

POSIBILIDAD DE LA LLUVIA ARTIFICIAL

Por PEDRO DURÁN FARELL, Alumno de la Escuela de Caminos.

Sobre el sugestivo tema que se reseña en el epígrafe, desarrolla el autor un importante trabajo, que se presentará en varios artículos. Este primero da a conocer algunas consideraciones sobre dinámica atmosférica, que son, a juicio del autor, el fundamento teórico de la posibilidad práctica de obtener lluvia artificial en determinadas situaciones atmosféricas favorables.

I

CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE DINAMICA ATMOSFERICA

Trataremos de resumir en este artículo las bases y conclusiones de un estudio que, por el camino de la observación e interpretación de unos fenómenos meteorológicos, nos ha conducido a la convicción de la posibilidad de la lluvia artificial.

Veamos primeramente unos conocimientos básicos para poder razonar el problema.

Estratificación atmosférica.

La temperatura en la atmósfera disminuye progresivamente hasta una altura del orden de 10 kilómetros, en que alcanza unos -50°C ., y a partir de este punto se mantiene sensiblemente constante (figura 1.^a).

Supongamos que la ley temperatura-altura sea la (1) de la figura 2.^a.

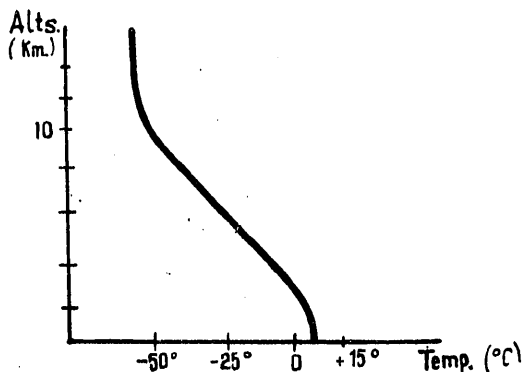


Figura 1.^a

Cuando, por cualquier causa, una masa de aire situada en *A*, se eleva, al encontrarse con menor presión sufre una expansión adiabática y, por tanto, se enfría. Sea (2) la ley de esta expansión. Dada la variación de temperatura-altura supuesta, la masa que se eleva se encuentra rodeada de aire a mayor tem-

peratura y, por tanto, menos denso. Si cesa la acción mecánica que produjo su elevación, la masa tenderá a descender, volviendo a su posición inicial; se dice en este caso que la estratificación atmosférica es estable. Si al llegar a *B*, su temperatura, *T*, es tal que, dado el vapor de agua con que ha salido de *A*, alcan-

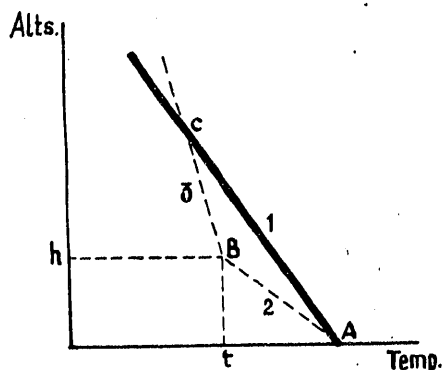


Figura 2.^a

za la saturación a dicha altura, desde este punto la ley de temperatura-altura para la masa que se eleva es la (3), con una disminución menor de su temperatura para expansiones análogas. En efecto: sea *C* la cantidad en gramos de vapor de agua que contiene la masa de aire ascendente, y *C_t* la que tendría en el caso de hallarse saturada. Cuando la masa de aire alcance esta temperatura, y sea *C_t* < *C*, se producirá la condensación de *C* - *C_t* gramos de agua que liberarán una cierta cantidad del calor que viene a compensar el descenso térmico debido a la expansión. Desde *B* a *C*, la estratificación también es estable. Pero para alturas superiores a las del punto *C*, la masa abandonada a sí misma tiende a seguir subiendo, por ser menos densa que el aire circundante. Se dice entonces que la estratificación es inestable desde dicho punto, y que la totalidad de la atmósfera tiene una estabilidad condicional, puesto que depende de la altura.

Al punto *C* de la figura 2.^a se le llama punto de estabilidad neutral; en él cesa la resistencia a la elevación de la masa. A las adiabáticas (2) y (3) les llamaremos, respectivamente, seca y húmeda.

Las figuras 3.^a y 4.^a dan, respectivamente, los

casos de inestabilidad y estabilidad absolutas, para las ascensiones adiabáticas que en ellas se consideran.

Los servicios meteorológicos modernos disponen de medios adecuados para registrar y analizar los resultados de los sondeos por avión o radiosondas para conocer el tipo de estratificación. La realidad se aparta muchas veces de las condiciones uniformes y regulares que hemos expuesto para la curva temperatura-altura del aire y de las expansiones adiabáticas por encima y por debajo del punto de condensación, a causa del gran número de variables cambiando constantemente.

Nos hemos referido a expansiones adiabáticas, es decir, sin cambio de calor con las partículas de aire próximas. En la expansión real se producirán intercambios de calor en el momento en que la diferencia de temperaturas entre la partícula y el ambiente que lo rodea sea sensible; obsérvese, sin embargo, que tal

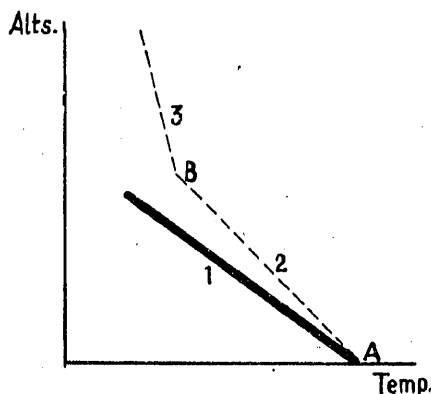


Figura 3.ª

intercambio de calor no puede modificar la marcha del fenómeno, pues lo único que producirá será la incurvación de las líneas que representan la expansión hacia la de temperatura-altura del ambiente, es decir, que en el caso de la figura 1.ª, el punto B se acercaría a la línea AC, sin que estos últimos puntos A y C de la adiabática variaran, pues en ellos, $T_a - T_p = 0$, y el intercambio de calor será nulo.

Por otra parte, esta deformación de la curva al representar el caso de la expansión real, será tanto menos sensible cuanto mayor sea la masa de aire ascendente, puesto que en ese caso disminuye relativamente la superficie de contacto y, por tanto, la radiación calorífica; como además el aire es muy mal conductor, se pueden estudiar las expansiones como adiabáticas.

Para aclarar los conceptos expuestos estudiaremos, por ejemplo, una irregularidad frecuente en la curva de temperatura-altura: la inversión, o sea un aumento de temperatura con la altitud.

La causa de la inversión inferior es principalmente la irradiación de calor en el suelo.

