
A E R O L O G I A
A V A N Z A D A

PROF. ORLANDO CORONEL PARRA

Caracas, octubre 1976.-

AEROLOGIA AVANZADA

I. FISICA DE LA CONDENSACION:

1. AEROSOL:

La fase condensada puede encontrarse reunida formando una masa única, o puede aparecer dispersa en el seno de la fase gaseosa; ésta se extiende siempre hasta los límites del sistema. En el primer caso existe una sola superficie de separación entre ambas fases; en el segundo la superficie de separación es múltiple. A igualdad de masa (mejor dicho, de volumen) la superficie total es mayor cuando un cuerpo está dividido que cuando forma un solo bloque y es tanto mayor cuanto más avanzado sea el grado de pulverización. La teoría termodinámica simple implica que la superficie de separación entre las dos fases sea plana. Esta condición no puede cumplirse cuando la fase condensada aparece pulverizada. Como la condensación en la atmósfera libre ha de tener lugar necesariamente en esta forma, la teoría termodinámica simple no basta, aunque sirve de base, y hay que completarla considerando los efectos de superficie y de curvatura.

Por otra parte cuando el vapor evoluciona y llega al estado de saturación, la condensación empieza inmediatamente siempre que exista una superficie sólida o líquida, apta para recibir la fase condensada; de lo contrario persiste la -

fase gaseosa en estado de sobresaturación; la más eficaz es el mismo líquido: siempre que al llegar al estado de saturación, el vapor se encuentre en contacto con agua líquida, podrá evitarse la sobresaturación; cuando la condensación ha empezado no hay dificultad para que continúe, pero la dificultad es grande en la fase inicial; este umbral no puede franquearse sin ayuda extraña y esta ayuda la proporcionan ciertas partículas, ordinariamente sólidas, que nunca faltan en la atmósfera y que se denominan núcleos de condensación.

Los mejores núcleos de condensación empiezan obrando por vía química y en las primeras fases engendran soluciones concentradas, cuyo influjo sobre la tensión de equilibrio es conocido. A los dos efectos antes citados hay que añadir éste: efecto osmótico.

Finalmente los núcleos de condensación naturales se encuentran casi siempre ligeramente electrizados; el efecto electrostático es el cuarto factor que hay que tener en cuenta.

El aire contiene siempre abundantes partículas sólidas en suspensión más o menos estable, constituyendo el denominado genéricamente polvo atmosférico y mejor aún polución atmosférica o aerosol. La existencia del polvo atmosférico plan-

tea una porción de problemas, íntimamente relacionados entre sí, que se refieren a su naturaleza, origen, tamaño, densidad, distribución y detección y a su aptitud para servir de núcleos de condensación.

La mayor parte es de naturaleza mineral, aunque existen también partículas orgánicas, sobre todo en las cercanías del suelo, consistentes en granos de polen, esporas, bacterias y detritus vegetales y animales. Las partículas inorgánicas corresponden a las mismas especies mineralógicas corrientes en la corteza terrestre: rocas y tierra arable, y además existen sales metálicas solubles, que no suelen encontrarse en el suelo, pero sí abundantemente disueltas en el agua del mar (cloruros sódico y magnésico y otras), o en los productos de la combustión de los vegetales (sulfuros o sulfitos y nitritos y sus productos de oxidación).

Las partículas suelen estar frecuentemente electrizadas por haber capturado algún ión o electrón vagabundo; la carga es siempre pequeña, de una o dos unidades elementales. Hay que decir que los mismos iones libres, sobre todo los llamados grandes iones, forman también parte de la polución atmosférica.

- 1.1. Origen: El principal manantial de polvo atmosférico es el suelo; las rocas son pulverizadas por erosión mecánica y -

química, tanto por obra del aire como, principalmente, del agua, y luego el polvo es arrastrado por el viento y difundido por turbulencia. Como su densidad es mucho mayor que la del aire, no flota, pero gracias a la enorme resistencia que encuentran dada su pequeñez, su velocidad de caída es muy pequeña, incluso inferior a la velocidad ascendente del filete flúido que tal vez las transporta hacia arriba. Este efecto es naturalmente más eficaz cuanto menores sean las partículas, por lo cual el polvo más fino es capaz de escalar las mayores alturas y de recorrer enormes distancias. Otro origen de polvo se encuentra en las erupciones volcánicas; en este caso el polvo producido suele ser de gran finura y como sale proyectado con violencia, fácilmente alcanza la misma estratosfera, desde donde va descendiendo luego muy lentamente.

La sal común y otras similares proceden de la evaporación del agua del mar: al romper las olas, sea espontáneamente, sea contra la costa, se produce gran cantidad de espuma, constituida por gotitas microscópicas, que si el aire no está saturado, se evaporan con facilidad, dejando como residuo un granito de sal; este proceso tiene verdadera importancia, habiendo sido demostrada la existencia de polvo de sal incluso a gran distancia del mar, en el mismo

corazón del desierto y no tan sólo en las capas más bajas de la atmósfera, sino en todos los niveles.

El último manantial importante de polvo atmosférico - hay que buscarlo en las combustiones, tanto espontáneas de bosques, como de uso industrial, El humo no es más que - una suspensión de partículas sólidas en los gases producto de la reacción; estos gases, ordinariamente mezclados con aire, salen a temperatura elevada y suben espontáneamente, obedeciendo al empuje arquimediano, y arrastran consigo - partículas de carbón que no se han quemado y los productos de la combustión, más o menos completa, de las numerosas impurezas que acompañan al combustible, principalmente óxidos de azufre, de nitrógeno, de fósforo y de amonio. Estos - productos, en la atmósfera, con el concurso de la radiación solar y del vapor de agua se reoxidan y engendran partículas de mayor eficacia para la condensación.

- 1.2. Orden de Magnitud: La escala de magnitudes del polvo atmosférico, incluyendo los pequeños iones y aun los electrones libres va desde las dimensiones subatómicas de éstos - hasta las de los granos de arena del desierto. Sin embargo, la fracción más importante de la polución atmosférica se extiende entre los órdenes de magnitud de los pequeños

iones (10^{-8} cm.) a los gránulos visibles a simple vista ($5 \cdot 10^{-5}$ cm.). En particular las partículas de sal marina oscilan entre $6 \cdot 10^{-6}$ centímetros y $8 \cdot 10^{-5}$ cm. de diámetro y los productos de la combustión entre los $2 \cdot 10^{-6}$ cm. y $2 \cdot 10^{-5}$ cm.

- 1.3. Densidad: La densidad numérica (número de partículas por cm.³) es muy variable de un lugar a otro y de un momento a otro y depende, además, de la altura. El valor absoluto de esta densidad sería un número poco significativo si no se completase con el correspondiente espectro de composición o ley de frecuencias con relación al volumen o a la masa. Dentro de una misma masa de aire las grandes partículas se acumulan cerca del suelo. La densidad numérica para cada orden de magnitud disminuye en función de la altura siguiendo grosso modo una ley exponencial, que depende de la masa media de las partículas. De aquí resulta que la composición del polvo cambia considerablemente a medida que se sube, enriqueciéndose relativamente en sus elementos más finos. La agitación turbulenta de las capas tiende a destruir la vigencia de la ley exponencial, favoreciendo la difusión e intercambio que conduce a la uniformidad de distribución y de composición. Cuando se suceden distintas masas de aire en sentido vertical

~~no valen las regularidades citadas, las cuales, sin embargo, reaparecen si se consideran promedio.~~

El origen de las masas de aire influye sobre la densidad absoluta, la composición y la naturaleza del polvo, y su historia termodinámica se refleja principalmente sobre su distribución vertical. En consecuencia, todas estas características están sujetas a determinadas leyes de distribución geográfica, fáciles de comprender: sobre los continentes la polución es más abundante y más rica en elementos groseros que sobre los océanos; el aire de las ciudades y, sobre todo, el de los distritos industriales es particularmente impuro; incluyendo los pequeños iones se encuentran números del siguiente orden de magnitud: sobre los océanos 10^3 a 10^4 partículas por cm^3 , en el campo, de 5 a 40 veces más, y en las ciudades, de 150 a 400 veces más. El aire marítimo contiene abundantes partículas de sal, y los focos industriales, abundantes productos de combustión; en general, puede decirse que las regiones próximas a los manantiales de partículas abundan en las mismas y que la actividad humana influye considerablemente.

Los núcleos muy higroscópicos, como la sal común o los anhídridos sulfúrico y fosfórico poseen humedades eficaces inferiores a 100 % y son, por ello, los mejores núcleos en sentido meteorológico. En cambio, las sustancias hidrófobas, como las grasas, y en menor grado los minerales silíceos, cualquiera que sea su tamaño, requieren humedades relativas del orden del 300 ó 400 % y no pueden contarse entre aquellos. Los pequeños iones no se activan mientras la humedad relativa no se eleva hasta el 700 ó el 800 % y, aunque abundan en la atmósfera tampoco deben contarse.

- 1.5. Contadores de Núcleos: El principio en que se fundan los contadores de núcleos del tipo Aitken es el mismo que se aplica en la cámara de Wilson: se introduce dentro de un recinto cerrado un volumen conocido de aire humedecido hasta cerca del estado de saturación; por medio de un émbolo se provoca una brusca expansión, que puede considerarse adiabática, con lo cual el aire se enfría y se produce una niebla a cuya formación contribuyen todos aquellos núcleos cuya humedad eficaz es inferior a la máxima producida por el enfriamiento; las gotitas caen hasta el fondo de la caja, formado por una lámina de cristal donde puede contarse fácilmente su número. Dosificando cuidadosamente

la expansión, puede lograrse poner en actividad solamente una especie determinada de núcleos y como éstos se precipitan con la niebla, quedan eliminados por este medio. - Después puede repetirse la expansión con mayor energía para contar y eliminar otra especie de núcleos y así sucesivamente hasta llegar a las sobresaturaciones necesarias para activar a los pequeños iones, y completar el espectro de composición de la polución atmosférica.

El método puede simplificarse adoptando un dispositivo para reducir la sobresaturación producida por la expansión a un valor fijo, poco superior al 100 %; de esta manera no son detectados más que los núcleos de condensación meteorológicos.

También se emplea otro método independiente del anterior, que consiste en capturar mediante una lámina de vidrio engrasado todas las gotitas contenidas en un volumen medido de aire nuboso; se admite que cuando se produce la condensación intervienen todos los núcleos disponibles capaces de actividad, es decir que se producen tantas gotas como núcleos había; la cantidad de agua condensada depende del grado de sobresaturación, pero el número de gotas depende solamente de los núcleos; si hay pocos núcleos se

producen grandes gotas; si hay muchos, nacen un gran número de gotas pequeñas. Este método permite la medida directa de la densidad numérica de los núcleos en condiciones naturales, sin necesidad de un examen microscópico - demasiado complicado, pues las gotitas, por diminutas que sean, resultan considerablemente más voluminosas que los núcleos sólidos iniciales.

Los agentes meteorológicos actúan enérgicamente sobre la repartición de los núcleos de condensación; la turbulencia, sobre todo, es responsable de su difusión, dentro de ciertos límites, y de la creación de discontinuidades de concentración, como veremos, con mayor detalle, después de estudiar los fenómenos de intercambio. Estas acciones, combinadas con la distribución geográfica de los manantiales de núcleos, dan razón de las importantes desigualdades de distribución de tales elementos.

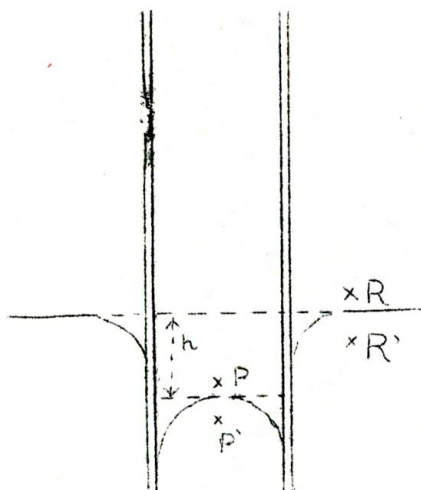
2. EFECTOS SOBRE LIQUIDOS:

2.1. Efecto de Presión: Cuando el agua se encuentra en presencia de su vapor, sin estar sometida a ninguna otra presión, se establece, como ya sabemos, un equilibrio en el cual la presión del vapor está condicionada únicamente por la temperatura. Pero cuando, además de la presión del vapor, se ejerce sobre el líquido otra presión extraña cabe preguntar si el equilibrio se alterará; un caso así se presenta en Meteorología puesto que el vapor se encuentra mezclado con el aire cuya presión parcial es considerablemente mayor que la del vapor; hasta ahora hemos prescindido de esta complicación, y hemos supuesto que la presencia del aire no influye para nada sobre el equilibrio, o lo que viene a ser lo mismo, hemos supuesto que la tensión saturante del vapor depende tan sólo de la temperatura, aun en el caso de obrar sobre el sistema fuerzas extrañas. La concordancia entre los resultados así obtenidos y la observación autoriza a pensar que el influjo de la presión atmosférica sobre la tensión saturante debe de ser pequeña, pero como ahora vamos a considerar la presión capilar, cuya influencia es mayor, conviene resolver antes el problema general de la dependencia entre la tensión saturante y la presión ejercida sobre el sistema. Por de pronto es evidente que

la presión ejercida por un gas extraño no puede suplir a la ejercida por el vapor; de lo contrario, la evaporación cesaría en cuanto la presión atmosférica excediese del valor de la tensión saturante. Lo que pasa es precisamente lo contrario: cuando la presión exterior aumenta, la evaporación prosigue más allá de la saturación ordinaria. La teoría cinética proporciona una explicación inmediata de esta paradoja; en efecto: se sabe que partiendo del líquido puro se va formando por evaporación una atmósfera de vapor y que el equilibrio estadístico es alcanzado en cuanto al número de moléculas que regresan de la fase gaseosa a la líquida iguala al de las que se evaporan; este último número permanece sensiblemente estacionario a temperatura constante, mientras que el primero crece con la presión del vapor; ahora bien: cuando interviene una presión extraña disminuye la facilidad de regreso de las moléculas de vapor a la fase líquida y este efecto debe compensarse mediante un aumento suplementario de presión; el equilibrio se retrasa y la tensión sobrepasa a la que se requiere en ausencia de la presión extraña.

