

Tema 4: MICROFÍSICA DE NUBES

4.1 Microfísica de nubes cálidas

- 4.1.1 Nucleación de gotas
- 4.1.2 Condensación y evaporación
- 4.1.3 Velocidad de caída de la gota
- 4.1.4 Coalescencia
- 4.1.5 Desintegración de gotas

4.2 Microfísica de nubes frías

- 4.2.1 Nucleación homogénea de partículas de hielo
- 4.2.2 Nucleación heterogénea de partículas de hielo
- 4.2.3 Deposición y sublimación
- 4.2.4 Agregación y "Riming" (Escarchado)
- 4.2.5 Granizo
- 4.2.6 Aumento del hielo
- 4.2.7 Velocidad de caída de partículas de hielo
- 4.2.8 Fusión

4.3 Tipos de procesos microfísicos de las sustancias acuosas en la nube

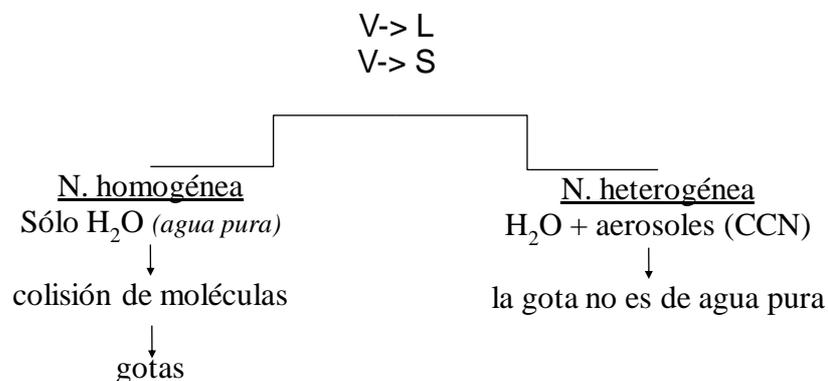
4.4 Ecuaciones de continuidad del agua

4.1 Microfísica de nubes cálidas

$T > 0^{\circ}\text{C}$ -> sólo agua líquida ----- nubes cálidas
 $T < 0^{\circ}\text{C}$ -> agua líquida + cristales de hielo ----- nubes frías

4.1.1 Nucleación de gotas

Cambio de moléculas de agua de un estado de agregación menos ordenado a otro más ordenado



Nucleación homogénea

$$\Delta E = 4\pi R^2 \sigma_{vl} - 4/3 \pi R^3 n_l (\mu_v - \mu_l) \quad \text{egía. para formar una gota de radio } R$$

- ♦ σ_{vl} -> tensión superficial de la gota (trabajo para crear una interfase de área unidad)
- ♦ n_l -> número de moléculas de agua por unidad de volumen de la gota
- ♦ μ_v -> energía libre de Gibbs de una molécula de vapor
- ♦ μ_l -> energía libre de Gibbs de una molécula de líquido

Por tanto:

T1 -> trabajo requerido para formar una interfase L-V alrededor de la gota

T2 -> variación de energía asociada con el cambio de fase

Si $T1 > T2$ -> $\Delta E > 0$ -> la gota no sobrevive

Si $T1 < T2$ -> $\Delta E < 0$ -> la gota sobrevive y se dice que se ha nucleado

Conviene utilizar propiedades macroscópicas:

$$(\mu_v - \mu_l) = K_B T \ln(e/e_s) \quad \text{donde } K_B \text{ es la cte de Boltzman}$$

e -> tensión de vapor
e_s -> tensión saturante sobre una superficie plana de agua

$$\Delta E = 4\pi R^2 \sigma_{vl} - 4/3 \pi R^3 n_l K_B T \ln(e/e_s)$$

la condición crítica (a partir de la cual la gota se formará) será con $\Delta E = 0$

$$4\pi R^2 \sigma_{vl} = 4/3 \pi R^3 n_l K_B T \ln(e/e_s)$$

Despejando el radio: $R_c = 2\sigma_{vl} / n_l K_B T \ln(e/e_s)$ fórmula de Kelvin

por encima de R_c habrá nucleación y por debajo no.

R_c es función de $h=(e/e_s)$; para que se forme una gota debe haber sobresaturación

para $e < e_s$ no hay condensación

para $e = e_s$, $h=1 \rightarrow R_c \rightarrow \infty$

se necesita $e > e_s$ para que existe gota. Cuando mayor sea la sobresaturación más pequeño será el tamaño de la gota para ser estable.

En realidad para que existan gotas reales se necesita $e/e_s = 4$ ó 5 , pero rara vez pasa de 1.01

=>> las nubes no se forman por nucleación homogénea

R_c es función de T y también de σ_{vl} . La dependencia T << que h y no se considera

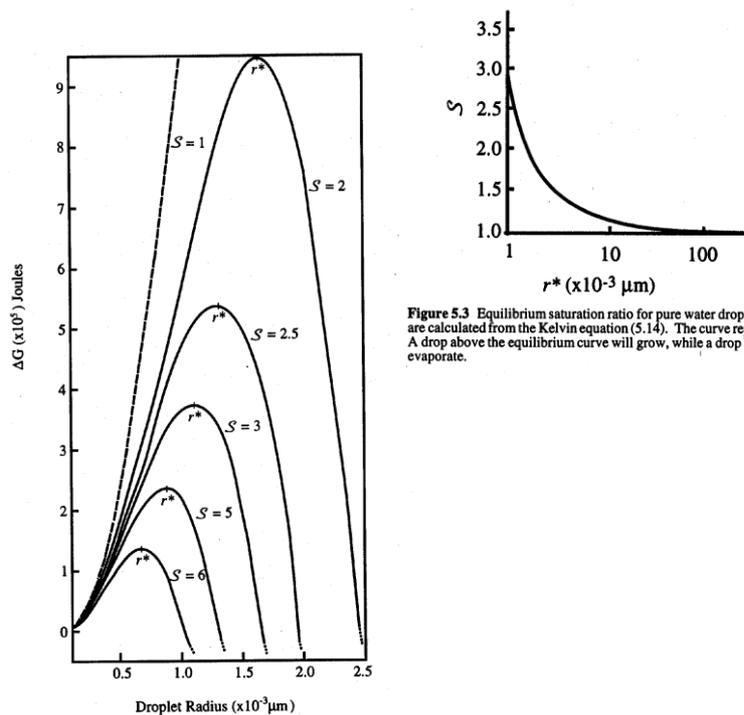


Figure 5.3 Equilibrium saturation ratio for pure water drops as a function of radius. Values are calculated from the Kelvin equation (5.14). The curve represents an unstable equilibrium. A drop above the equilibrium curve will grow, while a drop below the equilibrium curve will evaporate.