El vapor de agua disminuye progresivamente al aumentar la altura, y situado en la atmósfera constituye como una malla tridimensional de calefacción

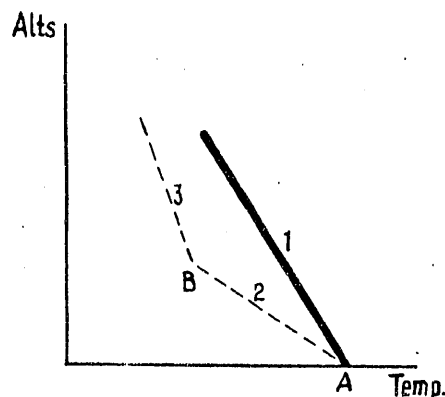


Figura 4.ª

del aire por su capacidad absorbente de la radiación infrarroja. Por ello, situado en las zonas bajas, actúa de elemento moderador de la intensa irradiación de calor desde el suelo, a causa de su gran poder calorífico en comparación con el de la corteza terrestre.

Debido a este efecto moderador, la temperatura del aire ambiente es prácticamente constante a una determinada altura del suelo cuando no se imponen circunstancias extrañas a la atmósfera local. La variación en la parte superior de la atmósfera solamente se hace sensible de una estación a otra, o en condiciones especiales.

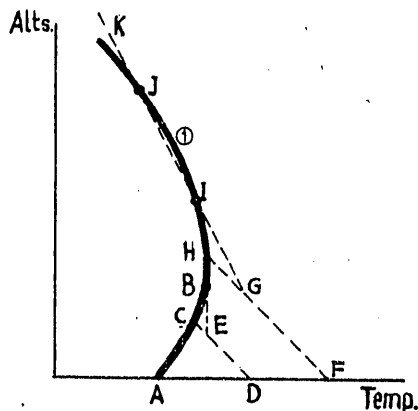


Figura 5.ª

Examinemos la figura 5.ª. La curva (1) es la de temperatura-altura de noche, relativa a un punto A. La temperatura decrece hasta B, presentando, pues, una inversión a causa de la irradiación nocturna que llevó la temperatura al punto A.

Si el enfriamiento fuera suficiente para alcanzar la saturación del aire en contacto con la superficie,

se producirían nieblas pegadas al suelo, llamadas nieblas de irradiación, que alcanzan una altura máxima de 500 metros.

Mediada la mañana, el calentamiento del suelo habrá alcanzado la temperatura D , y la inversión quedará reducida a CB . Si la niebla de irradiación se había producido hasta la altura D , quedará reducida a la zona comprendida entre las alturas E y B , pareciendo como si se "levantase" la niebla desde D a E .

En la hora de máximo calor la temperatura del suelo llega a F , y la ley de temperatura-altura es la $F G H I$, si el aire es tal que no alcanza a ninguna altura su punto de saturación, y coincidirá con la expansión adiabática seca. Si, por el contrario, la cantidad de vapor de agua en las masas de aire en contacto con el suelo es tal que alcanza a la altura de G , su punto de saturación, la curva de temperatura-altura será la $F G I$, siendo $F I$ la de expansión adiabática húmeda, y se producirán nubes desde G a I .

La estratificación hasta la altura I es inestable, puesto que el aire ascendente se encuentra más caliente que el aire circundante. A partir de éste punto, de estabilidad neutral, el ascenso se ve obstaculizado por la menor densidad del aire que rodea la masa ascendente.

Si, por el empuje mecánico de las masas inferiores ascendentes, el aire situado en I logra alcanzar J , se producirá otra situación inestable a partir de J .

Llamaremos zonas activas a las $I G$ y $J K$, y pasiva, a la $I J$. La pasiva, con corrientes de aire horizontales, presentando una notable estratificación horizontal como los filletes líquidos en un canal; y la activa, con movimientos verticales que llevan rápidamente a las masas de aire ascendente a su punto de condensación, con la consiguiente formación de nubes.

Si la superficie terrestre fuese completamente homogénea y el calentamiento en cualquier punto de la misma fuese análogo, tendríamos en todos los puntos de la misma ley temperatura-altura. Dada la temperatura de una masa de aire, se tendrían, por intersección con aquella, zonas activas y pasivas, cuyos límites superiores e inferiores serían superficies esféricas concéntricas con la Tierra.

La inestabilidad es en sí un estado potencial que necesita ser cebado para que se manifieste como un estado cinético. Es decir, que en las zonas activas una masa de aire permanecerá en reposo, en tanto una causa exterior no la desplace inicialmente. El calor solar comunica al aire en contacto con el suelo el poder ascendente inicial, pero en las zonas inestables limitadas inferiormente por una región pasiva puede mantenerse el reposo a pesar de la variación diurna de temperatura en el suelo.

En la figura 5.^a, en la zona inestable hasta I , se establecen corrientes verticales a causa del calentamiento solar del suelo. En cambio, en la de base J ,

la alimentación de la inestabilidad se ve obstaculizada por la presencia de la zona pasiva $I J$, que cierra el paso de las masas ascendentes. Mientras $I J$ se mantenga, continuará el reposo de la zona superior inestable.

Este hecho es fundamental, pues a causa del estatismo de estas zonas, a pesar de su inestabilidad, se hace posible la existencia de vapor o de agua líquida por debajo de la temperatura crítica de solidificación, desapareciendo este estado anormal, que llamaremos de subfusión, con la presencia de cualquier perturbación dinámica.

La estratificación atmosférica y el tipo de nubes que producen.

Hemos visto que la inestabilidad en la atmósfera viene definida por la intersección de la curva temperatura-altura con las adiabáticas de masas de aire en ascenso. De modo que los límites de las zonas estables e inestables son función de la adiabática, pues la curva temperatura-altura puede considerarse constante a partir de una cierta altitud para un punto determinado.

Así, si consideramos (fig. 6.^a) la adiabática correspondiente a un punto de temperatura A , tene-

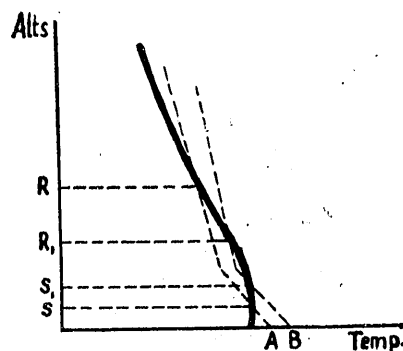


Figura 6.^a

mos una zona estable de potencia o espesor $R S$, mientras que si consideramos una masa de aire con temperatura B , subirá según la adiabática (2), o sea, que el ascenso se verá obstaculizado solamente en la zona de espesor $R_1 S_1$.

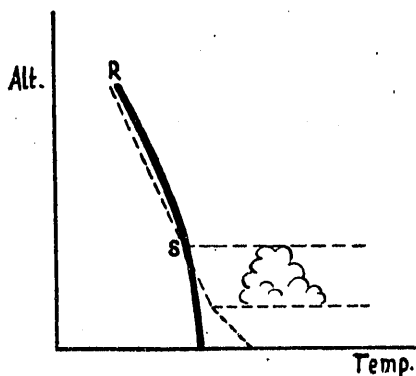
Si la violencia ascensional consiguiera la rotura mecánica de esta zona, por el boquete establecido tendría lugar la alimentación de la inestabilidad reinante para la masa B , a partir de la altura R_1 . Sin la rotura indicada la inestabilidad de R_1 para arriba, es exclusivamente potencial.

El mejor indicio de la persistencia de la zona pasiva $R_1 S_1$ es la formación de una sola capa de nubes inferior: Son las llamadas, con razón, cúmulos

de buen tiempo, cuyo límite superior alcanza los 2 000 ó 2 500 m. (límite inferior de la zona pasiva), y cuya parte inferior corresponde al punto de saturación de la masa ascendente (fig. 7.^a).

