

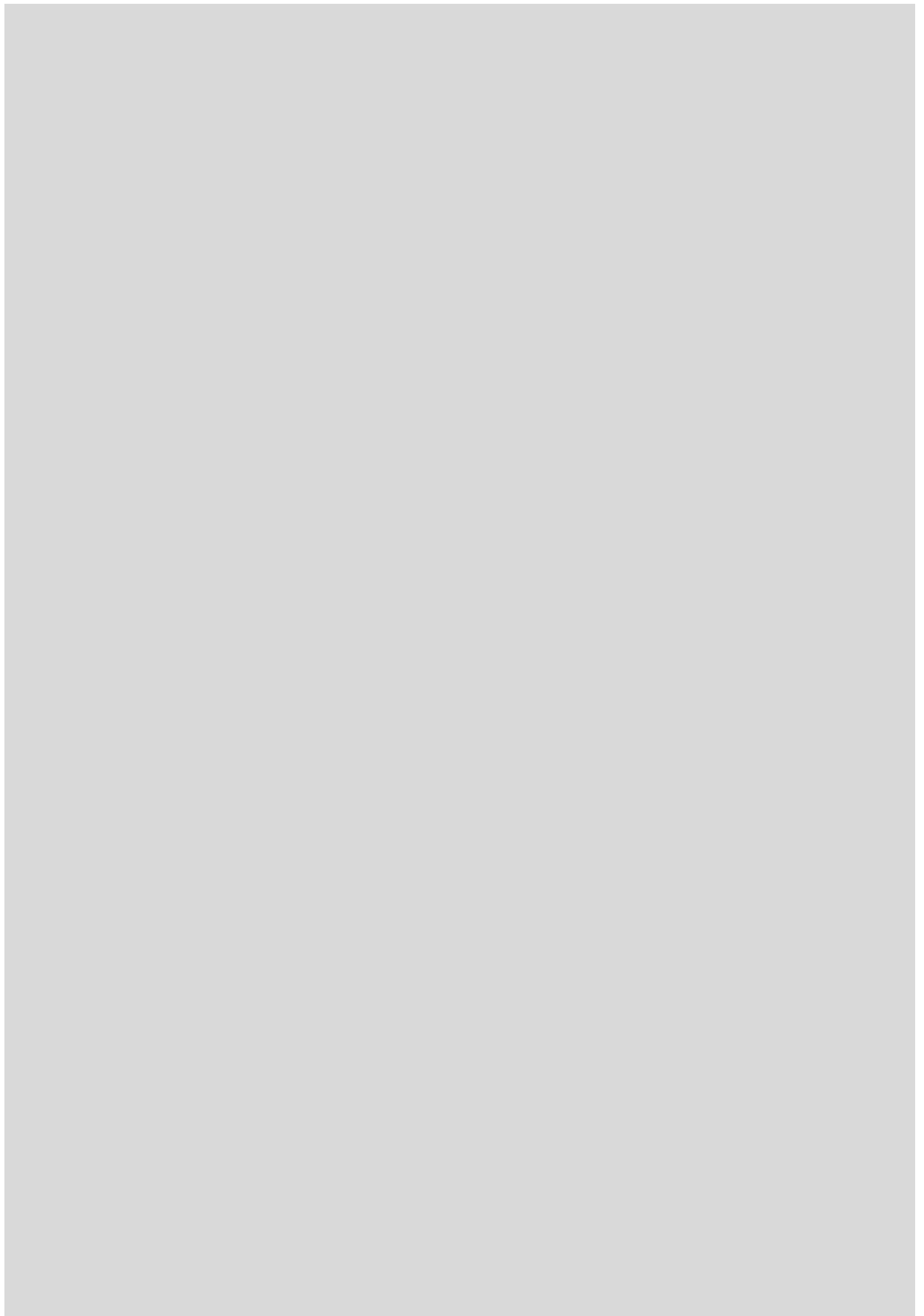
예보관 훈련용 기술서

대기물리



목차

- 1장. 건조공기의 열역학
- 2장. 수증기의 열역학
- 3장. 습윤공기의 열역학
- 4장. Skew T-log P 다이어그램의 기본 구조
- 5장. 단열선도를 이용한 기상요소 산출
- 6장. 대기 안정도의 분석
- 7장. 발원지와 대표 단열도
- 8장. 구름입자의 형성
- 9장. 구름의 강수발달
- 10장. 구름과 안개의 분류
- 11장. 지상의 강수유형
- 12장. 뇌우와 스콜라인



1장. 건조공기의 열역학

- 1.1 이상기체의 상태 방정식
- 1.2 혼합기체의 상태 방정식
- 1.3 일
- 1.4 기체의 비열
- 1.5 열역학 제1법칙
- 1.6 대기의 열역학 과정
- 1.7 대기의 단열 과정
- 1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피
- 1.9 건조 단열 과정

학습목표

- 이상기체의 상태방정식을 이해한다.
- 열역학 제1법칙과 이와 관련된 물리과정을 이해한다.
- 열역학 제2법칙의 기본 개념을 이해한다.
- 열역학 제1법칙과 제2법칙이 대기의 물리적 과정에 어떻게 적용되는지 이해한다.

1.1 이상기체의 상태 방정식

대기의 구성 성분 중 수증기를 제외한 공기를 건조공기(Dry Air), 그리고 건조공기와 수증기를 합쳐서 습윤공기(Moist Air)라고 한다. 건조공기와 습윤공기의 상태는 이상기체의 상태 방정식으로 기술할 수 있다. 이 장에서는 이상기체, 혼합기체에 대한 상태 방정식과 열역학 제1법칙을 다룬다.

열역학에서 연구하고자 하는 대상을 열역학적 계(系, System)라 한다. 예를 들면, 용기에 담겨있는 기체의 성질을 알고자 할 때, 용기 안에 있는 분자들의 모임을 열역학적인 계로 정의한다. 기체로 이루어진 계의 상태를 기술하는데 상태 방정식이 이용된다. 밀도가 충분히 낮아 충돌할 때 이외에는 분자 간에 상호작용이 없는 기체를 이상 기체라고 한다. 실험에 의하면 기체의 온도(T)가 일정한 경우, 압력(p)과 체적(V)사이에는 다음과 같은 관계식이 성립한다.

$$pV = C_1(\text{상수}) \quad (1.1)$$

식(1.1)을 $p \propto 1/V$ 로 나타낼 수 있으며, 이를 보일의 법칙(Boyle's Law)이라고 한다. 한편 압력이 일정한 경우에 기체의 체적과 온도 사이에는 다음 관계식이 성립한다.

$$\frac{V}{T} = C_2(\text{상수}) \quad (1.2)$$

식 (1.2)를 샤를의 법칙(Charle's Law)이라고 한다.

상태방정식을 유도하기 위하여 등온과정과 등압과정에서 기체의 상태 변화를 다음과 같이 고려한다.

$$(p, V, T) \xrightarrow{T(\text{일정})} (p', V_1, T) \xrightarrow{p'(\text{일정})} (p', V', T') \quad (1.3)$$

처음단계인 등온과정에서 압력과 체적과의 관계는 보일의 법칙, 식 (1.1)을 이용하면

$$pV = p' V_1 \quad (1.4)$$

1.1 이상기체의 상태 방정식

으로 주어진다. 그리고 두 번째 과정에서는 샤를의 법칙을 이용하면 등압 과정에서 온도와 체적간의 관계는

$$\frac{V_1}{T} = \frac{V'}{T'} \quad (1.5)$$

으로 나타낼 수 있다. 식 (1.4)과 (1.5)를 써서 중간 단계에서의 체적 V_1 을 소거하면

$$\frac{pV}{T} = \frac{p'V'}{T'} \quad (1.6)$$

를 얻는다. 식 (1.6)은 처음과 최종 상태간의 관계식으로

$$\frac{pV}{T} = C(\text{일정}) \quad (1.7)$$

로 나타낼 수 있다. 식 (1.7)은 주어진 기체의 상태(p, V, T)에 대해 $\frac{pV}{T}$ 값은 항상 일정한 값을 가진다는 것을 의미한다. 따라서 식 (1.7)은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$pV = CT \quad (1.8)$$