2.2. Efecto de Capilaridad: Para buscar la relación cuantitativa que regula el efecto de presión en el caso de la capilaridad consideremos un líquido que no moja el vidrio, tal

como el mercurio, en equilibrio con su propio vapor y supongamos que introducimos un tubo capilar abierto en la va



Presión capilar p_c .

Es equivalente a la presión ejercida por una columna de vapor de altura h y vale

$$p_c = \frac{\rho' h}{R}$$

sija que lo contiene. Dentro del tubo se forma un menisco convexo, y el líquido desciende en su interior (depresión capilar). La presión en el punto P, inmediatamente por encima de la superficie del menisco, representa la tensión saturante del vapor en contacto con la superficie curva, mientras que en el punto R reina la tensión saturante ordinaria, o sea, con relación a una superficie plana. Se ve inmediatamente que la primera es mayor que la segunda y que la diferencia equivale al peso de una columna de vapor de altura h . Entre R y R' no hay discontinuidad de presión pero sí la hay entre P y P'; este salto representa precisamente la presión capilar, que designaremos por p_c :

$$p_c = p_{P'} - p_P = (p_{P'} - p_{R'}) - (p_P - p_R) = p - \Delta E$$

Como la presión ejercida por una columna de fluido es proporcional a su densidad la razón entre p y ΔE valdrá:

$$\frac{P_D' - P_R'}{P_D - P_R} = \frac{p}{\Delta E} = \frac{p}{p'}$$

(p = densidad del líquido; p' = densidad del vapor).

Eliminando p entre estas dos ecuaciones, tendremos:

$$\frac{P_c + \Delta E}{\Delta E} = \frac{P_c}{\Delta E} + 1 = \frac{p}{p'}$$

Como $p \gg p'$ podemos desprestigiar la unidad; además la densidad del agua es sensiblemente igual a la unidad y la del vapor puede calcularse asimilándole a un gas perfecto, con lo cual se tiene:

$$\frac{P_c}{\Delta E} = \frac{r_w T}{E}$$

o bien:

$$\frac{P_c}{\Delta E} = \frac{r_w T}{E}$$

Vamos ahora a calcular la presión capilar p_c . Despreciando las demás fuerzas podemos escribir que la resultante de esta presión extendida a toda la sección transversal del tubo equivale a la resultante de la tensión superficial extendida a todo lo largo del contorno.

$$\pi R^2 p_c = 2\pi R \sigma$$

(R = radio del tubo, σ = constante capilar del agua ≈ 75 dinas. cm^{-1} a 20°C). De donde:

$$p_c = \frac{2\sigma}{R}$$

En general la presión capilar con relación a una superficie curva cualquiera es inversamente proporcional al radio medio de curvatura. Si llevamos este resultado a la ecuación, tendremos:

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{2\sigma}{r_w T R}$$

Introduciendo la humedad relativa tendremos:

$$\frac{H}{100} = \frac{E + \Delta E}{E} = \frac{2\sigma}{r_w T R} + 1$$

Para $R = \infty$ resulta, naturalmente, $H = 100$. Podemos calcular también el radio de equilibrio para $H = 101$, tope de la humedad relativa en la atmósfera:

$$r_w T H R = 100 r_w T R + 200 \sigma$$

$$R = \frac{200 \sigma}{r_w T (H - 100)} = \frac{15000}{4,6 \cdot 10^6 \cdot 280} \approx 10^{-5} \text{ cm.}$$

Este es el mínimo tamaño de las gotas compatible con la condensación al aire libre, sin intervención de agentes extraños; la fase anterior, desde el momento inicial hasta alcanzar este diámetro, requiere la intervención de las fuerzas químicas.

Si no existiesen núcleos de condensación y ésta hubiese de empezar a partir de una molécula, cuyo radio es del orden de 10^{-8} cm., la sobresaturación necesaria valdría:

$$H = 100 \left(1 + \frac{150}{4,6 \cdot 10^6 \cdot 280 \cdot 10^{-8}} \right) \approx 1300 \%$$

cifra absolutamente irrealizable, incluso en el laboratorio. En la práctica puede asegurarse que el aire enteramente privado de núcleos de condensación es capaz de aguantar las mayores sobresaturaciones, entendiendo por núcleos de condensación no tan sólo las partículas aptas para ello, sino también los iones de distintas categorías.

Volvamos al experimento del tubo capilar. Cuando el líquido moja al vidrio, en vez de formarse el menisco convexo, se forma menisco cóncavo, y en vez de depresión capilar se produce elevación. Todas las fórmulas subsisten, salvo que la presión capilar ahora es negativa; basta cambiar el signo de p_c en la fórmula:

$$\frac{\Delta E}{\Delta} = - \frac{2\sigma'}{r_w T R}$$

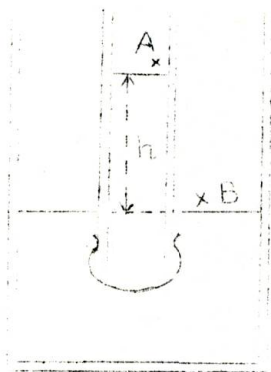
o bien:

$$\frac{H}{100} = - \frac{2\sigma'}{r_w T R}$$

Cuando el vapor se encuentra en contacto con una superficie cóncava, la condensación se produce con humedad relativa inferior a 100. Está claro que no hay gotas cóncavas, pero puede haber partículas porosas, cuyas oquedades favorecen la condensación.

2.3. Efecto Osmótico: Cuando el agua lleva en disolución sustancias no volátiles, la tensión saturante de su vapor disminuye con relación a la de equilibrio sobre agua pura.

Esto se debe a que la presión osmótica hace bajar la tensión superficial. Consideremos una vasija conteniendo el disolvente puro, en contacto con un tubo lleno de solución, cerrado por una membrana permeable al disolvente e impermeable al soluto. Establecido el equilibrio, en el punto A reina la tensión saturante con relación a la solución, - mientras que en el B reina la correspondiente al líquido - puro. Como se ve, el efecto es comparable con el de la ca- pilaridad con menisco cóncavo y basta sustituir en las fór- mulas correspondientes la presión osmótica π en lugar de la presión capilar:



Efecto osmótico

La diferencia entre la presión saturante sobre el líquido puro y sobre la solución salina es equivalente al peso de la columna de solución de longitud h.

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{w}{r_w T}$$

$$\frac{H}{100} = 1 - \frac{w}{r_w T}$$

Si la solución es diluída la presión osmótica puede calcularse por la fórmula de los gases perfectos:

$$\varphi = r_1 T p_1$$

r_1 es la constante específica del cuerpo disuelto dada por la fórmula:

$$r_1 = \frac{r}{M_1}$$

(r = constante universal de los gases perfectos; M_1 = masa molecular del soluto). En cuanto a p_1 , representa la densidad del soluto en la disolución, es decir, la masa de soluto por unidad de volumen de la disolución. El cociente $\frac{p_1}{M_1}$ representa el número de moles por unidad de volumen. Sustituyendo valores, queda:

$$\frac{\Delta E}{E} = - \frac{r_1 \rho_1}{r_w} = - \frac{r M}{r_w} = - n M'$$

(n = número de moles de soluto; M' = masa molar del disolvente). Vemos, pues, que el efecto osmótico relativo es independiente de la temperatura y sólo depende de la concentración molar. La fórmula sólo es aplicable a las disoluciones diluídas. Por consiguiente, no sirve en las primeras fases de la condensación sobre núcleos solubles, puesto que al principio la concentración es necesariamente muy elevada. Este régimen inicial es muy mal conocido.

Para combinar el efecto osmótico con el de la capilaridad puede definirse un radio virtual de curvatura negativa tal, que por efecto capilar pudiese producir la misma depresión de tensión saturante; basta escribir:

$$- \frac{2\sigma'}{r_w T R_v} = n M'$$

$$R_v = - \frac{2\sigma'}{r_w T n M'} = \frac{2\sigma'}{r n T}$$

Cuando el radio real de la gota tenga el valor positivo $R_c = R_v$ los dos efectos se compensarán y todo ocurre como si la superficie fuese plana. En tal caso el radio de la gota y la concentración molar del soluto son inversamente proporcionales entre sí y la constante de proporcionalidad sólo depende de la temperatura. Esta ley no es aplicable al crecimiento normal de la gota por condensación en el aire saturado. Este crecimiento se verifica sin incremento de materia sólida y, por lo tanto, con decrecimiento de la concentración molar en razón inversa del cubo del radio.

Poniendo:

$$n = \frac{p_1}{M_1} = \frac{m_1}{\frac{4}{3} \pi R_c^3 M_1}$$

(m_1 = masa constante del núcleo soluble) y llevando este valor a la ecuación, se tiene:

$$R_c = \frac{2\sigma}{RT m_1} \cdot \frac{4}{3} \pi R_c^3 M_1$$

$$R_c^2 = \frac{3 \pi T m_1}{8 \sigma \pi M_1}$$

Para este valor crítico R_c del radio, la condensación tiene lugar bajo la humedad relativa normal 100%. En general, la variación de la humedad relativa saturante durante el crecimiento se obtiene por la fórmula:

$$\frac{H}{100} = 1 + \frac{2\sigma}{r_w T R} = \frac{m_1}{\frac{4}{3} \pi R^3 M_1} \cdot \frac{M_1^2}{M_1}$$

Para valores de R inferiores al valor crítico es $H < 100$, a partir de este punto se hace $H > 100$; el máximo de H se obtiene para:

$$R_{max.} = \sqrt{3} R_c$$

La condensación en este punto pasa por su máxima dificultad. A partir de aquí la humedad va tendiendo asintóticamente hacia 100.

- 2.4. Efecto Electroestático: Cuando una gota está cargada, la tensión electrostática tiende también a contrarrestar a la presión capilar, obrando en el mismo sentido que la presión osmótica. Sin embargo, considerando el problema cuantitativamente, el efecto electrostático resulta despreciable en comparación con los demás, conclusión de tanta importancia como lo sería la contraria. La densidad superficial de carga en una gota de radio R vale:

$$n = \frac{\epsilon}{4\pi R^2}$$

(ϵ = carga total) y el campo electrostático muy cerca de dicha superficie vale:

$$E_0 = \frac{\epsilon}{R^2}$$

de donde resulta para la tensión electrostática el valor:

$$p_0 = - \frac{1}{2} E_0 \pi = - \frac{\epsilon^2}{8\pi R^4}$$

Comparando con la presión capilar resulta:

$$\frac{p_c}{\rho_c} = \frac{\epsilon^2 R}{8\pi R^4 \cdot 20} = \frac{1}{3768} \cdot \frac{\epsilon^2}{R^3}$$

Ordinariamente los núcleos soportan una sola carga electr \acute{o} nica $\epsilon = 4,77 \cdot 10^{-20}$ u.e.s., con lo cual se ve que por muy pequeñas que sean las gotas la tensi \acute{o} n electrostática es una fracci \acute{o} n pequeñísima de la presi \acute{o} n capilar. Para que estas fuerzas se equilibrasen el n \acute{u} mero N de cargas elementales necesarias dependería del radio, así:

$$(4,77)^2 \cdot 10^{-40} \cdot N^2 = 3,77 \cdot 10^3 \cdot R^3$$

es decir:

$$N^2 = 1,65 \cdot 10^{22} \cdot R^3$$

Para $R \approx 10^{-7}$ resulta $N \approx 4$; como todos los núcleos de condensaci \acute{o} n est \acute{a} n en este caso, el n \acute{u} mero de cargas que deberían soportar para que la acci \acute{o} n electrostática fuese sensible, no es realizable en la pr \acute{a} ctica. Para $N = 1$ se tiene:

$$R = \frac{1}{\sqrt[3]{16,5}} \cdot 10^{-7} = 4 \cdot 10^{-8}$$

que es el orden de magnitud de los iones gaseosos. De aqu \acute{i} se deduce que la condensaci \acute{o} n sobre iones es factible bajo la humedad 100 %; sin embargo, antes hemos indicado que estos iones no deben contarse entre los núcleos meteorol \acute{o} gicos de condensaci \acute{o} n, y que se requieren sobresaturaciones

muy elevadas en la cámara de Wilson para que se hagan activos. La cosa se explica observando que, de acuerdo con la misma fórmula, la razón $\frac{V}{r^2}$ disminuye muy rápidamente - cuando el radio, que figura en el denominador elevado al cubo, crece. Esto quiere decir que apenas iniciada la condensación sobre iones por efecto electrostático, la gotita ya alcanza un tamaño suficiente para que el efecto capilar se haga considerablemente predominante y se oponga a todo crecimiento ulterior. Únicamente el efecto osmótico, que es independiente del tamaño de las gotas, es capaz de contrarrestar eficazmente la acción capilar.