En una atmósfera no perturbada, la zona de movimientos verticales se ha comprobado que alcanza los 2 000 m. Frecuentemente existe una zona muy estable hasta los 3 000 m., y a veces reaparece la turbulencia, en mucha menor escala, a partir de esta altura.

La existencia de corrientes ascendentes en las capas inferiores se hace posible gracias al calentamiento diurno del suelo que transmite su calor al aire en contacto, cebando de este modo la inestabilidad. Por encima de esta primera capa de nubes sólo será posible la existencia de otras cuando haya masas de aire que se calienten y asciendan hasta llegar a la temperatura de saturación. El calentamiento de di-

Figura 7.^a

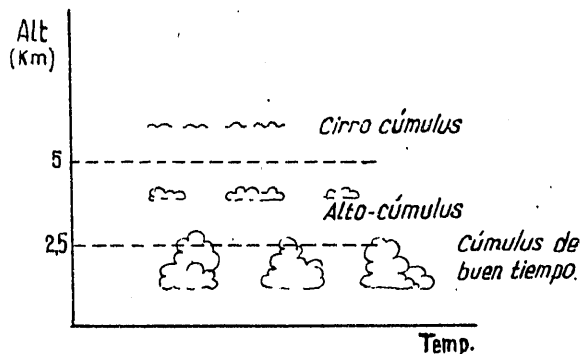
chas masas tendrá lugar si contienen vapor de agua, que es el único componente del aire prácticamente sensible al calor. La realidad demuestra que estos movimientos tienen poca importancia y aparecen con buen tiempo los tipos de nubes indicados en la figura 8.^a, cuyas formas características demuestran el origen convectivo común, desarrolladas a distintas alturas y con potencias ascensionales decrecientes con la altura.

Sin embargo, es indicio favorable al mal tiempo la existencia de distintas capas de nubes, porque demuestra la existencia en la atmósfera de vapor de agua en abundancia. La característica más clara de las nubes de buen tiempo es su situación en alturas muy distintas, formando capas separadas por una atmósfera limpia y clara.

Una formación nubosa, el *cúmulo-nimbus*, que interesa particularmente para el examen del problema de la lluvia artificial, está indicada en la figura 9.^a. Es característica de las tormentas de verano. El calentamiento diurno ha alcanzado el punto B, situado en el eje de temperaturas suficientemente a la de-

recha para que en su ascenso no encuentre ninguna zona pasiva. El desarrollo del fenómeno será examinado con detalle en el próximo artículo.

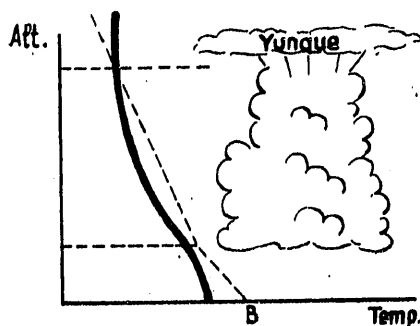
Se producen, a veces, potentes nubes de desarrollo vertical hasta la formación del yunque, debido

Figura 8.^a

siempre a la rotura de la subfusión en una zona pasiva más o menos elevada.

Como veremos más adelante, el yunque, formado por cristales de hielo en general, se convierte en el elemento rector del avance de la masa nubosa. La presencia de esta última produce el desplazamiento del punto B hacia la izquierda, en el eje de temperaturas, y por tanto, disminuye automáticamente la zona de corrientes ascendentes. Como hemos dicho, examinaremos más adelante cómo el yunque compensa y supera este efecto negativo producido por la presencia de las propias nubes que impiden el calentamiento del suelo.

Todas las nubes de desarrollo vertical, o sea, de-

Figura 9.^a

bidadas a movimientos convectivos, tienen formas redondeadas.

Las nubes en estratos tienen un origen y evolución distintos, que trataremos en el estudio de las depresiones.

Resumen de la teoría de Bjerknes sobre las depresiones.

Desde hace unos cincuenta años se conocían la existencia de discontinuidades térmicas y el sistema general de vientos, presiones, etc., en las depresiones.

Pero el estudio de los frentes térmicos y su relación con los ciclones es reciente, pues empieza en

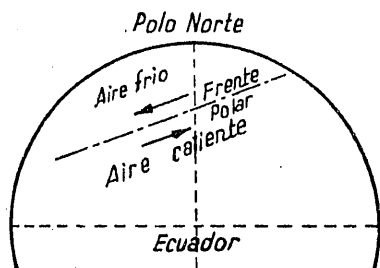


Figura 10.

la primera guerra mundial y culmina con la exposición, por Bjerknes, de la teoría de los frentes, que produjo una revolución en la Meteorología.

En el contacto o "frente" entre dos masas de aire de características distintas principalmente térmicas, se producen, según Bjerknes, ondas de grandes dimensiones que se propagan a lo largo de la superficie de contacto de las mismas, y evolucionan en la forma y con los caracteres descritos por dicho autor.

Los ha estudiado principalmente en el llamado "frente polar", en el que están en contacto las masas frías, de origen ártico, y las calientes o subtropicales, procedentes de regiones más cálidas. Las primeras, arrastradas por vientos del NE., y las subtropicales, por corrientes del SO. (fig. 10).

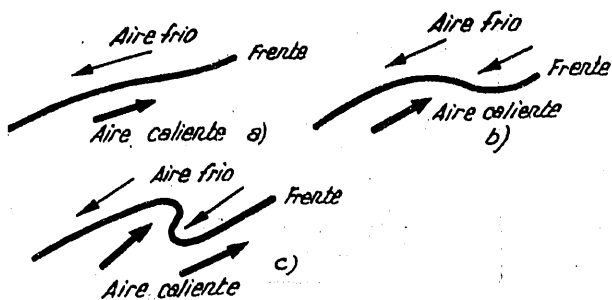


Figura 11.

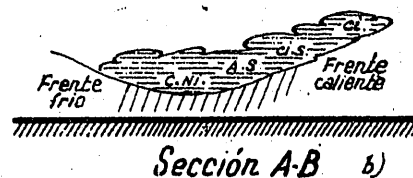
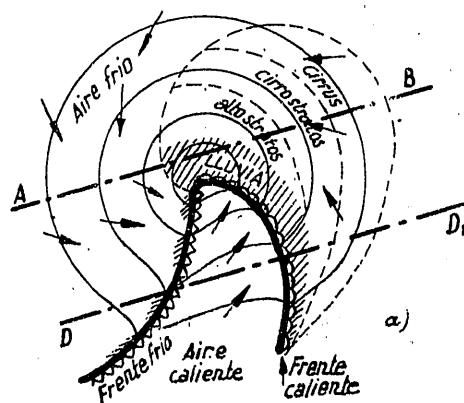
Las ondas empiezan con una pequeña inflexión del frente, y el aire subtropical va penetrando cada vez más intensamente en la masa fría (fig. 11).

En su fase culminante, la depresión tiene la forma típica indicada en la figura 12.

