

4章 降水過程

水の過飽和

ちりやほこりを含まない清浄な空気中では、相対湿度が100%をこえても水滴ができない

なぜ??

水の表面張力の影響

水の表面張力

液体の性質：

ある容積をもつ液体は、表面積を最小にする
(雨露やアメンボの足についた水)

水蒸気が凝結して水滴になるとき：

空気中の水蒸気分子が水滴になる = 水の表面積が増加

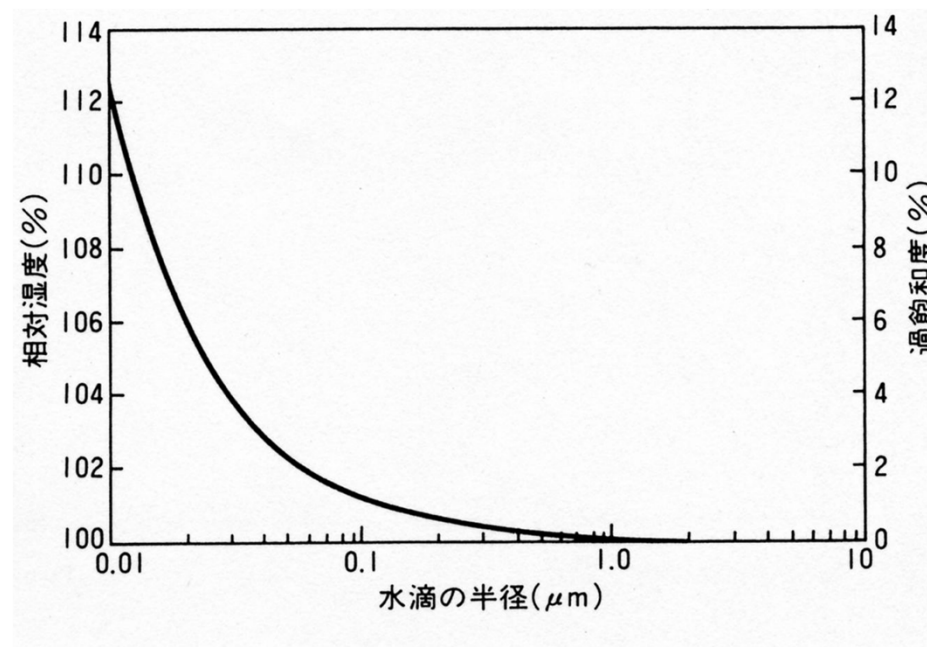
過飽和(度)：相対湿度が100%を超えるとき。水蒸気密度が平面の水面に対する飽和水蒸気密度より大きな状態。

過飽和度

小さな水滴ほど、過飽和度が高くなければ平衡状態として存在できない(蒸発してしまう)。

>>しかし、

自然界において1%を超える過飽和度は希!



どうやって水は凝結して、水滴(雲粒や雨粒)を作れるのか??

エアロゾルと凝結核

エアロゾル: 大気中を浮遊する微粒子

役割: 水滴の半径を大きくし、低い過飽和度でも水滴ができる。水蒸気を凝結させるための核の役割をする(凝結核)

エアロゾルの起源

土壌粒子、海塩粒子、火山噴火、人間活動による汚染粒子、微量ガス

エアロゾル粒子 (0.001 ~ 0.1 μ m)

大粒子 (0.1 ~ 1 μ m)

巨大粒子 (1 ~ 100 μ m)

