

5 雲と降水

5. 1 雲量と天気

雲量^中とは、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。

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 |  | | |

- 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ある。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、降水をもたらすのはおもに**乱層雲**^中と**積乱雲**^中である。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。

5.3 雲画像

気象衛星による雲画像には**可視画像**^高と**赤外画像**^高がある。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画像が使われることが多い。

表 5-4: 雲の種類と雲画像での見えかた

| 雲の種類 | 赤外画像 | 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日の赤外画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、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画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と、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、このような点に注意が必要である。

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。実際の気中では、**エアロゾル**が**凝結核**^高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**という。凝結過程によって雲粒は直径 0.02mm 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**という。併合過程によって雨粒は通常 1mm 程度、最大で 5mm 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よい。半径 r の雨粒にはたらく重力は、

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

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

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

である。この方程式を解くと、終端速度は

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

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**）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**として液体のまま存在しうる。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、一般に、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。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。雪の結晶の形状は下の図のように、気温と過飽和度によって異なる。

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。これを**あられ**（直径 5mm 以上の場合**ひょう**）という。

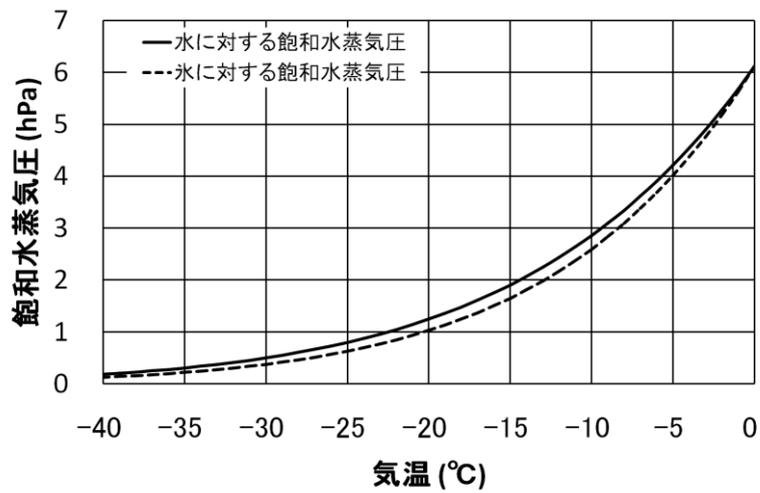


図 5-2: 水面と氷面に対する飽和水蒸気圧

(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。

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**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 | 10mm 以上 |
| 強い雨 | 20mm 以上 |
| 激しい雨 | 30mm 以上 |
| 非常に激しい雨 | 50mm 以上 |
| 猛烈な雨 | 80mm 以上 |

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

問 5-2 10mm 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 100kg/m³ とする。

問 5-3 1000hPa 面から 850hPa 面までの比湿の平均が 10g/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。水の密度は 1000kg/m³ とする。