Nucleación heterogénea

Sobre un aerosol

σ_{vl} es \uparrow \rightarrow no se forma

σ_{vl} es \downarrow \rightarrow se adhiere, se dice que es un CCN

σ_{vl} \rightarrow tensión superficial de la gota (trabajo para crear una interfase de área unidad)

soluble - insoluble: geometría \rightarrow insoluble más fácil de llegar a R_c

soluble – soluble: e_s sobre un líquido $<$ que sobre agua pura

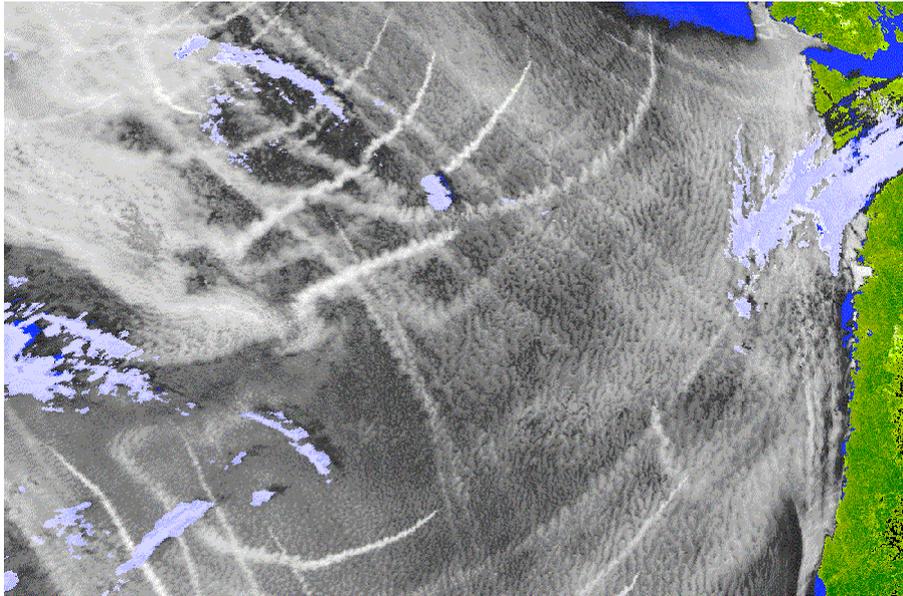
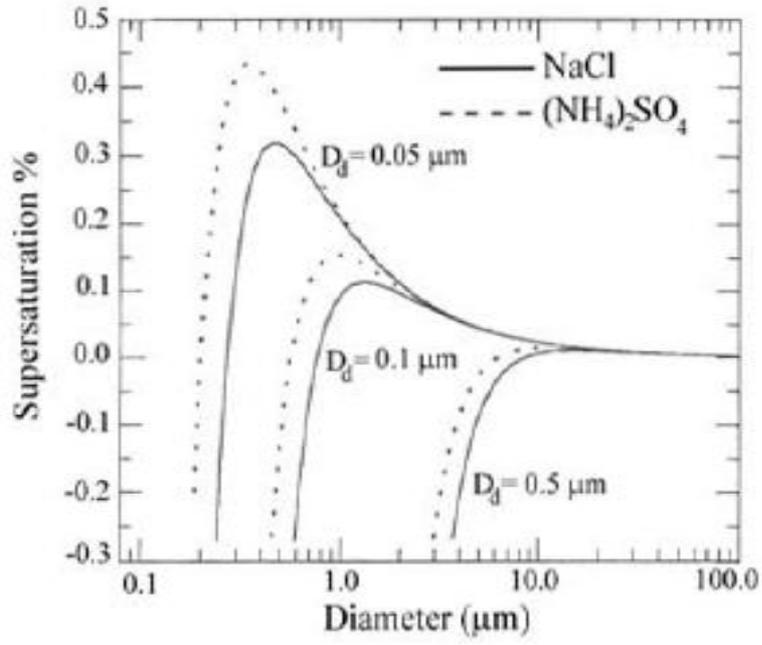
$e/e_s \uparrow \rightarrow R_c$ es menor \rightarrow la condición crítica es menor

en la práctica este mecanismo es el más eficaz

Aerosoles:

- * Núcleos de Aitken: $R < 0,1$ micrómetros
- * Núcleos grandes: $0,1 < R < 1$ micrómetros \leftarrow NNC
- * Núcleos gigantes: $R > 1$ micrómetros

Los útiles son los núcleos grandes \rightarrow aerosoles sulfatos



“Ship Tracks” Coakley et al., *Science*, 1987

4.1.2 Condensación y evaporación

Condensación de WV alrededor de la gota

La gota una vez formada puede crecer por difusión del vapor de agua a la gota

a) Distribución de vapor de agua alrededor de la gota

Ley de difusión de Fick $\frac{\partial \rho_v}{\partial t} = D_v \nabla^2 \rho_v$

ρ_v \longrightarrow masa de WV / volumen de aire

D_v \longrightarrow coeficiente de difusión molecular del WV
(aprox cte)

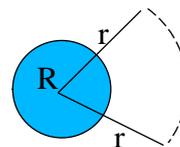
El crecimiento de la gota no tiene solución analítica.