여기서 C 는 상수로서 차원분석을 하면, 질량(m)에 비례하는 양임을 알 수 있다. 따라서 상수 C 를

$$C = mR \quad (1.9)$$

로 둘 수 있다. 여기서 R 은 기체의 종류에 관련된 상수로서 비기체상수 (Specific Gas Constant)라고 한다. 식 (1.9)를 (1.8)에 대입하면 상태방정식

$$pV = mRT \quad (1.10)$$

를 얻는다. 여기서 양변을 m 으로 나누어 주면

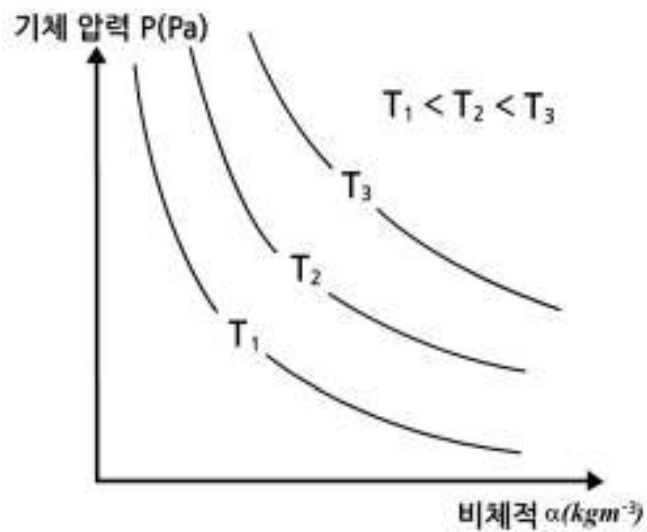
$$p\alpha = RT \quad (1.11)$$

1.1 이상기체의 상태 방정식

또는

$$p = \rho R T \quad (1.12)$$

으로 주어진다. 여기서 $\alpha = \frac{V}{m}$ 로 비체적(Specific Volume)이며, $\rho = \frac{1}{\alpha}$ 로 기체의 밀도와 역수관계에 있다. 그림 1.1과 같이 주어진 온도에 대해서 압력과 비체적 사이의 관계를 나타낸 것을 클레페이롱 다이어그램이라고 한다.



[그림 1.1] 클레페이롱 다이어그램

한편 기체의 질량은 $m = \text{기체의 몰수}(n) \times \text{분자량}(M)$ 으로 주어지므로 이 관계를 식 (1.10)에 적용하면

$$pV = nMRT \quad (1.13)$$

를 얻는다. 여기서 식 (1.13)를 고쳐 쓰면 $\frac{pV}{T} = nMR = C(\text{일정})$ 와 같다. 따라서 기체의 종류에 관계없이 일정한 n 값이 주어질 경우, MR 도 하나의 상수, 즉, $R^* = MR$ 로 나타낼 수 있다. 이 식을 (1.12)과 (1.13)에 적용하면 다음 식을 얻는다.

4 1장 건조공기의 열역학

1.1 이상기체의 상태 방정식

$$p = \rho \left(\frac{R^*}{M} \right) T \quad (1.14)$$

또는

$$pV = nR^*T \quad (1.15)$$

여기서 $R^* = 8.3143(\text{J mole}^{-1} \text{K}^{-1})$ 으로 주어지며, 이를 보편기체상수 (Universal Gas Constant)라고 한다.

1.2 혼합기체의 상태 방정식

대기는 질소, 산소, 아르곤, 이산화탄소 등의 기체들이 혼합되어 있다. 이러한 혼합 기체에서 수증기를 제외한 공기를 “건조공기” 라고 한다. 대류권에서 주요 혼합기체들의 성분비는 일정하다. 여러 종류의 기체가 혼합되어 있는 경우 계의 상태는 혼합기체의 상태방정식으로 기술할 수 있다. 체적 V 속에 있는 기체의 성분 i 에 대한 분압을 p_i 라고 하면, 돌턴(Dalton)의 법칙에 따라 혼합기체의 압력 p 는 각 기체의 분압의 합이므로, 즉

$$p = \sum_i p_i \quad (1.16)$$

으로 나타낼 수 있다.

상태방정식은 기체의 각 성분에 대해 성립하므로 (1.10)에 의하면 다음과 같이 주어진다.

$$p_i V = m_i T \frac{R^*}{M_i} \quad (1.17)$$

여기서 T 는 혼합기체의 온도이고 m_i 는 각 기체 성분의 질량, M_i 는 각 성분에 대한 분자량이다. 식 (1.17)을 (1.16)에 적용하면

$$p = \frac{TR^*}{V} \sum_i \left(\frac{m_i}{M_i} \right) \quad (1.18)$$

이 된다. 식 (1.18)의 양변에 V 를 곱한 다음에 혼합기체의 전체 질량 $m = \sum_i m_i$ 로 나누어주면 다음 식을 얻는다.

$$p\alpha = R^* T \frac{\sum_i \left(\frac{m_i}{M_i} \right)}{\sum_i m_i} \quad (1.19)$$

여기서 혼합기체의 평균 분자량 M' 은 총 질량/총 몰수이므로 다음과 같이

$$M' = \frac{\sum_i m_i}{\sum_i \left(\frac{m_i}{M_i} \right)} \quad (1.20)$$

로 주어진다. 그리고 혼합기체에 대한 기체상수 R' 을

$$R' = \frac{R^*}{M'} \quad (1.21)$$

로 나타내면, 식 (1.20)은 다음과 같이 주어진다.

1.2 혼합기체의 상태 방정식

$$p\alpha = R' T \quad (1.22)$$

대류권에서 건조공기의 평균분자량 (M_d)은 $M_d = 28.96(\text{kg kmole}^{-1})$ 이므로 건조공기에 대한 비기체상수는 다음과 같다.

$$R_d = \frac{R^*}{M_d} = 287(\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}) \quad (1.23)$$

건조공기에 대한 상태방정식은 (1.12)를 이용하면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$p_d = \rho_d R_d T \quad (1.24)$$

여기서 p_d 와 ρ_d 는 각각 건조공기의 압력과 밀도이다.

1.3 일

열역학에서 연구 대상인 계는 주위와 물질, 일 그리고 에너지를 교환하며 서로 영향을 미치는데, 이 경우에 계의 주위를 외계(外系, Surroundings)라고 하며, 계와 외계를 합한 것을 열역학적 우주(Thermodynamic Universe)라고 한다. 대기에서 상승하는 공기덩이의 운동을 분석 하려고 할 경우에 공기덩이는 계에, 그리고 그 주위공기는 외계에 해당된다. 공기덩이가 운동할 경우 공기덩이는 그 주위공기에 서로 일을 주기도 하고 받기도 한다.

물리학에서 일은 물체에 힘을 가하여 그 물체의 위치가 바뀌었을 때 사용된 에너지로서 두 개의 벡터량, 즉 힘과 변위(Displacement)의 스칼라 곱으로 다음과 같이 정의한다.

$$dW = \vec{F} \cdot d\vec{r} \quad (1.25)$$

여기서 dW 는 가해진 힘(\vec{F})에 의해서 발생한 일, 그리고 $d\vec{r}$ 은 물체의 변위이다. 식(1.25)로 주어지는 일을 역학적 일(Mechanical Work)이라 한다.

계에 열에너지와 일이 주어질 경우 계의 온도와 관련된 내부에너지 증가(Internal Energy)는 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$dU = dQ + dW \quad (1.26)$$

여기서 dQ 와 dW 는 각각 계에 주어진 열과 일의 양을 나타낸다. 식 (1.26)을 열역학 제1법칙이라고 한다. 주위가 계에 미치는 압력이 p_e 인 경우 dW 를 다음과 같이 정의한다.

$$dW = -p_e dV \quad (1.27)$$

여기서 dV 는 계의 체적변화이며 dW 의 부호는 내부 에너지의 증가 여부에 따라 다음과 같이 규정 한다.

$dW > 0 : dU > 0$ 인 경우, 주위가 계에 대해서 일을 한 경우 ($dV < 0$)

$dW < 0 : dU < 0$ 인 경우, 계가 주위에 대해서 일을 한 경우 ($dV > 0$)

1.3 일

식 (1.27)에서 대기 중에서 공기덩이가 단열 상승하는 경우에는 공기덩이, 즉 계가 팽창($dV > 0$)하므로 $dW < 0$ 이다. 한편 대기 중에서 공기덩이가 단열 하강하는 경우에는 주위공기가 계에 일을 하므로 계의 수축($dV < 0$)으로 $dW > 0$ 이다.

