo cambiante constantemente, pero la continuidad de la causa en el espacio o en el tiempo da apariencia de continuidad a la propia nube que, sin embargo, tiene un contenido de gotas distintas a cada instante, dentro, naturalmente, de la relatividad de esta afirmación como consecuencia de la inercia de cambio de todo fenómeno físico.

Visto esto, consideremos la figura 10, que representa un sistema nuboso formado a partir de una masa cirrosa cuando alcanza la posición  $c_1$ , después de haberse desplazado desde  $a_1$ . Con el paso de  $a_1$  a  $b_1$ , se obtiene  $b_2$ , y con el paso a  $c_1$ , se obtiene  $c_2$ , que, sólo aparentemente, es la  $b_2$  desplazada. Esta última ha sufrido, como hemos visto, una succión hacia  $b_1$  como consecuencia de la inestabilidad de enlace, dando, al propio tiempo, la precipitación que,

deformando a la curva de estado por efecto cirrus, permite la formación de  $c_3$ . La nube  $c_2$  es, pues, la continuidad aparente de  $b_2$ , pero en realidad se ha formado con nuevo contenido, simultáneamente a la desaparición de  $b_2$  y al desplazamiento de  $c_1$ . En la figura 10 se han dibujado, de trazo seguido, las nubes que coexisten, realmente, con la posición  $c_1$  de los cirrus.

Siguiendo este mecanismo de formación de nubes partiendo del desplazamiento superior de los cirrus por las corrientes directoras dentro de la circulación general, obtendremos un frente nuboso inclinado integrado por una serie de estratos de nubes  $i_n$  ( $n = 1, 2, \dots$ ) parcialmente superpuestas y escalonadas, cuyas características físicas dependerán, esencialmente, de las condiciones térmicas e higrométricas del medio ambiente.

El espacio atmosférico  $a_1; b_1 b_2; \dots i_n$  ( $n = 1, 2, \dots, m - 1$ ), cuando se considera un frente nuboso integrado por un sistema  $j_n$  ( $n = 1, 2, \dots, m$ ), estará más caliente, para una misma altura, que el espacio todavía no cruzado por el frente, ya que ha debido ser ocupado mediante descensos o compresiones adiabáticas. En efecto: supongamos, por ejemplo (fig. 10) la formación de  $C_3$ . Dado el mecanismo explicado anteriormente,  $C_3$  es debida a la ascensión de masas inferiores a causa de la deformación de la curva de estado por la precipitación del sistema  $b_2-c_2$ , manifestación, a su vez, de un efecto análogo de  $b_1-c_1$ . El espacio dejado por  $b_2$ , que ha pasado en gran parte a  $b_1$  como consecuencia de la inestabilidad de enlace, ha de ser ocupado por las masas de aire circundantes, excepto por las inferiores comprometidas en la ascendencia que produce a  $C_3$ . La ocupación del espacio  $b_2$  implica, pues, un dominio de compresión adiabática y, por tanto, de calentamiento. Tenemos, de esta manera, una primera diferenciación térmica del espacio atmosférico situado delante y detrás del sistema nuboso que, ya en forma clásica, se le designa como sistema de frente caliente por el contraste térmico que se registra a su paso. Más adelante, cuando estudiemos la disposición y estructura en planta del ciclón extratropical, veremos cómo la diferenciación térmica se acentúa por otras causas.

Así, pues, el esquema en alzado de la estructura de un frente nuboso originado por una masa de cirrus que se desplace por las corrientes directoras, es el que indica la figura 11, en la que se han dibujado las corrientes fundamentales de aire antes y después del frente.

En función de la temperatura general, aparece más o menos elevada la isoterma de subfusión y, por tanto, la inestabilidad de enlace debida a la glaciación sucesiva de los distintos estratos y en función, además, de las condiciones higrométricas, serán más o menos copiosas las precipitaciones en el suelo, dependiendo también la densidad y decalaje de las dis-

tintas nubes del frente de la velocidad y potencia de los cirrus superiores. Así, pues, en un sistema nuboso de frente caliente aparecen los cirrus a gran altura, sucesivamente seguidos, a menor altura, por los cirrocúmulus (manifestación visible de la inestabilidad de enlace de mayor altura), a veces cirrostratos, altocúmulus (cuando la baja temperatura permite tener subfusión hasta alturas medias y, por tanto, inestabilidad de enlace), altostratos y nimbos, de los que procede, directamente, la precipitación que alcanza el suelo.