Sólo en un caso:

- ✓ Difusión en estado estacionario : $\frac{\partial \rho_v}{\partial t} = 0$
- ✓ La distribución de WV es simétrica alrededor del centro de la gota

así ρ_v sólo depende de la distancia radial (r)

$$\nabla^2 \rho_v = 1/r^2 \cdot \delta/\delta r (r^2 \cdot \delta \rho_v / \delta r) = 0$$



- ✓ Contornos : a $r \rightarrow \infty$; ρ_v es la del aire ambiente
a $r=R$; ρ_v es la del WV en la superficie de la gota

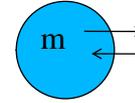
Integrando la ec. diferencial con estas 2 condiciones frontera en derivadas parciales tenemos:

$$\rho_v(r) = \rho_v(\infty) - R/r \cdot [\rho_v(\infty) - \rho_v(R)]$$

b) Crecimiento de la gota

Si la gota tiene una masa m , la variación de masa que experimenta por flujo de moléculas de WV serán las moléculas que atraviesan su área.

El flujo de vapor en su dirección radial es: $D_v(d\rho_v/dr)$



Y alrededor de la superficie esférica de la gota de radio R sería: $(d\rho_v/dr)]_R$

La variación de la masa será: $\dot{m}_{dif} = 4\pi R^2 D_v (d\rho_v/dr)]_R$

$$\dot{m}_{dif} = 4\pi R D_v [\rho_v(\infty) - \rho_v(R)]$$

Cuando el vapor de agua condensa sobre la gota se libera calor latente a una velocidad $L\dot{m}_{dif}$, si suponemos que el calor se libera según se forma y es conducido fuera tendremos por analogía que

$$L\dot{m}_{dif} = 4\pi R K_a [T(R) - T(\infty)]$$

K_a : conductividad térmica del aire

bajo saturación $e_s = \rho_{vS} R_v T$ luego $\rho_v(R) = \rho_{vS}(T(R))$

Las 3 ec. pueden solucionarse numéricamente y obtener: \dot{m}_{dif} , $T(R)$ y $\rho_v(R)$

CASO ESPECIAL:

Entorno saturado: $e(\infty) = e_s(T(\infty))$ La gota crece o se evapora en un entorno saturado

Claussius-Clapeyron: $\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} \approx \frac{L}{R_v T^2}$ y de $e_s = \rho_{vS} R_v T$

$$\dot{m}_d = \frac{4\pi R \hat{S}}{\hat{F}_K + \hat{F}_D} \quad \text{donde} \quad \hat{S} = \frac{e(\infty)}{e_s(\infty)} - 1 \quad ; \quad \hat{F}_K = \frac{L^2}{K_a R_v T^2(\infty)} \quad ; \quad \hat{F}_D = \frac{R_v T(\infty)}{D_v e_s(\infty)}$$

$\hat{S} = \hat{S}(h) y T$ $\hat{F}_K = \hat{F}_K(K_a) y T$ K_a : conductividad térmica del aire

$\hat{F}_D = \hat{F}_D(D_v) y T$ D_v : difusividad del WV

Por tanto: $\dot{m}_d = \dot{m}_d(T, h, R)$ T y h del entorno y del radio de la gota

$\dot{m}_d \uparrow$ si $R \uparrow$
 $\dot{m}_d \uparrow$ si $h \uparrow$
 Si $T \uparrow$: $e_s(\infty) \uparrow \rightarrow S \downarrow \rightarrow \dot{m}_d \downarrow$
 $F_K \downarrow \rightarrow \dot{m}_d \uparrow$
 F_D variable

depende del intervalo de T

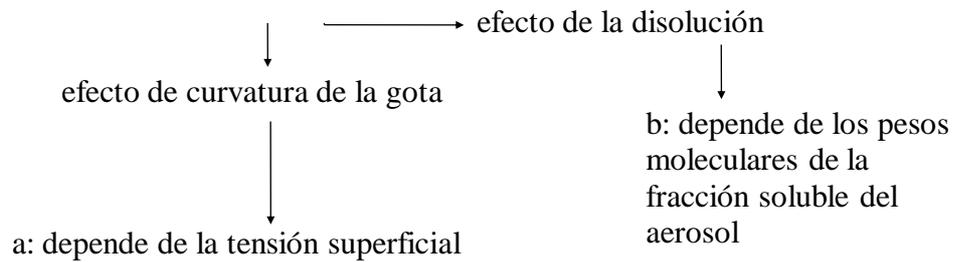
Hemos supuesto hasta ahora que :

- que no hay disolución adicional del CCN (o es insoluble o estaba muy diluido, agua casi pura)
- que es una gota muy grande (sin curvatura)

Si la gota no es muy grande -> incluir efectos de curvatura

Si hay un soluto -> incluir efectos de disolución

$$m_d = \frac{4\pi R}{\hat{F}_K + \hat{F}_D} \left(\hat{S} - \frac{\hat{a}}{R} + \frac{\hat{b}}{R^3} \right)$$