열이 계에 주어질 경우 열역학 과정을 살펴보기 위하여 식(1.27)을 식 (1.26)에 대입하면

$$dQ = dU + p_e dV \quad (1.28)$$

을 얻는다. 식(1.28)은 어떤 계(예 : 풍선)에 열에너지 dQ 가 주어질 경우 이 에너지는 계의 내부 에너지의 증가와 일부는 계의 팽창에 사용됨을 보여준다. 이 관계식 역시 에너지 보존과 더불어 열이 역학적 에너지로 전환됨을 보여준다. 열이 역학적 에너지로 전환되는 것은 줄(Joule)의 실험에 의해서 확인되었으며, 그 관계는 다음과 같다.

$$1 \text{ cal} = 4.1868 \text{ J}$$

식 (1.28)을 단위 질량에 대해서 고려할 경우 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$dq = du + dw \quad (1.29)$$

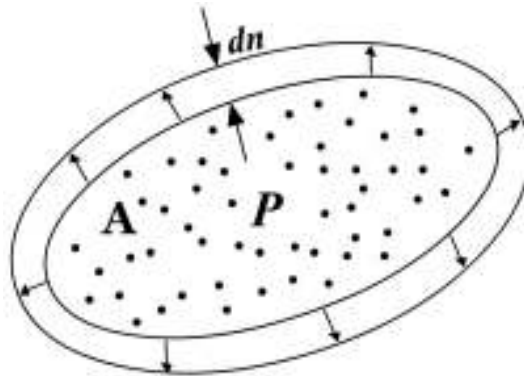
식 (1.29)에서 계의 팽창에 의한 일 dw 를 구하기 위해서 그림 1.2와 같이 내부압력이 p , 표면적 A , 체적 V 인 계의 팽창을 준정적 과정에서 고려하자. 이 경우 팽창이 매우 천천히 일어나므로 $p = p_e$ 로 둘 수 있다. 그리고 표면에서 각 방향으로 dn 만큼 거리가 증가했을 때 체적의 증가는 $dV = A dn$ 으로 주어지며, 기체가 계의 전 표면에 가한 힘을 F 라고 하면 계의 내부 압력은 $p = F/A$ 으로 나타낼 수 있다. 여기서 이 두 개의 식을 곱해주면

$$dW = p dV = F dn \quad (1.30)$$

을 얻는다. dW 를 단위 질량에 대한 일 $dw = \frac{dW}{m}$ 으로 나타내면 다음과 같다.

$$dw = p d\alpha \quad (1.31)$$

1.3 일



[그림 1.2] 공기덩이의 팽창에 의한 일

식 (1.31)을 (1.29)에 대입하면 열역학 제1법칙은 다음과 같이 주어진다.

$$dq = du + p d\alpha \quad (1.32)$$

이 식은 열역학 제1법칙에 관한 두 가지 표현 중 하나이며, 다른 하나의 식은 (1.45)로 주어진다. 열역학 제1법칙은 에너지 보존법칙으로 어떤 물질에나 적용된다.

1.4 기체의 비열

단위 질량의 물체에 미소량의 열에너지 dq 를 가하여 온도가 dT 만큼 증가했다면 단위 질량의 물체의 온도를 1°C 높이는데 필요한 열량, 즉 비열 (Specific Heat 또는 Specific Heat Capacity) c 는

$$c = \frac{dq}{dT} \quad (1.33)$$

으로 정의하며 그 단위는 $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 와 같다.

식 (1.32)에 의하면 열역학 제1법칙은 $dq = du + p d\alpha$ 으로 주어진다. 이 식에서 $d\alpha = 0$ 인 경우에 계는 열에너지 dq 를 받아 모두를 계의 온도 증가에 사용한다. 이 경우에 비열은

$$c_v = \left(\frac{dq}{dT} \right)_\alpha = \left(\frac{du}{dT} \right)_\alpha \quad (1.34)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 c_v 는 체적이 일정한 경우의 비열로서 정적비열이라고 한다. 식(1.34)에서

$$du = c_v dT \quad (1.35)$$

압력이 일정한 경우의 비열을 정압비열이라고 하며, 이 경우 (1.32)는 다음과 같이

$$dq = d(u + p\alpha) \quad (1.36)$$

으로 나타낼 수 있다. 이 식에서 압력이 일정한 경우 정압비열은

$$c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_p = \left(\frac{dh}{dT} \right)_p \quad (1.37)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 h 는 비엔탈피(Specific Enthalpy)를 나타내며

$$h = u + p\alpha \quad (1.38)$$

1.4 기체의 비열

으로 정의한다. 또한 식(1.37)로부터 비엔탈피의 변화는 다음과 같이 주어진다.

$$dh = c_p dT \quad (1.39)$$

한편 기체의 정압비열과 정적비열간의 관계는 상태방정식 $p\alpha = RT$ 를 미분하면

$$pd\alpha + \alpha dp = R dT \quad (1.40)$$

를 얻는다. 식(1.35)와 (1.40)을 (1.29)에 대입하면

$$dq = (c_v + R)dT - \alpha dp \quad (1.41)$$

으로 주어진다. 여기서 압력이 일정한 경우, 즉 $dp = 0$ 에서의 정압비열을 구하면

$$c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_p = c_v + R \quad (1.42)$$

로 주어진다. 여기서 정압비열(c_p)이 정적비열(c_v)보다 더 큰 이유는 열이 계에 주어졌을 경우 정적과정에서는 그 열이 모두 계의 온도 상승(즉 내부 에너지의 증가)에만 사용되는 반면에, 정압 과정에서는 그 열의 일부만이 온도 상승에 사용되기 때문이다. 건조공기의 경우 정적비열(c_{vd})과 정압비열(c_{pd})은 각각 다음과 같다.

$$c_{vd} = 718 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (1.43)$$

식 (1.42)에 의하면 ($c_{pd} - c_{vd}$)는 건조공기의 기체상수 $R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 과 같다.

1.5 열역학 제1법칙

내부에너지 $du = c_v dT$ 를 (1.29)에 적용하면 열역학 제1법칙은

$$dq = c_v dT + p d\alpha \quad (1.44)$$

으로 주어진다. 한편 식(1.39)를 식(1.41)에 적용하면 열역학 제1법칙은

$$dq = c_p dT - \alpha dp = dh - \alpha dp \quad (1.45)$$

으로 나타낼 수 있다. 이 식은 열역학 제1법칙의 다른 형태의 기술로서 식 (1.44)에 비해 대기 분석에 많이 이용된다. 그 이유는 실제 대기 관측에서 공기 밀도 보다는 온도와 압력 관측이 더 용이하기 때문이다.

1.6 대기의 열역학 과정

계의 변화와 관련된 열역학과정을 이해하기 위하여 열역학 제1법칙을 나타내는 식 (1.44)와 (1.45)를 고려한다.

$$dq = c_v dT + p d\alpha \quad (1.46)$$

$$dq = c_p dT - \alpha dp \quad (1.47)$$

여기서 다음의 4가지의 등압, 등온, 등체적, 단열과정(그림 1.3)을 고려하면 다음과 같다.