吸湿性のよいエアロゾル = もや・霧・雲の発生から見て重要

水溶性のエアロゾル = 化学物質が溶けた水の飽和水蒸気圧は純粋な水よりも小さくなる。水との相対湿度が100%に至らなくても、水滴として存在できる。

エアロゾルは大陸上で多い。

エアロゾルと凝結核

- エアロゾルは大陸上で多い。
- 水溶性のエアロゾル

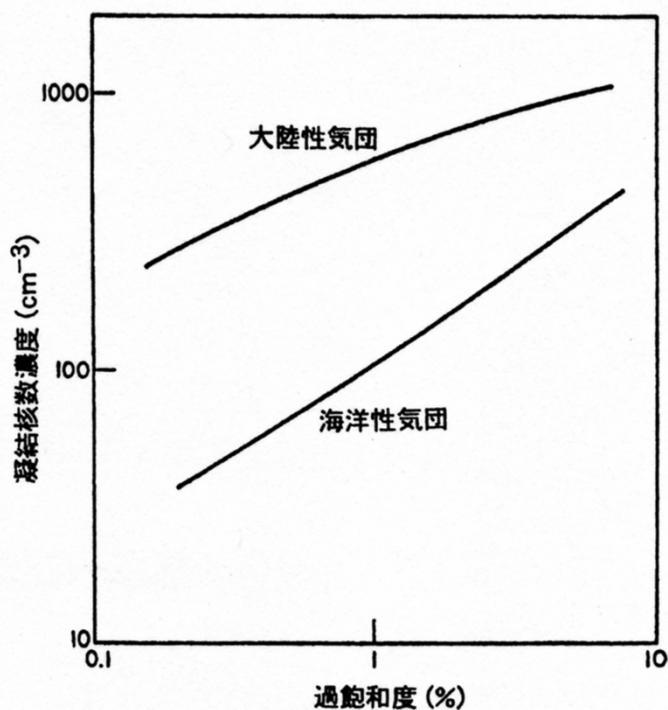


図 5.3 凝結核の活性化スペクトル¹⁷⁾
大陸性気団と海洋性気団の観測結果のメジアンが示されている。

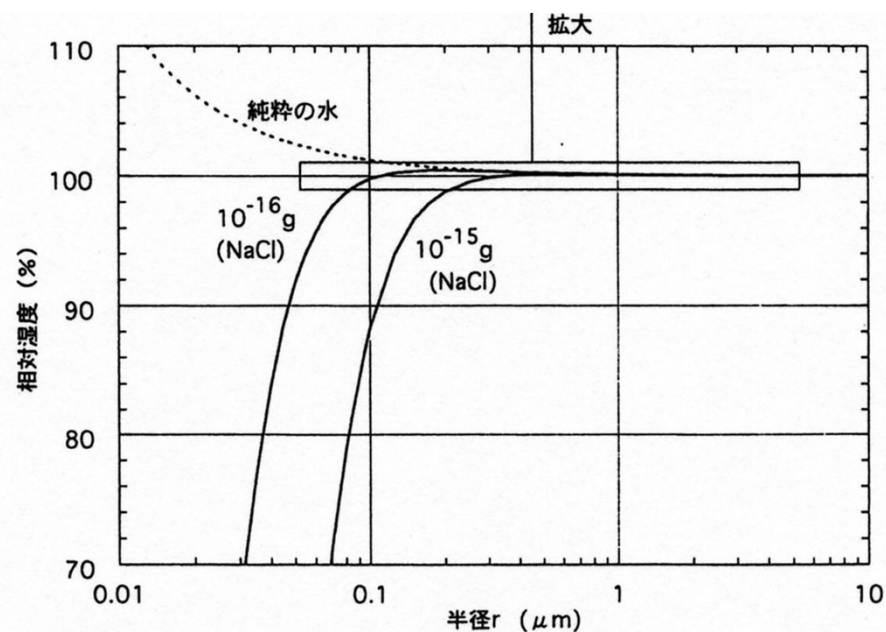


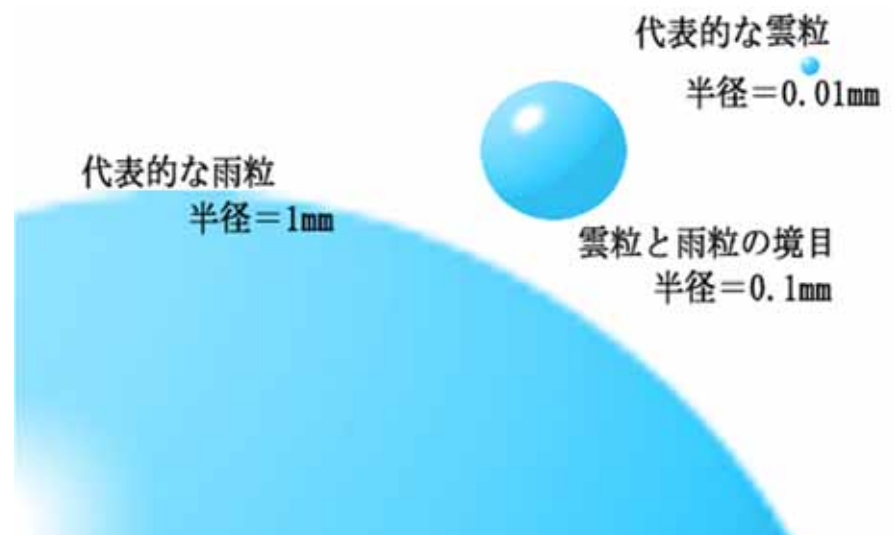
図 5.2 ケーラー曲線
純粹の水の水滴(破線)と塩化ナトリウム溶液滴(実線)の平衡状態の相対湿度を示している。

水滴(雲粒)の発生

凝結高度(= 雲底高度): 空気塊を断熱過程で上昇させ、
温度が下降し相対湿度が100%に達するときの高度。

凝結核を利用して、雲粒が形成。
さらに上昇し続ければ、凝結が続く。
= 凝結過程

0.01mmの雲粒が
1mmの雨粒に成長する
ために、容積が100万倍
にならないといけない!



水滴(雲粒)の凝結による成長

水滴半径が小さいときは早い
いが、大きくなると遅くなる。

このプロセスのみでは雨滴
に成長するには時間がか
かりすぎる。

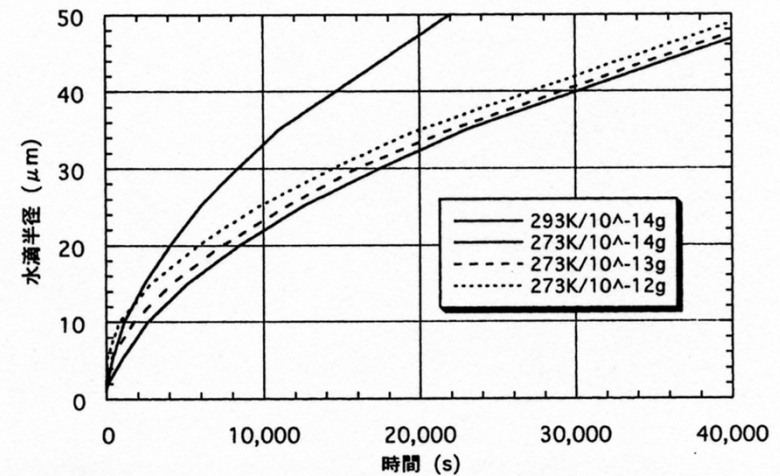


図 5.5 水滴の凝結成長の計算例²⁵⁾

気圧 900 hPa, 過飽和度 0.05% の条件で, 示された質量の NaCl を含んだ水滴が半径 $0.75 \mu\text{m}$ から凝結成長するときの半径と時間との関係を, 温度 273 K と 293 K について示している。