- 2.5. Efecto de Adsorción: La capilaridad y la presión osmótica no empiezan a actuar hasta que ha quedado constituida una verdadera gotita, pero para esto es necesario que un número considerable de moléculas gaseosas se hayan adherido al núcleo sólido y que éste se haya disuelto. Esta fase inicial del desarrollo es gobernada por fuerzas de adherencia y acciones de superficie, que se conocen en Química física con el nombre de adsorción. La adsorción consiste en el depósito sobre la superficie de un cuerpo de una o más capas moleculares de otro cuerpo con el cual no reacciona químicamente. Si el núcleo es insoluble, como ocurre con

el carbón y con el polvo mineral, el sistema puede compararse con una miniatura de nuestro planeta, pues cada grano sólido se rodea de una fina película acuosa estratificada. El carbón posee un elevado poder adsorbente, siendo capaz de sostener varios centenares de capas moleculares de agua; cuando esto ocurre los términos en cierta manera, se invierten, pues siendo el agua el elemento predominante ya no puede hablarse de sólido impregnado de líquido, sino más bien de líquido con una inclusión sólida. Estas gotas son entonces capaces de continuar su crecimiento por condensación ordinaria sin que el gránulo inicial juegue ya en lo sucesivo papel ninguno. Los humos industriales son muy ricos en tales núcleos insolubles, pero de elevado poder adsorbente, y así se explica la evolución, frecuentemente observada, de la calima o niebla seca en verdadera niebla. Como la adsorción puede ocurrir sin que el aire esté saturado, muchas veces las gotitas, formadas por este mecanismo, no encuentran luego las condiciones favorables para su ulterior crecimiento y el fenómeno no pasa de su fase de neblina o de niebla baja. Como, por otra parte, los núcleos insolubles no suelen remontarse a grandes alturas, su intervención para la formación de nubes, es prácticamente casi nula.

Otra cosa ocurre con los núcleos solubles: mientras es tán secos actúan como soportes adsorbentes, lo mismo que los insolubles, pero una vez que se han adherido sobre su superficie las primeras capas de moléculas H₂O, empieza la disolución y por ser, además, electrolitos, empieza también disociación. De momento subsiste cierta tendencia a la es tratificación como es propio del fenómeno de adsorción; en cuanto el núcleo sólido ha sido totalmente disuelto ya no puede hablarse de adsorción, pero las disoluciones no demasiado diluídas presentan ciertos fenómenos de superficie - estrechamente emparentados con la adsorción propiamente di cha: la concentración no es uniforme sino que crece en las capas superficiales, produciendo una reducción sensible de la tensión superficial, y con ello mayor facilidad de condensación. La fase de adsorción puede abreviarse, pasándo se rápidamente a la fase en la que las fuerzas de adsorción son ya despreciables en comparación con las demás acciones.

En resumen, la formación completa de la gota al aire li bre pasa por tres fases sucesivas, de muy desigual duración aunque todas necesarias: En la primera fase, muy corta, el vapor se deposita por adhesión molecular sobre los núcleos sólidos, cualquiera que sea la humedad relativa, aunque en mayor abundancia si ésta es elevada. En la segunda fase -

la gotita crece bajo el juego combinado de la presión capilar desfavorable y la presión osmótica favorable, sin que la adsorción intervenga ya sensiblemente. Finalmente en la tercera fase la gota ha adquirido suficiente tamaño para que estas fuerzas resulten también despreciables, y entonces la gota queda sometida al equilibrio termodinámico puro, siendo la humedad relativa la única variable decisiva.

II. FISICA DE LA CONGELACION

1. GERMENES DE CONGELACION:

Aunque a temperaturas inferiores a los 0°C . las nubes están constituidas muchas veces por elementos en estado líquido, esto no ocurre siempre; los Ci y otras formaciones afines lo están por cristales de hielo y en los As. y yunques de Cb. puede coexistir partículas sólidas y líquidas. En una palabra, las nubes líquidas por muy predominantes que sean, no lo son todo, ni la Física de las nubes puede circunscribirse a los fenómenos de condensación. La presencia de elementos cristalinos parece ser un requisito indispensable para desencadenar los procesos de precipitación, por lo menos, en una de sus formas más importantes.

Según la Termodinámica pura a 0°C . debe empezar la congelación de las gotas líquidas (proceso isoterma), y si el aire está saturado con relación al hielo, debe empezar también la sublimación. Ninguna de las dos cosas ocurre si no existen ciertas partículas sólidas, conocidas respectivamente por gérmenes de congelación y núcleos de sublimación. A falta de éstos tenemos la subfusión y la sobresaturación con relación al hielo. Como se ve la situación es comparable con la que se presenta a temperatura superior a los 0°C . cuando la condensación también se retarda por falta de núcleos.

Los cristales de hielo, por pequeños que sean, son los mejores núcleos, tanto para la congelación como para la sublimación, como las gotas de agua son los mejores núcleos de condensación. Estos núcleos se llaman homogéneos y carecen de importancia práctica en el caso de la condensación, de tal manera que si no fuese por la intervención de los núcleos heterogéneos no podría superarse la fase inicial. En cambio, la existencia de dos caminos distintos para llegar al estado sólido facilita la posibilidad de acción de los núcleos homogéneos de congelación y de sublimación: cuando no existen más que una clase de ellos, los cristales creados por su medio pueden servir de cebo para otro proceso; así, es frecuente que la nieve que desciende de los Ci. y penetra en el cuerpo de una nube subfundida provoque en ésta la congelación y la sublimación.

Los experimentos de laboratorio han demostrado que el agua pura cuando forma gotas suficientemente pequeñas es in congelable; el agua en grandes masas puede congelarse por simple agitación a $0^{\circ}\text{C}.$; si se pulveriza, la temperatura efectiva de solidificación va bajando a medida que el radio decrece hasta llegar a $-40^{\circ}\text{C}.$ que parece ser la temperatura mínima de congelación que puede alcanzarse; las gotas muy pequeñas (del orden de 10 u de diámetro) o no se conge-

lan o lo hacen a esta misma temperatura. Estos resultados sólo tienen un valor estadístico, pues no existe una relación permanente entre la temperatura de solidificación y el radio. Tales fenómenos pueden explicarse suponiendo que el agua contiene siempre un cierto número de gérmenes de solidificación; cuanto más grande sea una gota mayor es la probabilidad de que contenga alguno de ellos, mientras que a partir de cierto tamaño, que depende de la muestra empleada, la inmensa mayoría de las gotas carecen de núcleo. Otra explicación que ha tenido bastante éxito entre los meteorólogos, supone que al disminuir la agitación térmica de las moléculas, se pueden formar ciertos complejos moleculares, con estructura reticular rudimentaria, capaces de actuar como gérmenes, siempre que las dimensiones de la gota lo consientan. La existencia de tales estructuras precristalinas en los líquidos enfriados ha podido ser comprobada por medio de los rayos X. Ambas teorías son compatibles y combinándolas podemos asentar la siguiente conclusión de verdadera importancia meteorológica: la congelación exige necesariamente la presencia de gérmenes, pero si el agua no los contiene en cantidad suficiente, la misma agua tiene capacidad para producirlos espontáneamente, cosa que no ocurre sino a la temperatura de -40°C . y dentro de gotas de diámetro superior a 10 u.

Como gérmenes heterogéneos pueden servir partículas insolubles isomorfas con el hielo, que como se sabe, cristaliza en el sistema hexagonal. Sin embargo, esta condición no es esencial, pudiendo ser reemplazados por otros de menor analogía morfológica e incluso por gránulos amorfos. Entre los gérmenes cristalinos el mejor teóricamente sería el cuarzo, si bien de hecho no es muy frecuente, y entre los amorfos el carbón, que efectivamente se encuentra muchas veces. El origen de estos gérmenes hay que buscarlo en las impurezas adheridas a los núcleos de condensación solubles. Tampoco es imposible que hayan sido capturados por la gota, por más que la tensión superficial actúa como defensa contra tales penetraciones. La eficacia de los gérmenes amorfos o no isomorfos demuestra que la acción de los gérmenes se limita a provocar una perturbación local dentro de la gota que favorece el nacimiento de constelaciones moleculares de H₂O con tendencia al orden cristalino. Según eso no existe diferencia esencial entre los gérmenes espontáneos homogéneos y los que ahora consideramos; lo único que hace la presencia del germen heterogéneo es adelantar el nacimiento de gérmenes homogéneos, que de lo contrario no se formarían sino a temperatura mucho más baja. También resulta de aquí que el único germen auténtico de congelación es el homogéneo. Una vez constituido el cristal, el germen hete-

~~rogéneo queda aprisionado entre sus mallas como cualquier otra inclusión extraña.~~

2. NUCLEOS DE SUBLIMACION:

Durante mucho tiempo se ha discutido la existencia de núcleos de sublimación. Findeisen la admitió y suponía que eran específicamente distintos de los de condensación, si bien actuando en la misma forma. La observación de que la temperatura no es un agente decisivo, pues a la misma temperatura pueden encontrarse nubes subfundidas y nubes cristalinas, parece abonar este punto de vista: si el cambio de fase tiene lugar con ayuda de núcleos de condensación nace una nube líquida; si tiene lugar con ayuda de gérmenes de sublimación, nace una nube de hielo. Sólo la presencia accidental de unos u otros decide la marcha del fenómeno. Sin embargo, ahora se da por seguro que no existen gérmenes de sublimación heterogéneos; más aún: que la sublimación no tiene lugar nunca en la atmósfera como fenómeno primario y que no se produciría en absoluto si no hubiese una congelación previa. Además de las experiencias de laboratorio que apoyan esta opinión, está comprobado que nunca se producen cristales de hielo mientras el aire no está saturado con relación al agua; si los cristales pudiesen formarse con independencia de la fase líquida, la sublimación debería empe--

zar en cuanto fuese alcanzado el estado de saturación con relación al hielo. Parece seguro que primero se produce la condensación, luego la congelación y, por último, la sublimación; como el aire saturado con relación al agua está muy sobresaturado con relación al hielo, la última fase se desarrolla rápidamente, mientras que la segunda, aunque esencial, es tan breve que puede escapar a la observación directa. Habiendo cristales de hielo, la humedad exterior debe bajar a la saturación con relación al hielo, consumiendo en el rápido crecimiento de los cristales todo el excedente de vapor.

3. PROCESO DE LA CONGELACION:

Las formas de solidificación del agua conocidas en Meteorología son muy variadas: nieve propiamente dicha, escarcha, nieve granulada, cencellada, granizo blando, granizo, piedra. Estas formas dependen de las circunstancias bajo las cuales se verifica el cambio de fase, que son las siguientes: congelación con subfusión débil o fuerte, sublimación con sobresaturación débil o fuerte.

La congelación a temperatura poco inferior a la del punto de fusión (muy aproximadamente 0°C . para disoluciones diluidas) engendra cristales llenos y bien constituidos: pris

mas hexagonales alargados (agujas) o deprimidos (placas). El calor de fusión que se desprende contribuye a la lentitud del proceso; los mejores cristales se producen cuando puede establecerse un régimen estacionario que asegure la evacuación de dicho calor al mismo ritmo bajo el cual progresa la cristalización; si dicha evacuación es insuficiente el crecimiento se detendrá y no podrá proseguir hasta que la temperatura haya bajado de nuevo.

Cuando la temperatura sea muy baja, es decir la subfusión muy fuerte, el calor de fusión no es obstáculo y la cristalización puede ser muy rápida. La penetración de un germen activo dentro de una gota subfundida provoca una congelación brusca, casi de carácter explosivo, al mismo tiempo que la temperatura se eleva hasta el punto de fusión. El hielo así producido tiene apariencia amorfa y lechosa, en contraste con la limpieza y transparencia del que resulta por cristalización lenta; la rapidez del fenómeno no permite la salida de los gases disueltos, los cuales quedan apri-sionados en forma de numerosas burbujitas; también quedan inclusiones de agua líquida, cuya cristalización lenta se verifica más tarde; los cristales producidos son incompletos, irregulares y pequeños y se entrecruzan y maclan.