(i) 등압과정(Isobaric Process) : $dp = 0$

$$dq = c_p dT = (c_p/c_v) du \quad (1.48)$$

(ii) 등온과정(Isothermal Process) : $dT = 0$

$$dq = -\alpha dp = p d\alpha = dw \quad (1.49)$$

(iii) 등체적과정(Isochoric Process) : $d\alpha = 0$

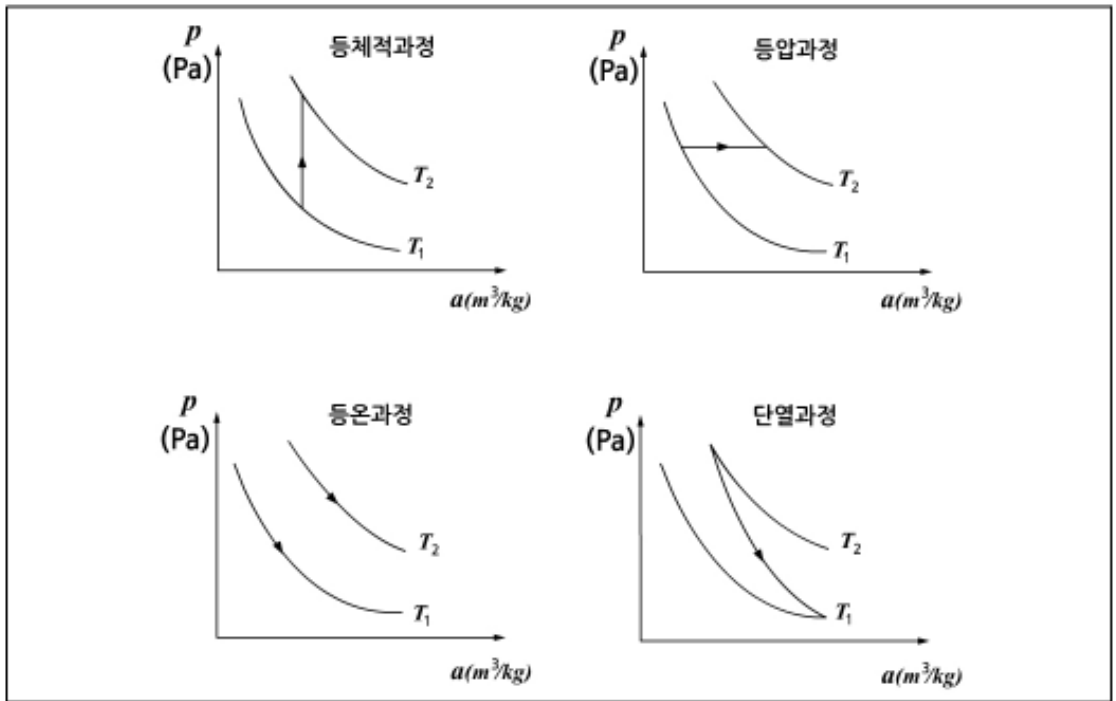
$$dq = c_v dT = du \quad (1.50)$$

(iv) 단열과정(Adiabatic Process) : $dq = 0$

$$c_v dT = -p d\alpha = -dw \quad (1.51)$$

$$c_p dT = \alpha dp \quad (1.52)$$

1.6 대기의 열역학 과정



[그림 1.3] 열역학의 4가지 기본과정

1.7 대기의 단열 과정

대기 중에서 공기덩이의 연직운동은 일반적으로 단열과정으로 근사할 수 있다. 포아송 방정식(Poisson Equation)은 단열과정에서 대기의 상태를 분석하는데 많이 이용된다. 포아송 방정식을 유도하기 위해 단위질량의 건조공기에 대한 열역학 제1법칙을 다음과 같이 고려한다.

$$dq = c_{pd} dT - \alpha dp \quad (1.53)$$

여기서 c_{pd} 는 건조공기의 정압비열이고 α 는 공기덩이의 비체적이다. 단열 과정에서는 $dq = 0$ 이므로 (1.53)은

$$c_{pd} dT = \alpha dp \quad (1.54)$$

가 된다. 여기서 $p\alpha = R_d T$ 를 적용하면

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_d}{c_{pd}} \frac{dp}{p} \quad (1.55)$$

를 얻는다. 식 (1.55)를 적분하면

$$\ln T = \frac{R_d}{c_{pd}} \ln p + c \quad (1.56)$$

또는

$$Tp^{-R_d/c_{pd}} = c \quad (1.57)$$

으로 나타낼 수 있다. c 는 적분상수이다. 식 (1.57)에 상태방정식을 적용하면

$$T\alpha^{R_d/c_{pd}} = c \quad (1.58)$$

$$p\alpha^{c_{pd}/c_{vd}} = c \quad (1.59)$$

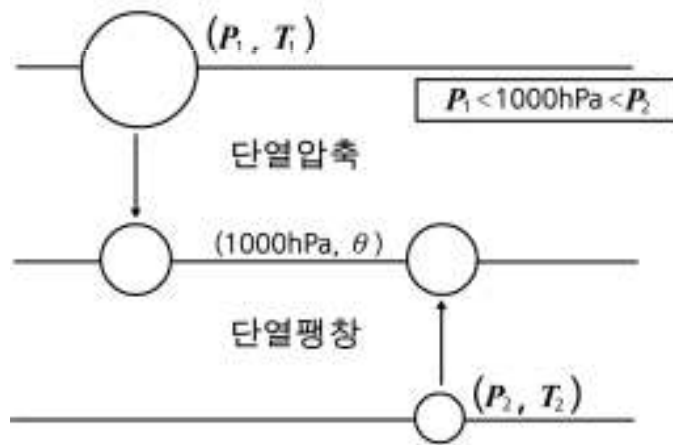
1.7 대기의 단열 과정

으로 주어진다. 여기서 c_{vd} 는 건조공기의 정적비열을 나타낸다. 식 (1.57)~ (1.59)를 포아송 방정식이라고 하며, 특히 (1.57)은 건조공기의 단열과정과 관계된 온위(Potential Temperature)를 정의하는데 사용된다. 그리고 식 (1.58)는 1.8절의 카르노(Carnot) 순환에서 이용된다.

온위는 압력과 온도가 (p, T) 인 공기덩이를 단열적으로 그림 1.4와 같이 $p_0=1000 \text{ hPa}$ 까지 이동시켰을 때 공기덩이의 온도이다. 식 (1.57)를 이용하면 온위(θ)는

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_{td}}{c_{pd}}} = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.286} \quad (1.60)$$

으로 주어진다. 온위는 건조공기의 단열과정에서 보존된다. 일반적으로 대기의 수증기 함량은 건조공기에 비해 상당히 작으므로 식 (1.60)은 불포화공기의 온위를 근사적으로 계산하는데 많이 이용된다.



[그림 1.4] 온위

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

1.8.1 자연과정의 방향성

열역학 제1법칙은 에너지가 보존됨을 보여준다. 또한 열역학 제1법칙은 열이 일로 전환, 일이 열로 전환됨을 그리고 내부에너지가 일로 바뀔 수 있음을 보여 주는 매우 기본적인 법칙이다. 그러나 열역학 제1법칙은 다음 두 가지 사이에 대해서는 어떠한 정보도 주지 않는다.

첫째는 계의 진화 방향과 열의 이동 방향에 대한 정보가 포함되어 있지 않다. 즉 열이 물체의 온도가 높은 곳에서 낮은 곳으로 이동하는지 아니면 온도가 낮은 곳에서 높은 곳으로 이동하는지를 열역학 제1법칙만으로는 알 수 없다. 따라서 열이 온도가 낮은 곳에서 높은 곳으로 이동할 수 있을까 라는 질문을 해 볼 수 있다.

우리는 이와 같은 현상이 우리의 경험에 의하면 일어나지 않는다는 것을 알고 있지만 열역학 제1법칙은 이 가능성을 배제하지 않는다. 열이 고온의 물체에서 저온의 물체로 흐르는 것은 일종의 자발적 과정(Spontaneous Process)으로, 자연 과정(Natural Process)의 방향성이며 이에 대한 설명이 필요하다. 자발적 과정은 외부에서 일을 가하지 않아도 일어나는 과정을 말한다. 열역학 제2법칙은 열 에너지가 관련되는 비가역과정의 방향성을 규정 해준다.

둘째는 우리는 역학적 일은 마찰에 의한 소모 과정(Dissipative Process)을 통해 모두 열로 전환된다는 것을 알고 있다. 그러나 계에 가해진 열 가운데서 얼마만한 양이 일로 바뀔 수 있는지에 대해서 우리는 명확한 답을 할 수 없다. 이 문제에 대한 답은 열역학 제2법칙에서 얻을 수 있다. 이 장에서는 열역학 제2법칙을 (i) 자연과정의 방향성과 (ii) 열의 일로 전환될 수 있는 한계에 대해서 엔트로피(Entropy)와 열기관의 효율을 도입하여 설명하고 있다.

지구 대기는 일종의 열기관이며, 대기 중에서 일어나는 열역학적 과정은 비가역과정이므로 열역학 제2법칙은 대기열역학에서 중요한 위치를 차지한다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

1.8.2 열기관의 효율

열기관(Heat Engine)은 계속적으로 공급되는 열을 일로 바꾸어 주는 순환과정으로 작동하는 기계적 장치이다. 엔트로피에 관한 기본 개념은 열기관의 효율을 두 개의 등온과정과 두 개의 단열과정으로 된 가역 순환과정의 이상적인 열기관의 효율을 분석하는 과정에서 도출되었다. 이러한 기관을 카르노 엔진이라고 하며 실제로 존재하는 기관은 아니지만 열기관의 성질을 이해하는 데 아주 중요하다. 그림 1.5를 참고로 하여, 카르노 엔진의 동작과정을 설명하기로 한다. 그림 1.5에 주어진 등온곡선과 단열곡선은 압력과 체적의 변화에 따라 각각 이상기체의 상태방정식에서 그리고 온위 방정식에서 얻어진다.

