



Fizyka Pogody i Klimatu

Kondensacja i chmury

Szymon Malinowski, Krzysztof Markowicz, Hanna Pawlowska
Instytut Geofizyki
Uniwersytet Warszawski

Atmosfera jest mieszaniną suchego powietrza i wody; proporcje są zmienne.

Zawartość wody nigdy nie przekracza paru procent masy suchego powietrza.

Będziemy rozważać układ składający się z suchego powietrza i wody, przy czym woda może występować także w co najmniej jednej ze skondensowanych faz.

Para wodna będąca w równowadze z wodą i znajdująca się w powietrzu zachowuje się tak jakby była wyizolowana.

W stanie lotnym parę wodną można uważać za gaz doskonały.

Równanie stanu dla pary wodnej:

$$e = \rho_v R_v T, \quad \rho_v = \frac{1}{v_v}$$

e - ciśnienie pary wodnej, ρ_v - gęstość pary wodnej, R_v - stała gazowa dla pary wodnej

$$R_v = \frac{R^*}{M_v} = \frac{M_d \cdot R}{M_v} = \frac{R}{\varepsilon}$$

$$M_d = 28.96 \text{ g/mol}, \quad M_v = 18 \text{ g/mol}, \quad \varepsilon = \frac{M_v}{M_d} = 0.622$$

$$R = R^* / M$$

R^* uniwersalna stała gazowa

M masa molowa

R indywidualna stała gazowa

$$R^* = 8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}, \quad R = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}, \quad R_v = 461.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$e = \rho_v \frac{R}{\varepsilon} T$$

- Ciśnienie pary e – cząstkowe ciśnienie pary wodnej [mb, hPa]
- Gęstość pary ρ_v – wilgotność bezwzględna (*absolute humidity*)[kg/m^3]
- Wilgotność właściwa, q , (*specific humidity*) masa pary wodnej w jednostce masy powietrza wilgotnego. [q]= $kg/kg, g/kg$
- Stosunek zmieszania r (*mixing ratio*) – stosunek masy pary wodnej w jednostce masy suchego powietrza.[r]= $kg/kg, g/kg$

$$q = \frac{m_v}{m} = \frac{\rho_v}{\rho} = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} = \varepsilon \frac{e}{p - e + \varepsilon \cdot e} = \varepsilon \frac{e}{p - (1 - \varepsilon)e} \approx \varepsilon \frac{e}{p}$$

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} = \varepsilon \frac{e}{RT}$$

$$\rho_d = \frac{p_d}{RT} = \frac{p - e}{RT}$$

$$r = \frac{m_v}{m_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{\varepsilon \cdot e}{p - e} \approx \varepsilon \frac{e}{p} = q$$

$$r = \frac{m_v}{m_d} = \frac{m_v}{m - m_v} = \frac{q}{1 - q} \cong q$$

Wilgotność względna (*relative humidity*) f , stosunek aktualnego ciśnienia pary do ciśnienia pary w stanie nasycenia (lub w przybliżeniu stosunek aktualnego stosunku mieszania pary do stosunku mieszania w stanie nasycenia w tej samej temperaturze i ciśnieniu).

$$f = \frac{e}{e_s} \cong \frac{r}{r_s(p, T)}$$

$$r = \frac{\varepsilon \cdot e}{p - e} = \frac{\varepsilon \cdot f e_s}{p - f e_s} = \frac{\varepsilon \cdot f \frac{p r_s}{\varepsilon + r_s}}{p - f \frac{p r_s}{\varepsilon + r_s}} = \frac{\varepsilon f r_s}{\varepsilon + r_s - f r_s} = \frac{f r_s}{1 + \frac{r_s}{\varepsilon} (1 - f)} \cong f r_s$$

$f = \frac{e}{e_s}$

$r = \frac{\varepsilon \cdot e}{p - e} \Rightarrow e = \frac{p r}{\varepsilon + r}$

Weźmy próbkę powietrza o objętości V , mającą całkowite ciśnienie p . Zgodnie z prawem Gibbsa dla gazu doskonałego ciśnienie p jest sumą ciśnień cząstkowych mieszaniny, czyli suchego powietrza (p_d) i pary wodnej (e).

$$p = p_d + e$$

$$p_d = \rho_d R T = \rho_d \frac{R^*}{M_d} T =$$

$$\frac{m_d}{V} \frac{R^*}{M_d} T = \frac{m_d}{M_d} \frac{R^* T}{V}$$

$$e = \rho_v R_v T = \rho_v \frac{R^*}{M_v} T =$$

$$\frac{m_v}{V} \frac{R^*}{M_v} T = \frac{m_v}{M_v} \frac{R^* T}{V}$$

$$p = p_d + e =$$

$$= \frac{R^* T}{V} \left[\frac{m_d}{M_d} + \frac{m_v}{M_v} \right] = \rho R^* T \left[\frac{m_d}{M_d} + \frac{m_v}{M_v} \right] \frac{1}{m_d + m_v}$$

$$R = \frac{R^*}{M_d} \quad \begin{array}{l} M_d \text{ masa molowa} \\ \text{suchego} \\ \text{powietrza} \end{array}$$

$$R_v = \frac{R^*}{M_v} \quad \begin{array}{l} M_v \text{ masa molowa} \\ \text{pary wodnej} \end{array}$$

m_d masa suchego powietrza
w objętości V

m_v masa pary wodnej w
objętości V

$$\rho = \frac{m_d + m_v}{V} \quad \text{gęstość wilgotnego powietrza}$$

$$p = p_d + e = \rho R^* T \left[\frac{m_d}{M_d} + \frac{m_v}{M_v} \right] \frac{1}{m_d + m_v} = \rho T \frac{R^*}{\bar{M}}$$

$$\bar{M} = \frac{n_d M_d + n_v M_v}{n_d + n_v} = \frac{m_d + m_v}{\frac{m_d}{M_d} + \frac{m_v}{M_v}} = \frac{m_d + r m_d}{\frac{m_d}{M_d} + \frac{r m_d}{\varepsilon M_d}} = M_d \left[\frac{1+r}{1+r/\varepsilon} \right]$$

Proporcje zmieszania pary wodnej i powietrza (r) zmieniają się w atmosferze, zatem indywidualna stała gazowa opisująca tę mieszaninę (R_m) będzie się zmieniać

$$R_m = \frac{R^*}{\bar{M}} = \frac{R^*}{M_d} \left[\frac{1+r/\varepsilon}{1+r} \right] = R \left[\frac{1+r/\varepsilon}{1+r} \right]$$

$$R_m = R \left[1 + q \left(\frac{1}{\varepsilon} - 1 \right) \right] = R(1 + 0,608q)$$

$$\varepsilon = \frac{M_v}{M_d} \Rightarrow M_v = \varepsilon M_d$$

$$r = \frac{m_v}{m_d} \Rightarrow m_v = r m_d$$

$$R = \frac{R^*}{M_d}$$

$$r = \frac{q}{1-q}$$

$$\frac{1+r/\varepsilon}{1+r} = \frac{1 + \frac{1}{\varepsilon} \frac{q}{1-q}}{1 + \frac{q}{1-q}} =$$

$$\frac{1-q + \frac{q}{\varepsilon}}{1-q+q} = \frac{1}{1+q\left(\frac{1}{\varepsilon}-1\right)}$$

$$\varepsilon = 0.622$$

$$p = \rho R T \left[\frac{1 + r/\varepsilon}{1 + r} \right]$$

$$p = \rho R T \left[1 + q \left(\frac{1}{\varepsilon} - 1 \right) \right]$$

$$\begin{aligned} T_v &= T \left[\frac{1 + r/\varepsilon}{1 + r} \right] \\ &\approx T \left(1 + \frac{r}{\varepsilon} \right) \cdot (1 - r) \\ &\approx T \left[1 + r \left(\frac{1}{\varepsilon} - 1 \right) \right] \end{aligned}$$

$$T_v = T \left[1 + q \left(\frac{1}{\varepsilon} - 1 \right) \right]$$

$$T_v = T(1 + 0.608q) \cong T(1 + 0.608r)$$

$$p = \rho R T_v$$

p ciśnienie wilgotnego powietrza ; $p = p_d + e$

R stała gazowa dla suchego powietrza

ρ gęstość wilgotnego powietrza

Temperatura wirtualna (T_v) jest to temperatura suchego powietrza, które miałyby taką samą gęstość jak powietrze wilgotne przy danym ciśnieniu

Równanie stanu gazu dla suchego powietrza może być zastosowane do powietrza wilgotnego, jeśli temperaturę zastąpimy przez *temperaturę wirtualną*

$$pv = RT_v$$

Różnica pomiędzy temperaturą T i temperaturą wirtualną jest mała i często może być zaniedbana.

Alternatywną metodą jest opis powietrza przy użyciu równania stanu dla powietrza wilgotnego (stała gazowa R_m)

$$pv = R_m T$$

$$R_m = R[1 + 0,698q] \cong R[1 + 0.608r]$$

Przypomnijmy równanie adiabaty:

$$Tp^{-\kappa} = \text{const}$$

Zdefiniujemy temperaturę potencjalna, to jest taka jaka miałaby cząstka adiabatycznie sprężona /rozprężona do ciśnienia referencyjnego p_0 zwykle przyjmowanym jako 1000hPa.

$$\theta p_0^{-\kappa} = Tp^{-\kappa}$$

$$\frac{\theta}{T} = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\kappa}$$

Korzystając z równania hydrostatyki i przemiany adiabatycznej

$$c_p dT - v dp = 0$$

$$dp = -\rho g dz$$

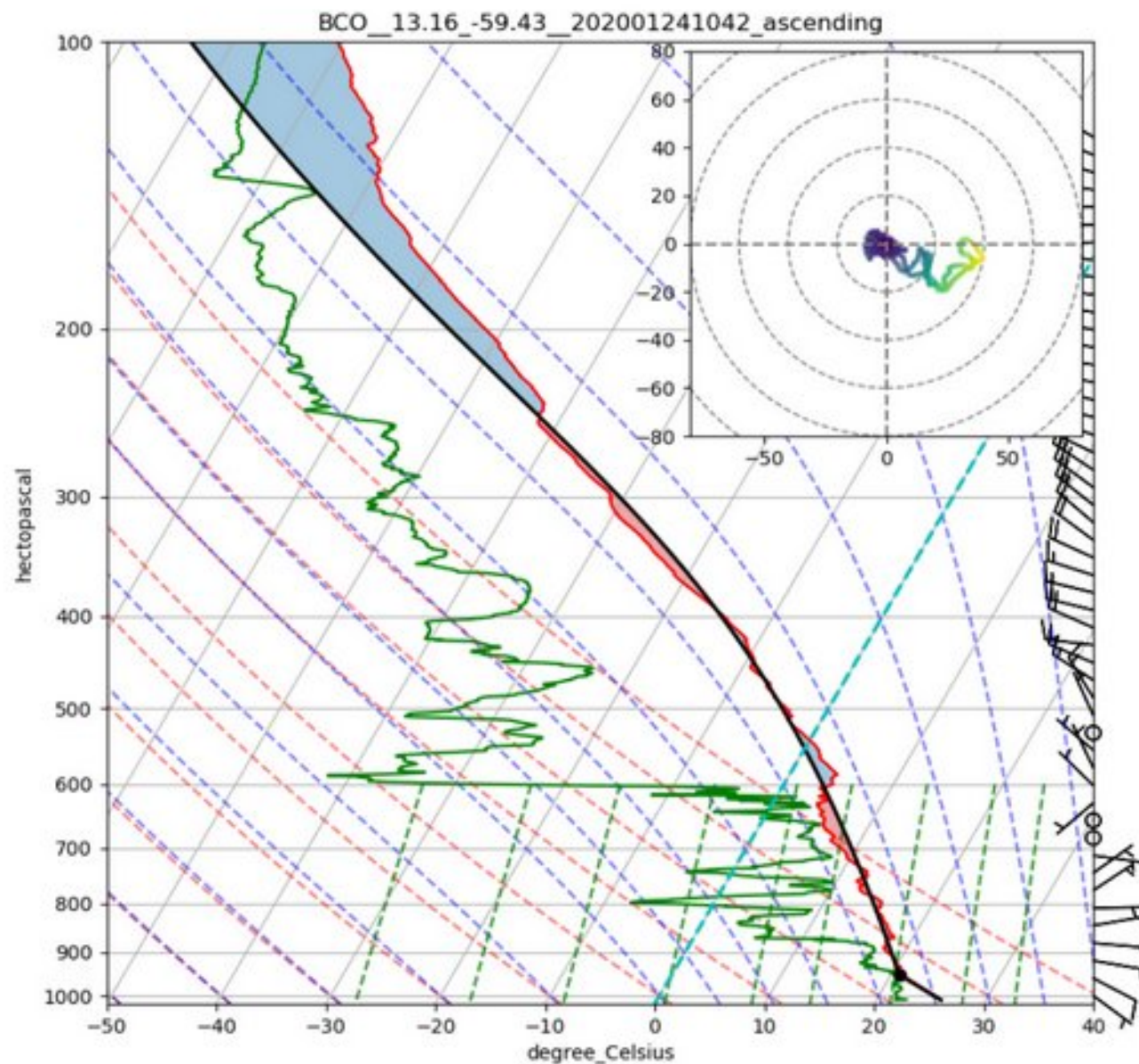
$$dp = -\frac{g}{v} dz \Rightarrow v dp = -g dz$$

$$c_p dT + g dz = 0$$

$$\Gamma_d \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p}$$

Dostaniemy tzw. gradient adiabatyczny Γ_d .