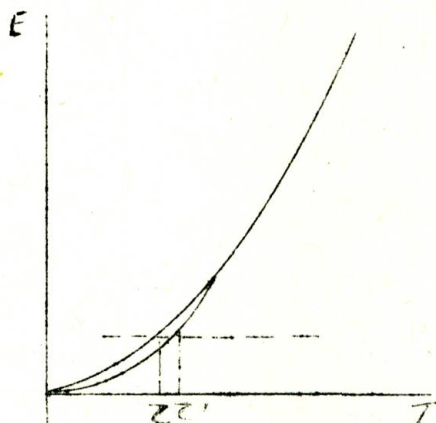
4. PROCESO DE LA SUBLIMACION:

Cuando la sobresaturación con relación al hielo es pequeña, la sublimación es lenta y la cristalización es homogénea, engendrando cristales macizos; por el contrario, cuando la sobresaturación es fuerte la velocidad de cristalización aumenta y los cristales crecen por sus esquinas donde el gradiente de concentración es máximo, en efecto: alrededor del cristal la atmósfera se empobrece en moléculas de agua por haber pasado muchas de ellas a la fase sólida, con lo cual se crea un gradiente de tensión: junto al cristal reina la tensión saturante con relación al hielo, mientras que lejos reina la tensión saturante con relación al agua.- El vapor obedece a la fuerza del gradiente y fluye hacia el cristal tendiendo a restablecer la sobresaturación y cambiando seguidamente de fase; vale la analogía electrostática de manera que las superficies isobáricas, que juegan el papel de equipotenciales, se concentran alrededor de las puntas, tanto más cuanto más agudas sean; y las líneas de flujo convergen hacia ellas. El crecimiento es extraordinariamente sensible a cualquier alternativa de concentración, así es que si la cristalización se prolonga durante largo rato y mientras tanto varían las circunstancias meteorológicas pueden resultar las configuraciones cristalinas más complicadas, salvo la simetría hexagonal a la cual no dejan nunca de

obedecer; tal es el origen de las famosas estrellas de nieve de tan asombrosa diversidad y de tan grande abundancia.

5. ESCARCHA:

La escarcha es el único meteoro de sublimación pura; todos los objetos expuestos a la radiación nocturna le sirven de soporte y esta existencia de soportes sólidos externos - hace innecesaria la intervención de gérmenes, desarrollándose el fenómeno por simple vía termodinámica, sin sensibles



Temperatura del punto de escarcha T'

T = Temperatura del punto de rocío

T' = Temperatura del punto de escarcha

retardos. El cambio de fase se verifica, lo mismo que en el rocío, del cual sólo difiere por la temperatura, mediante un enfriamiento isobárico. La temperatura del punto de escarcha, análogo al punto de rocío es aquella para la cual la tensión actual del vapor es saturante con relación al hielo. Si $E_1 = E_1(T)$ representa la tensión saturante con relación al hielo en función de la temperatura, la función

inversa $t_1 = E_1 - /$ representará la temperatura del punto de escarcha. ~~Para que sea posible la escarcha es necesario que la tensión del vapor sea inferior a la del punto triple;~~ entonces, como la curva de sublimación queda por debajo de la de condensación la temperatura del punto de escarcha es más alta y se alcanza antes por enfriamiento adiabático que la del punto de rocío, la cual es inaccesible por este camino, pues al formarse la escarcha y desprenderse el calor de sublimación, el punto figurativo ya no puede seguir la isóbara, sino que sigue la curva de sublimación.

6. MORFOLOGIA DE LA NIEVE:

El examen microscópico de la nieve demuestra que está totalmente compuesta de pequeños cristales estrellados de menos de un milímetro de diámetro, los cuales se enlazan entre sí con escasa coherencia formando el copo, de tanta superficie con relación a su masa que la más leve corriente de aire lo arrastra. ~~Cada estrellita está formada por un núcleo central en forma de plaquita,~~ de cuyos vértices arrancan los brazos profusamente ramificados, pero de identidad casi perfecta entre sí. Dentro del núcleo central se encuentra a veces alguna inclusión sólida extraña; ~~sin duda,~~ ~~el germen original de congelación,~~ pero muchas veces no se encuentra nada, indicando que el germen no ha sido más que

AEROSOL

La Fase líquida puede estar separada de la gaseosa como masa única o puede aparecer dispersa entre la Fase gaseosa.

La teoría Termodinámica simple implica que la superficie de separación entre las dos Fases sea plana. Pero si la Fase condensada aparece dispersa esto es imposible de cubrir por lo que hay que completarla considerando los efectos de superficie y de curvatura.

Para pasar de la Fase gaseosa a la líquida es necesario del auxilio de superficies sólidas o líquidas de lo contrario solo obtenemos sobresaturación.

tenemos cuatro factores auxiliares para tal efecto:

- 1 - el mismo líquido
- 2 - Partículas sólidas
- 3 - Soluciones concentradas que por vía química influyen sobre la T del vapor. (efecto osmótico)
- 4 - Efecto electrostático

Las partículas sólidas en suspensión tienen diversos orígenes, tamaño, distribución, aptitud para ser núcleos de condensación.

La mayor parte es de naturaleza mineral, aunque existen también partículas orgánicas. (cerca del suelo)

Las Partículas Minerales:

- Rocas y tierra arable
- Sales que usualmente no se encuentran en el suelo pero sí en el mar (cloruro sódico y Magnésico)
- Productos de combustión de vegetales
- Sulfuros, sulfatos, nitratos

un puro cristal de hielo. La configuración de los brazos - pone de manifiesto las etapas de sobresaturación más o menos intensa por las que ha pasado la cristalización. El núcleo central nace, sin duda, por congelación, pero el crecimiento y la ramificación de los brazos pertenecen por entero a un proceso de sublimación. Las estrellas de nieve son estructuras muy frágiles que se rompen con facilidad, bien sea por sus mutuos choques o simplemente por efecto de aceleraciones bruscas; las partículas cristalinas que así se dispersan constituyen magníficos gérmenes homogéneos de sublimación; así se explica que baste un corto número de gérmenes iniciales de congelación para que nazcan una cantidad enorme de estrellas de nieve; en un ambiente sobresaturado - con relación al hielo un solo núcleo de congelación puede - contaminar por esta especie de reacción en cadena, extensas zonas. La constitución de los Ci. y Cs. procede de fenómenos como los descritos. Los cristales son voluminosos y escasos.

7. CENCELLADA:

En la cencellada o cenceñada tenemos un ejemplo típico de congelación a partir de gotas subfundidas, pero no es un fenómeno tan simple. Empieza por la congelación de los elementos líquidos de niebla a temperatura muy baja, por cho-

que con los obstáculos sólidos del suelo; el hielo naciente queda adherido al obstáculo por su cara de barlovento; desde este momento constituye un magnífico colector sobre el cual se sublima el vapor sobresaturado; el fenómeno progresa desde este momento a guisa de una intensa escarcha, al mismo tiempo que siguen depositándose nuevas gotas subfundidas, con las cuales se repite el mismo proceso de congelación seguido de sublimación. También interviene naturalmente la destilación de las pequeñas gotas subfundidas sobre el hielo ya depositado, en la forma que explicaremos más adelante a propósito de la precipitación, favoreciendo la misma tendencia. Cuando el efecto de sublimación predomina, el depósito es cristalino, esponjoso (cencellada blanda) y poco adherente; cuando predomina la congelación el depósito es duro, compacto, hialino y adherente (cencellada dura); en el primer caso el ritmo es lento, en el segundo, rápido.

8. GRANIZO:

La génesis del granizo y de la piedra ha sido objeto de largas controversias y si bien los puntos más controvertidos se refieren principalmente a la dinámica del Cb., que estudiaremos en otro lugar, tampoco hay unanimidad completa por lo que se refiere a las condiciones físicas inmediatas. La experiencia enseña que son posibles concentraciones cris

talinas tan desmesuradas que llegan hasta el suelo en forma de piedras del tamaño de un huevo de gallina o más y pesos del orden de 1 kg. Entre el granizo y la piedra no hay diferencia esencial y sólo se distinguen por el tamaño de sus elementos. El corte transversal de uno de éstos manifiesta una estructura estratificada por capas concéntricas alternativamente opacas y transparentes, que demuestra que se trata de un proceso de muy larga duración. En su fase inicial, cuando se forma el núcleo central, existe un haz de cristales a modo de gavilla, que estorbándose entre sí, tienden a crecer radialmente, formando una pequeña esférula esponjosa, más o menos grande; a su alrededor se deposita una capa de hielo transparente procedente de la congelación violenta de agua subfundida capturada por el núcleo; cuando puede intervenir la sublimación el depósito pertenece al tipo de los debidos a la cencellada, siendo más o menos coherente, según la lentitud o la intensidad de la sobresaturación. Durante su crecimiento el elemento se traslada de unas porciones a otras de la nube, encontrando las más variadas condiciones, que se reflejan en las capas sucesivas de que se recubre, - sin más limitaciones de duración que las impuestas por la dinámica del Cb. El granizo lleva escrito en sus estratos su historia, como la Tierra lleva escrita la suya en las capas geológicas.

El llamado granizo blando no es más que el núcleo desnudo del granizo corriente, que llega al suelo, bien sea por haberle faltado tiempo para su recubrimiento, bien por haberlo perdido durante el camino por evaporación o erosión. - Por el contrario, la nieve granulada procede del granizo, - parcialmente fundido y recristalizado.

9. EFECTO CRIOSCOPICO:

Establecido que el tránsito al estado sólido tiene que hacerse a través de la fase líquida y teniendo en cuenta - que los núcleos de condensación realmente eficaces son solubles, se deduce que la congelación no afecta a una gota de agua pura, sino a una disolución salina, razón por la cual es preciso tener en cuenta el efecto crioscópico.

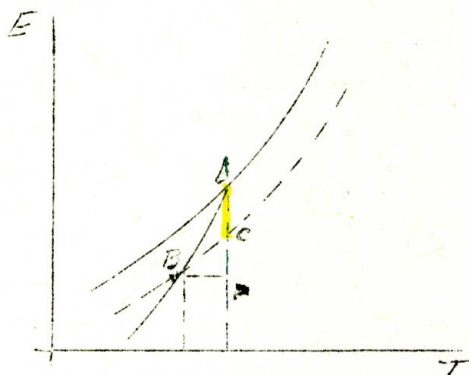
Como las tres fases están en presencia el equilibrio corresponde a un punto triple, cuya situación necesitamos determinar, puesto que no coincide con el correspondiente del agua pura. Al hablar en párrafos anteriores de punto de fusión nos referíamos precisamente al punto triple desplazado y no al normal del agua pura, si bien no era necesario para la corrección del razonamiento puntualizar tal extremo.

La tensión saturante del vapor en contacto con el agua que lleva un cuerpo en disolución sufre un descenso debido

a la presión osmótica (ley de Raoult) dado por la fórmula:

$$\Delta E = - E M' n$$

(M' = masa molar del disolvente, n = número de moles de soluto por unidad de volumen). Esto significa un descenso de



Efecto crioscópico.

La curva de equilibrio desciende en conjunto por efecto de la presión osmótica.

Cálculo numérico en el texto.

toda la curva de condensación, no paralelamente a sí misma porque el descenso de cada punto, ΔE , depende de la temperatura por intermedio de E , pero si se conoce la nueva posición de un punto, puede construirse toda ella por ser afines ambas curvas, siendo la razón de afinidad:

$$\frac{E - \Delta E}{E} = 1 - \frac{\Delta E}{E} = \text{constante} = 1 + M'n$$

Para calcular el descenso de la temperatura de fusión consideraremos los triángulos rectángulos BAD y BCD cuyo cateto común BD mide dicho descenso. Tendremos:

$$AD - CD = AC$$

En su valor absoluto:

$$AD = \frac{\Delta E'}{\Delta T} \cdot AT$$

y por la fórmula de Clapeyrón:

$$CD = \frac{\Delta E}{\Delta T} \cdot AT$$

Por otra parte AC es la depresión osmótica: $AC = E M' n$

Sustituyendo valores, y observando que por tratarse de un punto triple $E = E'$ tendremos:

$$\frac{(\Lambda - L)E}{R n T^2} AT = E M' n$$

Simplificando y recordando que $\Lambda - L = \lambda$:

$$AT = \frac{M' n R T^2}{\lambda}$$

Resulta, como es sabido, que el descenso crioscópico del punto de fusión es directamente proporcional a la concentración molar de la disolución; pero al iniciarse la adsorción de las moléculas gaseosas por un núcleo soluble y disolverse éste en la película líquida, que se convierte en gota, la disolución está muy concentrada y el punto de fusión correspondiente retrocede hasta temperaturas extraordinariamente bajas; seguramente ésta es la razón más importante de que tenga lugar condensación, y no sublimación y de que las gotitas subfundidas de las nubes manifiesten tan sorprendente estabilidad; en realidad no se trata de un fal

so equilibrio, sino de un equilibrio termodinámico perfecto. Al falso equilibrio se llega más tarde cuando la disolución se diluye por crecimiento de la gota y el punto triple se a cerca a su posición normal.