El aire tropical adquiere la forma de un sector

caliente que monta sobre el frío, avanzando ordinariamente hacia el NE. y dando lugar a un sistema nuboso que, como se ve en la figura, está formado por cirrus, cirrus-estratos, altoestratos y cúmulo-nimbos escalonados y retrasados entre sí.

Por su borde posterior el aire cálido es empujado por el frío, y el contacto entre ambos constituye el frente frío, que avanza con más rapidez que el cálido, tendiendo, por tanto, a juntarse con él, y cuando esto tiene lugar se dice que el ciclón se ha "ocluido", perdiendo el aire caliente el contacto del suelo



Sección A-B b)



Sección D-D, c)

Figura 12.

(figura 13). En la figura 14 se resumen esquemáticamente las distintas fases de la vida de una depresión típica.

Los conceptos expresados en la teoría noruega, de los ciclones, han resistido las pruebas y experiencias actuales por la forma especial con que ha sido expuesta.

Dicha teoría supone que se produce la ondulación inicial, aunque no justifica de ningún modo cómo puede originarse partiendo de un frente no perturbado.

Admitiendo esta perturbación inicial, deja igualmente a la energía de las masas en contacto el desarrollo del fenómeno por el movimiento de los frentes hasta producirse la oclusión. La consistencia que ha tenido la teoría de Bjerknes se basa, creemos, en la realidad de los frentes térmicos, que, en efecto, existen en la evolución de las depresiones y se comportan como se expone en dicha teoría. Esta, sin embargo, no explica de ninguna manera el desplazamiento de las depresiones de O. a E., aproximadamente, y admite sencillamente que la ondulación que las origina sigue la trayectoria indicada.

La teoría noruega tampoco explica el origen, desarrollo y desplazamiento de los ciclones tropicales. A pesar de que algunos de ellos no se extinguen y evolucionan hacia el tipo de ciclón extratropical o de la zona templada, con la aparición en su seno de los frentes típicos.

Los noruegos han intentado demostrar que los fenómenos, a lo largo de los frentes, preceden a las perturbaciones de la alta atmósfera que acompañan a las depresiones porque, lógicamente, se les podía oponer el argumento opuesto: que las depresiones tienen su origen real en las grandes alturas. Hay que tener en cuenta que la teoría noruega, como hemos dicho, se desarrolla sobre la base de la ondulación en la zona de contacto de las masas, que produce el sistema nublado al montar el sector caliente encima de las masas frías, por su menor densidad. Este fenómeno inicial se desarrolla, pues, esencialmente en la baja atmósfera, y necesita probar la prioridad de este hecho para asegurar su persistencia como teoría verdadera.

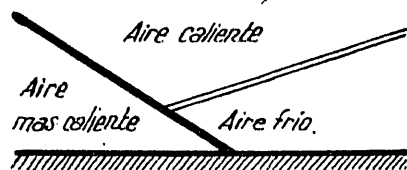


Figura 13.

La perfección que de día en día adquiere el material de observación de la alta atmósfera, ha permitido comprobar que muchas depresiones son un reflejo de perturbaciones originadas en la alta atmósfera, y desde luego se observa que todos los grandes ciclones afectan hasta la estratosfera.

Es posible que los contrastes de temperatura del mar y de la tierra puedan alterar suficientemente las corrientes de aire y crear ondas. De este modo, en efecto, se forman ondulaciones, por ejemplo, en invierno en Norteamérica, por el choque del aire ártico con las corrientes del Pacífico.

En realidad, los fenómenos que se desarrollan en

la alta atmósfera, entre 10 y 20 Km., son en gran parte desconocidos, al menos por observación directa. Pero cada vez se hace más patente la relación existente entre la baja atmósfera y la estratosfera.

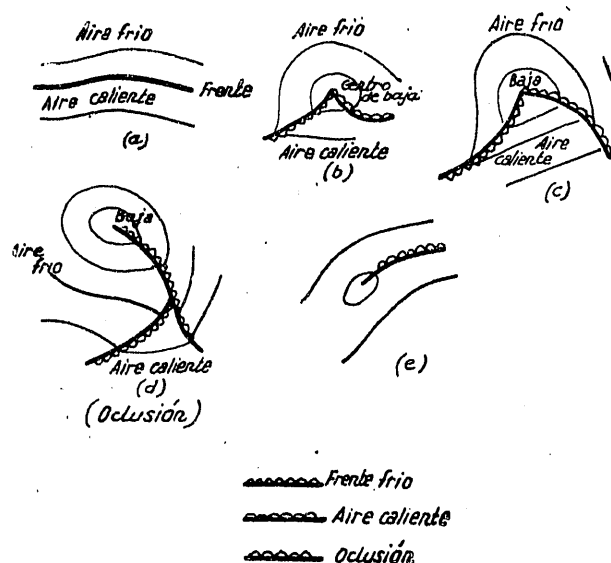


Figura 14.

Mr. Horace Roberts Byers, catedrático de Meteorología de la Universidad de Chicago, expone en su "General Meteorology", que las observaciones actuales han demostrado que un efecto muy importante procede de la aparición de una zona de baja presión en la alta atmósfera, y que forma un ángulo aproximadamente de 90° con el frente. La baja presión de la alta atmósfera impone una oscilación horizontal aproximadamente a 90° de la superficie del frente.

Vamos a exponer seguidamente nuestros razonamientos que justifican los caracteres típicos de las depresiones como consecuencia de perturbaciones de la alta atmósfera, y que, según ellos, se hace posible abordar prácticamente el problema de la lluvia artificial.

Idea general de la circulación atmosférica.

La circulación general en la atmósfera puede considerarse como el funcionamiento de una gigantesca máquina térmica con el foco frío en los polos y el foco caliente en la zona tropical. Si la superficie terrestre fuera completamente homogénea y la Tierra inmóvil, la circulación se reduciría a la indicada en la figura 15. Pero las circunstancias que vamos a exponer brevemente imponen la circulación indicada en la figura 16.

En la zona de "calmas" se produce un movimiento general de ascenso del aire a causa del calor dominante que da origen al contraalísio. La alimentación de las "calmas" la realizan los alisios que nacen alrededor del paralelo $\pm 35^\circ$ o anillo de altas presiones. El contraalísio es obligado a descender, debido a la necesidad de alimentar el alísio; este descenso tiene lugar a dichas latitudes, porque en ellas se im-

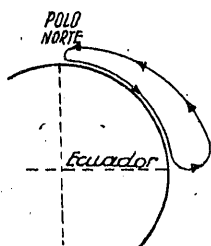


Figura 15

pone al efecto térmico o ascensional que domina desde ellas las calmas.

La circulación que aparece más claramente diferenciada es la que está dibujada de trazo lleno en la figura 16. Las corrientes restantes aparecen establecidas débilmente y en régimen de normalidad meteorológica. Pero cuando ésta se perturba, el intercambio de aire entre los polos y el Ecuador se realiza según corrientes esencialmente variables.