El sistema nuboso de frente caliente, así concebido, constituye, pues, un sistema con la que podríamos llamar *inestabilidad inclinada*, que se desarrolla, precisamente, a lo largo del frente, y cuyo mecanismo motor inicial es la masa cirrosa de la alta atmósfera.

Cuando las condiciones del espacio atmosférico inferior a la zona de desplazamiento de los cirrus son tales que las ascendencias productoras de los sucesivos estratos de nubes tienen un efecto deficiente por falta de inestabilidad o de contenido de humedad de las masas de aire que ascienden, o se produce un solape insuficiente de los estratos, entonces el frente disminuye su capacidad de precipitación, que puede anularse totalmente por la acentuación de una cualquiera de estas causas. En efecto: ya es sabido que la falta de contenido suficiente de vapor de agua en el aire, puede debilitar o anular un régimen de precipitación. Pero, además, en el sistema de frente caliente, la falta de yuxtaposición o solape de los estratos puede impedir la inestabilidad de enlace y, por tanto, determinar una debilidad general o incluso la disipación del sistema nuboso.

### Estructura, en planta, del sistema nuboso de frente caliente.

Estudiemos ahora el esquema de la estructura en planta del frente caliente dibujado, en alzado, en la figura 11. Simultáneamente al desplazamiento de  $a_1$  a  $b_1$ , se forma, según el proceso explicado anteriormente, el estrato  $b_2$ , y por efecto de la ascendencia que lo produce y de la inestabilidad de enlace correspondiente, el centro de mínima presión, esto es, el centro de gravedad de las corrientes de aire ascendentes ha de coincidir, en términos generales, con el centro de gravedad de las superficies comunes, en planta, de  $b_1$  y  $b_2$ . Es el punto  $B_1$  de las figuras 10 y 12, representando esta última la planta de los estratos  $a_1, b_1, c_1$  y  $b_2$  de la figura 10.

Ahora bien: las masas cirrosas se desplazan impulsadas por las corrientes directoras, cuya dirección va girando, como sabemos, hacia el Este por efecto de la aceleración ficticia de Coriolis, debida a la rotación terrestre, de manera que, teniendo en las regiones tropicales una dirección Sur-Norte, en las latitudes templadas tienen ya, prácticamente, la dirección Oeste-Este.

Las corrientes de aire inferiores a los cirrus y que acuden al mínimo  $B_1$ , se ven también sometidas a la fuerza centrífuga compuesta, y, por tanto, las corrientes centrípetas alimentadoras de  $B_1$  no pueden

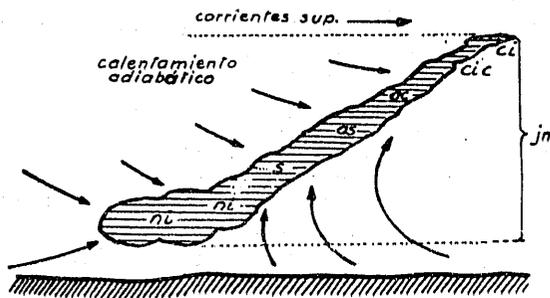


Figura 11.

ser radiales, esto es, perpendiculares a las isobaras, sino que la componente centrífuga de Coriolis las desvía hacia la derecha, dando a las corrientes centrípetas la disposición que indica la figura 13, siendo tanto mayor la desviación cuanto mayor es la velocidad del viento, puesto que la componente centrífuga obedece a la fórmula  $C = z w 2 p v \text{ sen}$ , en la que  $w$  es la velocidad angular del movimiento terrestre;  $p$ , la densidad del aire;  $v$ , la velocidad del viento, y  $z$ , la latitud.

De ello se deduce que la disposición en planta de  $a_1-b_1$  y  $b_2$ , que hemos dibujado en la figura 12, no es correcta, ya que las corrientes de aire productoras, o consecuencia del conjunto  $a_1-b_1$  y  $b_2$ , sometidas a la aceleración ficticia de Coriolis, deforman a  $b_2$ , según indica la figura 14.

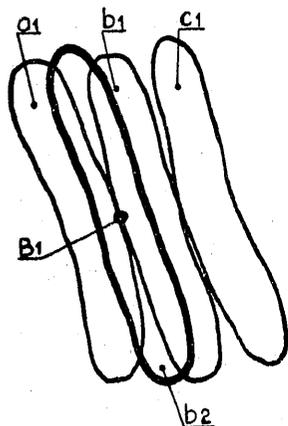


Figura 12.