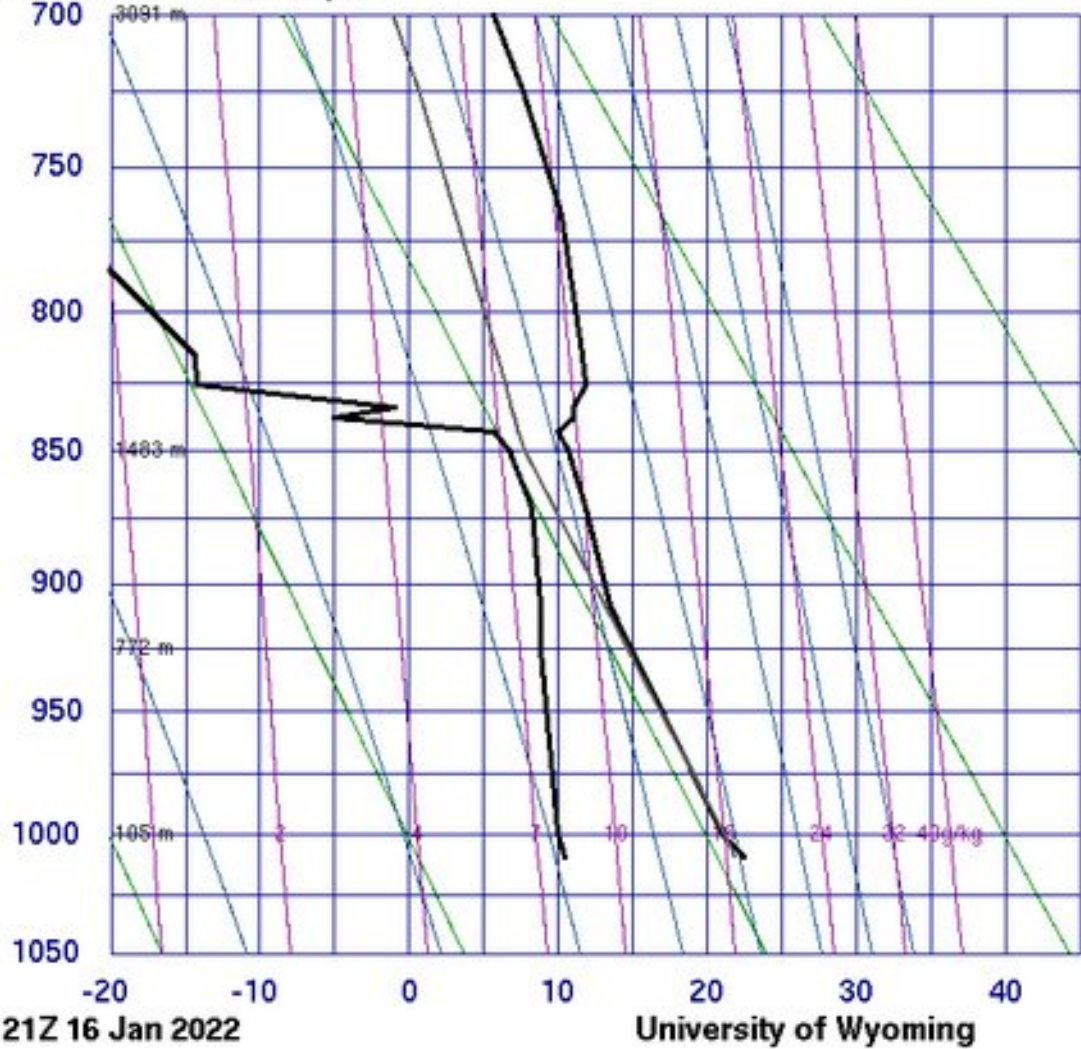
$$\Gamma_d = \frac{g}{c_p} = \frac{9,81 \frac{m}{s^2}}{1004 \frac{J}{kg \cdot K}} \approx 9,8 \frac{K}{km}$$



Przykładowy wykres zależności elementów meteorologicznych takich jak: temperatura punktu rosy, temperatura, wilgotność, ciśnienie, kierunek i siła wiatru w zależności od temperatury [$^{\circ}$ C] i ciśnienia [hPa] z danych zebranych 24.01.2020 o 10:42 w BCA.

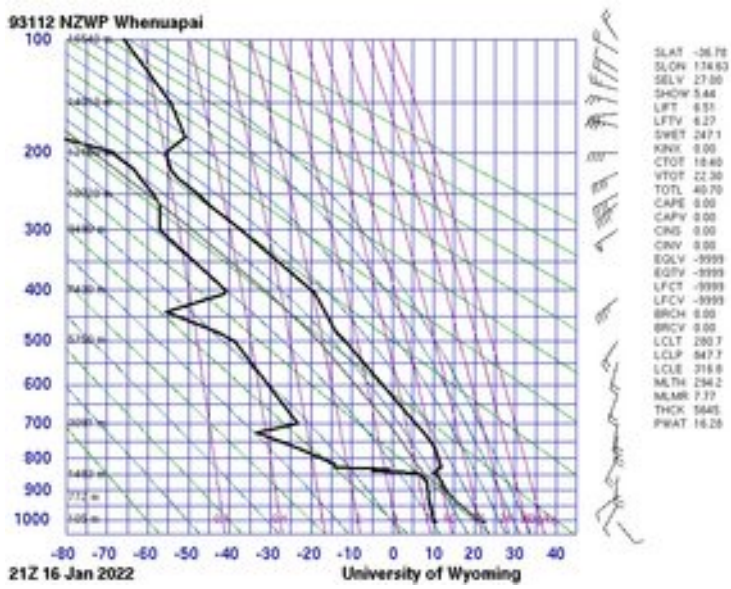


93112 NZWP Whenuapai

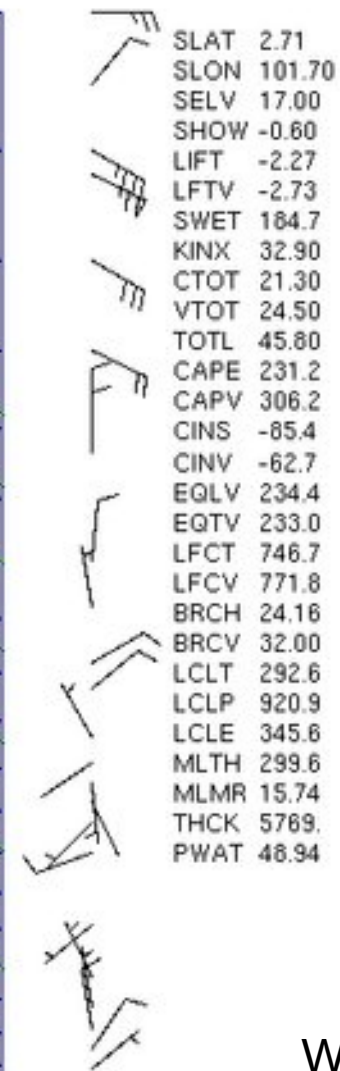
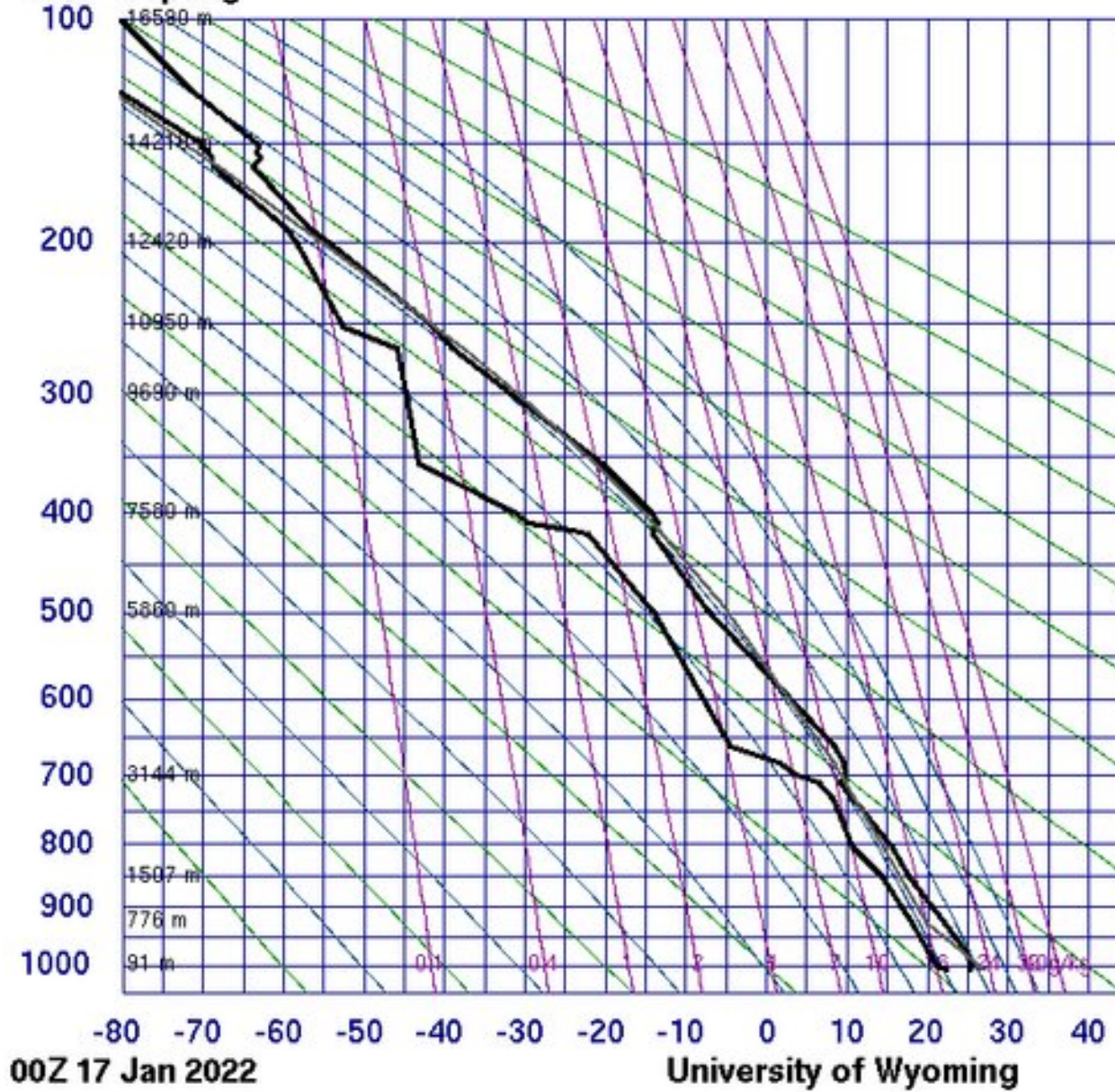


SLAT	-36.78
SLOD	174.63
SELV	27.00
SHOW	5.44
LIFT	6.51
LFTV	6.27
SWET	247.1
KINX	0.00
CTOT	18.40
VTOT	22.30
TOTL	40.70
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFCV	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	280.7
LCLP	847.7
LCLE	316.8
MLTH	294.2
MLMR	7.77
THCK	5645
PWAT	16.28