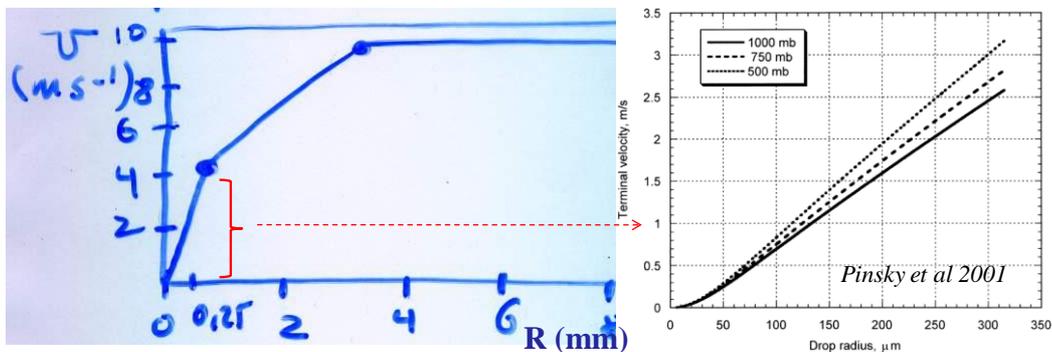
4.1.3 Velocidad de caída de la gota

gravedad + fricción

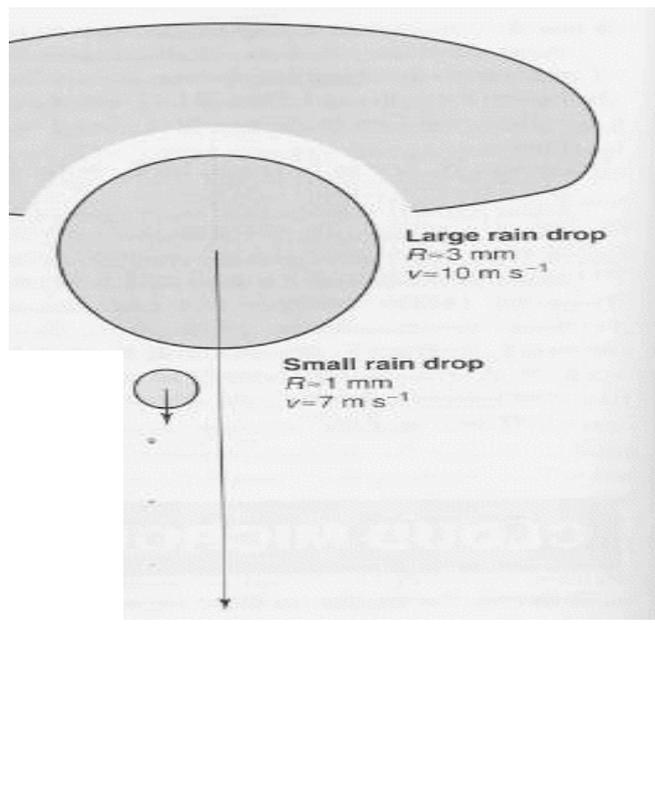
la velocidad de caída terminal (V) de la gota es función del radio R

- ★ V es despreciable $R < 0,1$ mm -> *gotas de nube*
- ★ Para $0,1 > R > 0,25$ mm -> *gotas de llovizna*
- ★ para $R > 0,25$ mm -> *gotas de lluvia*

★ Dos pendientes dependiendo de R

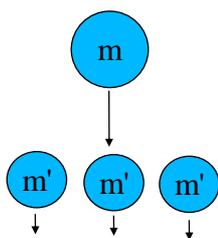


★ Cuando llegan a 3 mm V es casi cte por la forma (ovalada)



4.1.4 Coalescencia

Proceso de crecimiento de una gota por colisión con otra en su caída
 una gota de masa m colisiona con otras de masa m'



Suponemos que las partículas de masa m' están uniformemente distribuidas por la nube

Ecuación de colección-coalescencia continua:

$$\dot{m} = A_m \rho q_m \sum_c(m, m') |V(m) - V(m')|$$

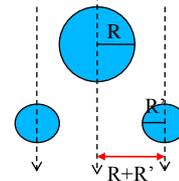
q_m : humedad específica de agua en la nube de gotas de masa m'
 A_m : área de cruce efectiva
 $\sum_c(m, m')$: eficacia de colisión – coalescencia
 ρ : densidad del aire



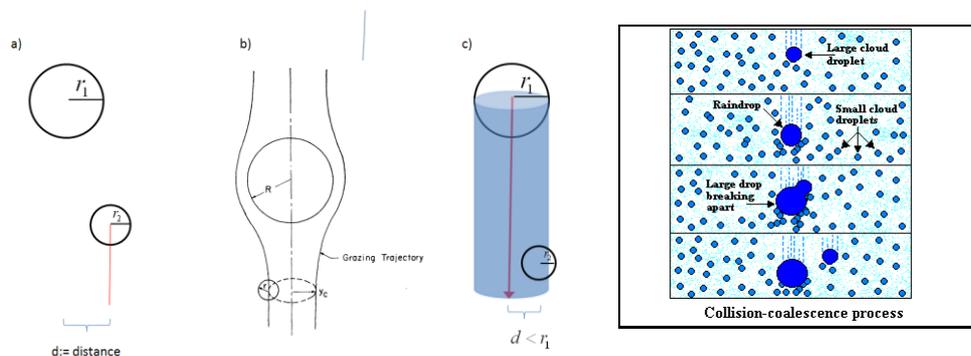
Se observa que: $\dot{m} = A_m \rho q_m \Sigma_c(m, m') |V(m) - V(m')|$

- 1) Cuanto mayor sea el contenido de agua en la nube ρq_m mayor será el crecimiento
- 2) Cuanto mayor sea la diferencia de V de las gotas mayor será el aumento de masa
 - a. colecta la de mayor tamaño al tener mayor V de caída
 - b. si cayeran a la misma V no habría colección
- 3) Se suelen suponer esféricas de radio $R \rightarrow$ el área de cruce efectivo sería $A = \Pi(R + R')^2$

cualquier gota centrada en un cilindro de radio $R + R'$ es susceptible de ser colectada



- 4) eficacia de colisión – coalescencia $\Sigma_c(m, m')$
 - 1) eficacia de colisión: una gota dentro del cilindro puede colisionar o no $eficacia > 1 ; < 1$
 Por ej: por las corrientes generadas por las gotas en su caída, y al revés
 - 2) eficacia de coalescencia: una vez producida la colisión pueden permanecer juntas o no. En general es alta (se puede considerar 1).
 Por ej: partículas cargadas eléctricamente que se repelen.



- a) Caso ideal: la gota mayor colecta todas las gotas pequeñas con $d < r_1 + r_2$.
- b) La gota grande aleja en su mov. A las pequeñas
- c) Todas las gotas con $d < r_1$ son colectadas.