併合過程による成長

ほかの水滴よりも少しでも大きくなると、落下速度が速くなるため、次々と小さな水滴に衝突し、取り込みながら加速しつつ落下していく = 併合過程

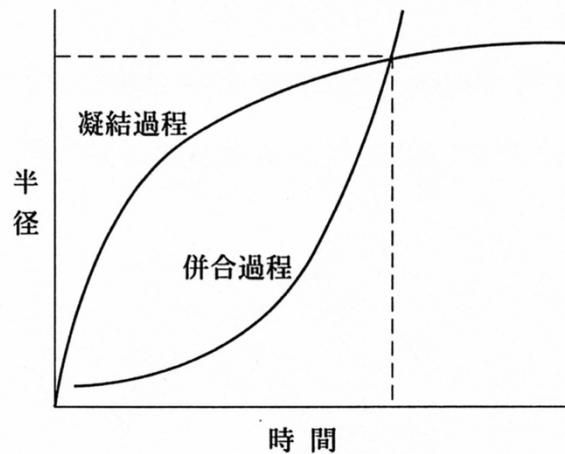


図3.3 水滴の成長速度

水蒸気の凝結による成長速度と水滴同士の衝突併合による成長速度の違いを示す。

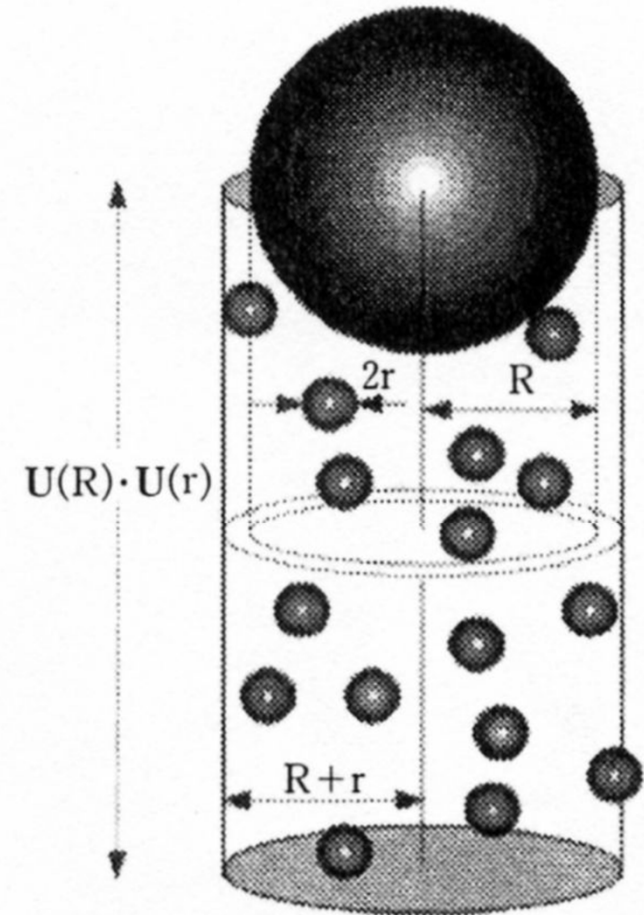


図 5.12 衝突の模式図

雨粒の落下

雨粒の落下速度 = 終末速度 (terminal velocity)

はじめは、速度が小さいため速度を増しながら落下していくが、速度が大きくなって抵抗力が重力とつりあったところで落下速度は一定となる。

終末速度(V_t)の計算

物体が受ける空気抵抗力 = $6\pi\eta rV_t$ (η : 粘性係数)

物体の重力落下 = $mg = g(4/3)\pi\rho_w r^3$

$$V_t = 2\rho_w r^2 g / 9\eta$$

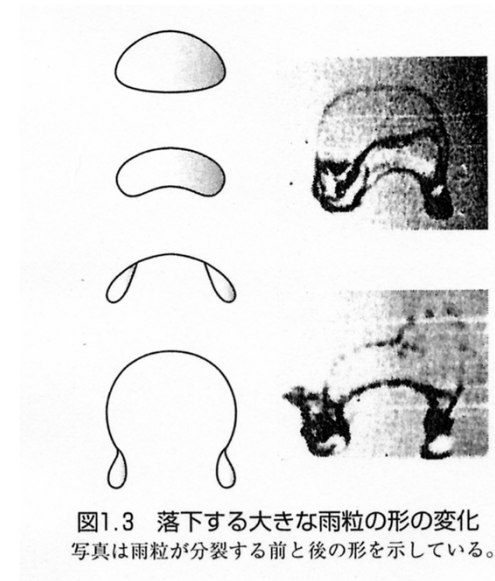
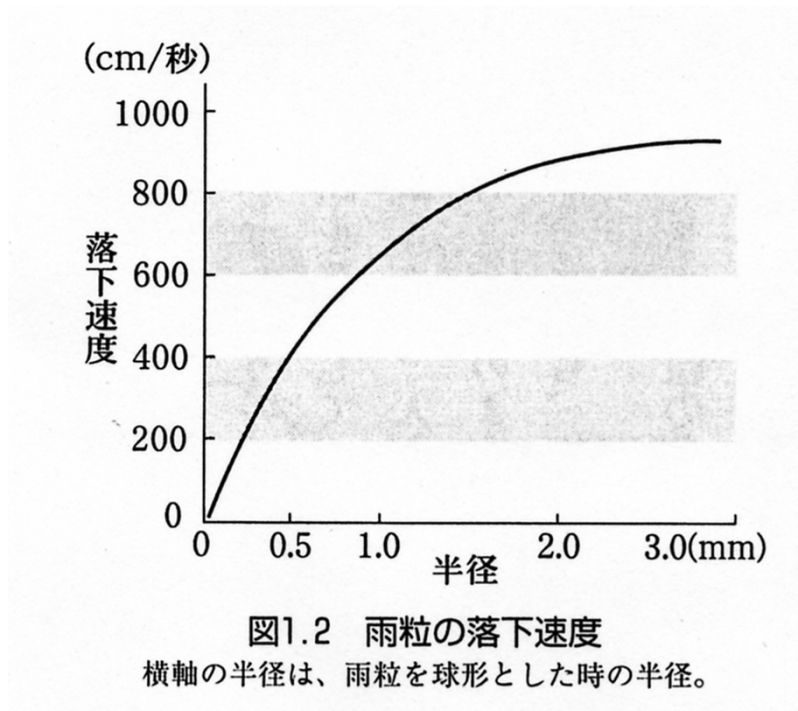
水滴の半径が大きいほど落下の終末速度が大きい