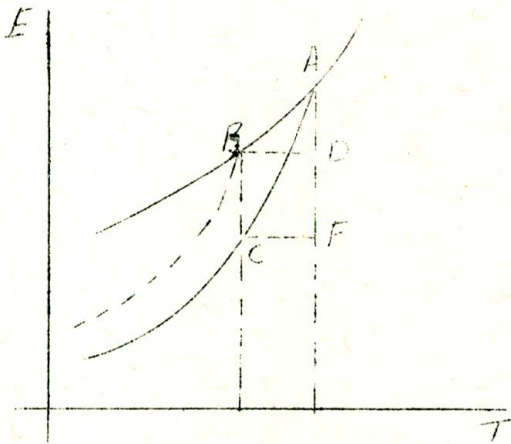
10. EFECTO SUPERFICIAL:

Las gotas líquidas no se congelan, aunque sean de agua pura, si no encuentran gérmenes apropiados, y al decir eso nos referimos no tan sólo a la naturaleza química y estructura cristalina del germen, sino también a su tamaño, circunstancia que hasta ahora no habíamos tenido en cuenta. - Efectivamente, los gérmenes de congelación actúan para el cambio de fase de líquido a sólido en forma parecida a como actúan los núcleos de condensación para el cambio de gas a líquido y así como en este caso el tamaño del núcleo, aun supuesto homogéneo (gota líquida) es determinativo por la intervención de la presión capilar, también ahora un germen cristalino homogéneo opone cierta resistencia al crecimiento por su cohesión superficial, que no puede llamarse capilar, pero que responde a una fórmula del mismo tipo:

$$P_s = \frac{2\sigma}{R}$$

(P_s = presión debida a la tensión superficial; σ = constante característica de la sustancia). La magnitud R está mal

definida: tiene las dimensiones físicas de una longitud y su valor numérico se obtiene por comparación de la fórmula teórica con los resultados experimentales.



Efecto de superficie.

La congelación es dificultada cuando el soporte sólido es demasiado pequeño. Todo ocurre como si la curva de sublimación se desplazase hacia arriba, con lo cual el punto triple desciende de A a B.

Cálculo numérico en el texto.

La presión p_s , lo mismo que p_c , actúa en contra de la congelación y, por lo tanto, produce un incremento negativo de la presión de equilibrio entre sólido y líquido, y como en el punto triple la fase gaseosa ha de compartir la misma presión, el efecto equivale a un cierto desplazamiento de la curva de sublimación hacia arriba y, por lo tanto, a un descenso de la temperatura del punto de fusión de valor ΔT . Procediendo como antes, escribiremos:

$$AF = AD + DF$$

$$AF = \frac{\partial E}{\partial T} \cdot \Delta T = \frac{\Delta E'}{v_w T^2} \cdot \Delta T$$

$$AD = \frac{\partial E}{\partial T} \cdot \Delta T = \frac{LE}{v_w T^2} \cdot \Delta T$$

En cuanto a DF representa el efecto superficial, que por analogía con el efecto capilar pondremos en la forma:

$$DF = \frac{2\sigma E'}{\gamma_w T R \rho''}$$

(ρ'' = densidad del hielo). Haciendo las sustituciones pertinentes y simplificando (por ser $E = E'$), se tiene:

$$\Delta T = \frac{2\sigma T}{2 R \rho''} \quad \Delta T = \frac{\lambda - L}{\gamma_w T^2} \cdot \Delta T = \frac{2\sigma}{\gamma_w T R \rho''}$$

Los gérmenes de congelación no pueden ser tan pequeños como se quiera; ~~cuanto más pequeños sean, más retrocede la temperatura de fusión~~ pudiéndose llegar a depresiones tan exageradas como la comprobada de -70°C . Por este lado resulta, pues, también que la subfusión no debe confundirse con el falso equilibrio.

~~La depresión total debida al efecto crioscópico y al efecto superficial equivale muy aproximadamente a la suma de ambos por separado.~~

11. ENGELAMIENTO:

~~La congelación brusca del agua subfundida cuando se pone en contacto con algún obstáculo sólido se llama engelamiento.~~ Son fenómenos de engelamiento ~~la cencellada y el crecimiento del granizo, citados antes, pero cuando se ha-~~

bla de engelamiento suele referirse al depósito de hielo sobre aeronaves en vuelo, percance peligroso de la navegación aérea, que ha sido y es objeto de numerosos estudios.

Bajo el punto de vista físico el problema es muy sencillo: al ponerse en contacto con un sólido una gota subfundida, el sólido actúa como germen de dimensiones infinitas, suprimiendo bruscamente la restricción debida al efecto superficial; siendo la solución que forma la gota, bastante diluída se encontrará en falso equilibrio por lo que se refiere al efecto crioscópico y por este lado, apenas iniciada la congelación, debe proseguir con velocidad explosiva. Sin embargo hay una circunstancia que tiende a atenuar el resultado y que puede llegar incluso a detenerlo, y es la necesidad de eliminar el calor de fusión desprendido, al mismo ritmo con que progresa la congelación. No se trata de una cantidad pequeña de energía, puesto que vale 80 calorías por gr., se conciben tres vías posibles de eliminación, cada una de las cuales tiene su propia importancia y se hace predominante en determinadas circunstancias, a saber: el calentamiento del agua líquida residual, su evaporación parcial y la pérdida por conductibilidad. Vamos a examinar estos tres efectos por separado.

Si el calor fuese totalmente absorbido por la misma agua, la temperatura del sistema se elevaría hasta llegar a 0°C y en este momento quedaría detenido el engelamiento, resultando una mezcla isoterma de agua líquida y hielo en presencia de su vapor, es decir, en las condiciones del punto triple ordinario. Si la temperatura inicial del sólido fuese esta misma no habría inconveniente alguno en contra de tal equilibrio, pues durante todo el proceso el sólido se mantendría a mayor temperatura que el agua, hasta llegar a la igualación en su fase final y no podría tomar calor ninguno del líquido en vías de congelación. Si m es la masa inicial de agua subfundida y T su temperatura inicial, la porción $(m - x)$ de la misma que se congelará se obtendrá escribiendo:

$$\lambda(m - x) = m(T_0 - T)c$$

despreciando la variación de λ con la temperatura. Despejando $(m - x)$ tendremos:

$$(m - x) = \frac{m(T_0 - T)c}{\lambda}$$

Si el engelamiento ocurriese en estas condiciones no sería peligroso: suponiendo $T_0 - T = 40^{\circ}$ resultaría $m - x = \frac{m}{2}$; la mezcla tendría siempre mucha agua y no se adheriría al sólido. En segundo lugar si el calor de fusión se emplease en evaporar parte de la gota la eliminación del calor sería mucho más enérgica y no quedando residuo líquido, la adhe-

rencia sería más fuerte. Ahora bien; para que la evaporación sea posible se requiere que el aire no esté saturado y, sin embargo, el aire nuboso lo está siempre. La dificultad desaparece considerando que el aire está saturado con relación al agua subfundida, es decir, a temperatura inferior a 0°C . mientras que la evaporación tiene lugar precisamente a esta temperatura, que es la del punto triple ordinario; dicho con otras palabras: el aire no puede estar saturado con relación al agua que se congela, cabalmente, porque lo está con relación al agua subfundida. Si llamamos x a la masa de agua evaporada y suponemos que todo el calor de fusión se emplea en la evaporación, podremos escribir:

$$Lx = \lambda(m-x)$$

$$x = \frac{\lambda m}{L + \lambda}$$

y despejando x :

$$\text{o bien: } \frac{x}{m} = \frac{\lambda}{L + \lambda} = \frac{80}{680} \approx 0,12$$

Queda demostrado así que la evaporación de una fracción muy pequeña de la gota basta para consumir el calor de fusión desprendido por la congelación del resto.

Finalmente el calor de fusión puede perderse al pasar por conductibilidad al aire y al obstáculo. Las pérdidas por el aire son siempre pequeñas; su conductibilidad molecu

lar es despreciable y para actuar eficazmente la turbulencia, el fenómeno es demasiado rápido. En cambio, cuando el obstáculo es buen conductor como lo son los aviones, y buen radiador, las pérdidas por este camino son de consideración. La eficacia depende de la temperatura inicial tanto del aire como del obstáculo.

12. INTENSIDAD:

La fórmula completa englobando todas las pérdidas será:

$$\lambda(m-x) = mc(T - T_0) + Lx + K$$

El primer término representa el calentamiento hasta la temperatura de fusión, el segundo la evaporación y el tercero la pérdida por conductibilidad y otras causas secundarias. Despejando $(m - x)$ resulta como expresión de la fracción congelada:

$$(m - x) = \frac{mL + c(T_0 - T) - K}{\lambda}$$

Tres circunstancias principales influyen sobre el desarrollo del engelamiento y le ponen limitaciones: la temperatura, el tamaño de las gotas y el contenido de agua líquida del aire. Por lo que se refiere a la temperatura los límites extremos obtenidos experimentalmente son $+ 2^\circ\text{C}$. y -20°C , con un máximo a $- 6^\circ\text{C}$. La existencia de engelamiento por encima de los 0°C . se explica teniendo en cuenta que, de acuerdo con la teoría de la evaporación, la temperatura de-

cisiva no es la del aire, sino la del termómetro mojado: - con tal de que esta temperatura sea negativa la superficie mojada del obstáculo podrá engelarse; para ello es, pues, - necesario que el obstáculo (el avión) penetre con su superficie mojada dentro de una masa de aire relativamente seca, única forma de que la temperatura del termómetro mojado pueda ser negativa al mismo tiempo que la del termómetro seco es positiva. El máximo a pocos grados bajo cero se explica examinando la fórmula según la cual la fracción congelada a m constante crece cuanto T disminuye. Pero el contenido de vapor del aire disminuye con la temperatura y con mayor razón disminuirá el de agua líquida que es siempre una pequeña fracción de aquél, y con mayor razón todavía la cantidad m de líquido capturado por el obstáculo. Para pequeños valores de $(T_0 - T)$ predomina el efecto de este término y el engelamiento crece a medida que a temperatura baja, pero para grandes valores de $(T_0 - T)$ el término predominante es $m L$ y el engelamiento disminuye; a cierta temperatura ambos efectos se compensan y resulta el máximo, como la influencia de m no puede cifrarse, no se puede calcular su posición teóricamente.

Del tamaño de las gotas depende por un lado la facilidad de captura, y por otro la velocidad de congelación. Si

las gotas son pequeñas las fuerzas aerodinámicas tienden a apartarlas del camino del obstáculo y evitar el choque; por el contrario, ~~las grandes gotas van a chocar con violencia~~; en este caso la fracción del contenido de agua líquida capturada se acerca a la unidad; en el primer caso a cero. ~~Ade-~~
~~más las gotas pequeñas se congelan instantáneamente y dan~~ lugar a depósitos ~~esponjosos y frágiles~~; las grandes se aplastan primero contra el obstáculo y se extienden formando una delgada película líquida antes de congelarse, el ~~depósi-~~
~~to es compacto y adherente~~. De aquí resulta la peligrosi-
 dad de los Cb. formados por grandes gotas, frente a las nu-
 bes estratiformes cuyos elementos son pequeños.

La última determinante de la intensidad de engelamiento es el ~~contenido de agua líquida de la nube~~. Este contenido es muy desigual según el tipo de nube, siendo máximo en los Cb. y mínimo en los Ac. translúcidos. He aquí las cifras extremas obtenidas experimentalmente: de 0,2 a 5,0 gr. m.⁻³. En general se corresponde con el tamaño de las gotas, siendo mayor cuanto mayores son éstas, lo cual se comprende si se tiene en cuenta que si el diámetro de las gotas oscila - entre dos órdenes de magnitud, hacen falta un millón de gotitas pequeñas para la equivalencia con una sola gota grande. ~~Los Cb. son las nubes de mayor contenido líquido y és-~~



ta es una segunda razón de su peligrosidad.

Si el obstáculo atraviesa una longitud l dentro del aire nuboso y llamamos S al área de su sección normal, la masa m de agua capturada valdrá:

$$m = \int Q S w dl$$

(w = contenido de agua líquida por unidad de volumen). El coeficiente Q , menor que la unidad, es un coeficiente de rendimiento, necesario para tener en cuenta las gotas que escapan a la captura. En general no es constante sino que depende de la velocidad relativa, de la sección del obstáculo, y en menor grado de la naturaleza y estado de su superficie. Si llamamos e al espesor del depósito y p'' a la densidad del hielo, la masa de agua congelada valdrá:

$$m - x = S p'' e$$

(recordemos que x representa el agua perdida por evaporación). como x es sensiblemente proporcional a m podemos escribir:

$$m - x = m (1 - k)$$

siendo k un coeficiente mucho menor que la unidad, de donde:

$$m \frac{S p'' e}{1 - k}$$

Sustituyendo en la ecuación anterior tendremos:

$$p'' e = Q (1 - k) \int w dl$$

y derivando con relación al tiempo:

$$\frac{de}{dt} = \frac{Q (1 - k)}{p''} w \frac{dl}{dl} = \frac{Q (1 - k)}{p''} w \cdot v$$

siendo v la velocidad relativa. La magnitud $\frac{de}{dt}$ se llama intensidad de engelamiento y representa la magnitud peligrosa para la aviación.