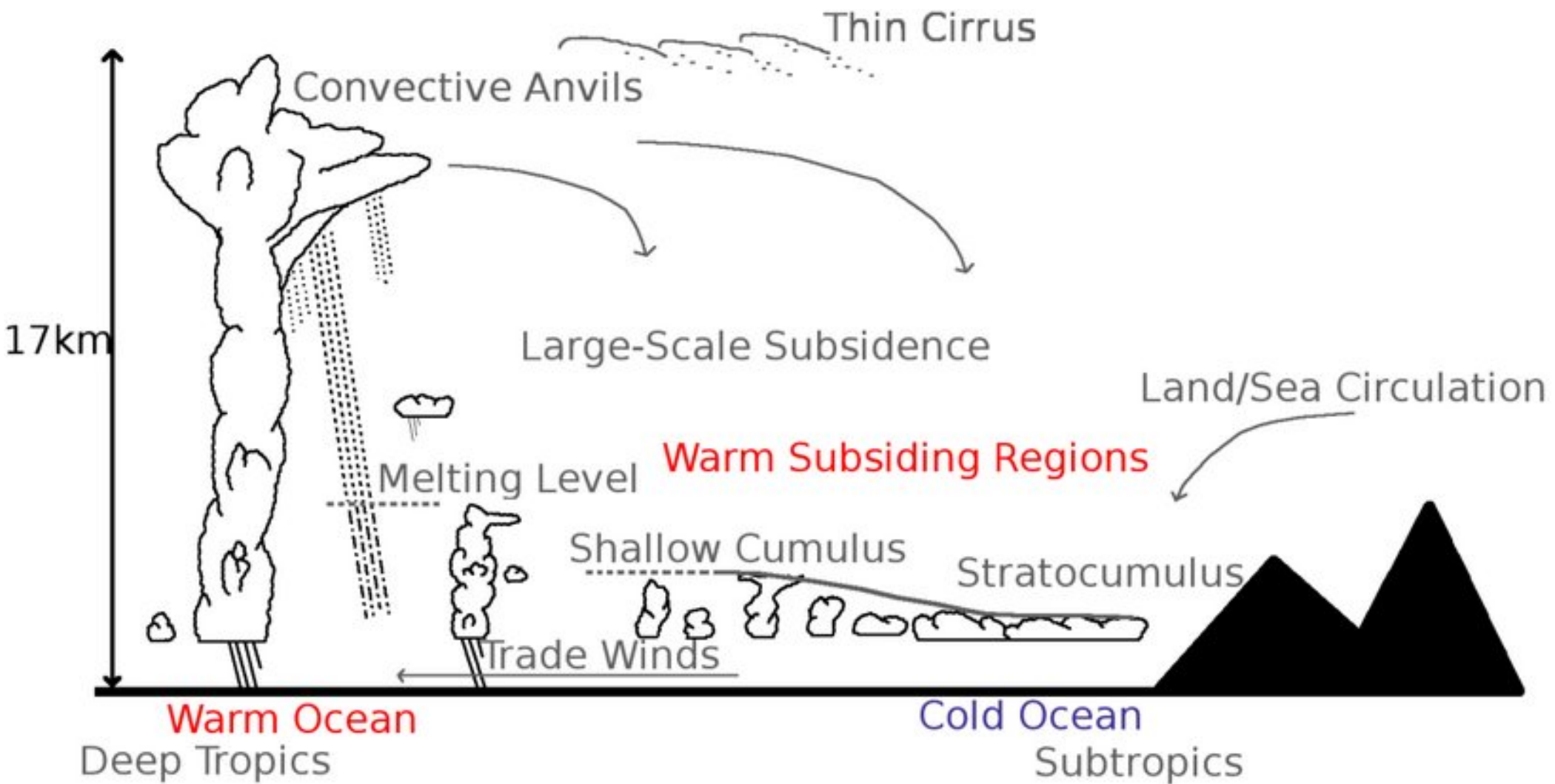
Płytki konwekcja



48650 Sepang



Warunki do
głębokiej
konwekcji



Czym jest chmura?

Chmury są skupiskiem bardzo drobnych (średnica 2-100 mikrometrów) kropelek wody i/lub kryształków lodu. W zależności od składu mówimy o chmurach:

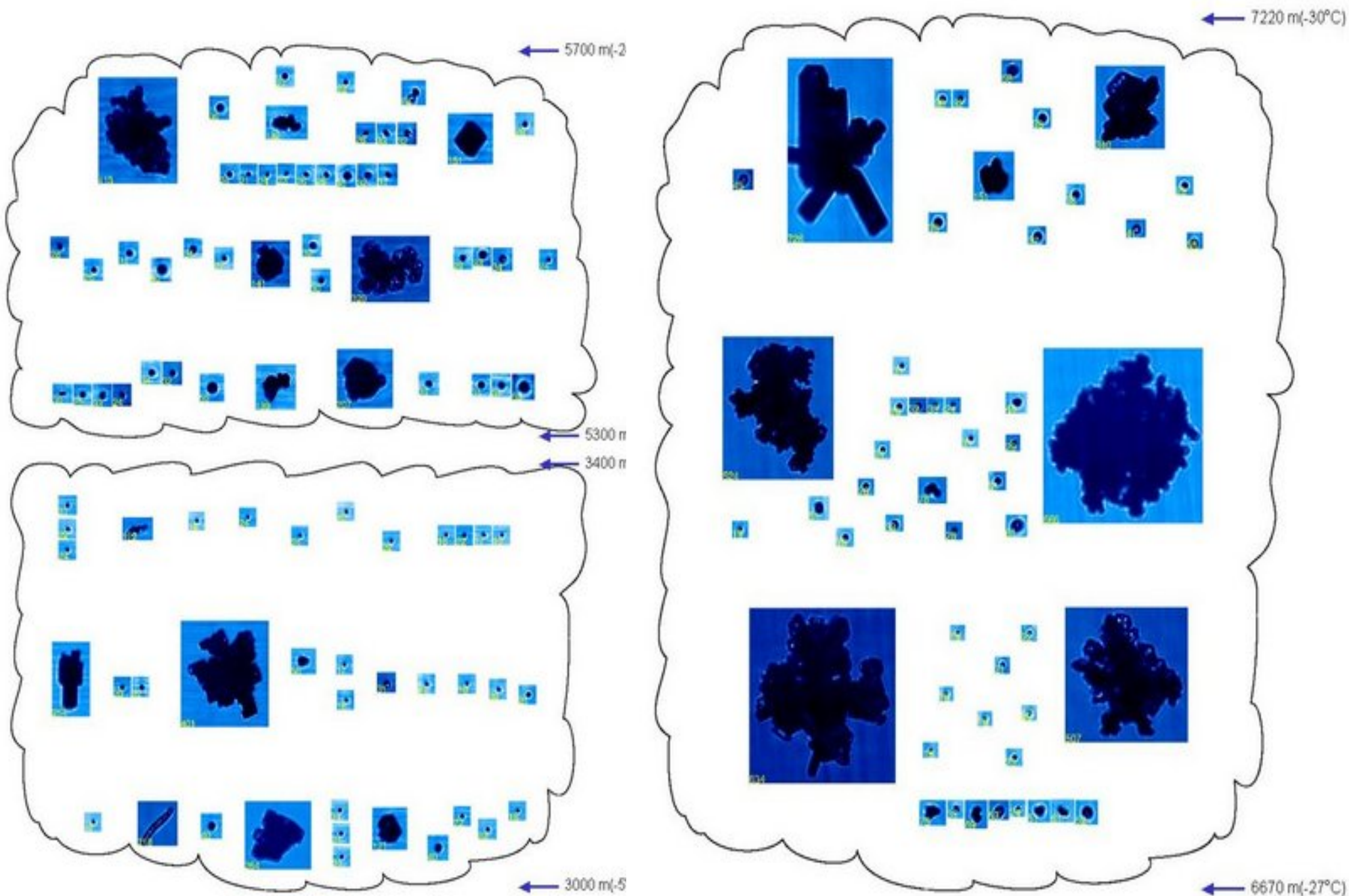
- ciepłych – składających się wyłącznie z kropeł wody (ang. warm clouds),

- lodowych – składających się wyłącznie z kryształków lodu (ang. ice clouds)

- mieszanych – zawierających zarówno krople jak i kryształki (ang. mixed phase clouds).



Chmury powstają zawsze tam, gdzie temperatura powietrza ma niższą wartość niż temperatura punktu rosy lub punktu szronu. To umożliwia przemianę fazową – kondensację obecnej w powietrzu pary wodnej.



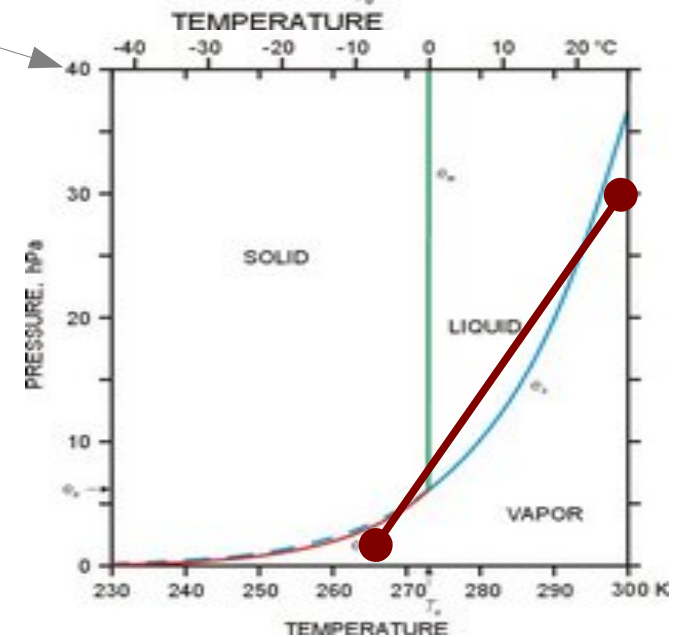
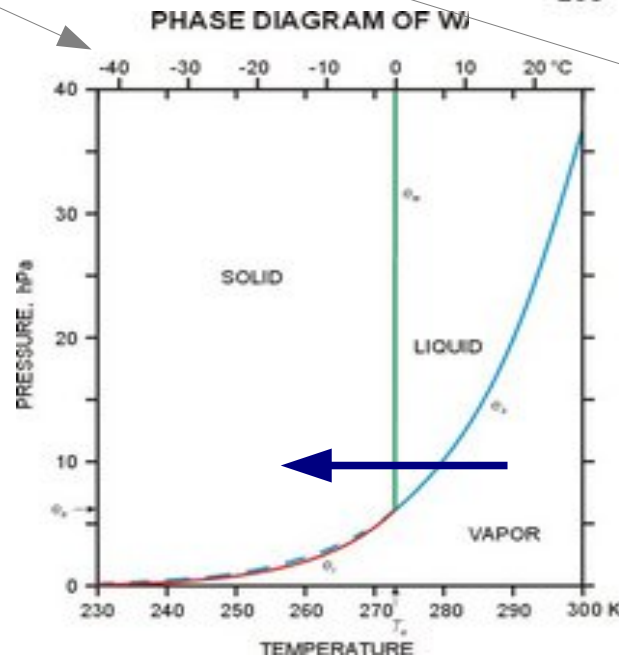
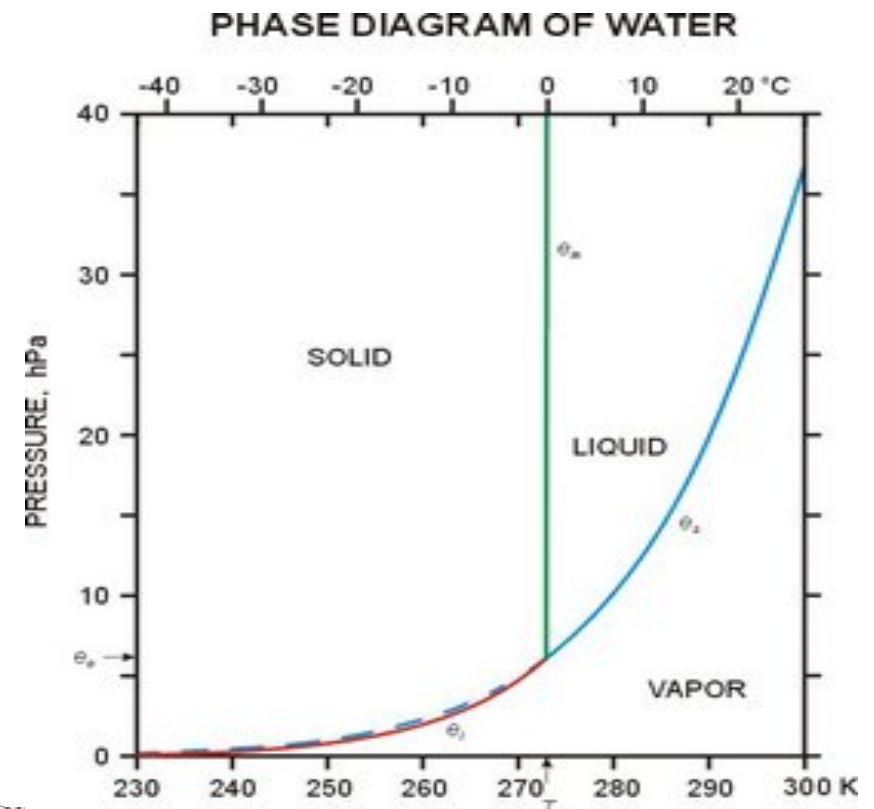
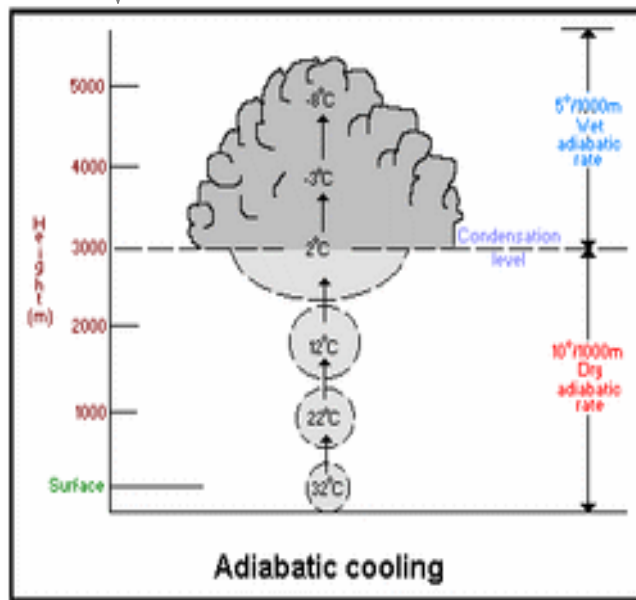
Cząstki chmurowe na różnych wysokościach zaobserwowane w warunkach naturalnych przyrządem CPI (Cloud Particle Imager, SPEC Inc.)