① 제1단계 (a-b) : 등온팽창

이 과정에서 기체는 높은 온도 T_H 에서 열에너지를 받는다. 그리고 기체는 등온 팽창을 한다. 이상기체가 등온 팽창 과정에서 흡수하는 열량과 체적변화는 다음과 같이 주어진다.

$$Q_{ab} = nRT_H \ln\left(\frac{V_b}{V_a}\right) \quad (1.61)$$

② 제2단계 (b-c) : 단열팽창

열의 출입이 없이 기관 내의 기체가 팽창하여 외부에 일을 하면서 낮은 온도 T_C 로 떨어진다.

③ 제3단계 (c-d) : 등온압축

등온압축 과정에서 온도 T_C 에서의 방출되는 열량은 다음과 같이 주어진다.

$$Q_{cd} = -nRT_C \ln\left(\frac{V_d}{V_c}\right) = nRT_C \ln\left(\frac{V_c}{V_d}\right) \quad (1.62)$$

열기관이 열을 외부로 방출하였으므로 음의 부호가 붙여졌다.

④ 제4단계 (d-a) : 단열압축

열의 출입이 없이 외부에서 일을 받아 압축되면서, 온도는 T_H 로 올라간다. 그런데 제2단계와 제4단계가 단열과정이므로, 이상기체의 단열팽창에 식을 적용하면 다음의 두 식을 얻는다. 여기서 $\gamma = c_p/c_v$ 로써 기체의 정적비열에 대한 정압비열의 비를 나타낸다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

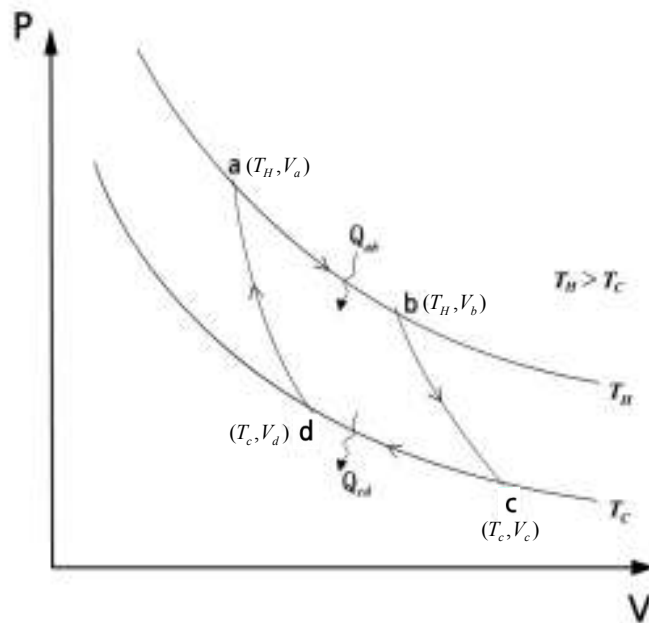
$$T_h V_a^{\gamma-1} = T_c V_d^{\gamma-1} \quad , \quad T_h V_b^{\gamma-1} = T_c V_c^{\gamma-1} \quad (1.63)$$

이 두 식을 나누면 다음 식을 얻는다.

$$\frac{V_b}{V_a} = \frac{V_c}{V_d} \quad (1.64)$$

의 관계가 유도된다. 이 결과들을 이용하면, 카르노 엔진의 열효율은 다음과 같이 계산된다.

$$e = 1 - \frac{Q_{cd}}{Q_{ab}} = 1 - \frac{T_c}{T_H} \quad (1.65)$$



[그림 1.5] 카르노 순환 과정

카르노 엔진의 열효율은 두 열원의 온도에만 의존하며, 가역과정으로 동작한다. 위에 주어진 카르노 사이클이 아닌 다른 형태의 사이클이 가역과정을 수행한다고 하면, 그 때의 열효율은 어떻게 주어질까? 이에 대해 카르노는 다음과 같은 결론을 내렸다. 주어진 두 온도 사이에서 작동하는 모든 가역기관의 효율은 모두 같으며, 이 두 온도 사이에서 작동하는 어느 비가역기관도 가역기관의 효율보다 더 큰 효율을 가질 수 없다. 이를 카르노의 정리라고 부른다. 실제 열기관의 효율은 위에 주어진 카르노 엔진의 효율보다 작으며, 카르노 효율의 60~80%의 효율을 가질 수 있다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

1.8.3 엔트로피

1.8.3.1 엔트로피의 기본개념

고온 T_H 의 열원에서 Q_H 의 열을 흡수하여, 저온 T_C 의 열원으로 Q_C 의 열을 방출한 후 원위치로 되돌아가는 가역 사이클(Cycle)을 되풀이하는 카르노 엔진의 효율은

$$e = 1 - \frac{Q_C}{Q_H} = 1 - \frac{T_C}{T_H} \quad (1.66)$$

로 주어진다. 이에 대한 자세한 논의는 바로 앞 절을 참고하도록 한다. 이 식은

$$\frac{Q_H}{T_H} - \frac{Q_C}{T_C} = 0 \quad (1.67)$$

으로 쓸 수 있다. 여기서 Q_C 는 엔진이 외부로 방출한 열량이므로, 엔진이 흡수한 열량은 $-Q_C$ 이다. 따라서 위 식을 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\text{고온에서 흡수한 열량}}{\text{열 흡수시 계의 온도}} + \frac{\text{저온에서 흡수한 열량}}{\text{열 방출시 계의 온도}} = 0 \quad (1.68)$$

이는 카르노 사이클의 네 과정 중 두 개의 등온과정만 다룬 것이다. 그런데, 나머지 두 과정인 단열과정에서는 열의 출입이 없으므로, 위 표현은 다음과 같이 바뀔 수 있다.

$$\sum_{\text{사이클}} \frac{\text{출입한 열량}}{\text{열원의 온도}} = 0 \quad \text{또는} \quad \sum_i \frac{Q_i}{T_i} = 0 \quad (1.69)$$

식(1.69)를 보다 일반적인 가역 순환과정에 대해 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\oint \frac{dQ_{rev}}{T} = 0 \quad (1.70)$$

여기서, rev는 가역과정(Reversible Process)을 의미한다. 식(1.70)에서 두 변수의 독특한 조합, $\frac{dQ_{rev}}{T}$ 을 새로운 상태함수의 변화 즉 엔트로피 변화로 다음과 같이 정의한다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

$$dS \equiv \frac{dQ_{rev}}{T} \quad (1.71)$$

엔트로피는 가역과정에 대해서 정의되는 물리량이지만 아직 이에 대한 구체적인 정의는 주어지지 않았다. 다만 고전 열역학에서는 엔트로피를 일로 변환될 수 없는 에너지의 척도로, 그리고 통계 열역학에서는 계의 무질서도를 나타내는 척도로 해석하고 있다. 실제로 엔트로피 그 자체 보다는 계의 진화 또는 변화를 설명 하는데 있어서 엔트로피 변화가 더 의미를 갖는다. 엔트로피는 카르노 사이클과 같은 모든 가역순환과정에 대해 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\Delta S = \oint dS = 0 \quad (1.73)$$

그러면 비가역과정에 대해서 우주의 엔트로피 변화는 어떻게 계산할까? 이를 알아보기 위해 온도 T_1 의 물체에서 온도가 T_2 의 물체로 Q 의 열이 가역적으로 이동하는 경우를 생각하자. 이 경우에 계(온도의 T_1 물체)와 외계(온도 T_2 의 물체)를 포함한 우주의 엔트로피 변화는 다음과 같이 주어진다.

$$\Delta S = -\frac{Q}{T_1} + \frac{Q}{T_2} \quad (1.74)$$

여기서 온도 T_1 의 물체가 잃은 열량은 Q 이지만, 엔트로피 계산에서는 물체가 흡수한 열량이 사용되므로 첫 항의 분자가 $-Q$ 로 되었다. 열이 고온에서 저온으로 흘러도, 인위적 조작 없이 저온에서 고온으로 흐르지 않는다. 즉, 자연계에서 비가역적으로 발생하는 열의 흐름이라면 고온에서 저온으로, 즉 $T_1 > T_2$ 이어야 하고, 그 때의 우주의 엔트로피 변화는

$$\Delta S = Q\left(-\frac{1}{T_1} + \frac{1}{T_2}\right) > 0 \quad (1.75)$$

이 된다. 이를 일반화하면, 즉 계와 외계 사이에 열 이동이 있을 경우 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\Delta S > 0 \quad (1.76)$$

이를 열역학 제2법칙이라 하며 자연계에서 비가역적으로 일어나는 현상의 방향을 나타낸다.

