

5 雲と降水

5. 1 雲量と天気

雲量^中(cloud amount)とは、全天を 10 としたときの雲に覆われている割合である。まったく雲がなければ雲量は 0、完全に雲に覆われていれば雲量は 10 である。雲量と天気の関係は次のように決められている。降水など特別な現象がない場合には、雲量によって天気を決める。なお、国際的には 10 分率ではなく 8 分率が使われる。

表 5-1: 雲量と天気

雲量	天気
0～1	快晴
2～8	晴れ
9～10	くもり

表 5-2: おもな天気記号

天気	天気記号	天気	天気記号	天気	天気記号
快晴		雪		霧	
晴れ		みぞれ		雷	
くもり		あられ			
雨		ひょう			

降水などの現象があれば、それを優先する。したがって、日が差しているが雨が降っている状態（いわゆる「お天気雨」）は「雨」とみなされる。なお、国際的に気象観測データを交換するときには、雲量は 10 分率ではなく 8 分率を用いて表すことになっている。

- ☞ 「雲量」という用語は中学校の理科第 2 分野で導入するが、小学校の理科においても、「雲の量」として、小学校の理科ですでに取り上げている。
- ☞ 中学校の理科第 2 分野では、天気の種類として、快晴、晴れ、くもり、雨、

雪を天気記号とともに取り扱う。

- ☞ 小学校の理科では、雲の量（雲量）が 0～8 のときは晴れ、9～10 のときはくもりとしている。

5. 2 十種雲形

雲にはさまざまな種類があるが、以下の表のように 10 種類に分類することができる。これを十種雲形という。

表 5-3: 十種雲形

	雲形	俗称	英語名	記号
上層雲 (5～13km)	巻雲	すじ雲	cirrus	Ci
	巻積雲	うろこ雲	cirrocumulus	Cc
	巻層雲	うす雲	cirrostratus	Cs
中層雲 (2～7km)	高積雲	ひつじ雲	altocumulus	Ac
	高層雲	おぼろ雲	altostratus	As
	乱層雲	あま雲	nimbostratus	Ns
下層雲 (～2km)	層雲	きり雲	stratus	St
	層積雲	うね雲	stratocumulus	Sc
下層から 上層の雲	積雲	わた雲	cumulus	Cu
	積乱雲	かみなり雲	cumulonimbus	Cb

これらの雲のうち、地上に降水をもたらすのはおもに**乱層雲^中(nimbostratus)**と**積乱雲^中(cumulonimbus)**である。乱層雲は持続的な降水を、積乱雲は一時的な強い降水をもたらすことが多い。

- ☞ 中学校理科第 2 分野で、十種雲形を全体的に取り扱う。単純な丸暗記には意味がないが、出現する高度によって整理しながら理解したい。
- ☞ 小学校の理科では、十種雲形のうちの一部と取り上げている。降水をもたらす雲として、乱層雲と積乱雲を中心に扱うとよい。

5. 3 雲画像

気象衛星による雲画像には**可視画像^高(visible image)**と**赤外画像^高(infrared image)**がある。可視画像は可視光で見た雲のようすを表している。厚い雲ほど白く見える。夜間は撮影できない。一方、赤外画像は赤外線で見えた雲のようすを表しており、温度の低い場所が白く表現されている。雲頂高度の高い雲ほど

白く見える。上層まで発達した積乱雲を識別するときによく使われる。夜間も撮影可能である。理科の教科書や天気予報では赤外面像が使われることが多い。赤外線で見えた温度の低い場所、つまり赤外線の弱い場所を白く表現している点に注意する。

表 5-4: 雲の種類と雲画像での見えかた

雲の種類	赤外面像	可視画像	形状
積乱雲	白	白	団塊状
上層雲(巻雲、巻層雲)	白	灰色	なめらか
下層雲(層雲、層積雲)	暗	白	なめらか

下の図は、2003 年 8 月 16 日の赤外面像と可視画像である。この年は記録的な冷夏であり、天気図にみられるように、真夏になっても日本付近に前線が停滞している。北海道や東北地方の太平洋沿岸では、「やませ」とよばれる冷たい北東風に伴って、層雲が発生している。可視画像では太平洋沿岸の層雲がはっきりと見えているが、雲頂高度が低いため赤外面像ではほとんど見えない。

赤外画像

可視画像（左と同じ領域）



（2003年 8月16日 9時）

天気図

（雲画像は高知大学気象情報頁から、天気図は気象庁天気図から入手）

図 5-1: 赤外画像と可視画像の例

- ☞ 小学校の理科や中学校の理科第 2 分野で雲画像の活用を学ぶ。
- ☞ 中学校の理科第 2 分野では、赤外画像と可視画像の違いに言及している教科書もある。
- ☞ 層積雲や層雲のような雲頂の低い雲を赤外画像で見る場合、地上から観察すると曇りであっても、雲画像では白く写っていないことがある。雲画像と天気を比較するときには注意が必要である。