Procesy fizyczne prowadzące do kondensacji:

Rozprężanie adiabatyczne (np. w ruchach wstępujących)

Ochładzanie izobaryczne (radiacyjne, przez przewodnictwo);

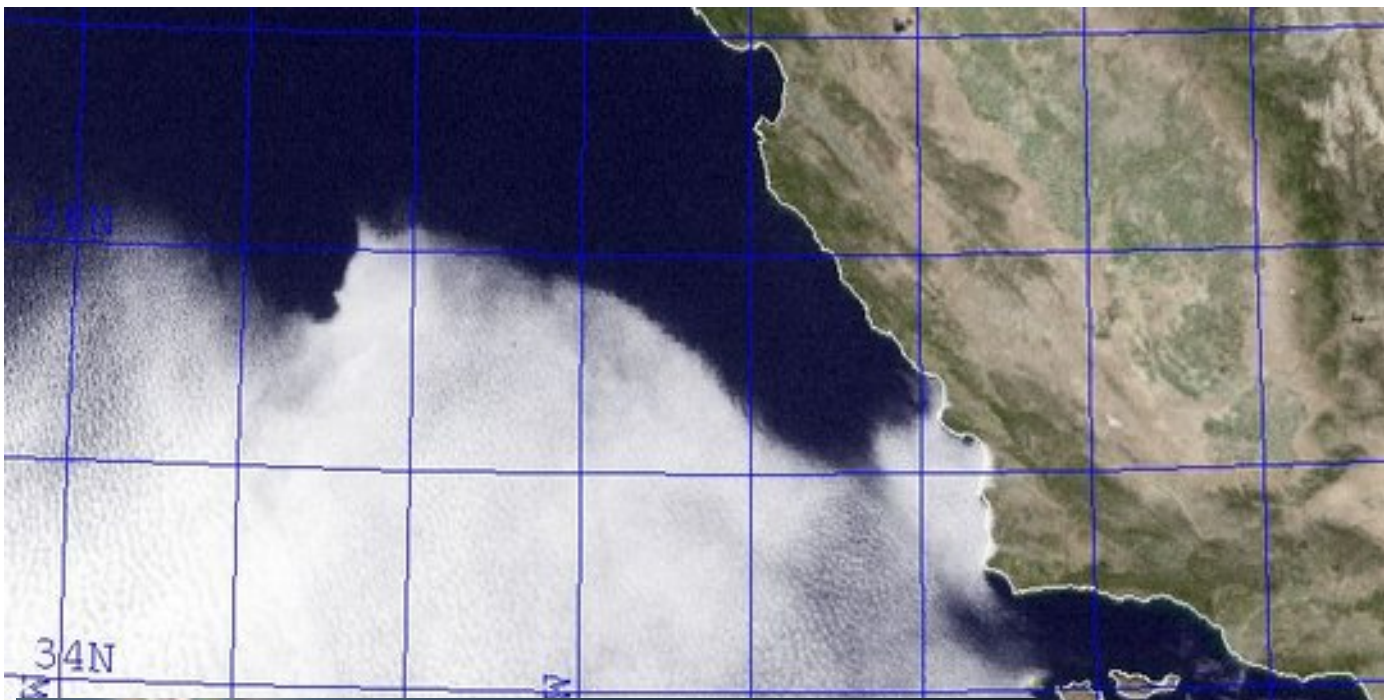
Mieszanie izobaryczne..





Formowanie
się chmur
wskutek
adiabaty-
cznego
spadku
ciśnienia.





Powstawanie chmur
wskutek
ochładzania
izobarycznego

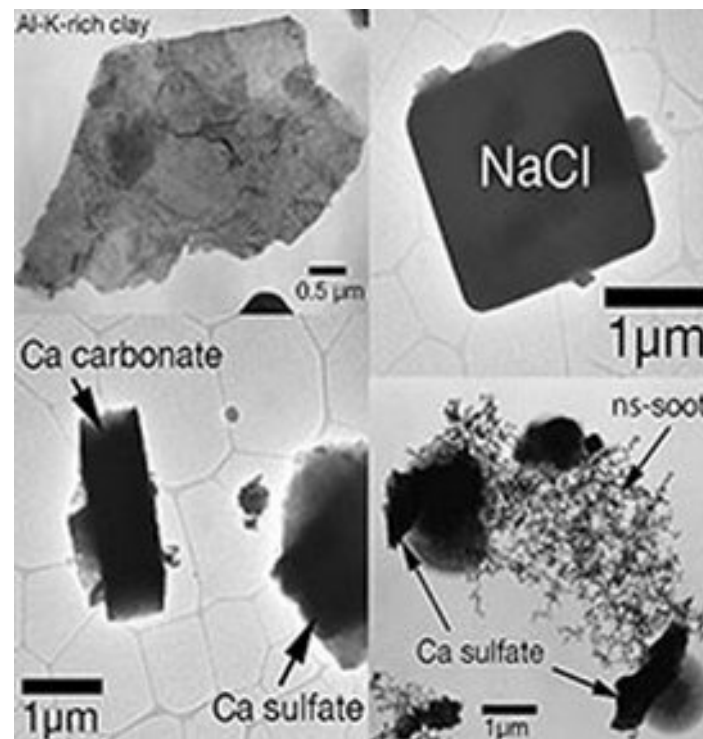
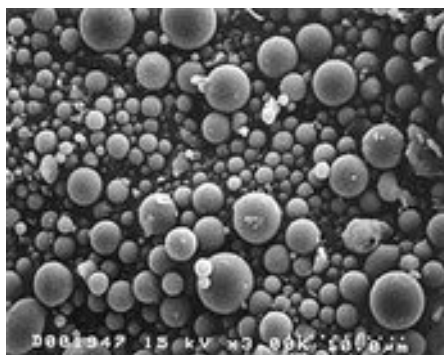
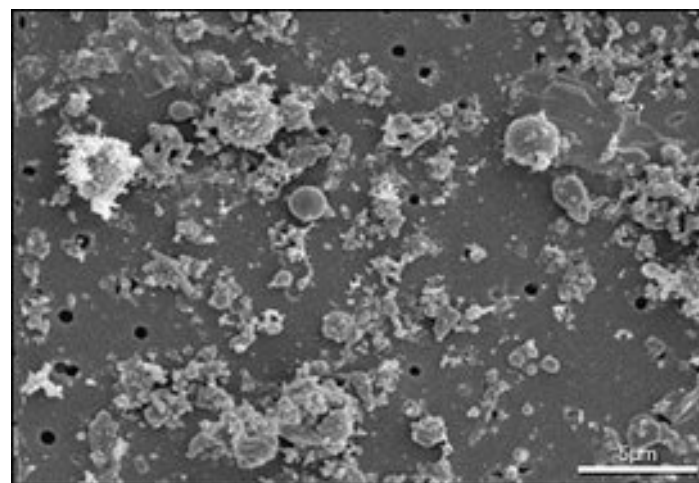
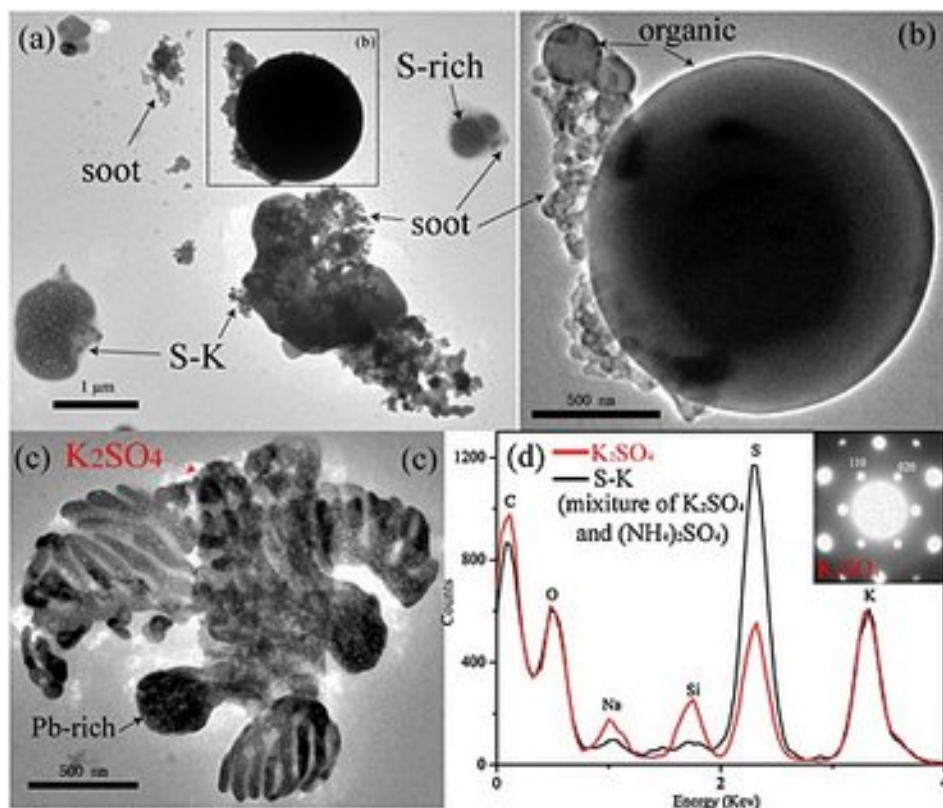
(na ogół wskutek
wypromieniowania
w podczerwieni).



Powstawanie chmur wskutek mieszania izobarycznego dwóch mas powietrza o różnych temperaturach.