水滴の終端速度

- 10 μm – 1.2 cm/s
- 100 μm – 72 cm/s
- 1 mm -- 6.5 m/s

雲粒はほとんど落下しない。

雨粒は3mmが限界。

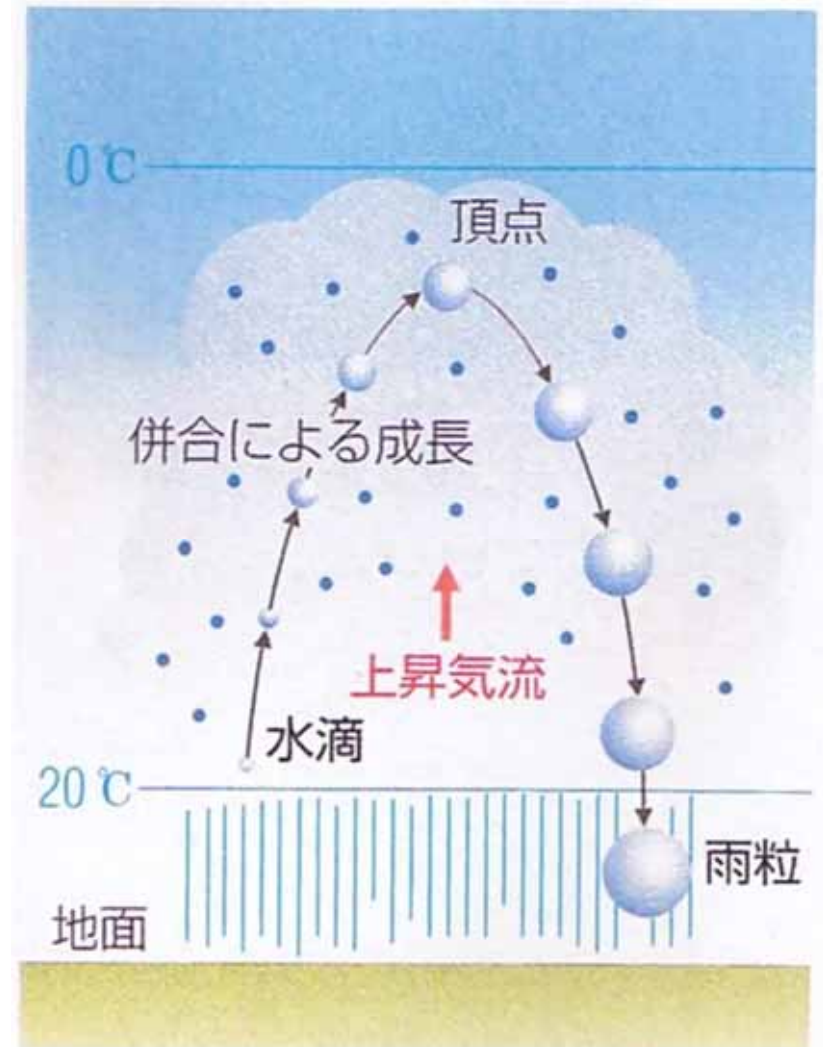


雨の科学(武田喬男)より

暖かい雨 Warm rain

上空5000m以上は0 以下！

雲の中がどこも0 よりも高く氷晶を含んでいないような雲を**暖かい雲**といい、このような雲から降る雨を**暖かい雨**と呼ぶ。(熱帯地方でよく降り、雲が発生してから1時間後に降る)

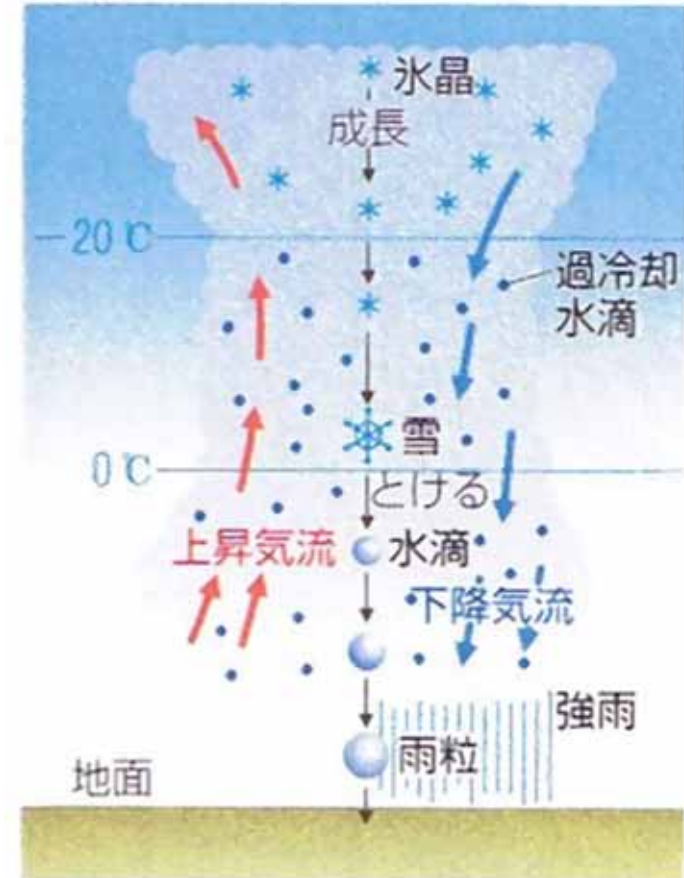


冷たい雨 (cold rain)

氷粒子 (氷晶) が関係した過程による降水

日本における降水の大部分は冷たい雨である。

熱帯においても背の高い積乱雲による降水は冷たい雨である。



氷晶の生成

氷晶の生成を促す微粒子を一般に**氷晶核**という。

水滴の場合と同様に、大気の温度が0 以下になりかつ水蒸気量が氷面に対して過飽和になれば、大気中に小さい氷の結晶ができる。

-20 で50%は過冷却水滴。

純粋な過冷却の水滴：-33 ~ -41 の範囲で自発的に凍結。

-40 以下の雲の中には過冷却状態の水滴は存在せず、雲は氷晶で構成されている。

[積乱雲の生涯]