No podemos extendernos en el examen de las condiciones meteorológicas del engelamiento sobre aeronaves, pero indicaremos cuáles son los límites del dominio peligroso:

Temperatura.....	+ 1°C; - 10°C
Diámetro de las gotas.	> 10 u
Contenido de agua líquida.	> 0,5 gr. m ⁻³

La primera condición excluye del dominio peligroso tanto las nubes de agua no subfundida (cu. húmilis, St. Sc.) como las subfundidas, pero muy frías (ciertas partes del yunque de un Cb.). La segunda condición excluye las nubes homogéneas de pequeñas gotas subfundidas (As. Ac.). La última excluye las nubes de hielo puro (Ci. Cs.) y las de cualquier tipo, de poca densidad. Resulta, pues, en definitiva, que el dominio peligroso queda reducido, en realidad, a la parte del cuerpo de los Cb. comprendida entre las isothermas de 0° y -10°C.

III. TERMODINAMICA Y FISICA DE LA PRECIPITACION

1. EQUILIBRIO COLOIDAL:

El aire nuboso consiste en aire saturado que lleva en suspensión un número considerable de gotas de agua de tamaño ultramicroscópico o microscópico. Se trata de un verdadero aerosol cuya fase dispersora es el aire saturado y la fase dispersa el agua líquida. El agua está repartida entre ambas fases muy desigualmente, siendo siempre la fase dispersa la menos favorecida; ~~el contenido de agua condensada en las nubes más densas es tan sólo una pequeña fracción de su contenido de vapor.~~ Esto no obstante, es cabalmente la fase dispersa la que juega un papel importantísimo en Meteorología.

Se sabe por experiencia, e incluso por experiencia vulgar, que algunas veces el aerosol se precipita, mientras otras veces permanece en equilibrio, sin que se descubra ninguna diferencia de contenido para explicar la diferencia de comportamiento; es decir, ~~no es el contenido de agua líquida el factor determinante de la precipitación;~~ no existe nada parecido a un estado de saturación con relación al contenido de agua líquida, ~~teóricamente esta magnitud puede crecer hasta llenar totalmente el sistema, que es el único límite insuperable, y sin embargo, la precipi~~

tación tiene lugar muchas veces con contenidos de líquido del orden de algunas milésimas.

La lluvia, como se sabe, consiste en la caída de agua líquida o sólida, de las nubes, que llega al suelo en forma líquida y con velocidad apreciable. Bajo el punto de vista termodinámico y físico estas circunstancias carecen de interés y lo único que importa es el equilibrio coloidal. Al romperse este equilibrio el coloide coagula y el producto se hace precipitable, la precipitación sólo llega a ser efectiva gracias a la intervención del campo gravitatorio, cuya consideración no corresponde a este lugar.

Se dice que un coloide coagula cuando algunas de sus partículas (micelas) se aglomeran constituyendo complejos de mayores dimensiones; cuando esto ocurre las partículas complejas resultan incapaces de mantenerse en suspensión (en el campo gravitatorio) y se separan del sistema (precipitan). Las precipitaciones coloidales con fase dispersora líquida que considera la Química física, una vez cebada la coagulación, suelen precipitar totalmente sin dejar residuo disperso. No ocurre así en nuestro caso: la coagulación en el seno del aire nuboso es siempre parcial: un cierto número de partículas se aglomeran mientras que las demás permanecen dispersas sin alteración. Además, en la

atmósfera funciona un mecanismo de reposición que tiende a restablecer la concentración coloidal, a pesar de las pérdidas por precipitación; nos referimos a las aportaciones de humedad por las corrientes ascendentes de aire y por turbulencia, que estudiaremos más adelante. De aquí resulta que el aire nuboso precipitante sea un sistema esencialmente heterogéneo, muy alejado del equilibrio, pero susceptible de régimen estacionario.

El aire simplemente nuboso se encuentra en equilibrio coloidal y es un sistema homogéneo como ha podido demostrarse tanto por el examen microscópico directo de algunas muestras captadas desde aviones, como por la observación de las coronas solares y lunares. Los espectros de frecuencias de tamaño son de muy escasa dispersión, sobre todo cuando el valor dominante es pequeño. Por el contrario la constitución de una nube precipitante es mucho más heterogénea; la dispersión del espectro mucho mayor, pero, sobre todo, de perfil muy deformado por máximos secundarios de valor notablemente superior al valor dominante, que sigue siendo siempre el de las pequeñas gotas homogéneas características de la nube.

2. COAGULACION:

Cualquier teoría de la precipitación debe enfocarse -

más bien que en el sentido de explicar el crecimiento de las gotas, en el de explicar el proceso de heterogeinización; el crecimiento uniforme de todas las gotas no alteraría sensiblemente el equilibrio coloidal, mientras no se llegase a valores incompatibles con la suspensión; lo que ~~altera este equilibrio es el crecimiento de unas gotas si y otras no~~, o mejor dicho el de unas en detrimento de las otras. A continuación vamos a indicar cuáles son los principales agentes que actúan en la atmósfera favorables a la creación de tales desigualdades, indicando el grado de intervención que tengan en la formación de la lluvia. Después pasaremos a un examen más detallado de cada uno de ellos.

En primer lugar tenemos el nacimiento fortuito de algunas gotas gigantes; ~~como la tensión saturante de equilibrio es menor cuanto mayor es el radio de la gota, el aire que esté saturado con relación a las gotas pequeñas~~, estará sobresaturado con relación a las mayores y se condensará sobre ellas, con lo cual bajará la tensión y dejará de estar saturado con relación a las gotas pequeñas, las cuales empezarán a evaporarse; habrá una verdadera destilación isoterma de las gotas pequeñas a las grandes. Si este proceso funciona algún tiempo las diferencias se irán exagerando de tal manera que bastan discrepancias iniciales insigni-

nificantes para alcanzar resultados espectaculares.

En las nubes convectivas se encuentran, a veces, en contacto partículas de aire de distinta historia termodinámica, entre las cuales puede haber notables diferencias de temperatura; si se tiene en cuenta que la tensión saturante es precisamente función de ésta, puede ocurrir que haya evaporación desde las gotas calientes y condensación sobre las frías; en este caso se trata de una destilación propiamente dicha, la única condición que se requiere es que la difusión del vapor de las porciones cálidas hacia las frías sea más rápida que la del calor, cosa que efectivamente ocurre en general.

El modo más enérgico de destilación es el que se origina por la presencia simultánea de la fase sólida y de la líquida subfundida. La tensión saturante del vapor con relación al hielo es menor que con relación al agua; luego en las nubes mixtas debe producirse la destilación continua de una a otra hasta que el tamaño de los cristales sobrepasa el límite compatible con la suspensión. Según la teoría de Bergeron y Findeisen, en la zona templada la mayor parte de las lluvias se iniciarían por este mecanismo.

Aparte estos procesos de destilación existen los de coagulación propiamente dicha, que consiste en la fusión de

varias gotas para constituir otra de mayores dimensiones.- Esto puede ocurrir por captura directa o choque, por atracción hidrodinámica y por atracción electrostática, siendo el primero el más eficaz de todos.

3. PRECIPITACION:

En realidad en la precipitación no interviene uno solo de los agentes citados, sino que las acciones son complejas. Lo más seguro parece ser que en nuestras latitudes - el proceso empieza por la caída de gérmenes cristalinos - procedentes de la porción congelada de la nube dentro de la masa de gotas subfundidas; estos gérmenes crecen rápidamente por destilación, con lo cual aumenta su velocidad de caída; esto les permite moverse con relación al resto de la nube y poner en juego el mecanismo de captura; cuando atraviesa la isoterma de cero grado C. el copo funde y se convierte en una gota, la cual continúa creciendo con mayor energía, tanto por captura como por destilación, hasta salir fuera del aire saturado; entonces pierde agua por evaporación llegando o no hasta el suelo según las circunstancias. Este detalle, de importancia capital en otros terrenos, no la tiene en Termodinámica.

Los chubascos tropicales no obedecen al mismo esquema. Está fuera de duda que la precipitación empieza sin que la

nube haya alcanzado la altura de congelación. En estas condiciones ni los gérmenes cristalinos ni las gotas subfundidas pueden desempeñar papel ninguno, porque no existen. Lo que ocurre es que se producen mayores diferencias de temperatura y de concentración por la violencia de la turbulencia reinante, dando ocasión a que se exacerbén cualesquiera heterogeneidades accidentales, tal vez iniciadas por choques fortuitos. Una vez consolidada esta situación el proceso puede continuar por el mismo mecanismo indicado para la fase final del primer caso.

4. CRECIMIENTO DIRECTO DE LAS GOTAS:

El tránsito de la fase de nube a la fase de precipitación tiene lugar cuando las gotas adquieren un tamaño crítico, que depende de la componente vertical de la velocidad del aire. De ordinario el diámetro crítico es del orden de 10^{-2} cm. De las consideraciones anteriores se deduce que a este diámetro crítico se puede llegar de dos maneras: por crecimiento directo o por coalescencia. El crecimiento directo se verifica cuando el vapor se condensa sobre la gota, bien sea por renovación del aire húmedo, bien por destilación. El proceso termodinámico del crecimiento en sí mismo es idéntico en ambos casos y se reduce a la condensación del vapor sobresaturado con relación a la gota, sobre ella, pero las circunstancias físicas son distintas,

y vamos a considerarlos por separado.

La gota está sumergida dentro de una corriente de aire ascendente y cae con relación a ella con velocidad que es función de su tamaño. Por ahora no nos interesa el problema dinámica, del que nos ocuparemos en otro sitio; el hecho que necesitamos acentuar es que la gota no está en reposo con relación a la masa de vapor que la engendra; por comodidad podemos imaginarnos que la gota permanece fija y que la corriente de vapor se desliza alrededor de ella con velocidad igual a su velocidad relativa. De esta manera - la gota puede coleccionar el exceso de vapor sobre la saturación contenido en una masa enorme de aire y el resultado - podrá ser positivo, aunque este grado de sobresaturación - sea pequeño. Téngase presente que los diámetros de las gotas de nube son uno o dos órdenes decimales más bajos que los de las gotas de lluvia, es decir la razón de volúmenes oscila entre mil y un millón; el crecimiento necesario para superar el tamaño crítico es fantástico y sería absolutamente imposible si la nube fuese un sistema cerrado.

Las gotas de nube son ya suficientemente grandes para que pueda despreciarse la concentración salina y considerarlas, como si fuesen de agua pura. Entonces la ley de equilibrio es simplemente parabólica, ya que solamente hay

que tener en cuenta el efecto de capilaridad. La ecuación obtenida es:

$$H = 100 + \frac{200 \sigma'}{r_w T R}$$

Si se mantiene constante la temperatura, se puede escribir:

$$H = 100 + k.R^{-1}$$

y derivando:

$$\Delta H = - \frac{k}{R^2} \Delta R$$

Ahora bien: para que la humedad relativa sufra esta disminución H , es necesario que la razón de mezcla $m = M \frac{H}{100}$ sufra la disminución correspondiente:

$$\Delta m = \frac{M}{100} \Delta H = - \frac{Mk}{100 R^2} \Delta R$$

Pero si el radio de la gota aumenta en ΔR , su masa aumenta en $4\pi R \Delta R$, luego el número de gotas necesarias para consumir toda el agua condensada - Δm valdrá:

$$N = \frac{Mk}{400 \pi R^2}$$

por kg. de aire. Poniendo por ejemplo $T = 280^\circ K$, $p = 1000$ mb resulta:

$$M = 6,25 \text{ gr. kg.}^{-1}$$

$$K = 10^{-5} \text{ cm.}$$

$$N = 8 \cdot 10^{-9} \cdot R^{-4}$$

Haciendo $R = 10^{-4}$ cm., tendremos:

$$N = 8 \cdot 10^{-9} \cdot 10^{16} = 8 \cdot 10^7 \text{ kg.}^{-1}$$

Teniendo en cuenta que un kg. de aire en las condiciones supuestas ocupa un volumen aproximado de un m.³, el número de gotas por cm.³ vale 80. Ordinariamente el número de gotas por cm.³ en el aire nuboso es mucho mayor; esto quiere decir que no pueden crecer todas las gotas simultáneamente: si fuese mayor el número de gotas que crece, H disminuiría por debajo de su valor de equilibrio; si fuese menor, la sobresaturación sería excesiva. Por lo tanto, aún cuando la constitución inicial de una nube fuese homogénea, el crecimiento natural de las gotas, provocado por una corriente de vapor que mantenga el sistema ligeramente sobresaturado, es suficiente para introducir desigualdades de tamaño y con ello la destrucción del equilibrio coloidal. Es cierto que la corriente de vapor que alimenta la nube tiende más bien a mantener constante la sobresaturación y como la sobresaturación de equilibrio va disminuyendo, el exceso de vapor podría invertirse en el crecimiento de otras gotas, con tendencia a restablecer la homogeneidad; sin embargo, a esto se oponen: 1° que si hay vapor sobrante irá a depositarse con preferencia sobre las gotas mayores, y 2° que también puede consumirse en la activación de nuevos núcleos de condensación, aumentando el número de gotas peque

ñas. Estas dos posibilidades no se excluyen, puesto que en la activación de los núcleos participa más el efecto osmótico que el capilar. Ambas cosas perjudican a la homogeneidad y abren el camino al efecto de destilación.