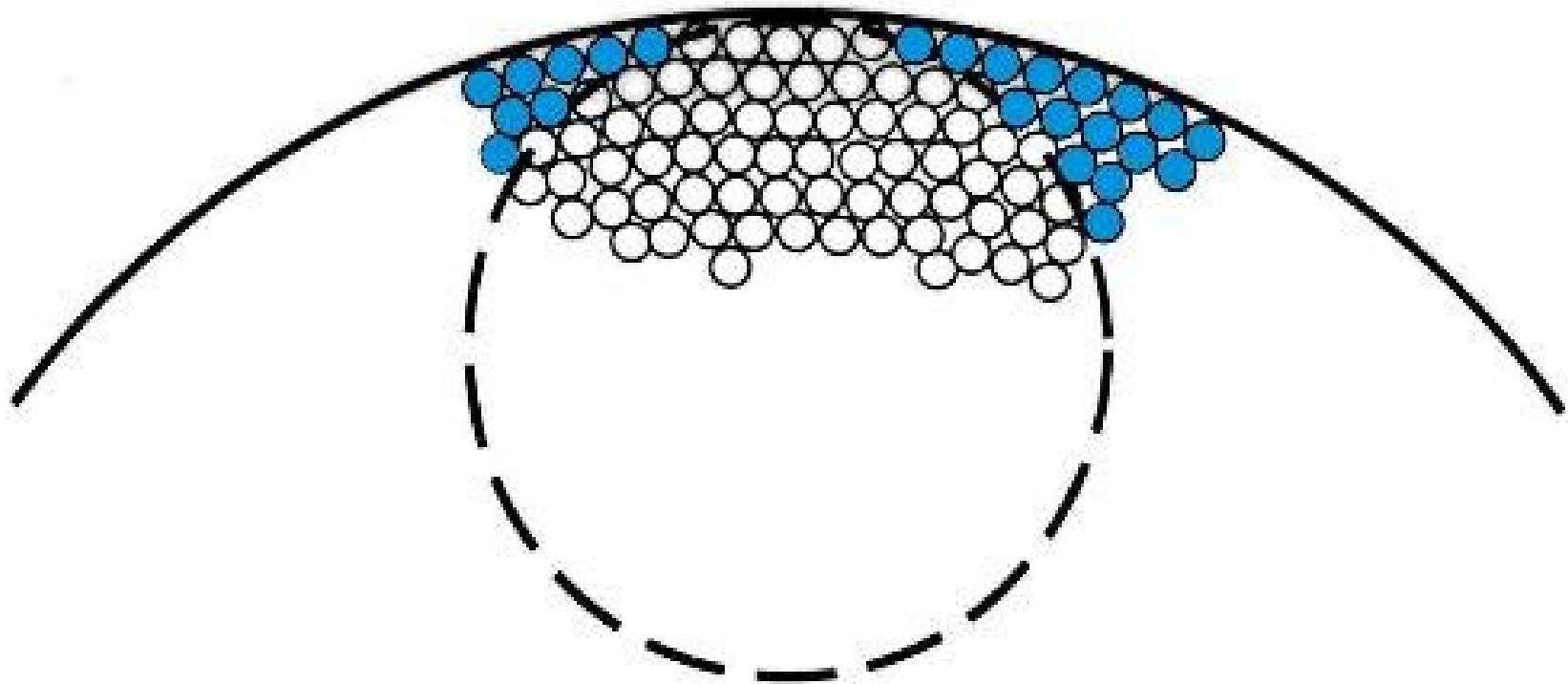


Aerozole – na nich zachodzi kondensacja

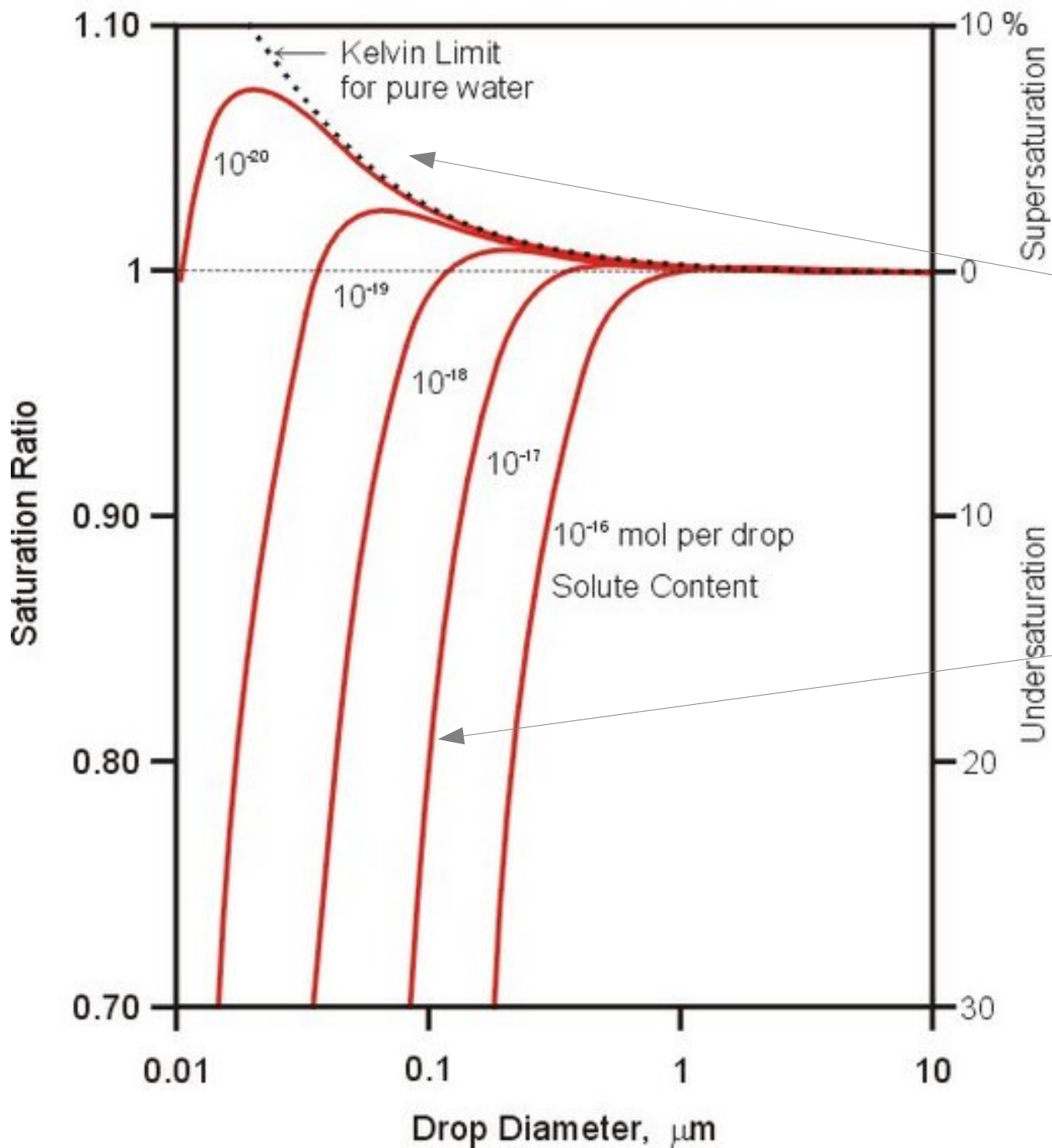


EFEKT ZAKRZYWIENIA POWIERZCHNI KROPLI

INTEPRETACJA MOLEKULARNA



KOEHLER CURVES

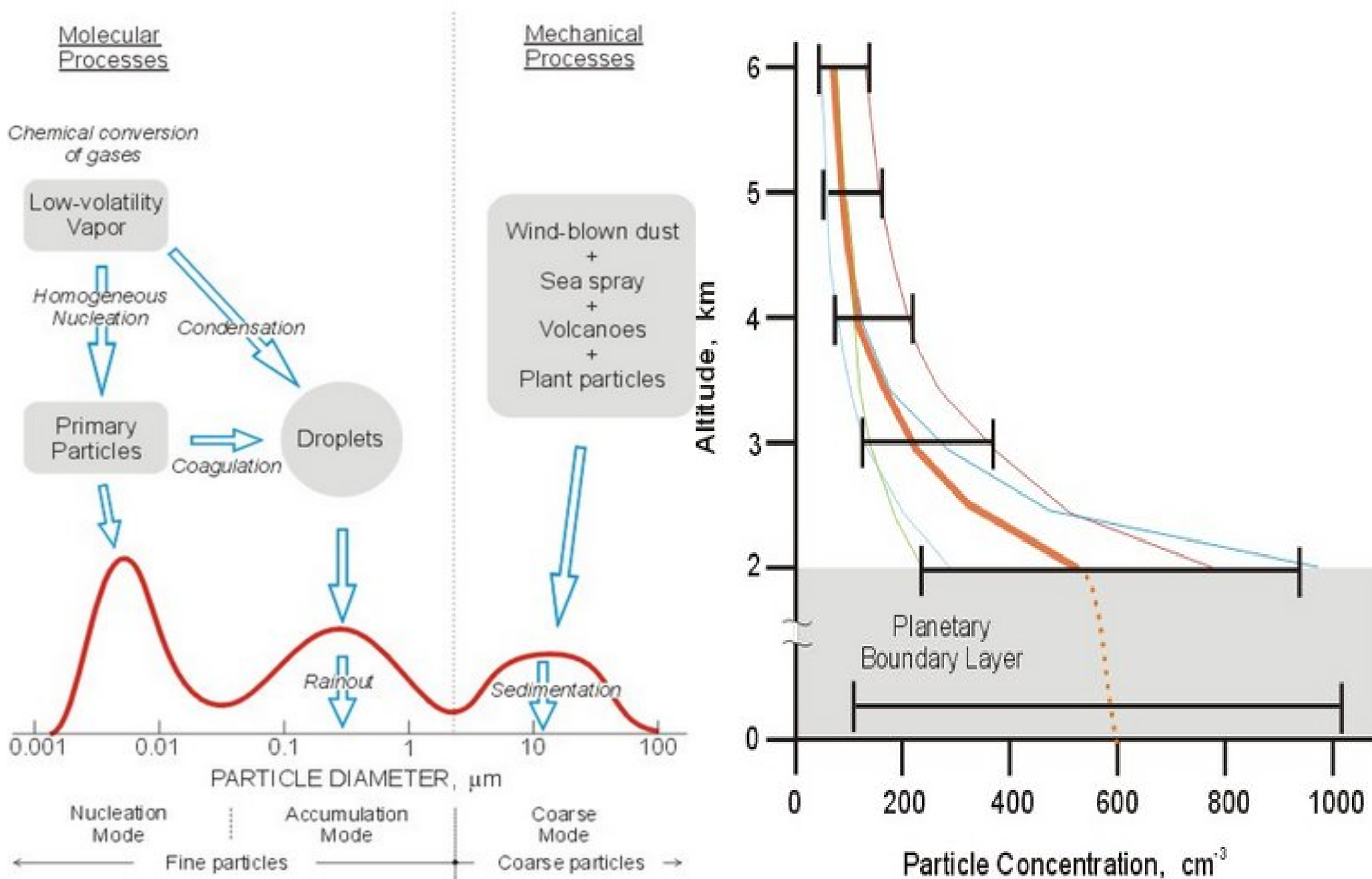


Kondensacja heterogeniczna: :

-efekt zakrzywienia powierzchni – utrudnia kondensację (podwyższają ciśnienie nasycenia pary)

-efekty higroskopowe (sole rozpuszczalne) – obniżają ciśnienie nasycenia pary.

Aerozole – na nich zachodzi kondensacja.



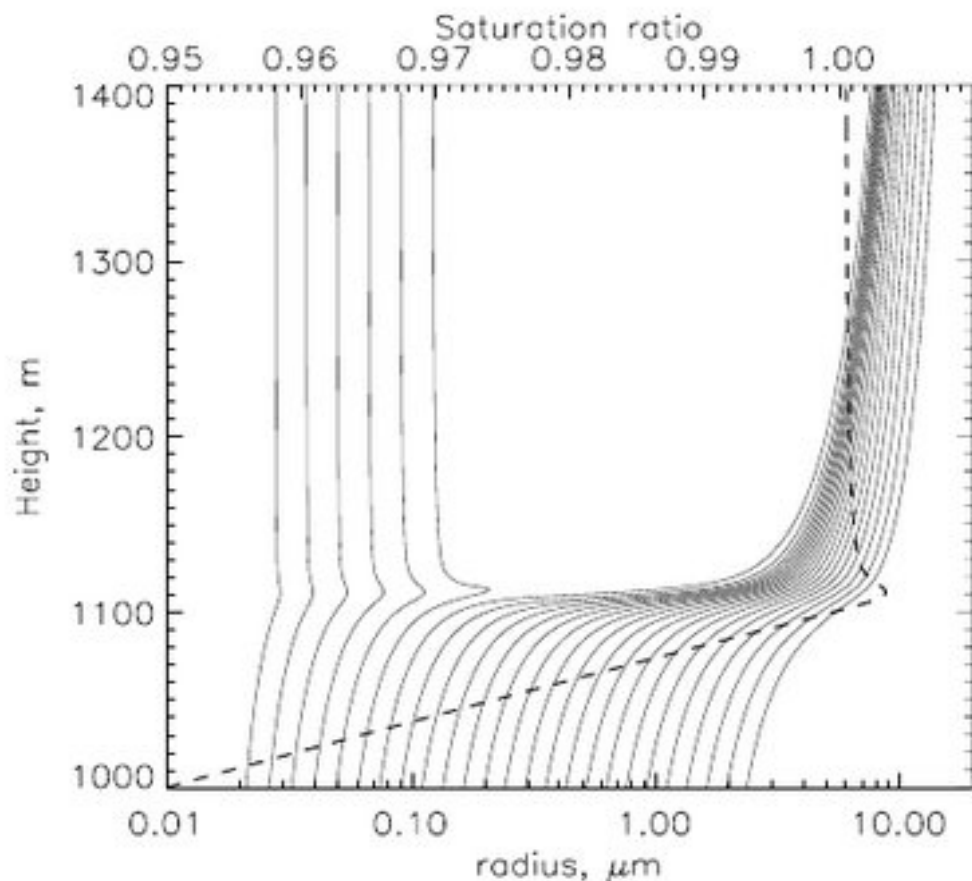


Fig. 4. Zmiana promienia kropli wraz z wysokością w symulacji zainicjowanej aerozolem siarczanu amonu o średniej geometrycznej średnicy 140 nm, odchyleniu standardowym $\sigma = 1,7$ i koncentracji cząstek aerozolu 300 cm^{-3} (odpowiada $0,76 \mu\text{g m}^{-3}$). Symulację rozpoczęto przy wilgotności względnej 95% na wysokości 1000 m. Linie ciągłe reprezentują wybrane klasy wielkości aerozoli. Linia przerywana to współczynnik nasycenia.