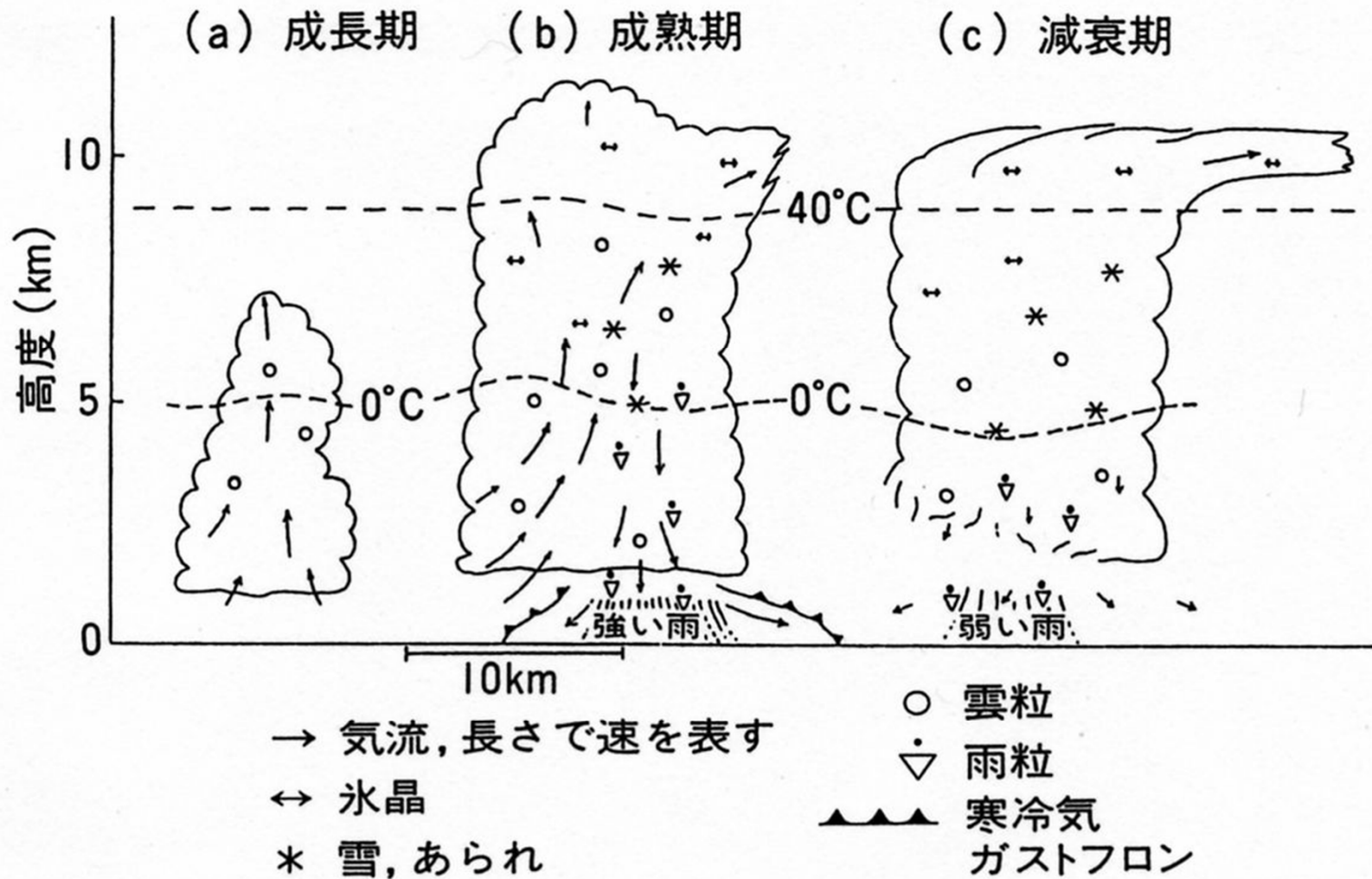


図8.4 積乱雲の生涯における各発達段階の特徴 (H. R. Byers and R. R. Braham, Jr., 1949: *The Thunderstorm*, U. S. Weather Bureau.)

(a)成長期は強い上昇気流, (b)成熟期は激しい降水と一部下降冷気流の出現, (c)減衰期は上昇暖気流の消滅, 降水は弱まり雲は消散しはじめる.