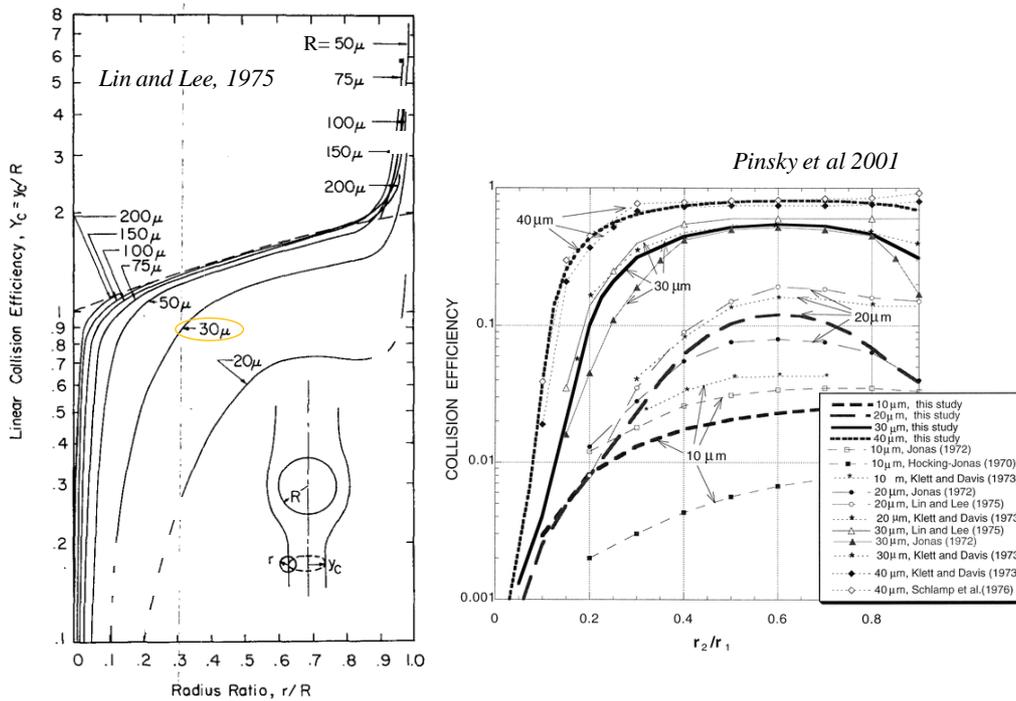


FIG. 6. Calculated collision efficiency.

Para gotas de varios tamaños:

$$\dot{m} = \int_0^{\infty} A_m |V(m) - V(m')| \Sigma_c(m, m') m' N(m') dm'$$

donde:

$N(m')$ es la función de distribución de masas

$N(m') dm'$ será el nº de partículas por unidad de volumen de aire en el rango de tamaños de (m') a $(m'+dm')$

4.1.5 Desintegración de gotas

Cuando las gotas adquieren cierto tamaño comienzan a ser inestables y se rompen en gotas más pequeñas

No se pueden hacer trabajos de campo → sólo resultados de laboratorio → funciones empíricas

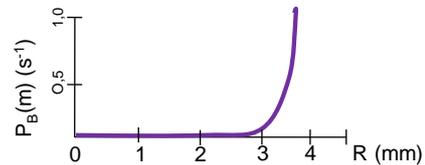
Funciones de Srivastava:

1ª) $P_B(m)$ → probabilidad de que una gota de masa m se rompa por unidad de tiempo

$$P_B(m) = 2,94 \cdot 10^{-7} e^{3,4R}$$

★ para gotas $< 3,5$ mm $P_B \approx 0$

★ $R > 3,5$ mm P_B se incrementa exponencialmente con el R



2ª) $Q_B(m',m) dm$ → nº de gotas de masa m a $m+dm$ formadas por la ruptura de una gota de masa m'

$$Q_B(m',m) = 0,1 \cdot R'^3 \cdot e^{-15,6R}$$

★ R' : radio de la gota de masa m' (cm)

★ R : radio de la gota de masa m (cm)

La variación es exponencial

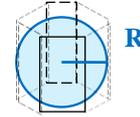
4.2 Microfísica de nubes frías

4.2.1 Nucleación homogénea de partículas de hielo

V->S ; L->S

Partículas poliédricas (no esféricas):

$$\text{volumen} = \frac{4}{3} \pi R^3 \alpha_I \quad \text{área} = 4 \pi R^2 \beta_I$$



α_I y β_I : parámetros > 1 ; ≈ 1 si el poliedro se aproxima a una esfera

$$\text{L->S: } R_{cl} = \frac{2 \sigma_{ll} \beta_I}{n_I K_B T \ln \frac{e_s}{e_{sl}} \alpha_I}$$

R_c depende de T
Nucl. homogénea se alcanza: con $T < -35^\circ, -40^\circ\text{C}$

método más eficaz por debajo de $-35^\circ/-40^\circ\text{C}$

$$\text{V->S: } R_{cl} = \frac{2 \sigma_{vl} \beta_I}{n_I K_B T \ln \frac{e}{e_{sl}} \alpha_I}$$

R_c depende de h y T
: $T < -65^\circ\text{C}$ y $e/e_{sl} \approx 1000\%$

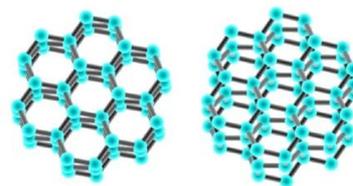
no es posible

4.2.2 Nucleación heterogénea de partículas de hielo

- Los núcleos de condensación de hielo (ICN) son muy diferentes a los CCN:
 - estado más ordenado (estructura cristalina)
 - hay que deformar el enlace
 - deformación elástica $\rightarrow \sigma_{sl}$ muy grande \rightarrow muy difícil

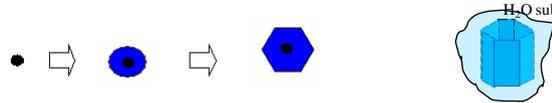
Los cristales de hielo no son gotas de lluvia congeladas.

Están compuestos de agua pura en la que las moléculas de H_2O se disponen a lo largo de una red cristalina de simetría hexagonal



Tipos de formación de cristales de hielo:

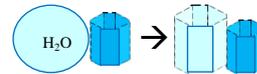
- Nucleación por condensación: la gota se forma sobre un embrión de hielo



- Nucleación por inmersión: hay un CCN + H₂O subenfriada que actúa como embrión.