5. 4 降水過程

降水がもたらされるためには、水蒸気が凝結して雲粒が形成され、さらに雨粒や雪の結晶に成長しなければならない。未飽和の空気塊が上昇すると乾燥断熱減率にしたがって温度が低下していく。温度が露点温度を下回ると、水蒸気圧が飽和水蒸気圧よりも大きくなり、水蒸気の凝結が始まる。実際の大気中では、**エアロゾル**(aerosol)が**凝結核^高**(condensation nuclei)として水蒸気の凝結に

重要な役割を果たしている。エアロゾルとは、空気中に浮かぶ細かい塵のことで、大きさはさまざまであるが、典型的には、たとえば $1\sim 10\mu\text{m}$ 程度の大きさである。凝結した水蒸気は水滴（雲粒）となって雲を形成する。水蒸気が冷却されて凝結し、雲粒が成長していく過程を**凝結過程**(condensation process)という。凝結過程によって雲粒は直径 0.02 mm 程度まで成長する。それ以後は、雲粒や雨粒の落下速度が大きさによって異なるために、たがいに衝突して雨粒が成長する。この過程を**併合過程**(coalescence process)という。併合過程によって雨粒は通常 1 mm 程度、最大で 5 mm 程度まで成長する。

☞ 高等学校の地学では、凝結過程、併合過程という用語は出てこないが、雲粒や雨粒の成長過程について学ぶことになっている。凝結核についても触れている。

雨粒の落下速度を考えよう。雨粒には重力、浮力、抵抗力がはたらく。はじめ、雨粒は重力によって下向きに加速されるが、やがて、3つの力がつりあって、一定の速さで落下するようになる。これを終端速度とよぶことがある。このとき、浮力は重力に比べて非常に小さいので、重力と抵抗力がつりあっていると考える。半径 r の雨粒にはたらく重力は、

$$\frac{4}{3}\pi\rho r^3g$$

である。ただし、 ρ は水の密度、 g は重力加速度である。一方、雨粒の半径 r が小さく落下速度 V が遅いときには、雨粒が空気から受ける抵抗力は

$$6\pi\eta V$$

であることが知られている。ただし、 η は空気の粘性係数で、1 気圧、 20°C のときは、 $\eta = 1.8 \times 10^{-5} \text{ N}\cdot\text{s}/\text{m}^2$ である。終端速度に達したときには、両者はつりあうから、

$$6\pi\eta V = \frac{4}{3}\pi\rho r^3g$$

である。この方程式を解くと、終端速度は

$$V = \frac{2\rho r^2g}{9\mu}$$

と求められる。雨粒が大きくなり落下速度が増すと、雨粒の後方に渦ができるなどして、抵抗力はさらに大きくなるため、上の関係式は成り立たなくなる。雨粒は $1\sim 5\text{ mm}$ 程度まで成長するが、このときの落下速度は実際には、 $4\sim 10\text{ m/s}$ 程度である。

表 5-5: 雨粒の大きさと終端速度との関係の例

雨粒の直径[mm]	終端速度[m/s]
0.02	0.012
0.05	0.075
0.1	0.30
0.2	0.80
0.5	2
1	4
2	7
5	10

雲の中の気温が低い場合には、小さい氷の結晶（氷晶^高(ice crystal)）ができることがある。しかし、気温が 0℃以下であればすべての水粒子が凍結するというわけではなく、**過冷却水滴**^高(supercooled droplet)として液体のまま存在する。実際には、－20℃程度まで、条件によっては－40℃程度まで、氷晶と過冷却水滴が共存している。

雲の中の氷粒子は昇華凝結過程によって成長する。これは、水粒子が成長する凝結過程と同様である。しかし、氷粒子は水粒子よりもずっと速く成長する。一般に、水面上の飽和水蒸気圧よりも、氷面上での飽和水蒸気圧のほうが低い。このため、水に対しては未飽和であっても氷に対しては過飽和となる場合がある。このような条件のもとでは、水滴が蒸発し、氷晶のまわりには水蒸気が昇華凝結して、氷粒子が効率よく成長する。このようにして成長した氷粒子は雪の結晶となる。