冷たい雨のシミュレーション

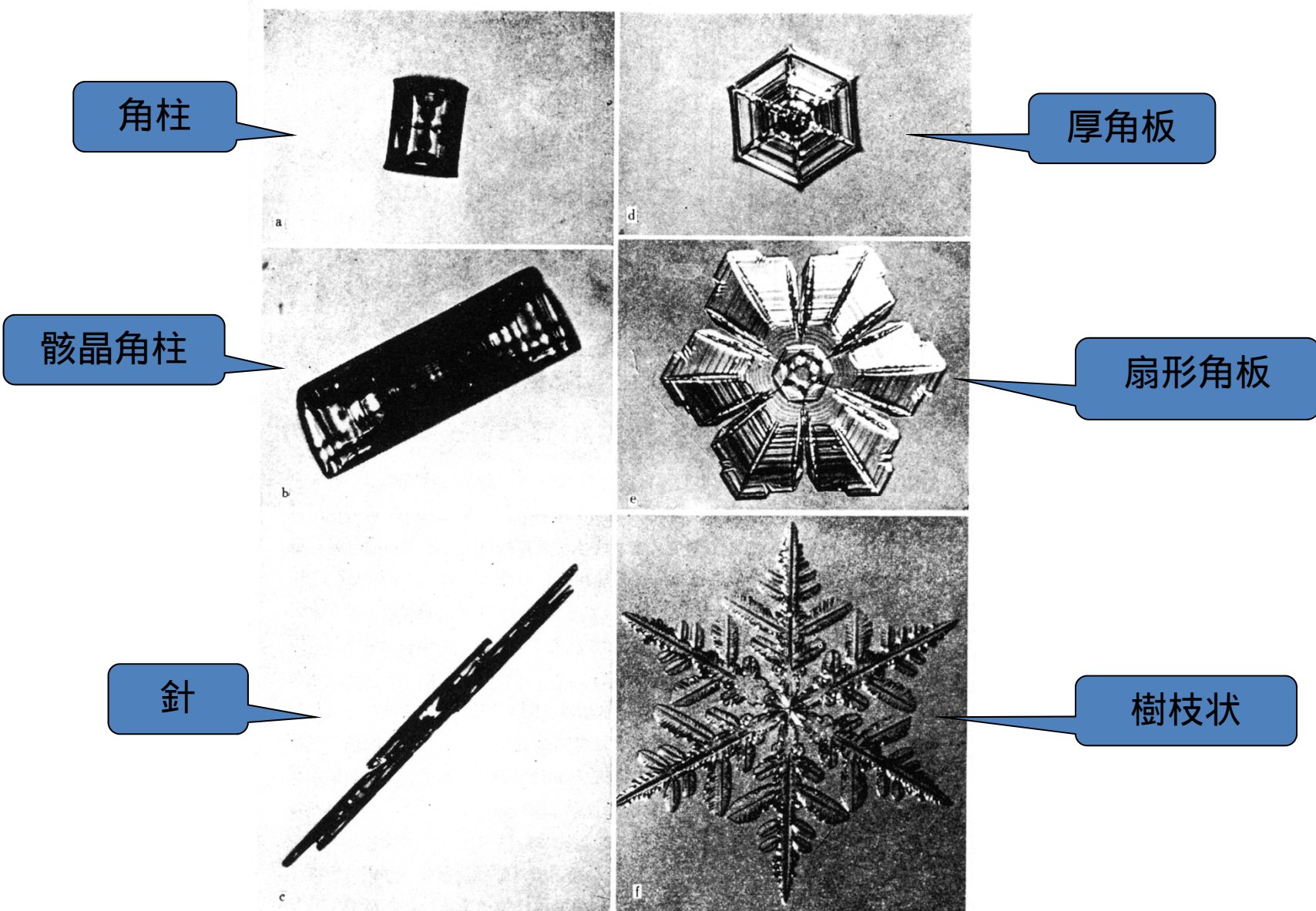
氷粒子の成長

氷粒子の成長の過程

水蒸気の昇華による成長。温度や密度によって形状が異なる

過冷却雲粒の補足による成長

凝集による氷粒子の成長



角柱

厚角板

骸晶角柱

扇形角板

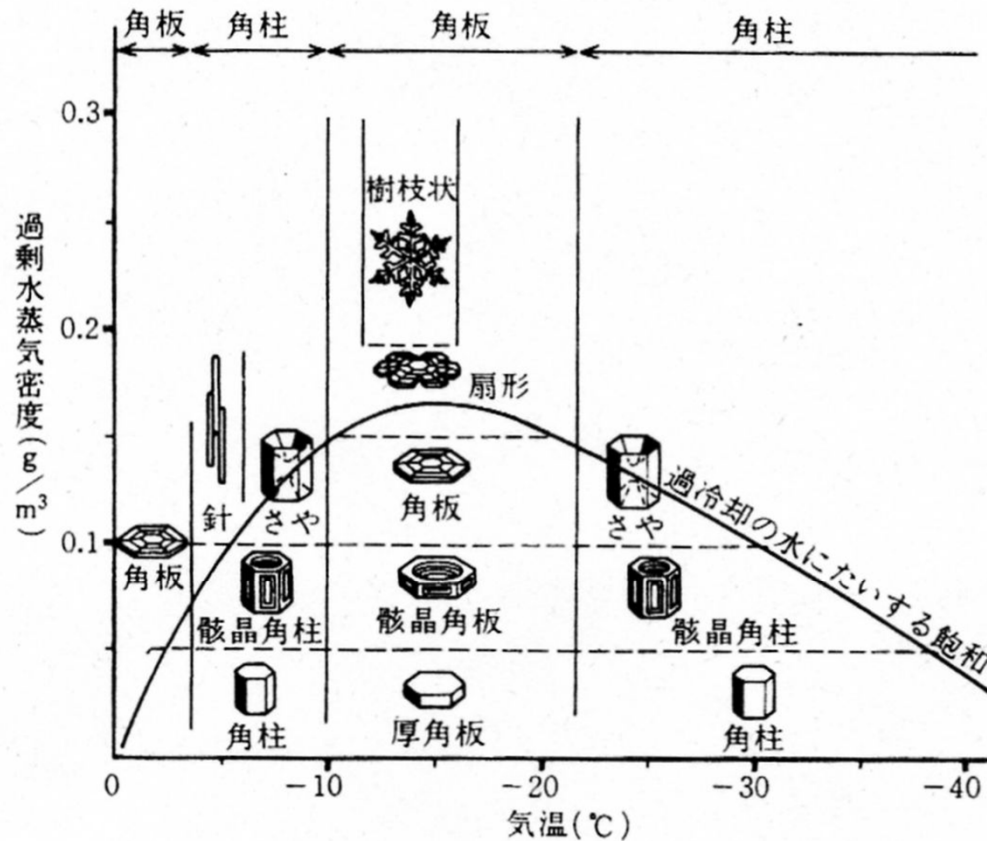
針

樹枝状

図4.10 雪の結晶の顕微鏡写真 (根本順吉ほか, 1982: 図説気象学, 朝倉書店)
 a: 角柱 (×46), b: 骸晶角柱 (×45), c: 針 (×25), d: 厚角板 (×40), e: 扇形角板 (×38),
 f: 樹枝 (×30).

中谷(ナカヤ)ダイヤグラム

「雪は天から送られた手紙である」(中谷宇吉郎)



- Snow crystals are the hieroglyphs sent from the sky.