Como consecuencia de esta deformación se mantiene, acentuándose, el solape en la zona central  $C$ , mientras que en las zonas rayadas desaparece la yuxtaposición, y, por tanto, la inestabilidad de enlace;

en consecuencia, no pudiendo regenerarse la masa cirrosa de la zona rayada de  $b_1$ , y debilitándose la de  $b_2$  por la misma causa, acaban desapareciendo. Las zonas  $M$ , o de margen de la depresión, partici-

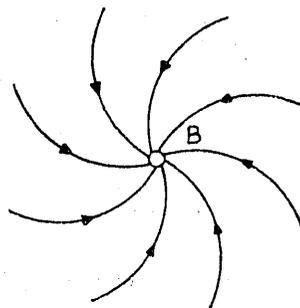


Figura 13.

pan de lo que podríamos llamar alimentación lateral y de los efectos de la inestabilidad de enlace debilitada, por lo que siguen manteniéndose en el sistema nuboso, pero sin dar precipitación.

Por otra parte, como consecuencia de la disipación de las zonas rayadas (fig. 14), resulta que el centro de baja  $B_1$  tiene tendencia a desviarse en la dirección que indica la flecha  $F$  de la figura 14. Por esta causa, el desplazamiento de las depresiones extratropicales es siempre con tendencia hacia la derecha del movimiento general de la alta atmósfera. Por la misma causa, la tendencia es función, además, de la violencia de las corrientes centrípetas hacia el mínimo de presión que determinan un solape más o menos intenso de los estratos. Pero, en todo caso, se ve claro que, como consecuencia de la disipación

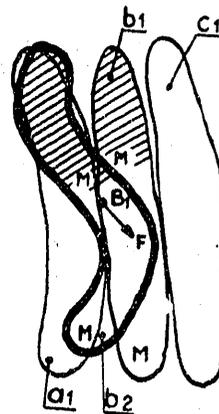


Figura 14.

de las zonas rayadas, el centro  $B_1$  de baja presión ha de situarse en la parte superior del frente nuboso, pareciendo, además, como si este último girase alrededor de aquél.

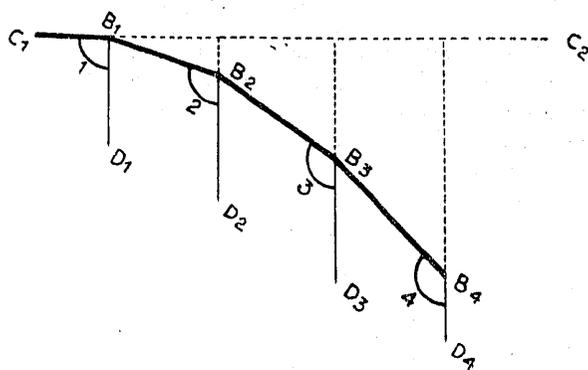


Figura 15.

En efecto: hemos visto que el desplazamiento de las masas cirrosas es debido a las corrientes directoras, prácticamente independiente de la distorsión que puedan sufrir los estratos inferiores por efecto de Coriolis. Hemos visto, además, que el centro de baja presión tiene una tendencia hacia la derecha. Por consiguiente (fig. 15), si  $C_1 C_2$  es la dirección de desplazamiento de los cirrus, y  $B_1, B_2, B_3$  y  $B_4$  representan distintas posiciones sucesivas de los centros de mínima presión, y  $B_1 D_1, B_2 D_2, B_3 D_3$  y  $B_4 D_4$  distintas posiciones de avance de los cirrus, que coincide con el de las corrientes superiores, tendremos que los ángulos crecientes 1, 2, 3 y 4 dan una apariencia de giro hacia la derecha, alrededor del centro de baja, del sistema nuboso de frente caliente.

*Frentes caliente y frío del ciclón o depresión extratropical.* — Por otra parte, como consecuencia de la succión que determina el centro de baja presión, se ven atraídas hacia él masas de aire de procedencia subtropical y ártica que, en su camino hacia el mínimo, ofrecen un contraste térmico con el aire local. Las masas subtropicales más calientes, procedentes de las regiones meridionales, contribuyen, directamente, a la alimentación de la inestabilidad inclinada del frente caliente, lo que impide precisamente que monten en gran escala sobre las masas locales, no pudiendo dar evolución vertical, contrariamente a lo que ocurre con las masas locales en el frente frío. La inestabilidad inclinada se desarrolla a manera de corrientes ascendentes e inclinadas, según el frente de nubes de la serie  $j_n$  ( $n = 1, 2, \dots, m$ ), limitadas superiormente por las compresiones adiabáticas de