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

1.8.3.2 열역학 제1법칙과 제2법칙의 결합

열역학 제1법칙은 계에 열에너지 (dq)의 출입과 관련 하여 계의 상태변화를 기술한다.

한편, 열역학 제2법칙에서 도입된 비엔트로피 변화(ds)는 계에 출입한 열에너지와 계의 상태변수인 온도와의 독특한 조합인 $ds \geq \frac{dq}{T}$ 으로 주어진다. 이 식을 식(1.46)과 결합하면 다음과 같이 주어진다.

$$ds \geq \frac{dq}{T} = c_v \frac{dT}{T} + R \frac{d\alpha}{\alpha} \quad (1.77)$$

식 (1.71)에서 계의 단위 질량에 대해서 가역과정의 경우 $dq = Tds$ 이고, 비가역과정에서는 $dq < Tds$ 이다. 열역학 제1법칙을 나타내는 두 개의 식 (1.46)와 (1.47)에 $ds \geq \frac{dq}{T}$ 를 도입하면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$Tds \geq c_v dT + p d\alpha \quad (1.78)$$

$$Tds \geq c_p dT - \alpha dp \quad (1.79)$$

1.8.3.3 상변화에 따른 엔트로피 변화

물체의 상변화(Phase Change)는 밀도 또는 비체적의 변화를 동반한다. 물체의 상변화에 따른 엔트로피 변화의 계산은 등압상태에서 가역과정을 통해 열이 관계한 것으로 고려한다. 예를 들어 고체가 일정한 압력 하에서 용해점(Melting Point)에서 매우 천천히 녹는 경우 고체와 액체는 평형상태에 있다고 생각한다. 그리고 일정 압력 하에서 일어나므로 상변화에 관계된 열은 고체와 액체의 엔탈피의 차이라고 볼 수 있다. 따라서 단위질량의 물체에 대해서 상변화에 관계한 단위질량에 대한 잠열(L)은

$$L = dq_{rev} = d(u + p\alpha) = dh \quad (1.80)$$

주어진다. 그리고 비엔트로피의 변화는 다음과 같다.

$$ds = \frac{L}{T} = \frac{dh}{T} \quad (1.81)$$

1.8 열역학 제2법칙과 엔트로피

식(1.81)에서 계의 상태가 1에서 2로 변환경우 비엔트로피 변화는 다음과 같다.

$$\Delta s = \frac{L}{T} = \frac{h_2 - h_1}{T} \quad (1.82)$$

여기서 h_1 과 h_2 는 각각 상태가 1과 2의 비엔탈피를 나타낸다.

1.9 건조 단열 과정

1.9.1 건조 단열감률

불포화공기덩이가 단열 상승할 경우 고도에 따른 온도 감소율을 건조단열 감률(Dry Adiabatic Lapse Rate)이라고 한다. 건조단열감률을 구하기 위해서 식 (1.52)를 이용하면

$$\frac{dT}{dp} = \frac{\alpha}{c_{pd}} \quad (1.83)$$

의 관계를 얻는다. 여기서 정역학 방정식 $dp = -\rho g dz$ 를 이용하면 건조단열 감률은

$$\gamma_d = -\left(\frac{dT}{dz}\right)_d = \frac{g}{c_{pd}} = 9.8\text{K/km} \quad (1.84)$$

와 같다. 여기서 첨자 d 는 건조공기를 의미한다. 식 (1.84)에 의하면 불포화공기덩이가 1km 상승할 때마다 온도는 약 10°C 감소한다. 공기덩이가 단열상승할 때 온도가 감소하는 까닭은 주위 대기의 기압이 낮아지면서 공기덩이의 팽창으로 인하여 주위에 일을 하면서 내부에너지가 감소하기 때문이다.

공기덩이가 단열상승할 경우 연직속도를 w 라고 하면 공기덩이의 온도변화율은

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_d = \left(\frac{dT}{dz}\right)_d \left(\frac{dz}{dt}\right) = -\gamma_d w \quad (1.85)$$

으로 나타낼 수 있다. 식 (1.85)에 의하면 공기덩이가 단열상승($w > 0$)할 경우에는 시간에 따라 온도가 감소하고, 단열하강($w < 0$)할 경우에는 시간에 따라 온도가 증가한다.

1.9.2 등엔트로피 과정

건조 단열과정은 등엔트로피 과정(Isentropic Process)이다. 이를 증명하기 위해서 온위방정식 (1.60)의 양변에 대수를 취하면

$$\ln\theta = \ln T + \frac{R_d}{c_{pd}} \ln\left(\frac{p_0}{p}\right) \quad (1.86)$$

1.9 건조 단열 과정

으로 주어지며, 이 식을 미분한 후 식 (1.86)의 우변과 같이 정리하고 T 로 나누어주면

$$c_{pd} d \ln \theta = \frac{1}{T} (c_{pd} dT - \alpha dp) = \frac{dq}{T} \quad (1.87)$$

얻는다. 따라서 $d\theta$ 와 dq 와의 관계는 다음과 같이 주어진다.

$$dq = c_{pd} T d \ln \theta \quad (1.88)$$

한편 엔트로피의 변화 ds 와 $d\theta$ 와의 관계는 $ds = \frac{dq}{T}$ 를 식 (1.88)에 적용하면

$$ds = c_{pd} d \ln \theta \quad (1.89)$$

와 같이 나타낼 수 있다. 식 (1.89)은 θ 가 일정한 건조단열과정의 경우 엔트로피가 일정하거나 보존됨을 보여준다.

참고 : 가역과정과 비가역과정

열역학적 계와 외계를 포함한 우주를 생각한다. 지금 계의 상태가 α 이고 외계의 상태가 β 에 있다고 하면

$$\text{우주의 처음상태} : (\alpha, \beta) \quad (\text{A1.1})$$

로 나타낼 수 있다. 여기서 어떤 과정(R)에 의해 계가 α 에서 α' 으로 바뀌고 동시에 외계가 β 에서 β' 으로 변했다면

$$\text{상태}(\alpha, \beta) \xrightarrow{\text{과정}(R)} \text{상태}(\alpha', \beta') \quad (\text{A1.2})$$

으로 표시할 수 있다. 그러나 여기서 어떤 방법에 의해서

$$\text{나중상태}(\alpha', \beta') \longrightarrow \text{처음상태}(\alpha, \beta) \quad (\text{A1.3})$$

로 되돌릴 수 있다면, 원래의 과정 R 을 가역과정(Reversible Process)이라고 부른다. 가역과정에서는 계가 변화한 후 원래의 상태로 되돌아 갈 때 동시에 주위도 원래의 상태로 복귀한다. 가역과정이 아닌 것을 비가역과정(Irreversible Process)이라고 한다.

실제로 우주에서 일어나는 모든 변화는 엄밀한 의미에서 비가역과정이다. 그러나 우리는 편의상 열역학적 과정에 따른 문제를 고려할 때 다음과 같은 과정을 가정할 수 있다. 어떤 과정이 매우 천천히 일어나고, 이때 계와 외계가 동시에 열평형을 계속 유지하는 상태를 생각할 수 있는데, 이러한 과정을 준정적과정(Quasi-static Process)이라고 한다.

예를 들면 기체로 이루어진 작은 계와 이에 비해 열량이 무한히 큰 외계를 고려한다. 이때 외계의 온도가 계의 온도에 비해 무한소(Infinitesimal)만큼 큰 경우, 외계와 접촉상태에 있는 계는 거의 열적 평형상태에서 일정한 온도를 유지하면서 매우 천천히 팽창할 것이다.

이러한 과정이 준정적과정이며, 가역과정의 대표적인 예이다. 따라서 가역과정은 평형상태의 연속 또는 평형상태로부터의 무한소 이탈, 즉 준정적과정으로 기술할 수 있으며, 이 경우 계의 상태변수는 거시적으로 시간에 대해 독립적이다. 이와 같은 준정적과정에서는 본질적으로 계가 평형상태에 있기 때문에 상태방정식을 적용할 수 있다. 가역과정과 비가역과정의 대표적인 예는 다음과 같다.