U. Nakaya

雪の結晶は6角形

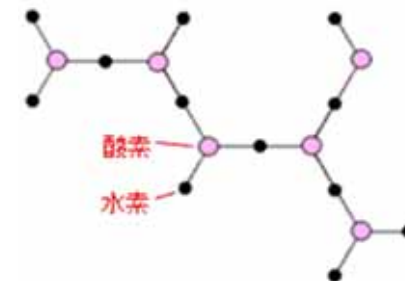
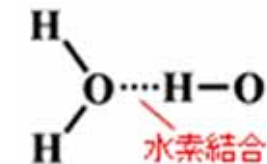


図 6.6 温度と氷飽和を越える水蒸気密度(過剰水蒸気密度)に依存した雪結晶の形の変化

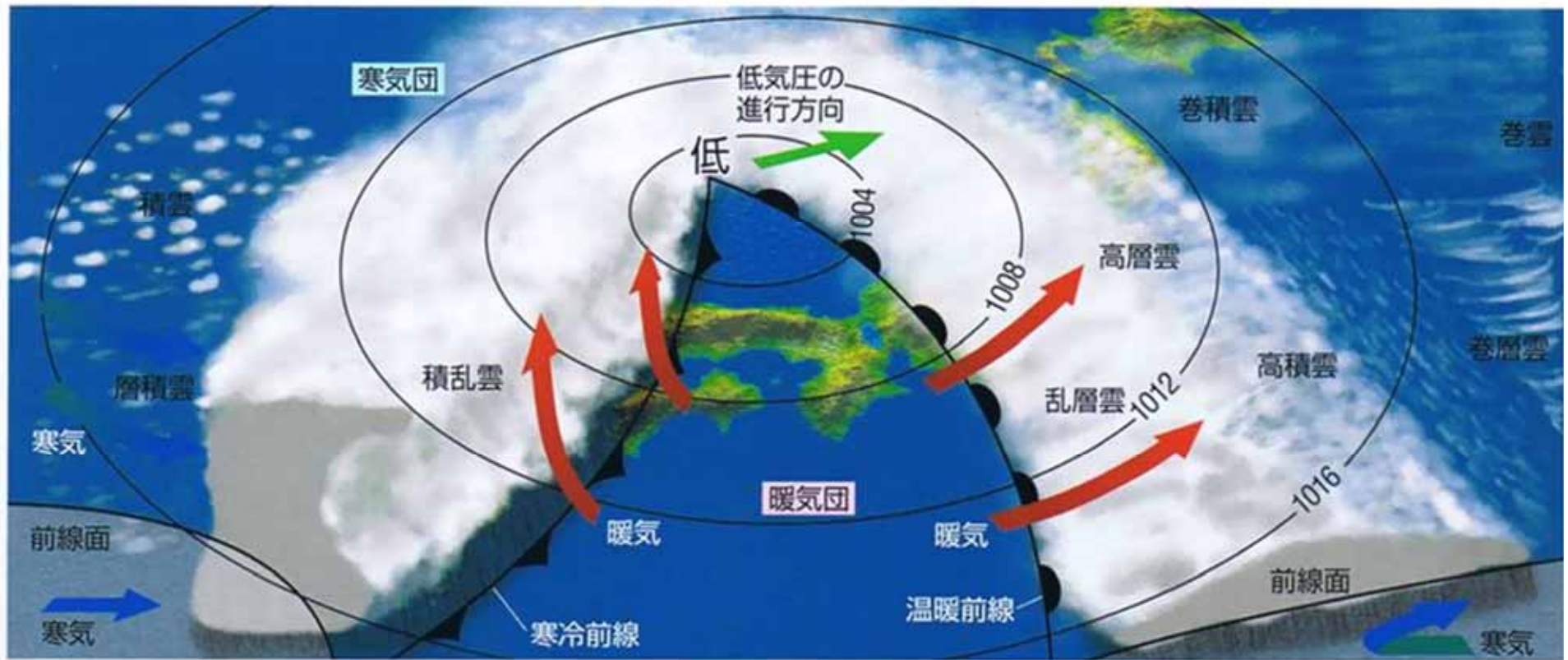
図中の過冷却の水に対する飽和の曲線が示す過剰水蒸気密度は、環境温度における氷飽和の水蒸気密度と昇華成長中の氷晶表面の温度における氷飽和の水蒸気密度(> 環境温度における氷飽和の水蒸気密度)との差である。文献 32) の原図をもとにした文献 33) の図による。

雲と雨の気象学(水野)より

雲の分類

層状雲	上層雲	卷雲 Ci (cirrus)
		卷層雲 Cs (cirrostratus)
		卷積雲 Cc (cirrocumulus)
	中層雲	高層雲 As (altostratus)
		高積雲 Ac (altocumulus)
	下層雲	乱層雲 Ns (nimbostratus)
		層積雲 Sc (stratocumulus)
		層雲 St (stratus)
	対流雲 (convective cloud)	積雲 Cu (cumulus)
積乱雲 Cb (cumulonimbus)		

温帯低気圧 extratropical cyclone



上層雲



巻雲



巻積雲



巻層雲

雲の種類(10種雲形)			
		地方	高度(km)
上層雲	Ci	巻雲	極 3~8
	Ce	巻積雲	温帯 5~13
	Cs	巻層雲	熱帯 6~18
中層雲	Ac	高積雲	極 2~4 温帯 2~7 熱帯 2~8
	As	高層雲	ふつう中層に見られ、上層まで広がっていることが多い。
	Ns	乱層雲	ふつう中層に見られ、上層・下層にも広がっていることが多い。
下層雲	Sc	層積雲	極 地面付近
	St	層雲	温帯 ~2 km 熱帯
垂直に発達する雲	Cu	積雲	雲底はふつう下層にあるが、雲頂は中層・上層まで達していることが多い。これらも下層雲に分類される。
	Cb	積乱雲	

中層雲

高積雲



高層雲



乱層雲



雲の種類(10種雲形)

	地方		高度(km)
	極	温帯	熱帯
上層雲	Ci	巻雲	3~8
	Ce	巻積雲	5~13
	Cs	巻層雲	6~18
中層雲	Ac	高積雲	極 2~4 温帯 2~7 熱帯 2~8
	As	高層雲	ふつう中層に見られ、上層まで広がっていることが多い。
	Ns	乱層雲	ふつう中層に見られ、上層・下層にも広がっていることが多い。
下層雲	Sc	層積雲	極 地面付近
	St	層雲	温帯 ~2 km 熱帯
垂直に発達する雲	Cu	積雲	雲底はふつう下層にあるが、雲頂は中層・上層まで達していることが多い。これらも下層雲に分類される。
	Cb	積乱雲	

下層雲

層積雲



層雲



雲の種類(10種雲形)