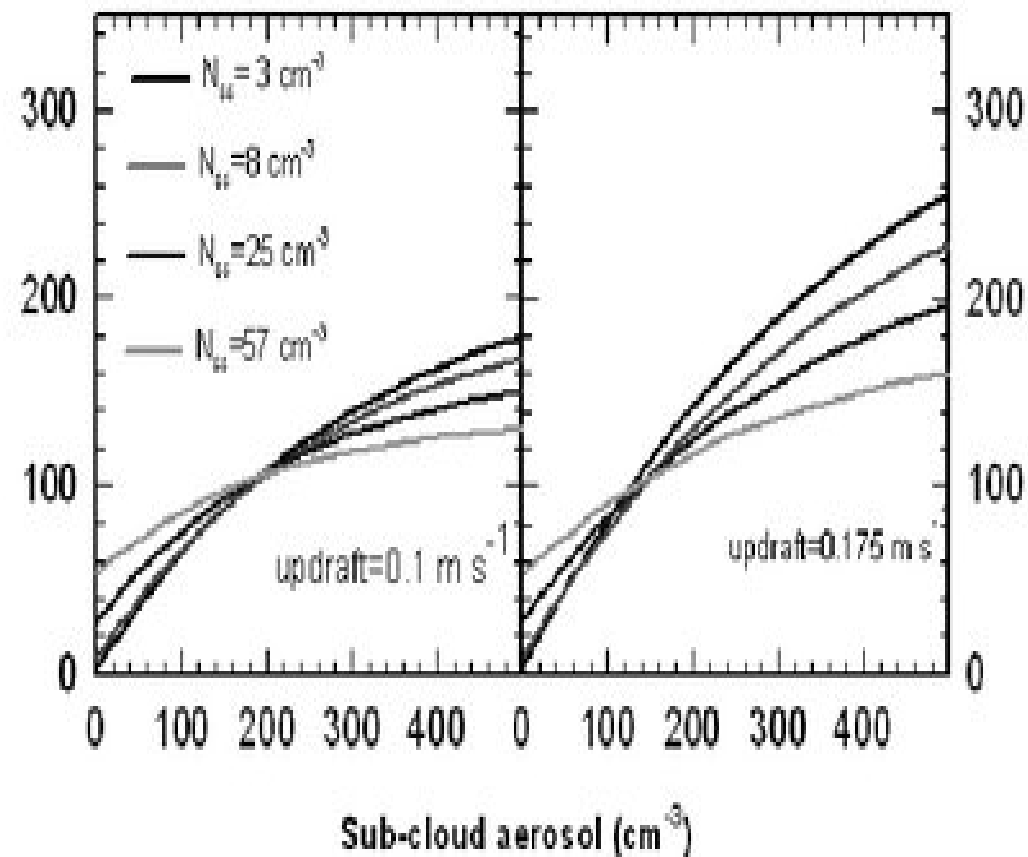
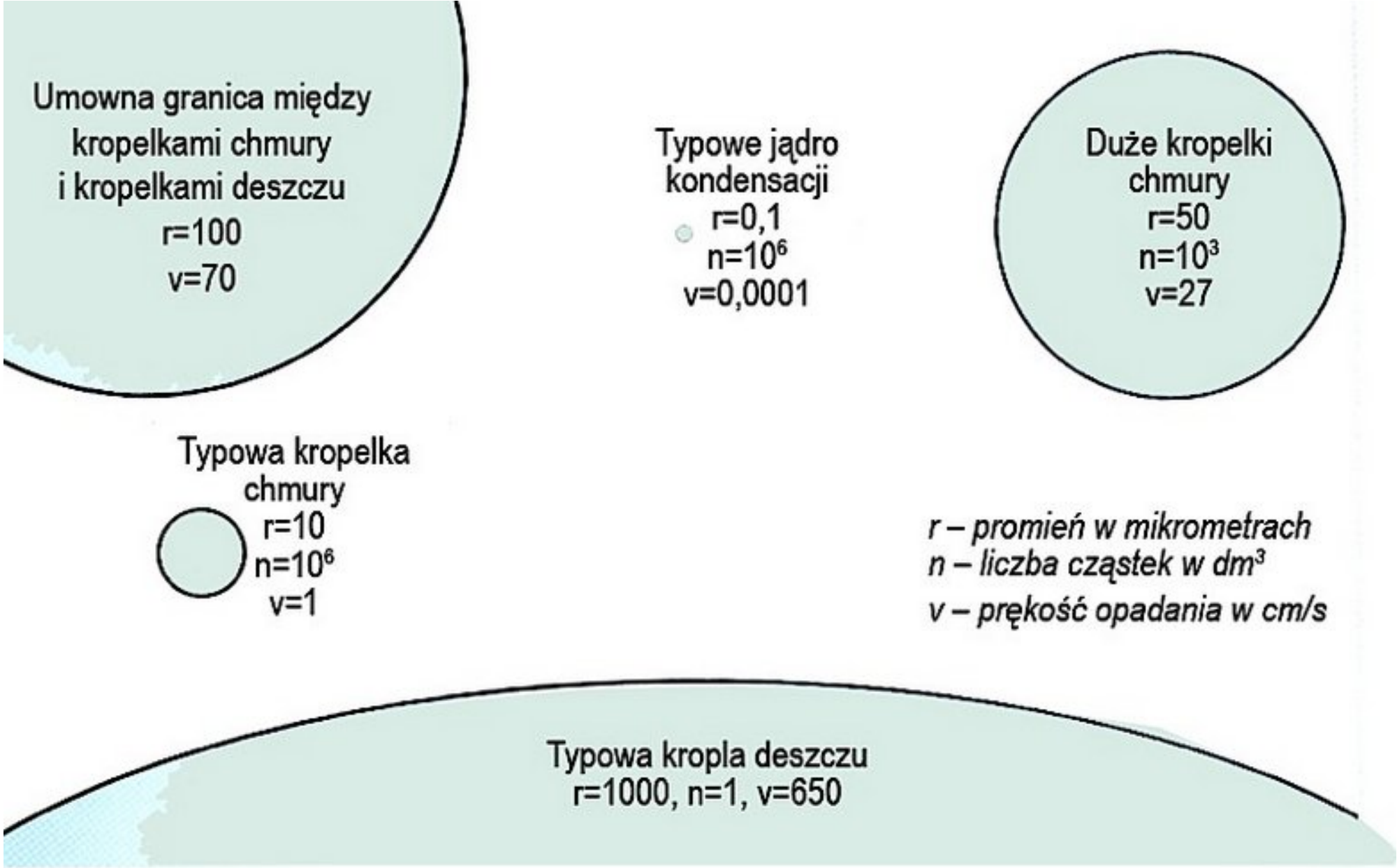


Fig. 5. Koncentracja kropelek chmur w funkcji aerozolu pod chmurą będącego mieszaniną CCN (jąder kondensacji) siarczanów i soli morskiej.

Aktywacja jąder kondensacji (CCN) u podstawy chmury.



Umowna granica między
kropelkami chmury
i kropelkami deszczu

$r=100$
 $v=70$

Typowe jądro
kondensacji

$r=0,1$
 $n=10^6$
 $v=0,0001$

Duże kropelki
chmury

$r=50$
 $n=10^3$
 $v=27$

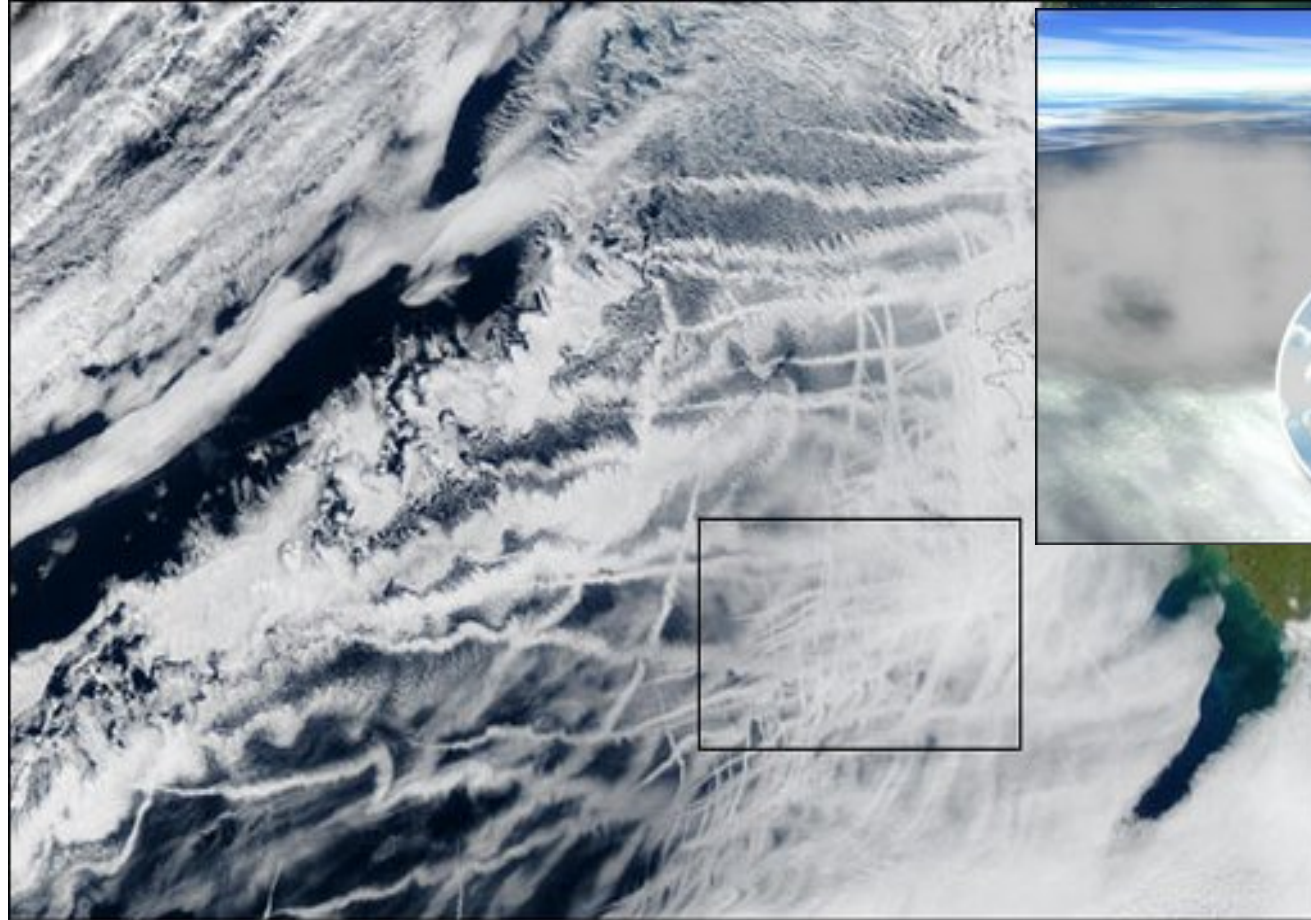
Typowa kropelka
chmury

$r=10$
 $n=10^6$
 $v=1$

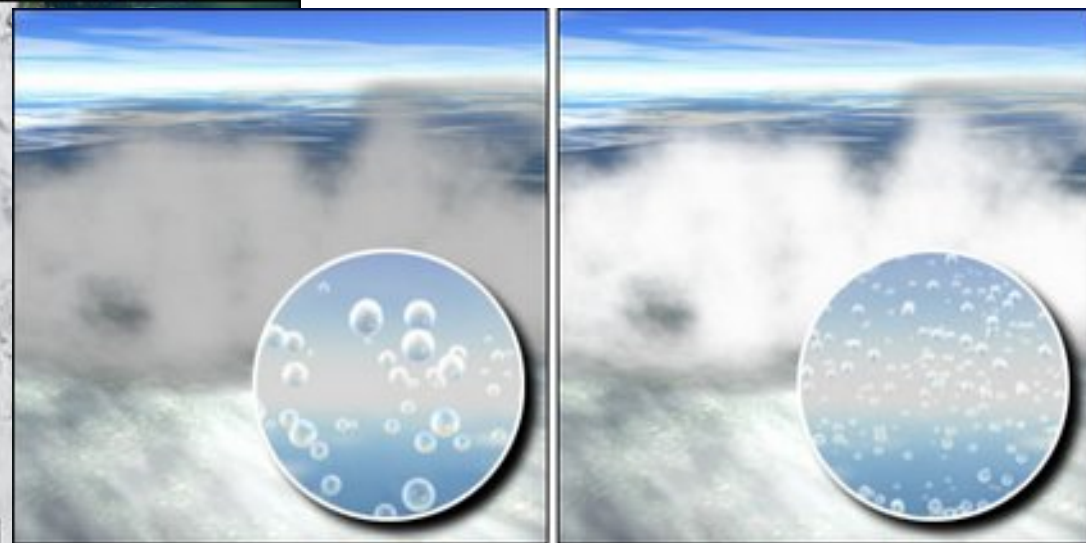
r – promień w mikrometrach
 n – liczba cząstek w dm^3
 v – prędkość opadania w cm/s