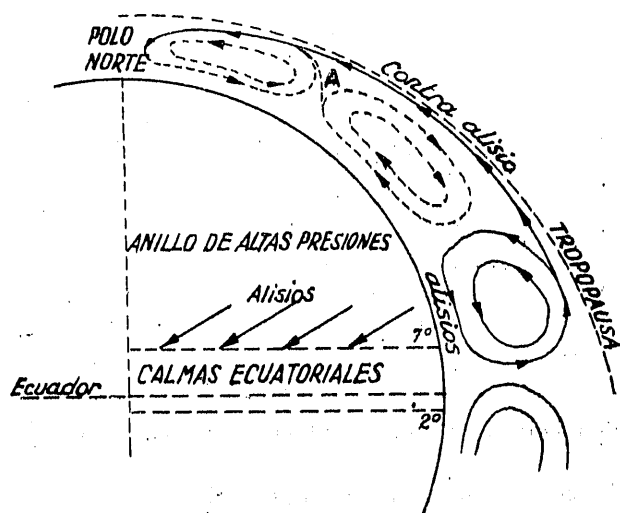


Figura 16.

La rotación terrestre impone un desplazamiento general de las masas de aire hacia el Ecuador, debido a la mayor intensidad, en éste, de la fuerza centrífuga. De modo que el mínimo polar es de origen dinámico, pero tiene corrientes descendentes, y por eso las

precipitaciones son escasas. En el Ecuador, por el contrario, el espesor de la atmósfera es máximo, y por esta razón le correspondería ser zona de altas presiones, pero el efecto térmico se impone y aparece realmente como anillo de mínimos.

Los centros de bajas presiones, *A*, son consecuencia del distinto calentamiento del mar y de la tierra. Así, en verano se concentran sobre Islandia y zonas terrestres, y en invierno se sitúan sobre superficies marinas.

La subfusión en la atmósfera.

La existencia de subfusión en la atmósfera es un hecho. Incluso en verano, que es cuando los movimientos verticales del aire alcanzan mayor extensión y, por tanto, se reducen lógicamente las zonas de la atmósfera en reposo, que, como sabemos, es esencial para la producción de dicho estado. Confirma este hecho la composición de los granos de granizo formados por un núcleo de hielo blanquecino y opaco envuelto por capas transparentes. El aspecto de la parte nuclear corresponde a hielo formado bruscamente por rotura de la subfusión. La envolvente, por el contrario, se produce por condensación y solidificación de agua sobre el núcleo durante el descenso. La aparición brusca de cirrus momentos antes de la granizada, demuestra el origen de aquél, y el rápido incremento de las nubes inferiores al mismo que se produce inmediatamente, nos ha conducido a la consideración del fenómeno, que llamaremos "efecto cirrus", y que es fundamental en nuestros razonamientos.

Hemos observado igualmente que los cirrus simultáneos a la granizada que aparecen de modo brusco, son estáticos. Además, el fenómeno tiene lugar generalmente al principio de las tormentas, y raras veces cuando la tormenta se encuentra en pleno desarrollo y al final.

La subfusión tiene lugar en condiciones de reposo de las gotitas o en un movimiento no turbulento. La subfusión es debida al predominio de la tensión superficial que se opone al cambio de estado que implica estructura poligonal, la cual se favorece por la turbulencia de las corrientes de aire o en las gotas de gran tamaño en los que domina el peso frente a la tensión superficial. Bajo la denominación de subfusión, incluimos además al estado del vapor de agua que en presencia de núcleos de condensación suficientemente pequeños y adecuados pasa bruscamente al estado sólido, liberando los calores de fusión y condensación.

Las masas de vapor de agua elevadas en las calmas ecuatoriales y condensadas en gran parte durante el movimiento ascensional, son llevadas por el contraalísio hacia las regiones templadas y frías. La regularidad de los vientos contraalísios y sus caracte-

rísticas comparables a un movimiento definido en Hidráulica, como laminar, les dan las condiciones adecuadas para que en su seno sea posible el estado de subfusión y se conviertan en verdaderas canalizaciones de agua y de vapor en dicho estado. En una atmósfera no perturbada pueden existir, naturalmente, extensas zonas en subfusión, pero el contraaliso, como enorme corteza de la troposfera, tiene para nuestros razonamientos una importancia fundamental, como veremos.

Causas de perturbación del régimen laminar del contraaliso.

Desde su origen, y en su movimiento hacia el Norte, se encuentra en la zona de las altas presiones del paralelo 35 con la primera causa de perturbación. Las corrientes descendentes de aire adquieren mayor o menor intensidad en función del aliso y de las perturbaciones de la zona templada. La



Figura 17.

perturbación es comparable al efecto que produciría en los filetes de un canal la presencia en el fondo de un sumidero de caudal variable (fig. 17). Sobre los corpúsculos en descenso obra de manera diferente la acción retardadora de la resistencia del aire según el tamaño de las gotas, que adquieren velocidades distintas, haciendo posible el choque de las mismas.

Otra causa perturbadora es la presencia en la troposfera de masas de aire de distintas características. Para llegar a ponerse en contacto habrán tenido que recorrer un camino a lo largo del cual las condiciones de sus capas inferiores se parecerán cada vez más, de modo que la curva temperatura-altura en puntos C y C_1 serán las de la figura 18. Y consideradas en conjunto, un corte según RS , será el de la figura 19.

Si, en la figura 18, la flecha indica el sentido de las corrientes del contraaliso, la perturbación que se produce se propaga, según (2), perpendicular a FF_1 , o sea, según la máxima pendiente de la zona de transición entre las dos masas en contacto a lo largo del frente FF_1 . Es un fenómeno comparable al efecto que un vertedero produce en un movimiento laminar.

Finalmente, otra causa perturbadora es la ascensión hasta la alta atmósfera de corrientes de aire, a causa de un violento efecto térmico; es frecuente en las tormentas de verano y es la causa de los ciclones

tropicales. La corriente ascensional produce la abolladura o rotura de la "solera" por la que discurre el contraaliso.

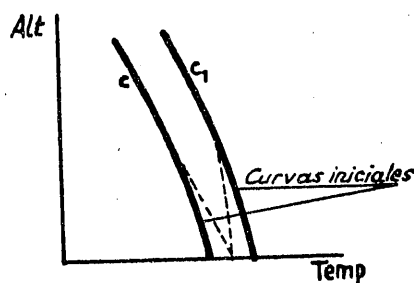
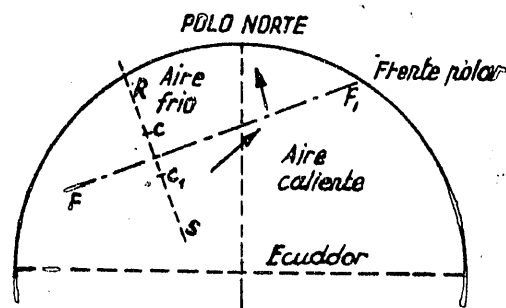


Figura 18.

La turbulencia introducida por estas causas rompe la subfusión y aparecen por consiguiente nubes de hielo: los cirrus.

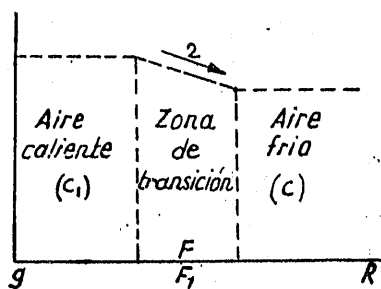


Figura 19.

El efecto cirrus.