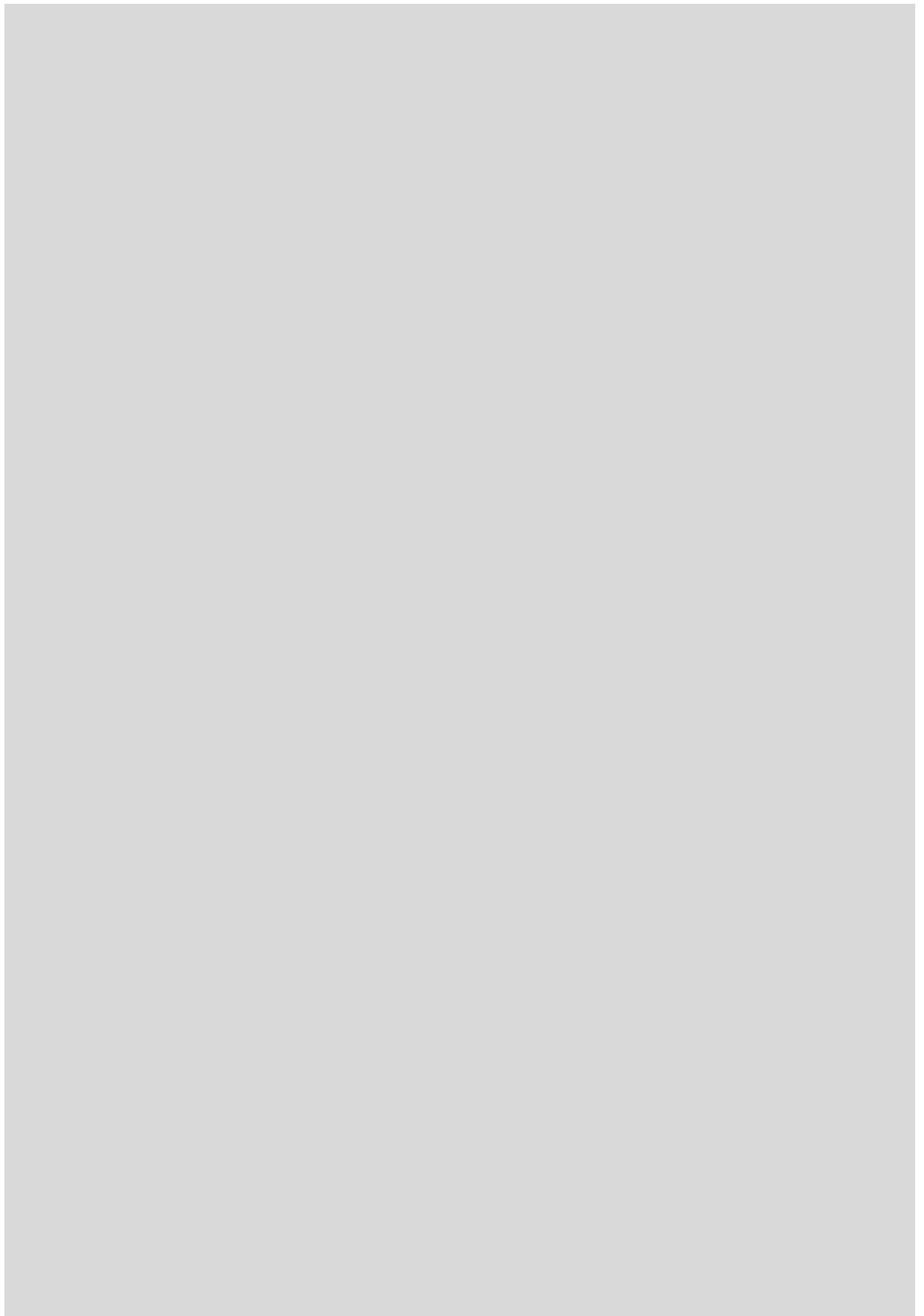
참고 : 가역과정과 비가역과정

- (i) 가역과정 : 기체의 완만한 단열팽창 또는 단열수축, 기체의 완만한 등온팽창 또는 등온수축

- (ii) 비가역과정 : 기체의 자유팽창, 열의 전도, 마찰에 의한 열의 발생, 기체의 확산

연습문제

1. 열역학에서 계, 외계(또는 주위) 그리고 우주의 정의를 기술하시오.
2. 이상기체에 대한 보일의 법칙과 샤를의 법칙에 대해서 설명하시오.
3. 이상기체의 상태방정식을 비기체 상수와 보편기체상수를 써서 기술하고 그 차이점에 대해서 설명하시오.
4. 주위와 계 사이의 일의 교환이 이루어질 경우 내부에너지가 증가하는 경우와 내부에너지가 감소하는 경우를 예를 들어 설명하시오.
5. 기체의 정압비열이 정적비열보다 더 큰 이유를 설명하시오.
6. 대기의 열역학 제1법칙에 관한 2개의 식을 쓰고 각각에 대해서 설명하시오.
7. 열역학 제1법칙에서 유도되는 4가지 열역학 과정에 대해서 설명하시오.
8. 온위를 정의하고 관련된 식을 쓰시오.
9. 열역학 제2법칙과 관련하여 자연과정의 방향성에 대해서 설명하시오
10. 열기관의 효율을 정의하시오. 지구대기를 하나의 열기관으로서 고려할 수 있다. 그 이유를 설명하시오.
11. 카르노 순환을 설명하고 카르노 엔진의 효율을 수식으로 기술하고 설명하시오.
12. 엔트로피 변화를 수식으로 나타내고, 기술하시오.
13. 건조단열감률을 설명하고 관련된 식을 유도하시오.



2장. 수증기의 열역학

- 2.1 물의 증발과 포화
- 2.2 수증기의 상태 방정식
- 2.3 포화수증기압
- 2.4 수용액의 수증기압 강화
- 2.5 고도에 따른 물의 끓는점의 온도 변화
- 2.6 상변화와 잠열
- 2.7 클레페이롱 다이어그램

학습목표

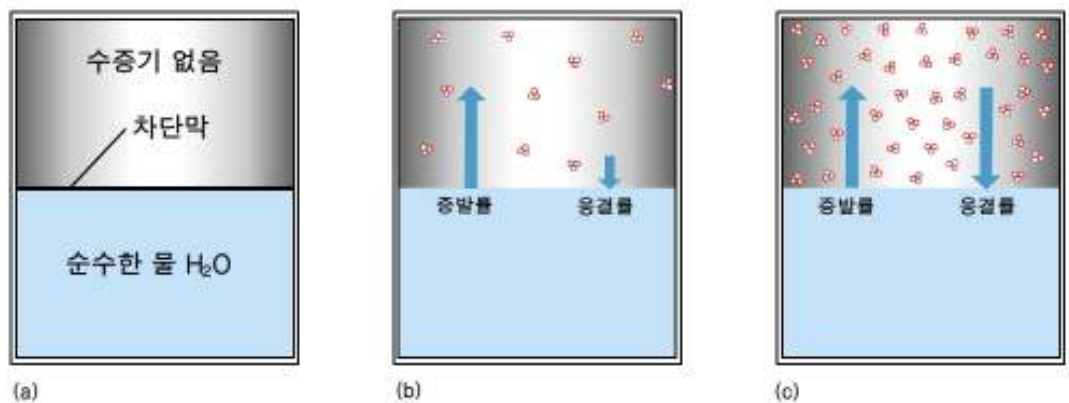
- 수증기의 포화와 포화 수증기압을 이해한다.
- 동일한 온도에서 과냉각수에 대한 포화 수증기압과 얼음에 대한 포화 수증기압의 차이가 나타나는 원인과 기상학적인 측면에서 그 중요성을 이해한다.
- 수용액에 대한 평형 수증기압이 순수한 물에 대한 평형 수증기압 보다 작은 이유를 이해한다.
- 고도에 따라 물의 끓는점의 온도가 감소 이유를 이해한다.
- 물의 상변화와 잠열과의 관계를 이해하며, 잠열방출의 대기운동에 미치는 영향을 이해한다.
- 클레페이롱 다이어그램을 이해한다.

2.1 물의 증발과 포화

수증기는 지구대기의 체적의 약 4%를 차지하고 있는 미량 기체이며 주로 대류권의 중·하층에 분포하고 있다. 그러나 시·공간에 따라서 크게 변화를 보이며 날씨와 기후에 중요한 영향을 미친다. 이 장에서는 물의 상태 변화와 수증기와 관련된 여러 가지 물리과정에 대해서 알아본다.

대기 중에서 수증기의 포화과정을 이해하기 위하여 그림 2.1과 같이 순수한 물이 들어 있는 밀폐된 용기를 생각해 보자. 용기 내의 물과 공기와의 접촉면은 완전한 평면이다. 그림 2.1(a)와 같이 수면에는 수증기가 투과하지 못하도록 차단막이 있고, 그 위쪽 공간에는 수증기가 없다고 가정한다. 그림 2.1(b)는 차단막을 제거했을 때 일어나는 현상을 보여준다. 차단막이 제거되면 수면 근처 물 분자 중의 일부는 증발로 수증기가 되어 위쪽 공간으로 이동한다. 이렇게 물 분자들이 액체 표면에서 이탈하여 기체로 바뀌는 과정을 증발(Evaporation)이라고 한다.