Typowa kropla deszczu
 $r=1000$, $n=1$, $v=650$

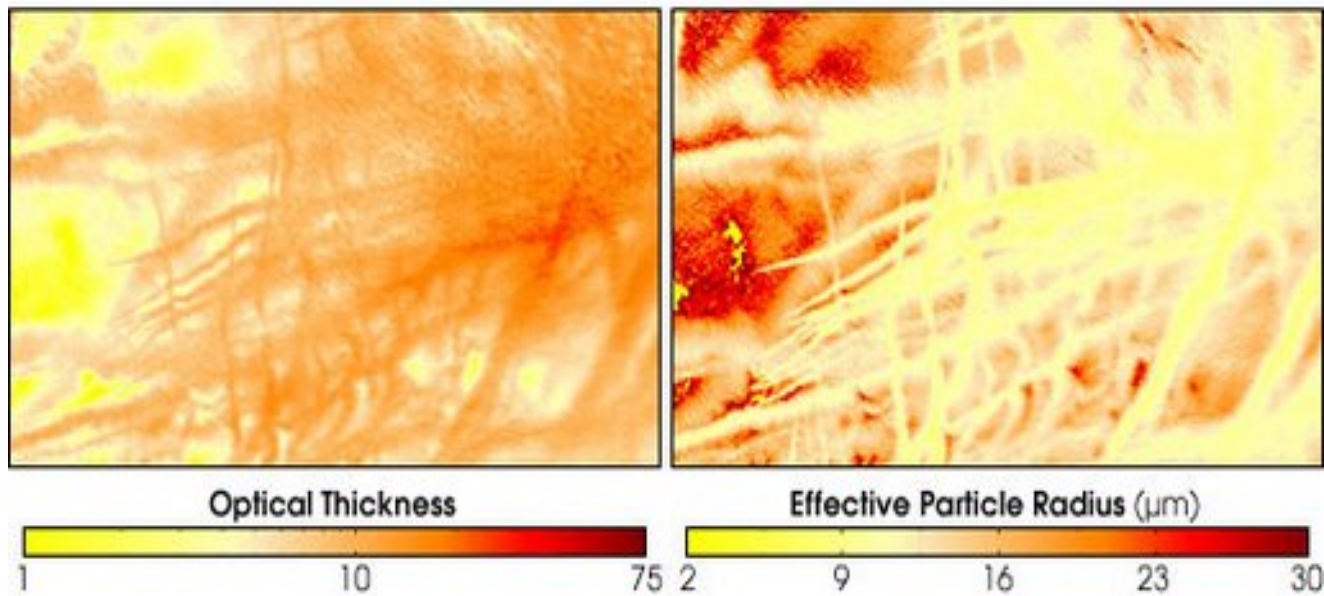
Typowe rozmiary, koncentracja i prędkość opadania
jąder kondensacji, kropel chmury i kropel deszczu

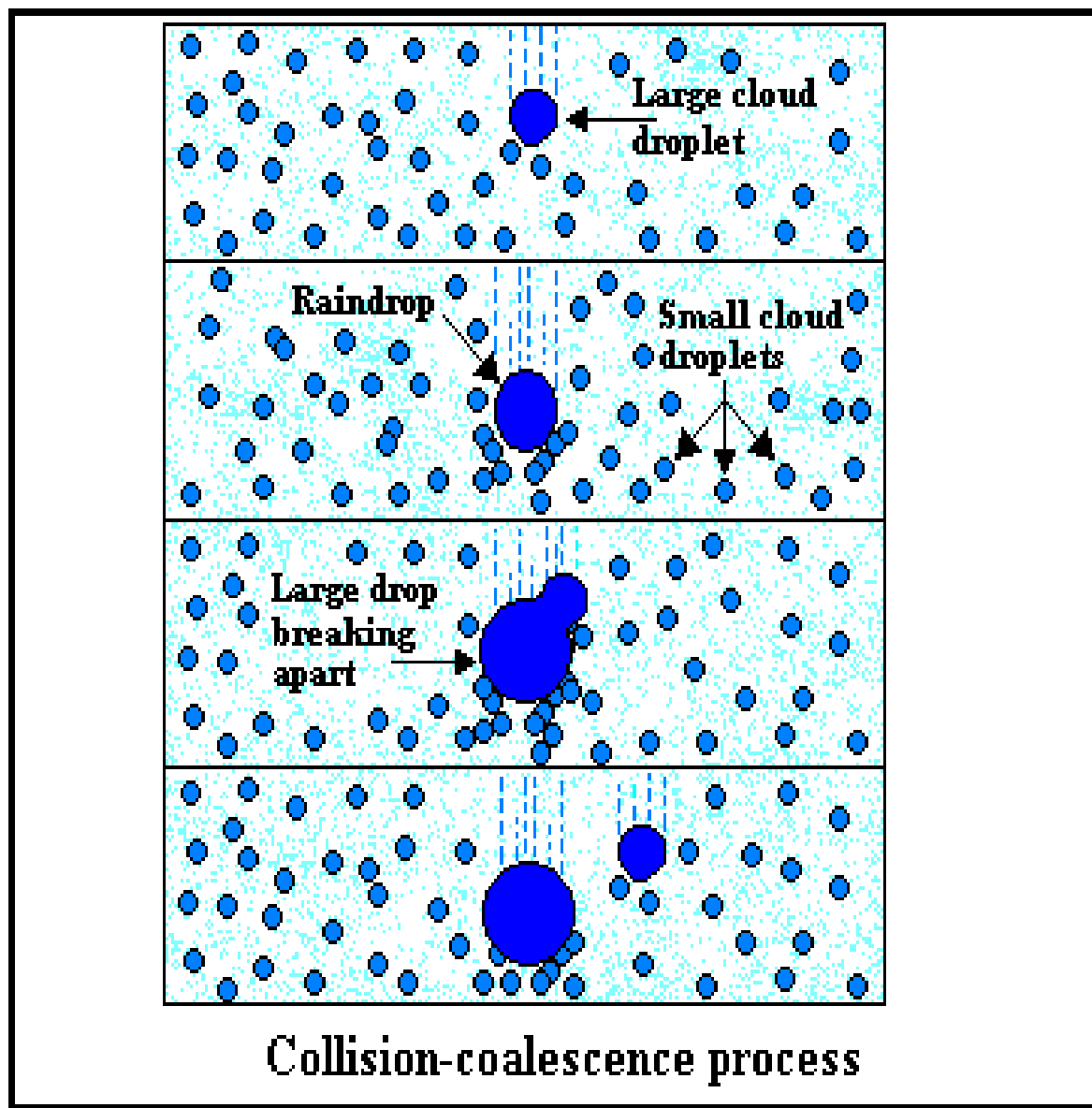


True Color



Wpływ aerozolu
na budowę chmur
(rozmiar kropelek)
i w konsekwencji
na ich właściwości
radiacyjne:
tzw. pośrednie
efekty aerozolowe
- pierwszy (albedo)
drugi (czas
trwania).

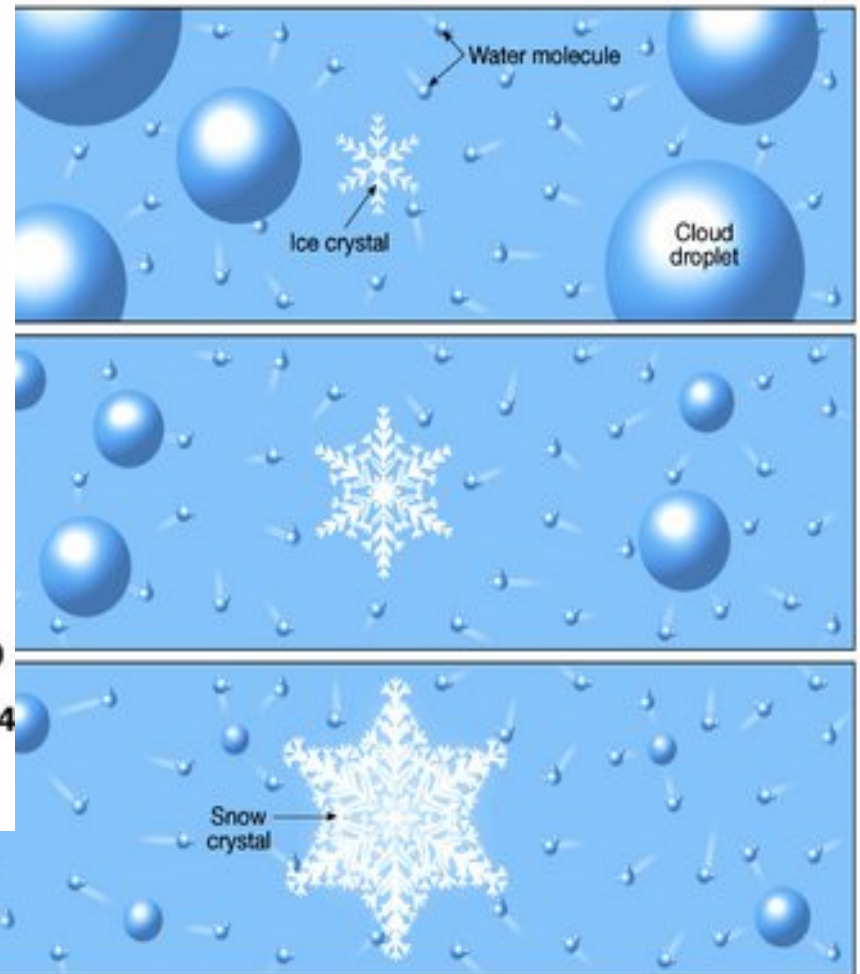
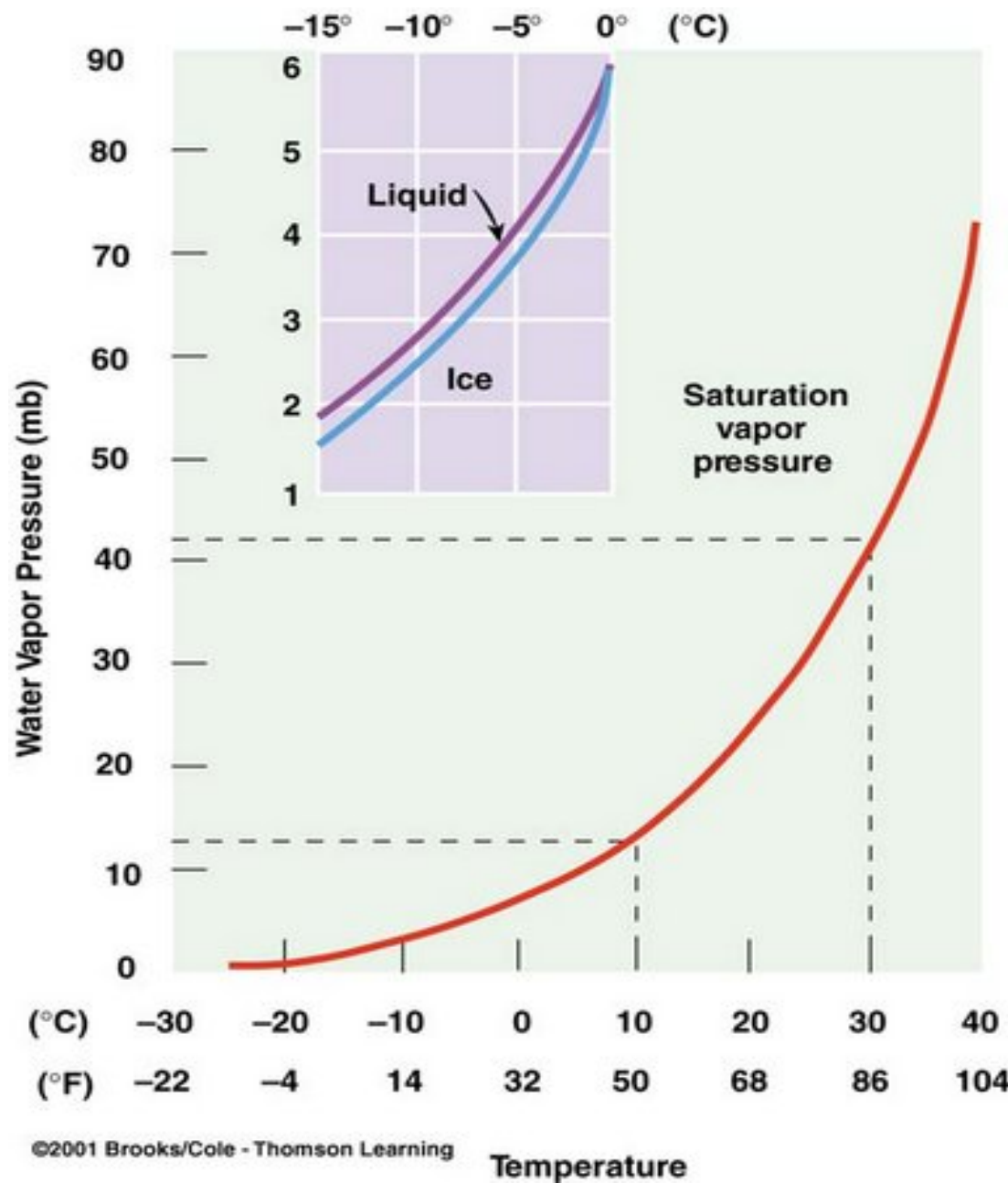