Las perturbaciones indicadas tienen lugar a temperaturas muy bajas, a -30°C , y a veces más. La expedición Byrd, en la Antártida, ha encontrado densas nieblas a -44°C , lo que demuestra la existencia de subfusión a estas temperaturas. El calor de fusión (80 cal. gr.) de la parte solidificada, al desaparecer dicho estado, calienta al resto de la gota y al aire circundante.

Como la cantidad de vapor de agua disminuye con la altitud, los cristales de hielo, en su descenso

en una atmósfera con temperatura creciente hacia abajo, tenderán a vaporizarse, enfriando el aire. Pero si en su camino encuentran vapor de agua, actuarán como núcleos de condensación con el consiguiente des-

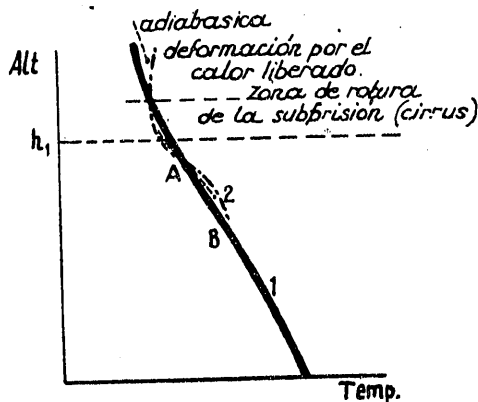


Figura 20.

prendimiento de calor (600 cal. gr.), y se producirá un aumento de temperatura en el aire ambiente. El efecto vaporizador (enfriamiento) se impone en la primera etapa del descenso. Luego se neutraliza con el efecto de condensación (calentamiento), el cual vence más abajo. Así la curva de temperatura-altura (1) queda convertido en la (2) de la figura 20. En la zona AB ha dominado la condensación y las nubes formadas entre las alturas correspondientes a los puntos A y B suben según la adiabática hasta llegar a la altura h_1 , límite inferior de una zona pasiva que resulta de la nueva ordenación de temperaturas. Las nubes se estratifican en ella, siendo éstos los cirrus-es-

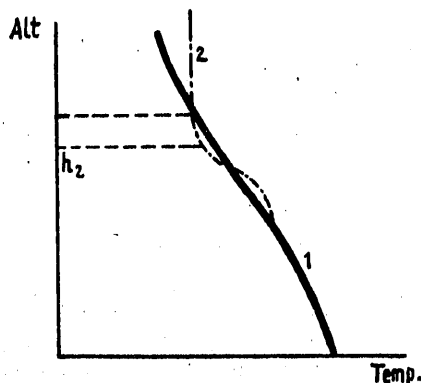


Figura 21.

tratos que en las depresiones aparecen inmediatamente debajo y retrasadas respecto de la aparición de los cirrus.

Los cirrus-estratos situados a la altura h_1 produ-

cen el mismo fenómeno de los cirrus. Se origina una caída de cristaltos de hielo si están por encima de la isoterma crítica, o de gotas de agua que dan lugar a la deformación de la curva temperatura-altura en el sentido indicado en la figura 21, y las nubes formadas a causa de la presencia de los cirrus-estratos se localizarán a la altura h_2 . De este modo se ordenarán las nubes características de la depresión en alturas decrecientes hasta los nimbos cuya lluvia alcanza al suelo totalmente (fig. 22). En esta figura hemos dibujado primeramente la ley temperatura-altura (1) en un punto determinado A_1 . Al producirse la formación del cirrus la curva se deforma, apareciendo, según hemos visto, un enfriamiento, K_1 , y un calentamiento, W_1 . Los cirrus-estratos originados de este modo están a una altura también indicada en la figura. Los cirrus se desplazan a una velocidad determinada. Sea A_2 y A_1 su desplazamiento en el tiempo transcurrido

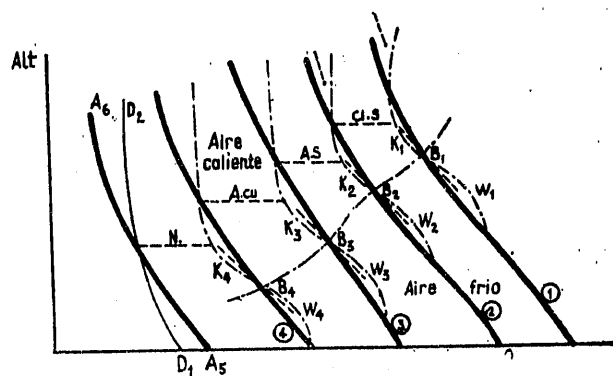


Figura 22.

hasta que los cirrus-estratos han producido, por debajo de ellos, la deformación indicada por K_2 y W_2 en la curva de temperatura-altura; el resultado es la aparición, a la altura que se indica en la figura, de los altostratos a causa del ascenso de las nubes y masas de aire calentadas en W_2 , hasta K_2 , y, concretamente, como sabemos, hasta la intersección de la curva temperatura-altura con la adiabática correspondiente a W_2 . Las (1), (2), (3) y (4) son las curvas temperatura-altura relativas al punto considerado, deformadas por la acción de las nubes originadas por las inmediatamente superiores, siendo $A_1 A_2, A_2 A_3, A_3 A_4$, función de velocidad de desplazamiento de las nubes formadas.

$A_5 A_6$ es la curva temperatura-altura antes de la formación del sistema nuboso. La $D_1 D_2$ es la misma después de la aparición de las nubes, y como se ve, da mayor estabilidad.

La línea $B_1 B_2 B_3 B_4$, al propio tiempo que señala el frente de nubes, separa dos zonas térmicas, pues por encima de ellas se acumula el calor desprendido por la condensación y en su parte inferior se recibe

la pequeña parte del aire frío de las zonas K , que ha escapado del empuje mecánico de las masas ascendentes y no fué vertido por encima de las plataformas pasivas, originando en su descenso los centros laterales de alta que acompañan a las depresiones.

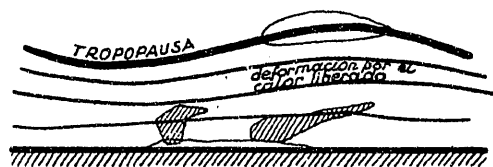


Figura 23.

Así, un corte de una depresión da para su frente de avance la disposición de la figura 12, sección DD_1 . Las isotermas hasta la estratosfera, se indican en la figura 23.

Observemos que el fenómeno producido a partir de los cirrus, y que llamaremos en adelante "efecto cirrus", es la deformación de la curva temperatura-altura en sentido favorable a la inestabilidad, pues el ascenso adiabático del aire, W , calentado por la condensación, se encuentra favorecido por el desplazamiento de la parte superior de dicha curva hacia el eje de alturas a causa del enfriamiento, K . Piénsese que, en las nubes, lo único permanente es la causa. Hay nubes estáticas azotadas por un fuerte viento. El efecto cirrus da la permanencia en el tiempo y el desplazamiento en el espacio, de la causa; de este modo el sistema nuboso permanece y se desplaza.