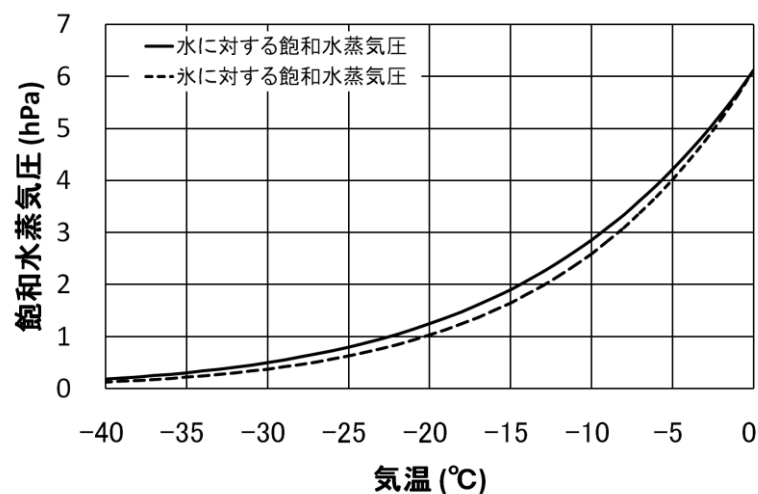


図 5-2: 水面と氷面に対する飽和水蒸気圧

雪の結晶の形状は次の図のように、結晶が成長するときの気温と過飽和度によって異なる。全体的な傾向として、過飽和度が高く、氷だけでなく過冷却水に対しても飽和に達している場合には、複雑な結晶構造になることが多い。科学者の中谷宇吉郎は「雪は天から送られた手紙である」という言葉を残している。

(小林禎作・古川義純 1991 より)

図 5-3: 気温、水蒸気量と雪の結晶の形との関係

☞ 高等学校の地学では、水に対する飽和水蒸気圧と氷に対する飽和水蒸気圧が異なっていて、この差によって氷粒子が成長することを学ぶ。

さらに、氷晶や雪のような氷粒子は、水粒子における併合過程と同様に、過冷却水滴を捕捉したり、氷粒子どうしが衝突したりすることによっても成長し、雪として落下する。雪の結晶どうしが衝突してくっついたものを雪片という。一般に同じ質量であっても、形状に違いにより雨粒よりも雪のほうが空気による抵抗を受けやすいので、落下速度はずっと遅い。

また、上昇気流の強い積乱雲の中には多くの過冷却水滴が存在するが、氷粒子が過冷却水滴を多く捕捉すると、結晶ではなく、不透明な氷の粒が成長する。

氷の粒に過冷却水滴が凍りついて大きくなると上昇気流で持ちこたえられなくなって落下する。これを**あられ**(graupel) (直径 5 mm 以上の場合は**ひょう**(hail))という。**雷**(lightning)の原因は、積乱雲の中であられと氷晶が衝突することによって生じた電荷であると考えられている。したがって、積乱雲の雲頂が氷晶やあられが生じる程度に低温(およそ -10°C 以下)にならないと雷は発生しない。過冷却水滴を多く含む雲の中を航空機が通過すると、過冷却水滴が機体に着氷し、飛行の安全に悪影響を及ぼす。航空気象においては、過冷却水滴を含む雲には特に注意が必要とされている。

上層に氷晶があつて雪が生成されても、下層が高温であれば、落下の途中で融けて**みぞれ**(sleet)や雨になる(みぞれとは、雨と雪が混在している降水のことである)。このようにしてもたらされる雨を**冷たい雨**^高(cool rain)という。一方、熱帯地方や夏季の中緯度地方では、氷晶を含まない雲から雨が降ることがある。このようにしてもたらされる雨を**暖かい雨**^高(warm rain)という。

☞ 高等学校の地学で、暖かい雨と冷たい雨の違いに言及する。

参考：雨の強さ

雨の強さは降水量として表される。降水量は、降った降水(雨や雪など)が、そのまま地面にとどまった場合に、どの程度の深さになるか示したものである。1時間あたりの量で表すことが多い。雨の強さと雨量(降水量)の値との関係は、次の表のとおりである。

雨の強さ	1 時間雨量
やや強い雨	10 mm 以上
強い雨	20 mm 以上
激しい雨	30 mm 以上
非常に激しい雨	50 mm 以上
猛烈な雨	80 mm 以上

東京地方(多摩西部を除く)では、大雨警報の発表基準は 1 時間雨量 50 mm、3 時間雨量 80 mm、24 時間雨量 150 mm であった。現在では予報技術の進歩により、発表区域が細分化され(おおむね市町村単位)、また、単に雨量だけでなく、土壌中に水分量として貯まっている雨を評価する指標(土壌雨量指数)を取り入れたものになっているが、上記の雨量は、大雨による重大な災害が起こるおそれの有無の目安になるだろう。

☞ 降水量の定義は、中学校の理科第 2 分野で取り扱うことになっている。

問 5-1 1 mm の降水があったとき、1 m²の面積に降った降水の質量を答えよ。
水の密度は 1000 kg/m³ とする。

問 5-2 10 mm の降水が雪としてもたらされたとき、降雪深は何 cm になるか。
ただし、雪の密度は 100 kg/m³ とする。

問 5-3 1000 hPa 面から 850 hPa 面までの比湿の平均が 10 g/kg であるとする。
この範囲にある水蒸気がすべて凝結して降水として降ったら、降水量は何 mm
になるか計算せよ。静水圧平衡を仮定してよい。この問題では、重力加速度は
10 m/s² とする。また、水の密度は 1000 kg/m³ とする。