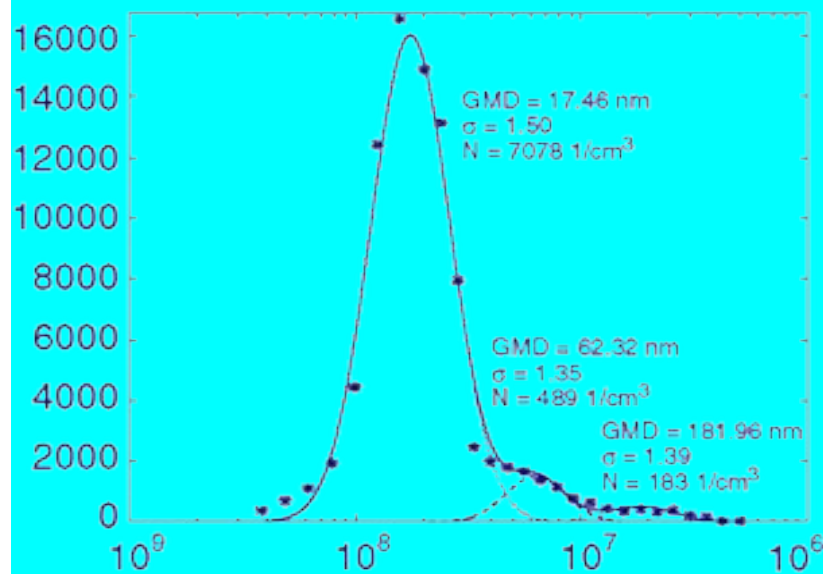
Masa typowej kropli deszczu jest MILION razy większa od masy kropli chmurowej powstałej w wyniku kondensacji.

Takie krople opadowe mogą powstać tylko w procesie zderzeń i zlewania się kropli (collision coalescence), ale żeby mógł on zajść potrzebne są na początku krople o zróżnicowanych rozmiarach (różnych prędkościach opadania)!

Inny mechanizm powstawania opadu: proces Bergerona (Wegenera, Findeisena)

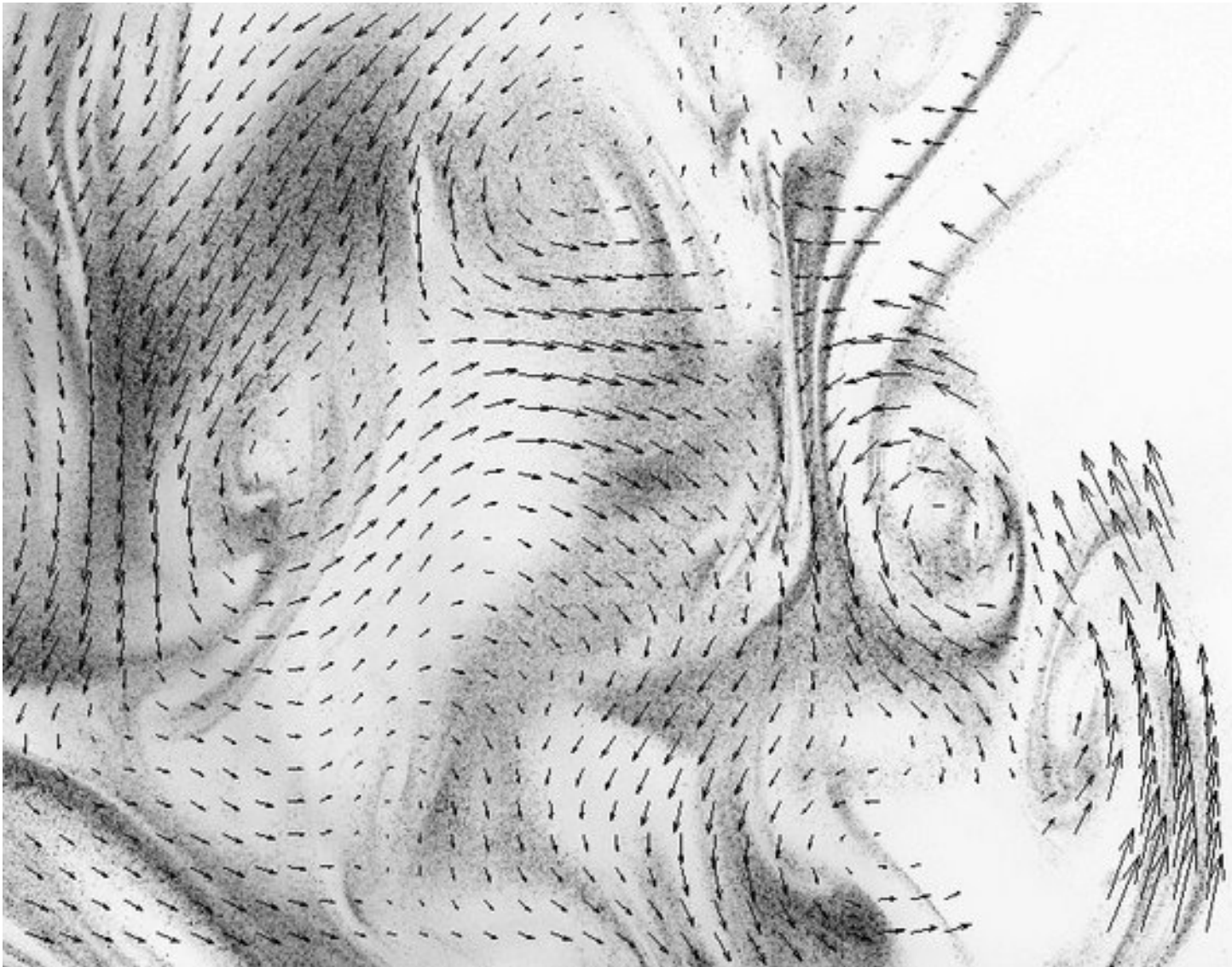


Hyytiälä 13.4.1996 15:39-15:49 p.m.



Jeszcze inny mechanizm:
gigantyczne jądra
kondensacji.



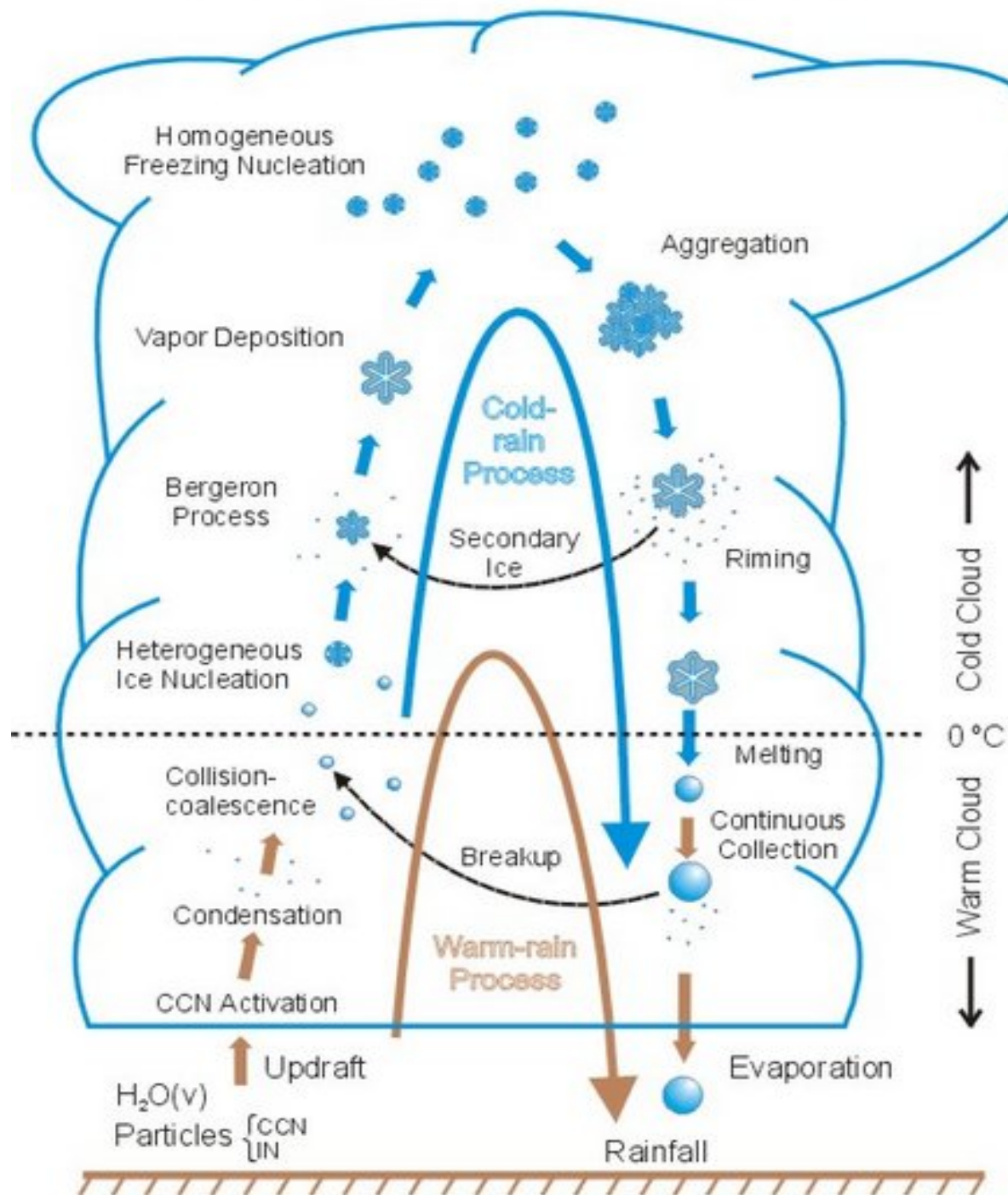


Jeszcze inne
mechanizmy
powstawania
opadu
związane z
turbulencją:

preferential
concentration,

mieszanie
jednorodne i
niejednorodne.

PRECIPITATION MECHANISMS



Mechanizmy
opadowe