El efecto cirrus, repetido sucesivamente por los distintos estratos de nubes, va creando tramos fuertemente inestables y destruyendo posibles zonas pa-

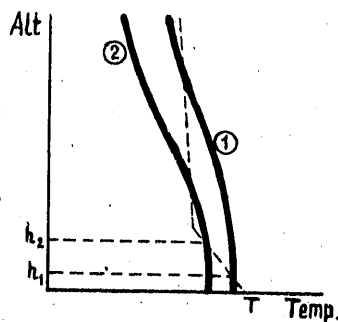


Figura 24.

sivas que son verdaderas barreras, cuya desaparición es necesaria para la formación de nubes de potencia suficiente para la lluvia, pues la mayor cantidad de vapor de agua se encuentra en las regiones bajas de atmósfera, y la existencia de una zona pasiva hace imposible la elevación de aire superficial a la

altura necesaria para su condensación. El aspecto estratiforme de las nubes que se forman en las depresiones es debido a que el efecto cirrus, al deformar la curva temperatura-altura en el sentido indicado, eleva el límite inferior de una zona pasiva para una adiabática determinada (fig. 24). Así, para la curva temperatura-altura (1), y una masa de aire de temperatura T , el límite inferior de la zona pasiva es h_1 . Para la misma masa y la curva (2) el límite es $h_2 > h_1$.

Por tanto (fig. 25), si consideramos una masa de A para la cual PQ es la altura máxima de ascenso, si sobre él se produce un efecto cirrus, la nueva zona límite de elevación es PTQ , y, en consecuencia, las nubes formadas por dicho efecto se estratifican en RS, PQ .

Ya hemos visto cómo la formación del sistema nuboso implicaba una curva temperatura-altura resultante fuertemente estable. De ello se deduce el carácter de las nubes del frente frío de una depresión, formadas en una atmósfera estable, pues el aire se ve elevado mecánicamente por el empuje de la cuña

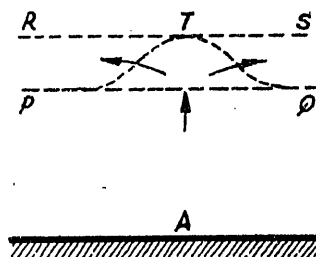


Figura 25.

fría; este efecto de elevación mecánica equivale al movimiento convectivo por masas térmicas que ocurre en las tormentas de calor. En éstas, la elevación de las masas de aire es activa; en el frente frío es pasiva, es decir, no es por propio impulso, pero el aspecto de las nubes, salvo la carencia de yunque, es el mismo.

El efecto cirrus descrito se produce, inicialmente, como hemos visto, en una zona perpendicular al frente de contacto de las masas de aire, porque la línea de máxima pendiente de la superficie de transición (figura 19) es normal al frente. La perturbación se produce de arriba a abajo, demostrándose de esta manera las observaciones expuestas por Mr. Byers.

Las depresiones de las zonas templadas tienen este origen o se producen en el borde del anillo de altas presiones, como confirma la realidad; en esta zona hemos citado anteriormente la existencia de una zona de posible turbulencia del contraalivio; a veces proceden de la evolución de los ciclones tropicales.

La formación del frente nuboso, según explica Bjerknes, es dudosa, pues situándose el aire calien-

te sobre el frío se produce ya *a priori* una ordenación estable, y no se comprende cómo puede condensarse el aire caliente, si no es el que está desde el primer momento en contacto físico con el aire inferior frío (figura 12).

Evolución y desarrollo de las depresiones.

Una vez producido el efecto cirrus y, por consiguiente, el frente nuboso, la succión que produce dicho efecto ha de alimentarse mediante corrientes de aire que acuden al centro de la depresión, y que, debido a la fuerza de Coriolis, toman un movimiento espiral característico (fig. 12). Las isobaras son las dibujadas en la figura, y el centro de baja no corresponde, como puede verse, al centro de precipitaciones ni aun al centro de nubes. Se encuentra situado en el punto donde el espesor de aire caliente es máximo, como debía ser.

La evolución del fenómeno hasta la "oclusión" es, exactamente, la que describe Bjerknes.

Veamos nuestra interpretación: A partir del momento inicial (figs. 26 y 27), el cirrus es arrastrado por el contraalísio, afectando la forma ACB la zona nubosa, que a su vez corresponde a una región enfriada por el propio efecto cirrus. Así distinguiremos: 1.º, zona caliente, FOB ; 2.º, zona muy fría, ACC ; 3.º, zona fría, AOF , y 4.º, zona templada, COB .

La consideración de frente frío en OF es clara, pero lo es menos la de frente caliente, que al iniciarse el fenómeno puede situarse en CB o en OC .

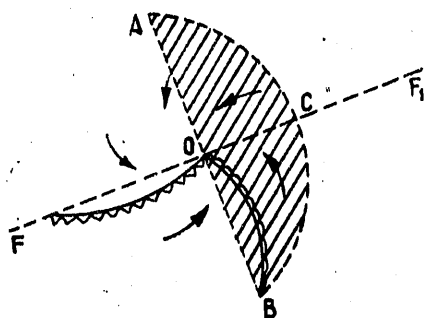


Figura 26.

La mayor rapidez del frente frío se debe a la mayor densidad del aire frío que toma mayor cantidad de movimiento que el caliente para un mismo gradiente barométrico.

Aun en el caso que la depresión no se origine en zonas de contacto de masas distintas, también aparecen los frentes en su seno por la atracción hacia el centro de baja presión de aires de latitudes muy dis-

tintas, que, al estar en presencia unos de otros, resaltan más sus características.

Los frentes térmicos en el seno de una depresión son consecuencia de la atracción hacia el centro, debida al efecto cirrus, pero no son la causa del fenómeno como explica la teoría noruega.

La zona perturbada inicial ACB ha evolucionado hacia la AR, OBCA.

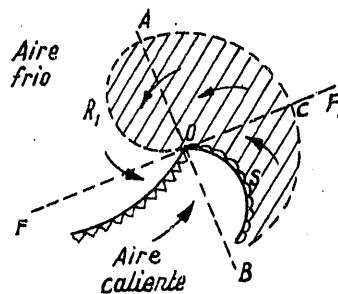


Figura 27.

Desplazamiento.

El recorrido aproximadamente O. a E., común a las depresiones, nos ha hecho pensar en la existencia de una masa también constante que lo produzca.

Tomando el efecto cirrus como generador de las depresiones, es fácil la explicación de la constancia del desplazamiento. Como el contraalísio se propaga en nuestras latitudes debido a la fuerza de Coriolis en dirección sensiblemente O.-E., el efecto cirrus se desplaza según esta dirección, y, por tanto, en su trayectoria va originando el sistema nuboso característico.

Obsérvese, además, que el propio aire ascendente debido al efecto cirrus, refuerza la rotura de la sub-fusión. Por tanto, si en la trayectoria del ciclón se encuentra la atmósfera con suficiente vapor de agua, la depresión seguirá sin debilitarse. Por el contrario, si la atmósfera se encuentra exhausta de vapor de agua, el efecto no podrá producir las zonas W, y por tanto el aire no ascenderá y el ciclón se debilita progresivamente.

El hecho de que cada unidad de cúmulonimbos, por ejemplo, en el sistema nuboso de una depresión, tenga un sistema de vientos propios dentro del general, confirma el hecho del refuerzo del efecto cirrus debido al vapor de la propia atmósfera. Además, esta circunstancia es fundamental, como veremos en la consideración del problema de la lluvia artificial.