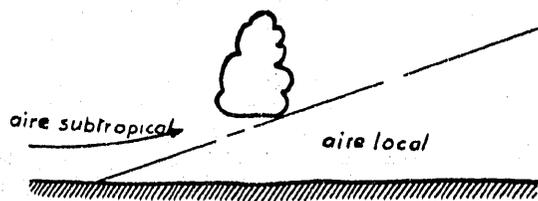


Figura 16.

relleno del sistema  $i_n$  ( $n = 1, 2, \dots, m - 1$ ), e inferiormente por las corrientes ascendentes alimentadoras de la inestabilidad de estratificación. Las masas subtropicales constituyen, pues, junto al efecto de calentamiento adiabático de detrás del frente nuboso, ya indicado antes, otro elemento de diferenciación térmica del frente caliente, que se manifiesta, principalmente, al nivel del suelo.

La presencia del aire subtropical en el sistema nuboso de frente caliente es, pues, consecuencia de la existencia del mínimo de presión, pero no es la causa productora del sistema. Si, realmente, las masas subtropicales contribuyesen exclusivamente a la formación del frente nuboso montando sobre el aire local, tendríamos que, junto a la posible condensación debida al contraste térmico en el contacto con las masas locales, debería existir, como hemos dicho antes, evolución vertical, ya que se verían forzadas a elevarse, dando un efecto análogo al convectivo, como en un frente de turbonadas (fig. 16). Pero, elevándose a lo largo del frente, en función de la inestabilidad inclinada, su importante contenido de vapor de agua debido a su procedencia subtropical, determina los espesos nimbos que dan copiosas precipitaciones.

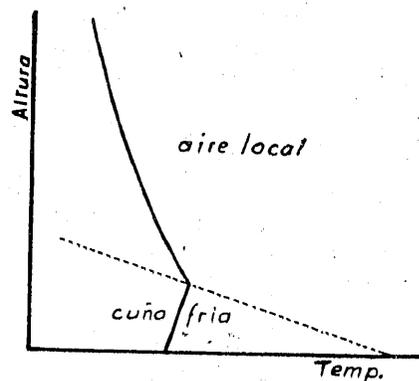


Figura 17.

Hemos visto antes la existencia de un giro del sistema nuboso de frente caliente alrededor del centro de baja presión. Existe, evidentemente, además, una tendencia de giro en el sentido indicado, como consecuencia de la desviación hacia la derecha por efecto de Coriolis, pero como las masas subtropicales alimentan directamente a la inestabilidad inclinada íntimamente relacionada con el centro de baja presión, su desviación influye, muy débilmente, en el giro del frente.

No ocurre lo mismo con el frente frío, cuyas masas son independientes de la inestabilidad de enlace por su avance en forma de cuña fría, separada de la succión implícita a dicha inestabilidad por las masas locales más calientes, ya que si se considera el conjunto cuña fría y aire local, se comprueba una fuerte estabilidad vertical para la primera (figs. 17 y

18), que imposibilita su directa aportación de aire al mínimo de presión. La masa fría se desplaza, efectivamente, de acuerdo con el gradiente isobárico y con la desviación que le impone la aceleración de Coriolis y, por tanto, ha de alcanzar al sistema nuboso del frente caliente, cuyo giro es, prácticamente, como hemos visto, más aparente que real, llegándose, en el contacto de los dos frentes, a la denominada oclusión de la depresión extratropical, a partir de cuyo momento ha de extinguirse, porque el aire frío inferior imposibilita la inestabilidad de estratificación del frente caliente, quedando el espacio local ocupado por una masa fría.

Como consecuencia del deslizamiento de la cuña fría hacia y alrededor del centro de la depresión, las masas de aire locales se ven forzadas a elevarse, condensando su vapor de agua por enfriamiento adiabático y dando lugar a evoluciones verticales a lo largo del frente frío, sin nubes estratiformes de contacto, a pesar de la discontinuidad térmica, porque no existen en él las causas que producen el típico sistema de frente caliente y sí solamente el efecto de cuña que, mecánicamente, impone la evolución vertical. La fundamental diferencia de estructura de los sistemas nubosos de frente frío y frente caliente, a pesar de que en ambos existen idénticas condiciones de contacto de masas de aire a distintas temperaturas, demuestra una vez más que el mecanismo de constitución de los dos sistemas es esencialmente distinto.