5. LEY DEL CRECIMIENTO:

El incremento de una gota por condensación, en régimen estacionario, obedece a esta sencilla ley: la superficie de la gota crece proporcionalmente al tiempo. En efecto: el incremento de masa por unidad de tiempo será equivalente al flujo de vapor que atraviesa una superficie esférica que encierra a la gota. Pero el flujo de vapor es proporcional al gradiente de su densidad, de modo que suponiendo simetría esférica, podremos escribir:

$$\dot{m} = 4 \pi a^2 k \frac{d p^w}{d a} \quad (a = \text{distancia al centro de la gota}).$$

Separando las variables esta ecuación se puede integrar:

$$\dot{m} \frac{da}{a^2} = 4 \pi k dp^w$$

$$\dot{m} \int_R^{\infty} \frac{da}{a^2} = \frac{\dot{m}}{R} = 4 \pi k (p^w_{\infty} - p^w)$$

$$\dot{m} = 4 \pi k R (p^w_{\infty} - p^w)$$

Por otra parte, el incremento de masa de la gota por unidad de tiempo vale:

$$4 \pi R^2 \frac{dR}{dt}$$

de donde resulta:

$$R^2 \frac{dR}{dt} = z k (\rho_w^\infty - \rho_w)$$

Simplificando e integrando

$$R^3 - R_0^3 = 3 z k (\rho_w^\infty - \rho_w) (t - t_0)$$

ρ_w^∞ representa la densidad del vapor lejos de la influencia de la gota, que suele ser a pocos diámetros de distancia; ρ_w representa la densidad junto a la superficie de la gota, igual a la densidad saturante a la temperatura y radio de la misma; pueden substituirse aproximadamente por las correspondientes tensiones del vapor E y e ; la última depende del flujo de aire húmedo que alimenta a la gota. - Si designamos por S el área de ésta, la ecuación anterior puede ponerse en la forma:

$$\Delta S = k (E - e) \cdot \Delta t$$

El factor $(E - e)$ decide la evolución; cuando es positivo la gota crece; cuando es negativo la gota se evapora. La corriente de aire, de la que dependen las nubes, dista mucho de ser homogénea, de donde resultan grandes desigualdades en el crecimiento de las gotas, desigualdades que no

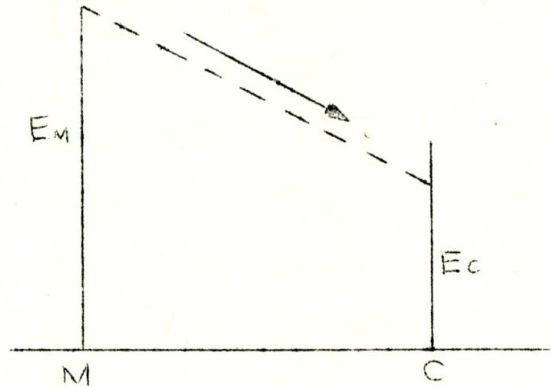
pueden ser más que exageradas por los otros agentes: destilación y aglomeración.

6. DESTILACION TERMICA:

El fenómeno de la destilación consiste en la evaporación del líquido en un punto (manantial) seguido de su condensación en otro (colector). Para que se produzca, la tensión del vapor sobre el manantial debe ser inferior a la saturante en las condiciones del mismo y sobre el colector debe ser superior a la saturante en las condiciones de éste. Además debe existir un gradiente de tensión dirigido del manantial al colector, bajo cuyo impulso el vapor se desplaza desde el primer punto al segundo. Es, pues, esencial que la tensión saturante sobre el manantial sea mayor que sobre el colector. En estas condiciones puede establecerse un régimen estacionario, mientras el manantial sea capaz de suministrar vapor y el colector lo consumirlo.

En la atmósfera se producen tres tipos de destilación: 1° por efecto de temperatura; 2° por efecto de capilaridad, y 3° por diferencia de estado físico. El efecto de temperatura es el mismo que se utiliza en la técnica. La tensión saturante es función creciente de la temperatura, de manera que basta que exista una diferencia de temperatura entre el manantial y el colector para que tenga lugar la -

destilación (principio de la pared fría de Watt); si en la atmósfera se encuentran dos gotas iguales, próximas, la tensión junto a cada una será la saturante que le corresponde por su temperatura: el vapor se dirigirá de la más cálida a la más fría siguiendo el gradiente; alrededor de la primera la tensión bajará por debajo del valor saturante y la gota se evaporará; alrededor de la segunda subirá por encima de dicho valor y la gota crecerá por condensación.



Mecanismo de la destilación

El segmento EM representa la presión saturante en las condiciones del material M, el segmento E_C la correspondiente al colector C. La línea inclinada de trazos expresa la marcha de la presión efectiva del vapor en la atmósfera entre los puntos M y C.

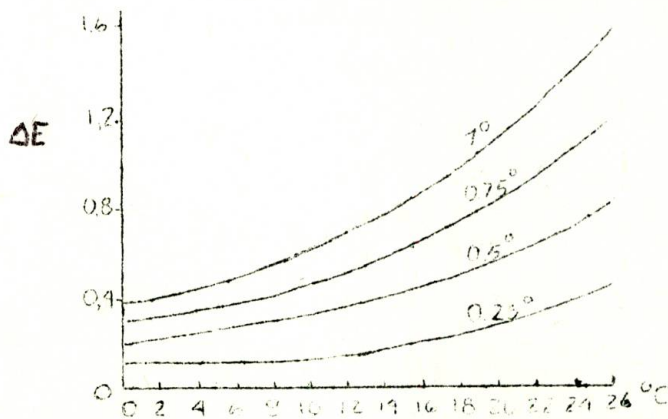
La diferencia de tensión creada entre dos gotas por su diferencia de temperatura es función de esta diferencia y también de la temperatura misma. Derivando la fórmula de la tensión saturante.

$$\Delta E = \frac{dE}{dT} \Delta T$$

Sustituyendo $\frac{dE}{dT}$ por la fórmula de Clapeyron:

$$\Delta E = \frac{LE}{r_w T^2} \cdot \Delta T$$

Suponiendo $\Delta T = \text{constante}$ ΔE es sólo función de T . Tomando ΔT como parámetro se **construye** fácilmente un abaco cartesiano, con ejes de coordenadas T y ΔE . Todas las curvas son afines; a partir de la curva de parámetro $\Delta T = 1^\circ$; se deducen las de parámetro decimal, 0,1, 0,2... $^\circ\text{C}$. dividiendo cada ordenada en diez partes iguales. La construcción de la primera curva puede hacerse de un modo puramente gráfico utilizando la curva de saturación. Estas curvas suben hacia la derecha (temperatura creciente) ~~demostrando que un mismo contraste térmico es tanto más eficaz cuando más elevada es la temperatura.~~ Así se explica que tal mecanismo sea suficiente para el desarrollo de los chu



Destilación térmica.

Abcisas = temperatura.
Ordenadas = diferencia de presión saturante.

Las curvas corresponden a diferencias de temperatura entre el manantial y el colector.

bascos tropicales y juega un papel muy secundario en el de la lluvia de nube fría, tanto más cuanto que la violencia

de la convección favorece directamente las desigualdades -
térmicas.

7. DESTILACION POR CAPILARIDAD:

La segunda forma de destilación ~~depende del tamaño de las gotas.~~ Volviendo a la fórmula del efecto capilar:

$$\Delta H = k R^{-1}$$

vemos que la sobresaturación de equilibrio ($H - 100$) es -
inversamente proporcional al radio; por consiguiente, ~~la caída de tensión y el sentido de la corriente de vapor irá de las gotas pequeñas a las grandes, tanto más enérgicamente cuanto mayor sea la diferencia de tamaño.~~ El fenómeno puede asimilarse a la destilación térmica, definiendo una temperatura ficticia, función de la temperatura verdadera y del radio de la gota, por la ecuación:

$$E(T) + \frac{2\sigma}{R T r_w} = E(\tau)$$

τ es, pues, sencillamente la temperatura del punto de rocío correspondiente a la tensión efectiva de equilibrio. -
No hay que pensar en resolver analíticamente la ecuación y debemos contentarnos con procedimientos gráficos. Para T , constante, ~~τ es función decreciente de R ; por consiguiente, a medida que una gota aumenta y la otra disminuye, sus temperaturas representativas varían en sentido inverso y su -~~

diferencia crece en valor absoluto. A tal efecto contribuye principalmente la gota decreciente, pues cuando R tiende a ∞ , τ tiende al límite finito T , mientras que cuando R tiende a cero, τ aumenta ilimitadamente. Si llamamos τ_1 y τ_2 a las temperaturas representativas de las dos gotas y suponemos que la primera sea suficientemente grande para que el término capilar sea despreciable, podremos poner:

$$E(\tau_2) - E(\tau_1) \approx \frac{2\sigma}{r_w T R_2}$$

La velocidad de destilación, que es proporcional a la diferencia de tensiones, irá, pues, creciendo, a medida que la gota pequeña se vaya evaporando, al contrario de lo que pasaba en la destilación térmica. La destilación por capilaridad es incompatible con el régimen estacionario; ~~se iría acelerando sin limitación si no fuese que a partir de cierto tamaño intervienen las fuerzas osmóticas y los fenómenos de adhesión, que se oponen a la desecación completa y reconstrucción del núcleo inicial de condensación.~~ De todos modos el crecimiento de algunas gotas por este mecanismo es muy rápido y eficaz, siendo suficientes diferencias insensibles de tamaño para iniciarlo. Los chubascos cálidos se explican totalmente combinando los dos efectos estudiados, a partir de una nube de constitución perfectamente homogénea: ~~Las primeras diferencias se engendran por des-~~

~~tilación capilar, en forma casi explosiva y brusca.~~

8. DESTILACION POR CAMBIO DE FASE:

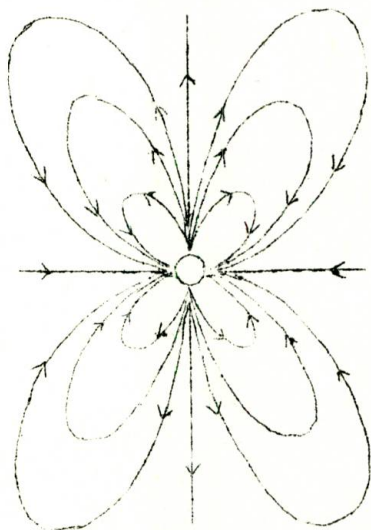
La tercera forma de destilación tiene lugar ~~entre gotas subfundidas y cristales sólidos~~. Sabemos que a la misma temperatura la tensión de equilibrio con relación al agua líquida es mayor que con relación al hielo y que la diferencia alcanza su valor máximo a la temperatura de -12° C. Dicho máximo es de 0,27 mb. Basta examinar la curva de saturación para comprender que para alcanzar diferencias del mismo orden a baja temperatura se requieren enormes discrepancias térmicas y que sólo a temperaturas elevadas ambos efectos son comparables. ~~A baja temperatura la única destilación eficaz es la de cambio de fase. De aquí se deduce que las nubes mixtas son sistemas inestables, que tienden a evolucionar en el sentido de la congelación hasta la desaparición total de la fase subfundida. Los gérmenes cristalinos son, pues, doblemente activos: por contacto directo con la fase líquida provocan su congelación inmediata, pero por contacto indirecto a través del vapor conducen al mismo resultado mediante la destilación.~~

~~Los elementos de precipitación creados por este mecanismo son siempre sólidos. De acuerdo con la teoría de Findeisen todas las precipitaciones, o la mayor parte, de las precipitaciones de la zona templada se inician de este mo-~~

do, incluso las que llegan al suelo en forma de lluvia; la lluvia no es más que nieve fundida por recalentamiento posterior, al atravesar en su descenso la isoterma de 0°C .