La teoría noruega no puede explicar la constancia dentro de ciertos límites, de la ruta de las depresiones, y menos todavía la trayectoria parabólica de los ciclones tropicales.

Éstos deben su origen a un violento movimiento ascensional del aire en las calmas ecuatoriales o en sus

proximidades, que, rompiendo la subfusión, ceba el efecto cirrus.

El ciclón se encuentra sometido constantemente a dos influencias acordes o discordes, según los casos:

a) Los cirrus, impulsados por el contraaliso con mayor intensidad, conforme aumenta la latitud.

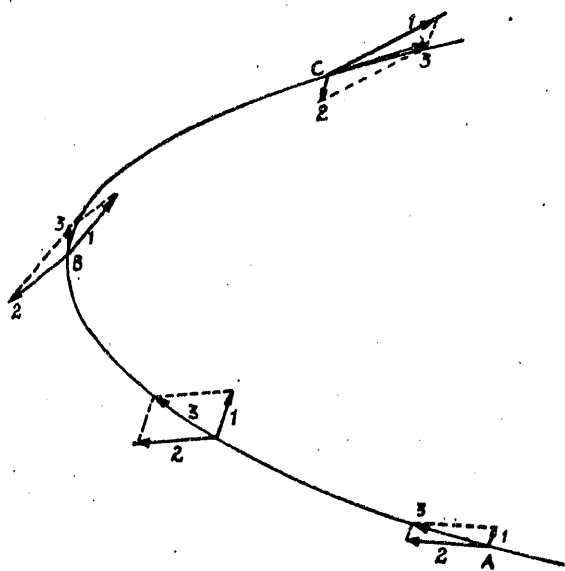


Figura 28.

b) Los vientos alisios igualmente de mayor intensidad hacia el Norte, pero volviendo a decrecer, hasta anularse alrededor del paralelo 35°. Son vientos de superficie que en las "calmas" tienen prácticamente dirección E.-O.

El cirrus manifiesta su influencia creando inestabilidad y condensando; el aliso, viento de superficie,

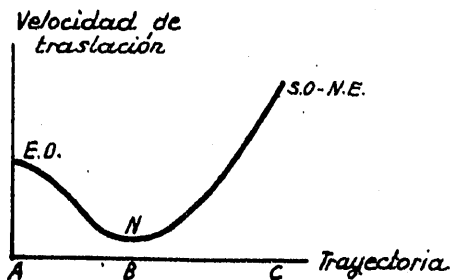


Figura 29.

mediante el empuje mecánico de las masas de aire y de nubes obtenido por el efecto anterior.

A partir del momento de su formación, la trayectoria será función principalmente de dichas dos influencias, que representaremos por vectores en las direcciones en que se ejercen y con magnitudes relativas según el predominio de cada una (fig. 28).

El vector 1, representante del contraaliso (cirrus), crece al aumentar la latitud, y en virtud de la aceleración ficticia de Coriolis, que tiende a desviar, en el hemisferio Norte, todo movimiento hacia su derecha va girando a N.-E. Por el contrario, el vector 2, representante del aliso, crece al disminuir la latitud, desde su origen situado alrededor del paralelo 35° en el anillo de altas presiones. Al acercarse a las calmas ecuatoriales tiene una dirección aproximadamente E.-O., y débil intensidad por haber aumentado progresivamente sus componentes ascendentes.

Por la composición de estos vectores con las características indicadas, se obtiene en cada punto el vector 3, cuya envolvente da la trayectoria. Obsérvese que la ley de intensidades del vector 3 (velocidad de traslación del ciclón), tiene la forma de la curva de la figura 29, como comprueba la realidad. El vector 2 mide una influencia de tipo mecánico; como los vientos alisios se caracterizan por una notable constancia y regularidad, este vector tendrá una ley de variación asimismo uniforme y constante en el tiempo (figura 30). Por el contrario, el vector 1 mide la influencia de un fenómeno que depende del contraaliso, también de gran regularidad, y del "efecto ci-

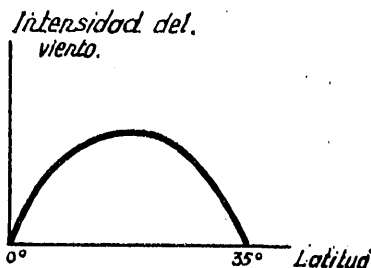


Figura 30.

rrus", que es función de la inestabilidad y del estado más o menos estático de la atmósfera que ha de recorrer la trayectoria del ciclón. De esta circunstancia, que, naturalmente, puede variar mucho de unos casos a otros, dependen las distintas trayectorias ciclónicas que se dan en la realidad, dentro del tipo general que representa la figura 28.

Notal final.

Antes de la publicación del artículo próximo, en el que vamos a describir las situaciones atmosféricas favorables a la producción de la lluvia artificial y los medios prácticos de obtenerlas en condiciones económicas, hemos querido dar estas consideraciones generales que constituyen realmente el fundamento teórico de la posibilidad práctica de obtenerla.

La teoría, hoy admitida, de Bjerknes, basada en la formación de los centros depresionarios a causa de la energía de las masas de aire en contacto a lo largo de los "frentes", hace imposible pensar en que el hombre pueda modificar el curso del fenómeno, y menos todavía provocarlo a su antojo. Exigiría fuerzas cuyo orden de magnitud excede completamente los recursos humanos.

Hemos presentado, brevemente, un resumen de la interpretación que nosotros damos del fenómeno de las depresiones. La brevedad ha perjudicado notablemente la claridad de exposición, y también el haber omitido voluntariamente, para ser breves, numerosos conceptos y fenómenos que coexisten y aparentemente alteran al general tratado en estas líneas, ha dado por resultado en muchos puntos una sensación de estudio descuidado, y poco a fondo del problema. Sin embargo, hemos pensado mucho sobre ello, y creemos estar en disposición de poder defender en absoluto las afirmaciones que hemos escrito. Nos falta experimentación directa, y aun en este aspecto no podemos acudir apenas a la experimentación ajena, porque la teoría clásica, dirigida casi en absoluto a la observación de la baja atmósfera como zona de origen de las perturbaciones meteorológicas proclamada por la teoría noruega, ha olvidado la alta atmósfera.

Insistimos una vez más en el fundamento de nuestra interpretación de los fenómenos atmosféricos de mayor importancia.

La rotura de la subfusión por una perturbación dinámica libera el calor de fusión y, vaporizando y condensando, crea sucesivamente inestabilidades descendentes a partir de la alta atmósfera.

La subfusión puede adquirir grandes proporciones almacenando una gran cantidad de energía susceptible de ser liberada al pasar bruscamente de la anomalía de estado que representa, a la normalidad que le corresponde por las condiciones físicas actuales del medio que le contiene, ocasionando una perturbación del mismo.

Sobre la base de dicha rotura hemos razonado esquemáticamente el mecanismo de la dinámica atmosférica, y las consecuencias que hemos deducido explican satisfactoriamente la realidad e irregularidades asignadas a la teoría noruega. Y las observaciones que de la alta atmósfera hemos tenido conocimiento, confirman completamente nuestros razonamientos.

La rotura de la subfusión es perfectamente posible para el hombre, sobre todo razonando las condiciones en que debe efectuarse. Trataremos de ello en los próximos artículos y demostraremos la sencillez del problema.