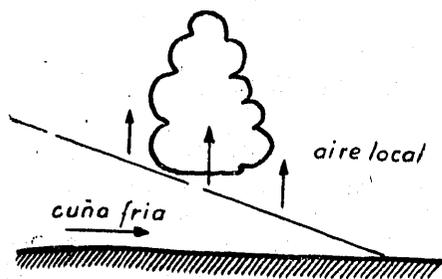


Figura 18.

Como resumen de lo dicho, se han dibujado en la figura 19 la planta y secciones de una depresión extratropical típica.

### Generalización y resumen.

*La circulación general.*—Según hemos visto, está constituida por unas corrientes o desplazamientos permanentes, debidos a las constantes dinámicas y térmicas de la Tierra, y son: los vientos alisios, los contraalisios y las corrientes directoras. Las dos primeras se desarrollan desde los trópicos hasta el paralelo 30°, aproximadamente. Las últimas, entre dicho paralelo y los Polos.

Además, en las latitudes correspondientes a la

zona de corrientes directoras, se desarrollan las depresiones que producen una alimentación de estas últimas mediante masas de aire de procedencia subtropical y local (frente caliente). Por otra parte, a causa de los frentes fríos de las propias depresiones se produce una aportación de masas de aire polar hacia las regiones subtropicales que, con el alisio, cierran el ciclo de la circulación general. El regulador de la permanencia y uniformidad del alisio es la subsidencia del anillo de altas presiones. Por ello, concretamente en el hemisferio Norte, la falta de depresiones coincide con el robustecimiento del anillo de altas presiones.

El contraalisio y las corrientes directoras constituyen una enorme canalización de masas de aire en régimen laminar, por encima de la atmósfera activa en sentido vertical, denominada toposfera. Discurren, pues, por la base de la estratosfera, caracterizada por movimientos horizontales y temperatura uniforme, determinando en su parte inferior la tropopausa o capa límite de dicho movimiento laminar, que constituye como una enorme tapadera de la troposfera.

La forma de la tropopausa varía constantemente en función de la potencia de la evolución vertical de la troposfera, puesto que, como hemos dicho antes, constituye la zona a la que no alcanzan ya las manifestaciones dinámicas de los ciclones y anticiclones que evolucionan continuamente.

*Ciclones intertropicales.*—Son la más clara manifestación meteorológica de la potencia convectiva de las zonas tropicales. La combinación del efecto convectivo y del efecto cirrus con los vientos alisios y contraalisios determina, como hemos visto, las condiciones fundamentales de la vida del ciclón. Con la desaparición del efecto convectivo y la permanencia de masas cirrosas en las corrientes superiores, puede el ciclón intertropical evolucionar a la forma extratropical o depresión, si las características locales le resultan favorables.

*Tormentas locales.*—Tienen una formación parecida al ciclón intertropical, aunque a escala térmica "templada". Si su evolución vertical no alcanza la alta atmósfera, se desarrollan y mueren en función de la capacidad convectiva e higrométrica del ambiente local. Su desplazamiento depende, fundamentalmente, de la topografía de la comarca. Pero si en su desarrollo vertical la glaciación de las cumbres de la nube alcanza las corrientes superiores, la tormenta tiene mayor intensidad y su trayectoria obedece a la composición de la influencia superior con la de los vientos locales inferiores, de modo parecido a lo que hemos visto, en el ciclón intertropical, con los vientos alisios y contraalisios.

*Depresiones o ciclones extratropicales.*—Hemos estudiado la depresión partiendo de una masa cirrosa procedente de un ciclón intertropical. El efecto cirrus