9. EFECTO DE CAPTURA:

El crecimiento directo y el crecimiento por destilación, sólo juegan el papel de fases preliminares, necesarias, del crecimiento definitivo que se verifica por aglomeración. - Esta es la forma de crecimiento más parecida a la coagulación de los coloides. Defant descubrió, hace años, analizando la composición de la lluvia que en un mismo chubasco



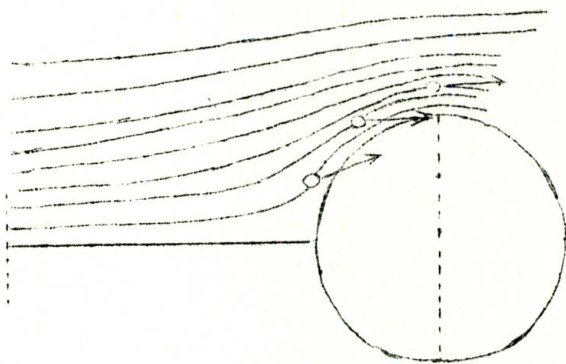
Atracción hidrodinámica entre gotas próximas, según Bjerkness

La figura representa los campos de fuerza creados por cada gota; el resultado es una atracción mutua.

no se encuentran gotas de todos los tamaños, sino que predominan aquellas cuyos volúmenes son proporcionales a la serie 2ⁿ. La interpretación inmediata de tal regularidad es que las gotas sólo crecen por fusión de dos iguales, a partir de la nube de composición homogénea. Aunque las

investigaciones modernas no parecen confirmar enteramente el hecho, parece indudable que todas las gotas de una lluvia son siempre múltiples enteros de una o dos gotas elementales. Teóricamente deben distinguirse ~~dos suertes de conjunción: homogénea, o de gotas iguales, y heterogénea, o de gotas desiguales.~~ Dos gotas iguales caen con la misma velocidad y parece que debían de mantenerse a distancia invariable; sin embargo, ~~cuando un cuerpo se mueve en el seno de un fluido, crea a su alrededor un estado de movimiento inducido, el cual produce sobre otro cuerpo sumergido cercano, cierta fuerza llamada hidrodinámica.~~ El espectro de este campo de fuerzas es semejante al del campo electrostático, salvo el sentido, que es inverso. ~~Dos gotas cercanas se encuentran sometidas cada una al campo hidrodinámico de la otra; el resultado es una atracción mutua.~~ Estas fuerzas son muy débiles, y por poco desiguales que sean las velocidades de las gotas, carecen de eficacia por falta de tiempo; en cambio dos gotas iguales, que permanecen largo rato en la misma situación relativa, acaban por obedecer al impulso hidrodinámico y precipitarse una contra otra, fundiéndose. ~~Si las gotas poseen carga eléctrica libre, la colisión se dificulta considerablemente, - pues de ordinario las gotas próximas llevan cargas del mismo signo y se repelen y aunque en un momento dado se acer-~~

casen dos cargas de signo contrario, la gota resultante de su fusión sería neutra y el proceso se detendría automáticamente. Las gotas neutras, bajo la acción del campo electrostático reinante en la nube, se polarizan y entonces nacen alrededor de ellas fuerzas electrostáticas que tienden a destruir el efecto del dipolo hidrodinámico por estar dirigidas exactamente en sentido contrario. Afortunadamente estas fuerzas vienen a ser despreciables cuando el tamaño de las gotas es suficiente, es decir, cuando las fuerzas -



Efecto de captura.

Las gotitas que se encuentran a una distancia de la trayectoria de la gota gran de inferior al valor crítico AB son capturadas. El coeficiente K definido en el texto vale

$$K = \left(\frac{AB}{2p} \right)^2 \quad (p = \text{radio de la gota colectora})$$

hidrodinámicas, que dependen de la velocidad de caída, son mayores, y recíprocamente: en las gotas pequeñas es despreciable el campo hidrodinámico y es intenso el electrostático, y como cualquiera de estos dos campos, por sí solo, obra como una atracción, resulta que las gotas pequeñas empiezan por fundirse por efecto electrostático, y una vez crecidas siguen fundiéndose por efecto hidrodinámico.

La conjunción heterogénea se produce por choque mecáni

co entre gotas de distinta velocidad. Entre gotas pequeñas el efecto es prácticamente nulo, pero es muy eficiente en la última fase del desarrollo, cuando una gota grande y relativamente solitaria cruza el aire nuboso. Considerando como inmóviles las pequeñas gotas dispersas y llamando v a la velocidad relativa de la gota viajera, el espacio barrido por ella en la unidad de tiempo vale:

$$\pi R^2 \cdot v$$

Si el contenido de agua líquida por unidad de volumen es w y fuesen capturadas todas las gotas contenidas en el volumen barrido, la cantidad de agua capturada sería:

$$\pi R^2 \cdot v \cdot w.$$

pero esto no ocurre: a consecuencia de la inducción hidrodinámica las gotitas tienden a apartarse del paso de la gota grande y a evitar el choque, tanto más enérgicamente cuanto menores sean sus dimensiones; el resultado es el mismo que si se estrechase la boca del canal barrido por la gota: todas las gotitas a un lado hacia el eje, de cierta línea de corriente crítica, van a chocar con la esfera, mientras que las situadas al otro lado escapan al choque; la posición de dicha línea crítica depende de las dimensiones de la gotita. La corrección conveniente puede hacerse multiplicando la expresión anterior por un factor

menor que la unidad, que designaremos por k . El incremento del radio de la gota grande valdrá, pues:

$$\pi k R^2 v w \Delta t = 4 \pi R^2 \Delta R$$

$$\Delta R = \frac{k}{4} v w \Delta t$$

que depende de la velocidad relativa y del contenido de agua líquida, pero no del tamaño de la gota, salvo la pequeña influencia que tiene sobre k . Este parámetro está ligado más estrechamente con el tamaño medio de las gotitas capturadas, o mejor dicho, con el tamaño relativo medio de las mismas, tomando como módulo de comparación la gota grande.

Escribiendo la última ecuación en la forma:

$$dR = \frac{k}{4} w ds$$

e integrando tendremos:

$$R_2 - R_1 = \frac{k}{4} w (s_2 - s_1)$$

el radio crece proporcionalmente al camino recorrido. Respecto a la definición de este camino hay que decir que siendo v la velocidad de la gota con relación al aire nuboso, que es la diferencia entre su velocidad absoluta y la del aire, ds no representa la distancia geométrica, sino la longitud de la columna de aire que se desliza junto a la

gota durante el intervalo elemental dt , que puede alcanzar valores considerables. Por otra parte, una misma gota sue le recorrer más de una vez en ambos sentidos todo el espesor de una nube. Ambas circunstancias concurren para producir enormes recorridos, que explican suficientemente las dimensiones de las gotas de lluvia registradas, sobre todo durante algunos chubascos.

El crecimiento de los copos de nieve se produce en igual forma; en este caso tenemos evidencia directa por la misma constitución del copo, que es una trabazón de cristales de origen independiente. El crecimiento por sublimación conduciría a la prolongación de la estructura cristalina. En la naturaleza actúan alternativa o simultáneamente ambos procesos; las velocidades relativas en este caso son pequeñas debido a la ligereza de los copos y el camino recorrido dentro del aire nuboso se prolonga extraordinariamente. Ya nos hemos referido antes a la formación del granizo por captura de gotas subfundidas y al alargamiento del recorrido por la violencia de las corrientes ascendentes.

10. DESTRUCCION DE LAS GOTAS:

Antes de terminar es necesario añadir dos palabras sobre la destrucción de las gotas de lluvia. Esta destrucción tiene lugar de dos modos: por evaporación, que viene

a ser el fenómeno inverso del crecimiento directo y destilación, y por ruptura, que viene a ser el inverso de la coalescencia. De la evaporación nos hemos ocupado antes; en cuanto a la ruptura se trata de un fenómeno dinámico desencadenado por vibraciones internas que rebasan el límite de estabilidad. Se sabe, experimentalmente, que ninguna gota resiste una velocidad relativa de corriente de 8 m/seg que corresponde a la velocidad estacionaria de caída para gotas de radio 3,6 mm. Estas son, pues, las mayores dimensiones que puede alcanzar una gota de lluvia. El fenómeno de la pulverización de las grandes gotas comporta consecuencias de la mayor importancia en la génesis de los grandes chubascos, pues por este medio la nube se hace capaz de retener considerables cantidades de agua líquida, que de otro modo, serían perdidas: el aire de la corriente que alimenta a la nube es eliminado por arriba, gracias a la divergencia horizontal, pero gran parte del vapor acuoso que le acompañaba no le sigue en su camino, pues habiendo pasado a la fase líquida, su peso específico actual se lo impide. Por otra parte la ruptura de las grandes gotas las hace capaces de permanecer dentro del cuerpo de la nube, y ésta puede conservar consigo casi toda el agua líquida. En una palabra: las gotas incluidas dentro de una nube precipitante (sobre todo, de tipo convectivo) oscilan alrededor del

~~tamaño óptimo para ser retenidas~~: ni demasiado pequeñas para verse arrastradas y expulsadas por arriba ni demasiado grandes para caer y ser expulsadas por abajo. Así se explica que el contenido de agua líquida en esta clase de nubes alcance valores muy grandes, no sólo con relación al contenido de vapor existente antes de empezar la condensación, sino también con relación al mismo aire nuboso, antes de empezar la fase precipitante.

~~Mientras funciona eficazmente el mecanismo de ruptura la nube se va enriqueciendo en agua líquida, y además se alteran las proporciones reinantes entre la cantidad de ésta que adopta la forma de gotitas de nube y la que forma gotas de lluvia, de tal manera que tiende a establecerse un nuevo equilibrio que puede describirse estadísticamente como una superposición de dos poblaciones, cada una con su distribución espectral propia, a saber: la población de las pequeñas gotas de nube y la población de las grandes gotas precipitantes. El mecanismo de ruptura favorece el aumento incesante de la primera población, mientras que el mecanismo de la destilación y de la captura ayudan a destruir la primera en beneficio de la segunda. El número de gotas que se acercan simultáneamente al umbral de la precipitación llega a ser pronto extraordinario, de donde resulta que en el momento de alcanzarlo el número~~

de grandes gotas que abandonando la nube pueden llegar al suelo, lo es también y el chubasco se desencadena brusca-- mente, llegando a su máxima violencia desde el primer mo-- mento y tendiendo inmediatamente más bien a decrecer. La nube precipitante podría compararse con la conducta de un ejército que después de almacenar una gran provisión de mu-- niciones se lanza al ataque por sorpresa tratando de acri-- billar al enemigo con la máxima densidad de fuego posible.

11. PRECIPITACION ARTIFICIAL:

Conocida la constitución de las nubes y sabiendo que - la precipitación empieza en cuanto se rompe la homogenei-- dad pueden emplearse estos conocimientos para provocar ar-- tificialmente el fenómeno. Tales ensayos satisfacen una - doble finalidad: bajo el punto de vista teórico contribu-- yen a acrecentar el conocimiento de la microfísica de las nubes estables y de lluvia y bajo el punto de vista prácti-- co pueden conducir a aplicaciones de positiva importancia económica.

Los ensayos efectuados hasta ahora van dirigidos a des-- encadenar el mismo proceso descrito por Bergeron y Findei-- sen para dar cuenta del origen de la lluvia natural en los ciclones extratropicales, es decir, mediante la acción de gérmenes de congelación en el seno de una nube subfundida.

El método se funda en el supuesto de que ciertas nubes reúnen todas las condiciones necesarias para precipitar y no lo hacen por carencia de gérmenes de congelación y se espera que la precipitación se produzca diseminando una cantidad adecuada de tales gérmenes en su seno, bien sea desde aviones, bien por medio de cohetes y otros ingenios lanzados desde el suelo. Los primeros gérmenes ensayados con resultado bastante satisfactorio fueron los cristales de nieve carbónica, obtenidos por sublimación mediante la descompresión brusca del gas carbónico comprimido. Estos cristales pueden actuar directamente como tales gérmenes o bien indirectamente favoreciendo el nacimiento de gérmenes homogéneos dentro de las gotitas subfundidas, gracias al considerable descenso local de temperatura que acompaña a la rápida vaporización de la nieve carbónica; no es difícil sobrepasar el enfriamiento necesario para el nacimiento de los primeros gérmenes espontáneos (-40°C). La acción de la nieve carbónica es demasiado breve y el éxito no es seguro siempre.

De todas las sustancias empleadas hasta hoy, la mejor parece ser el yoduro de plata, finamente dividido. Aunque la estructura química de esta sal difiere bastante de la del agua, principalmente por la monovalencia del yodo, frente a la bivalencia del oxígeno, las redes cristalinas ele-

mentales se parecen mucho: ambas consisten en un esqueleto r6mbico prism6tico de dimensiones casi id6nticas cuyos v6rtices ocupan los cationes Ag o H; los aniones (O o I) quedan englobados dentro de esta red con menos similitud. El isomorfismo es suficiente para que los g6rmenes de AgI puedan recubrirse de estratos moleculares de H₂O y convertirse r6pidamente en cristales de hielo. El principal inconveniente de estos g6rmenes es un r6pido desgaste en contacto con el aire; por este motivo no pueden emplearse sino en estado naciente, y si no encuentran ocasi6n de actuar inmediatamente, pierden pronto su actividad o capacidad de funcionar. El lanzamiento se efectúa por uno u otro procedimiento, pues son muchas las t6cnicas ensayadas con 6xito o menos completo.