- Nucleación por contacto: colisión de una gota de agua subenfriada y un ICN ya formado



- Nucleación por deposición: el vapor de agua se deposita sobre el ICN



La nucleación del hielo es tanto mejor:

- Cuanto más baja sea la T
- Cuanto más similar sea la estructura cristalina del sustrato

El mejor ICN es el propio hielo, desde $T \leq 0^\circ\text{C}$ cualquier gota subenfriada que entre en contacto con un ICN se congela inmediatamente después están algunas arcillas, o bacterias de plantas (-4°C)

Medidas de laboratorio sobre ICN muestran que al descender la T su n° aumenta exponencialmente:

$$\ln N_I = a_I (253 - T) \quad \text{no distingue el tipo de nucleación ni el tipo de sustrato.}$$

T medida en K

n_I : medida en n° de núcleos por litro de aire

a_I varía entre 0,3 y 0,8, según la localización

-> para -20°C hay aprox 1 ICN por cada litro de aire

4.2.3 Deposición y sublimación

El crecimiento de un cristal de hielo por difusión se llama deposición.

La pérdida de masa se llama sublimación.



Son similares a los procesos de condensación y evaporación de las gotas.

Diferencia: geometría

$$\dot{m} = \frac{4 \pi R \hat{S}}{\hat{F}_K + \hat{F}_D} \rightarrow \dot{m} = \frac{4 \pi R \hat{C} \hat{S}_I}{\hat{F}_{KI} + \hat{F}_{DI}}$$

factor de forma ajustado a la geometría

$L_v \rightarrow L_s$ (calor latente de sublimación)

$e_s \rightarrow e_{sI}$ (tensión saturante V->H)

NOTA: esta m también se puede calcular con aire saturado.

El hábito depende de T (la forma) y de la sobresaturación (las ramificaciones)

FORMA:

★ Hexagonal (*preferente*)

★prisma

★plato

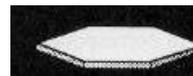
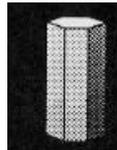
★ sólo depende de T

★ 0°C a -4°C: plato

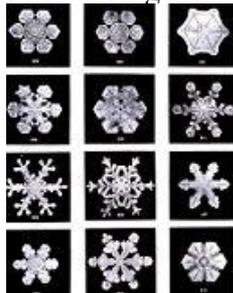
★ -4°C a -10°C: prisma

★ -10°C a -22°C: plato

★ -22°C a -50°C: prisma

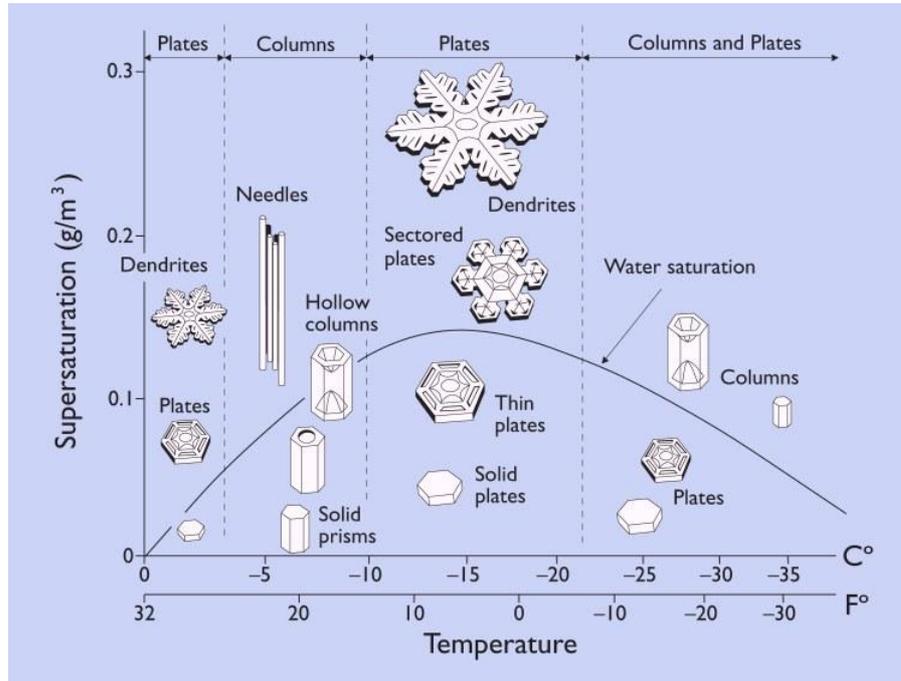


La sobresaturación genera ramificaciones con múltiples formas



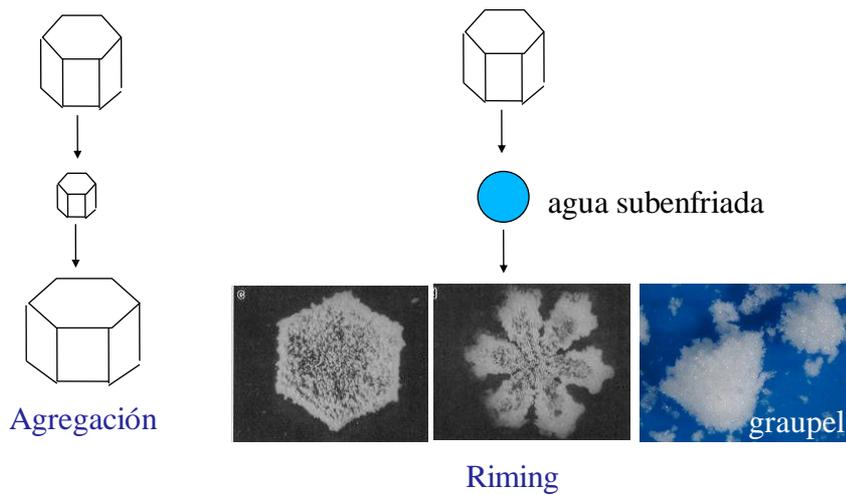
Dendrita: T entre -12°C a -16°C





4.2.4 Agregación y Riming

Equivalente a coalescencia.



$$\dot{m} = A_m \rho q_m \cdot \Sigma(m, m') |V(m) - V(m')| \text{ ec. colección continua}$$

La eficacia de agregación depende fuertemente de T:

- ♦ máxima entre 0°C y 5°C (más fácil la adherencia, la superficie es más adherente)
- ♦ por debajo de -5°C es muy pequeña
- ♦ máximo secundario entre -10 y -15°C (más ramificaciones)
- ♦ por debajo de -20°C no hay agregación

También depende de la forma:

cuanto más compleja más capacidad de agregación ($A_m \uparrow \uparrow \uparrow$)

El riming es más frecuente

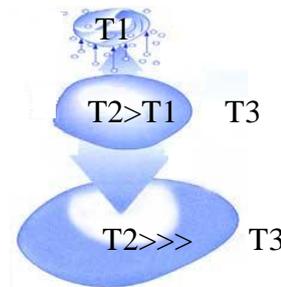
La eficacia de colisión por “riming” es bastante desconocida teóricamente, pero se supone muy alta (aprox 1)

4.2.4 Granizo

Se produce por riming sucesivo

Puede tener diámetros desde 1cm a 10-15cm

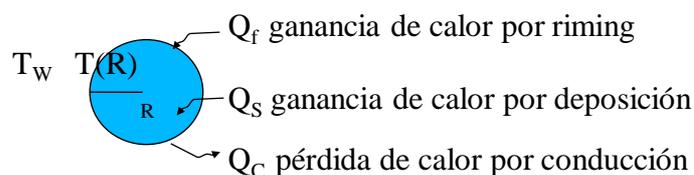
Su T puede ser mayor que la del aire:
 las gotas subenfriadas se congelan ->
 liberación de calor latente de fusión ->
 va aumentando T



El aumento de masa vendrá dado por la ec. colección continua.

$$\dot{m} = A_m \rho q_l \cdot \Sigma(m, m') |V(m) - V(m')| \quad \text{L: agua ; granizo colector de radio R}$$

Velocidad de ganancia de calor por parte del granizo:



$$\dot{Q}_f = \dot{m} \{L_f - C_w (T(R) - T_w)\}$$

\dot{m} ganancia de masa por colección
 L_f calor latente de fusión
 C_w calor específico del agua líquida

$\dot{m} L_f \rightarrow$ calor cedido por el agua líquida al ser colectada y fundir
 $-\dot{m} C_w (T(R) - T_w) \rightarrow$ calor que el granizo tiene que comunicar al agua líquida absorbida para igualar su T
 $T_w \rightarrow$ T cerca del granizo, cercana al equilibrio, pero inferior a T del aire.
 para muchos cálculos $T_w = T(\infty)$

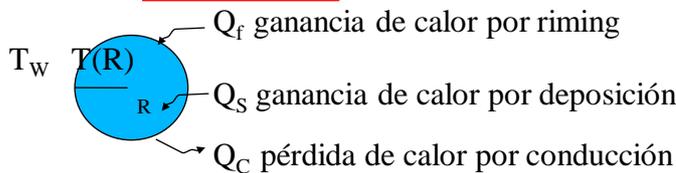
$$\dot{Q}_s = 4\pi R D_v [\rho_v(\infty) - \rho_v(R)] V_{FS} L_s$$

se refiere al intercambio de calor al ir tomando por difusión vapor de agua (o perdiendo)

$$\dot{Q}_C = 4\pi R K_a [T(R) - T(\infty)] V_{FS}$$

L_s calor latente de sublimación
 V_{FS} factor de ventilación de sublimación

En el equilibrio $\dot{Q}_f + \dot{Q}_s = \dot{Q}_C$



Si la T del granizo $< 0^\circ\text{C}$
 la superficie no tendrá nada de agua líquida, estará seca
 -> crecimiento seco

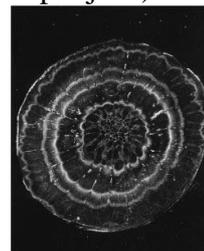
Si el término Q_f es grande, superior a los otros, y la piedra de granizo permanece un tiempo en la nube de agua subenfriada, implica que para que se consiga el equilibrio Q_C tiene que crecer mucho, en definitiva $T(R) \uparrow \uparrow$

$$Q_C = 4\pi R K_a [T(R) - T(\infty)] V_{FS}$$

$T(R)$ puede llegar a 0°C

Si la T del granizo $> 0^\circ\text{C}$ al coleccionar agua subenfriada esta no tiene por qué formar hielo, se hace una mezcla agua-hielo (granizo esponjoso)
 -> crecimiento húmedo

Ciclos alternativos de crecimiento seco y húmedo
 -> anillos en la piedra de granizo



4.2.5 Aumento de hielo (Ice enhancement)

Al medir las partículas de hielo en una nube, a menudo se ve que hay más partículas que ICN ; $\ln n_I = a_I(253-T)$

Se sabe:

- 1) el exceso puede ser de uno o dos órdenes de magnitud
- 2) no existe una clara distribución espacial ni temporal en la nube, aunque se desarrollan más en el tope de la nube
- 3) se sabe que existe más probabilidad en las partes más antiguas de la nube
- 4) se encuentra asociado a regiones de agua subenfriada
- 5) es más probable si las gotas son grandes
- 6) es un fenómeno rápido, puede pasar de 1 a 1000 núcleo/litro en 10 min.