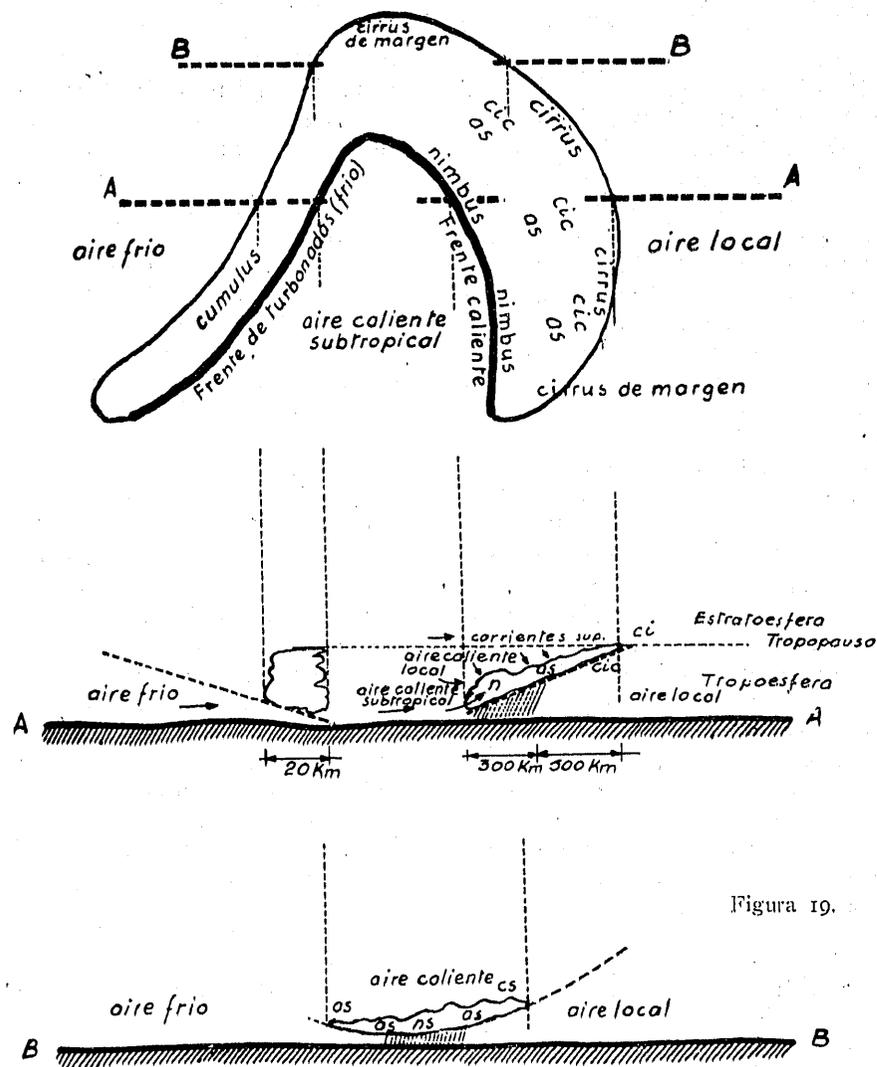


Figura 19.

y las consiguientes inestabilidades de enlace, de estratificación e inclinada que hemos definido antes, consiguen la formación del sistema nuboso de frente caliente, en el que, a través de la regeneración de los cirrus, se verifica la alimentación de las corrientes directoras, cuyo desplazamiento, notablemente influido en planta por las abolladuras de su solera, que es la tropopausa, define prácticamente el camino de la depresión. El frente frío está constituido, según hemos visto, por masas de aire polar que giran alrededor del centro de baja presión, implícito a la existencia del frente caliente.

Para generalizar lo dicho respecto de las depresiones, vamos a razonar ahora la formación de una masa cirrosa, sin ninguna relación con los ciclones intertropicales. En reposo absoluto o en régimen laminar, pueden obtenerse supersaturaciones muy importantes, que desaparecen en cuanto se produce movimiento o turbulencia, respectivamente. La rápida variación de las características ciclónicas y anticiclónicas de la troposfera produce, indudablemente, una rápida variación de las características del cauce de dicho movimiento laminar y, por tanto, puede

producirse en la turbulencia de contacto la pérdida de la supersaturación que existe en las corrientes superiores, porque en su desplazamiento hacia los Polos va disminuyendo su temperatura, sobrepasando el punto crítico sin manifestarse la condensación.

Otra circunstancia que puede producir la aparición de masas cirrosas es el ascenso, en régimen estratiforme y laminar, de masas de aire de las corrientes superiores, forzadas a elevarse por las abolladuras de la tropopausa. Si el ascenso es suficiente, se alcanza la saturación, apareciendo los cirrus con sus cristales de hielo en masas de aspecto laminado, típico del régimen estratiforme. Además, los cirrus son absolutamente planos y no dan sombras por falta de relieve, ya que, siendo debidos a condensaciones en régimen laminar y en una atmósfera isoterma, no es posible, en absoluto, la evolución vertical y, por tanto, el relieve.

Partiendo de una masa cirrosa formada por turbulencia de contacto o por ascenso de las corrientes superiores, se inicia el proceso de formación de un ciclón extratropical o depresión, de acuerdo con lo expuesto anteriormente.