	地方	高度(km)	
		極	熱帯
上層雲	Ci 巻雲	極	3~8
	Ce 巻積雲	温帯	5~13
	Cs 巻層雲	熱帯	6~18
中層雲	Ac 高積雲	極	2~4
		温帯	2~7
		熱帯	2~8
中層雲	As 高層雲	ふつう中層に見られ、上層まで広がっていることが多い。	
	Ns 乱層雲	ふつう中層に見られ、上層・下層にも広がっていることが多い。	
下層雲	Sc 層積雲	極	地面付近
	St 層雲	温帯	~2 km
		熱帯	
垂直に発達する雲	Cu 積雲	雲底はふつう下層にあるが、雲頂は中層・上層まで達していることが多い。これらも下層雲に分類される。	
	Cb 積乱雲		

積雲

積雲



積乱雲



雲の種類(10種雲形)

	地方		高度(km)
	極	温帯	熱帯
上層雲	Ci	巻雲	3~8
	Ce	巻積雲	5~13
	Cs	巻層雲	6~18
中層雲	Ac	高積雲	2~4 2~7 2~8
	As	高層雲	ふつう中層に見られ、 上層まで広がっている ことが多い。
	Ns	乱層雲	ふつう中層に見られ、 上層・下層にも広がっ ていることが多い。
下層雲	Sc	層積雲	極 地面付近
	St	層雲	温帯 ~2 km 熱帯
垂直に発達する雲	Cu	積雲	雲底はふつう下層にあ るが、雲頂は中層・上 層まで達していること が多い。これらも下層 雲に分類される。
	Cb	積乱雲	

霧

霧:地上に発生した雲。地上付近で水蒸気が凝結して、視程が**1km**未満の現象

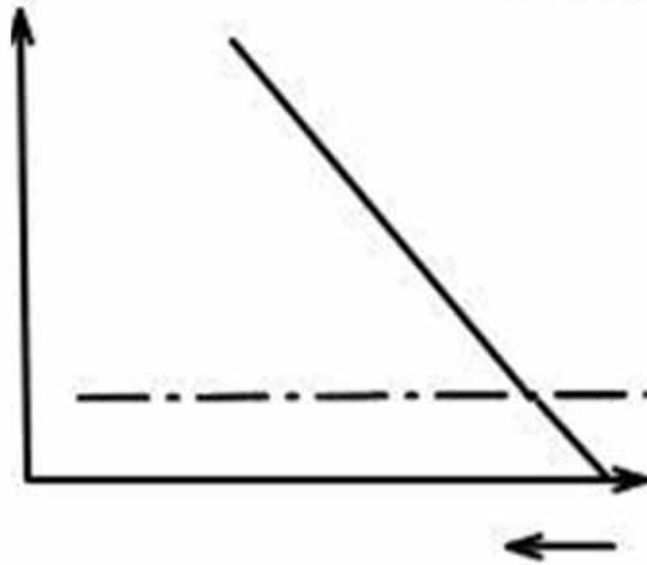
成因:

- ◆ 湿った空気の温度が露点まで下がる
- ◆ 空気が飽和するまで水蒸気が加えられる

霧はその成因によって分類されている。

- 放射霧
- 移流霧
- 蒸気霧
- 前線霧
- 上昇霧

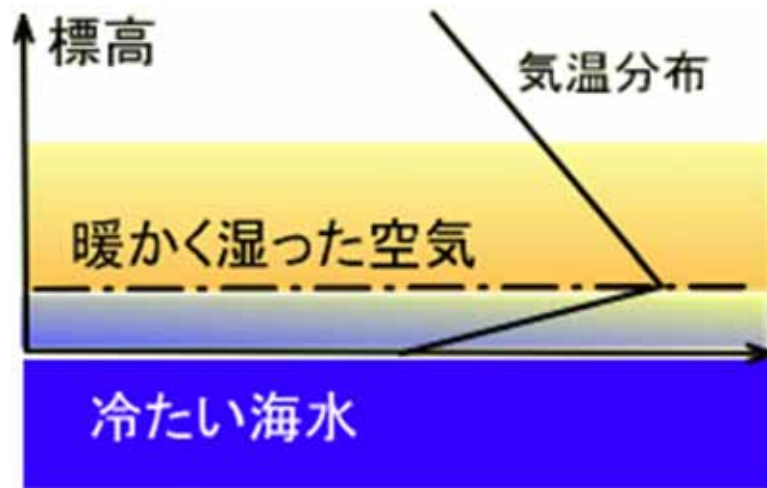
放射霧



雨上がりに 夜間晴れると 放射冷却で下層の気温が下がり 空気は飽和し霧が発生する。朝になり気温が上がると、地面付近から霧が晴れていき、下層の雲となりやがて雲も消散する。内陸部、盆地霧など。

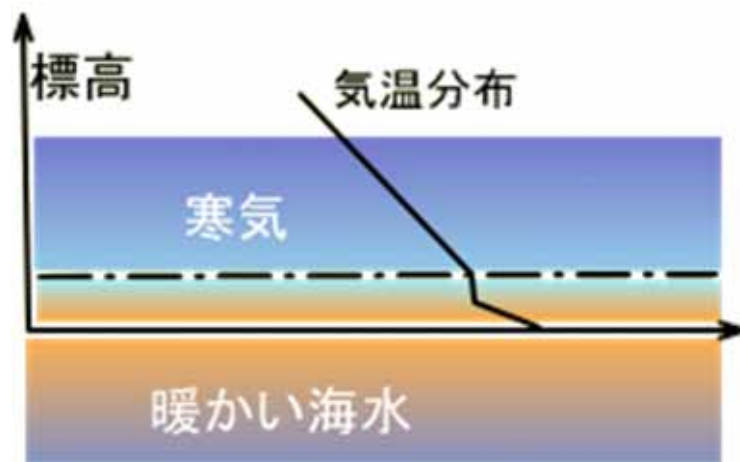


移流霧・蒸気霧



移流霧

冷たい海水の上に暖かく湿った空気が流れ込んでくると海水に接した空気が冷え飽和し霧が発生する。初夏の関東沿岸や瀬戸内海など。なかなか解消しない。



暖かい海水の上に寒気が流れ込んでくると海水から蒸気が出て霧が発生する。冬の日本海など。