Hay 4 hipótesis (laboratorio):

1. fragmentación de cristales de hielo por inestabilidad térmica
2. producción dividida (split riming). Se produce con gotas subenfriadas de $R > 0,023\text{mm}$, velocidad de caída $H > 1-4\text{m/s}$, T entre -3°C y -8°C
3. nucleación de gotas sub. por contacto con cientos de aerosoles
4. nucleación por deposición y condensación más eficaces de lo esperado

4.2.6 Velocidad de caída de partículas de hielo

Depende:

- del tamaño
- del tipo de partícula
- del grado de riming

En general los rangos de velocidades serían:

<u>Tipo de partícula</u>	<u>Velocidad terminal</u>	<u>Fórmulas empíricas</u>
Cristales de hielo con poco riming y nieve.....	0,3-1,5 m/s.....	$V=0,82 D^{0,12}$ (D en mm)
Graupel.....	1-3 m/s.....	$V=1,1 D^{0,57}$ (D en mm)
Granizo.....	10-50 m/s.....	$V=9 D^{0,8}$ (D en cm)

V en m/s

4.2.7 Fusión (melting)

Al caer las partículas de hielo pueden ponerse en contacto con agua o aire a $T > 0^\circ\text{C}$

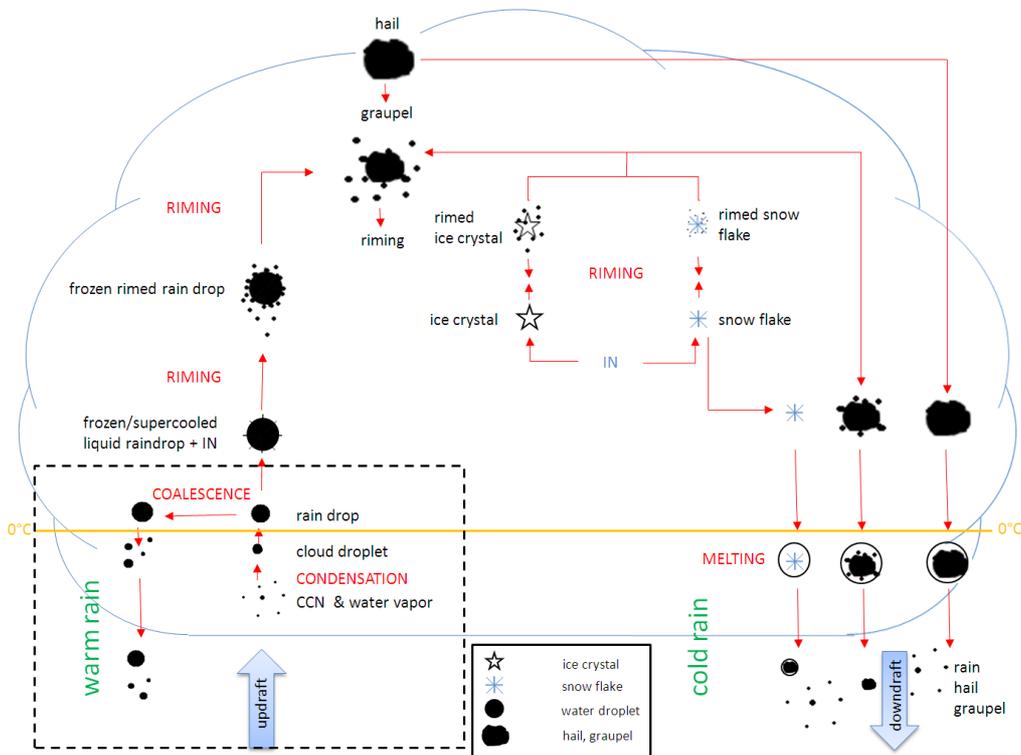
Pueden fundir al caer (T supera 0°C) y formar agua líquida

$$\dot{m}_{\text{fusion}} = - \frac{\dot{Q}_f + \dot{Q}_s + \dot{Q}_c}{l_f}$$

Velocidad de transferencia de calor del aire o gota al hielo

flujos de calor por unidad de masa, de fusión, sublimación y condensación

Si en los términos de Q el valor de $T=273\text{ K}$ es cuando se contribuye a la fusión



4.3 Tipos de procesos microfísicos de las sustancias acuosas en la nube

7 procesos microfísicos y 8 categorías de sustancias acuosas

PROCESOS MICROFÍSICOS

1. Nucleación de partículas
2. Difusión de vapor de agua
3. Recolección (coalescencia, agregación riming)
4. Ruptura de gotas
5. Aumento del hielo
6. Caída
7. Fusión del hielo

CATEGORÍAS DE SUSTANCIAS ACUOSAS

1. Vapor de agua
2. Agua líquida en la nube (gotas de nube, $R < 0,1$ mm)
3. Agua líquida precipitante ($R < 0,1$ mm)
 - 3.1 llovizna (R entre 0,1 y 0,25 mm)
 - 3.2 lluvia ($R > 0,25$ mm)
4. Hielo en la nube (cristalitos hexagonales o resultado de ice enhancement)
5. Hielo precipitante ($v > 0,3$ m/s)
 - 5.1 nieve 0,3 - 1,5 m/s (con poca densidad)
 - 5.2 graupel 1 - 3 m/s
 - 5.3 granizo 10 - 50 m/s

8 humedades específicas: $q_v, q_c, q_d, q_r, q_l, q_n, q_g, q_h$

$$q = m_{\gamma} / m_{\text{aire}}$$

Las ecuaciones de un modelo de nubes vienen dadas por procesos que ligan categorías, por ej: $q_v \rightarrow$ nucleación $\rightarrow q_c$

Un modelo que utilice los 7 procesos y las 8 categorías se llama modelo de 8 categorías

Se usa mucho el modelo de 6 categorías:

1. vapor de agua
2. agua líquida en la nube
3. agua líquida precipitante
4. hielo en la nube
5. nieve
6. graupel o granizo

Este es el número de procesos a incluir en el modelo, no de ecuaciones

Si aumenta el número de categorías o procesos el n° de ec. Se multiplica

4.4 Ecuaciones de continuidad del agua

Ligan categorías y procesos

Ec de continuidad del agua: $q_T = \sum_{i=1}^N q_i$

Las sustancias acuosas se dividen en categorías

Cada categoría se divide en subcategorías en función de una propiedad, por ejemplo, el tipo de aerosol en el que se forma una partícula

$$q_r = q_{r-soluble} + q_{r-insoluble}$$

Estas subcategorías se pueden volver a dividir, por ejemplo por tamaños, etc, en función de lo que se quiera resolver

Existen 2 categorías:

- modelos “bulk” (de volumen) -> sólo consideran algunas categorías
- modelos explícitos -> las categorías se subdividen por tamaños

Bibliografía

Houze, R.A. (1993): Chapter 3, *Clouds Microphysics*. Cloud Dynamics, pags: 69-100. International Geophysics Series, Vol 53. Ed: Academic Press Inc.