이와 반대과정은 응결(Condensation)이라고 하며, 수증기 분자가 액체상태의 물로 바뀌는 것이다. 증발 초기에는 증발이 응결보다 활발해서 위쪽 공간의 수증기량이 증가하지만, 나중에는 그림 2.1(c)와 같이 증발률과 응결률이 같아지게 된다. 그 결과 수면 위의 공간에는 수증기량이 일정하게 되는데 이와 같은 평형 상태를 포화(Saturation)라고 하며, 이때의 수증기의 압력을 포화 수증기압이라고 한다. 동일한 방법으로 평면의 얼음에 대한 포화 수증기 압력을 정의할 수 있다.



[그림 2.1] 물의 증발과 포화 (물과 수증기의 온도 5°C 표시)

2.2 수증기의 상태 방정식

대기의 전체 압력에서 수증기에 의한 압력을 수증기압(e)이라고 하며 다음의 상태방정식으로 나타낸다.

$$e = \rho_v R_v T \quad (2.1)$$

여기서 ρ_v 는 수증기의 밀도(Kgm^{-3}) 그리고 R_v 는 수증기에 대한 비기체상수이며, 그 값은 $R_v = 461(JK^{-1} kg^{-1})$ 이다. T 는 수증기의 온도(K)를 나타낸다. 식(2.1)에 의하면 수증기의 밀도는 다음 식을 이용하여 계산할 수 있다.

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (2.2)$$

실제로 수증기압의 단위는 보통 hPa(Hecto-pascal)을 사용한다. 여기서 $1hPa = 100Pa$ 이며, $1Pa$ 는 $1m^2$ 의 단위 면적에 $1N$ (Newton)의 힘이 작용할 때의 압력으로 그 단위는 Nm^{-2} 이다.

2.3 포화수증기압

포화 수증기압은 온도만의 함수이며, 이 관계는 클라우시우스-클레페이롱(Clausius-clapeyron) 방정식에서 얻어진다. 물과 수증기가 평형상태에 있을 때 클라우시우스-클레페이롱 방정식은 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{de_{sw}}{dT} = \frac{L_{wv}}{T(\alpha_v - \alpha_w)} \quad (2.3)$$

여기서 e_{sw} 는 물에 대한 포화수증기압, L_{wv} 는 물의 기화잠열이며, α_v 와 α_w 는 각각 수증기와 물의 비체적을 나타낸다. 식 (2.3)에서 $\frac{de_{sw}}{dT}$ 는 그림 2.2에서 포화 수증기압곡선의 기울기를 나타낸다. 그리고 이 식에서 $\alpha_v \gg \alpha_w$ 이므로 α_w 를 무시하고, 포화 상태의 수증기에 대해서는 $\alpha_v = R_v T/e_{sw}$ 를 고려하면, 식 (2.3)은

$$\frac{de_{sw}}{dT} = \frac{e_{sw}}{T^2} \left(\frac{L_{wv}}{R_v} \right) \quad (2.4)$$

이 된다. 여기서 잠열이 온도에 따른 변화를 무시하여 상수로 가정하고 적분을 하면

$$\int_{e_{s0}}^{e_{sw}} \frac{de_{sw}}{e_{sw}} = \frac{L_{wv}}{R_v} \int_{T_0}^T \frac{dT}{T^2} \quad (2.5)$$

으로 주어지고, 그 결과는 다음과 같다.

$$e_{sw}(T) = e_{s0} \exp \left[\frac{L_{wv}}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (2.6)$$

식 (2.6)은 포화수증기압은 온도만의 함수임을 나타낸다. 여기서 e_{s0} 는 온도가 T_0 일 때 포화수증기압을 나타낸다. 온도가 273.16K일 때, 포화수증기압은 6.112hPa이므로, 이 값을 이용하면 이 식에서 포화수증기압을 구할 수 있다. Bolton(1980)은 다음에 주어진 식

$$e_{sw}(T) = 6.112 \exp \left(\frac{17.67 T}{T + 243.5} \right) \quad (2.7)$$

을 이용하여 온도 $-30^\circ\text{C} \leq T \leq 35^\circ\text{C}$ 범위에 대해 포화수증기압을 1% 오차 범위 내에서 계산할 수 있음을 보였다.

융해곡선(Melting Curve)의 기울기는 (2.3)을 적용하면 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{de_{iw}}{dT} = \frac{L_{iw}}{T(\alpha_w - \alpha_i)} = -1.3144 \times 10^5 \text{ (hPaK}^{-1}\text{)} \quad (2.8)$$

2.3 포화수증기압

여기서 L_{iw} 는 용해잠열을 나타내며, α_i 는 얼음의 비체적이다. 식 (2.8)에서 $\alpha_w < \alpha_i$ 이므로 용해곡선의 기울기는 그림 2.2에서 보는바와 같이 $\frac{de_{iw}}{dT} < 0$ 이다. 그림 2.2에서 세 곡선의 기울기를 살펴보면 기화곡선과 승화곡선은 $\frac{de}{dT} > 0$ 이다. 그러나 결빙곡선은 $\frac{de}{dT} < 0$ 으로 음의 기울기를 갖는다. 이것은 압력이 증가함에 따라 녹는점의 온도가 낮아지는 것을 의미한다. 이로 인해 고위도 지방의 산악 지방에 있는 빙하가 0°C보다 훨씬 낮은 온도에서는 경사면을 따라 아래로 이동한다. 그 이유는 빙하 무게에 의한 높은 압력으로 지면과 접하고 있는 빙하의 아래 부분이 용해되어 경사면의 마찰이 감소하기 때문이다. 얼음에 압력을 가하면 물이 되고, 압력을 제거하면 얼음으로 되돌아가는 현상을 되얼음 또는 복빙(Regelation)이라고 한다. 그림 2.2의 승화곡선(Sublimation Curve)에 (2.3)을 적용하면 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{de_{iw}}{dT} = \frac{L_{iw}}{T(\alpha_v - \alpha_i)} \quad (2.9)$$

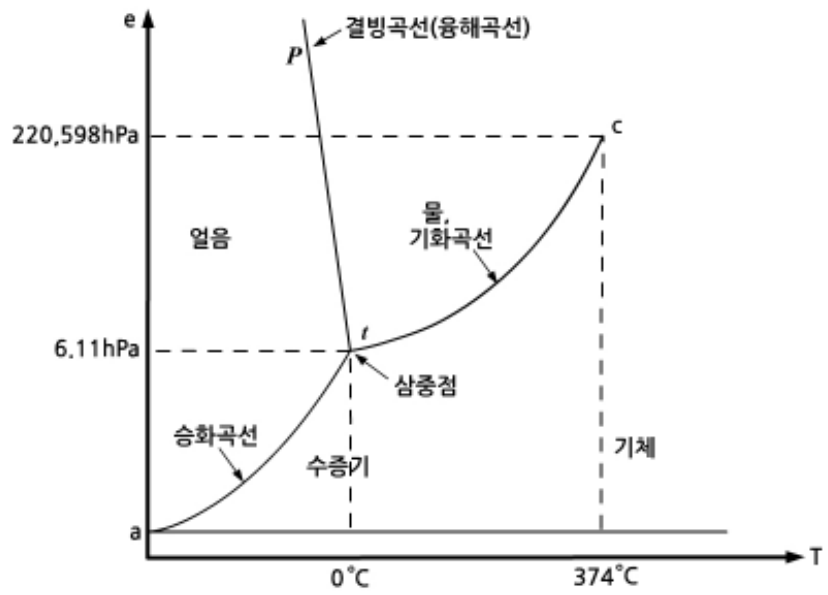
여기서 L_{iw} 는 승화잠열을 나타내며, α_i 는 얼음의 비체적을 나타낸다. 식 (2.9) $\alpha_v \gg \alpha_i$ 에서 이므로 α_v 를 무시하고 $\alpha_v = \frac{R_v T}{e_{si}}$ 를 적용한다. 그리고 잠열의 온도에 따른 변화를 무시하고 상수로 고려하면

$$\frac{de_{iw}}{dT} = \frac{e_{iw}}{T^2} \left(\frac{L_{iw}}{R_v} \right) \quad (2.10)$$

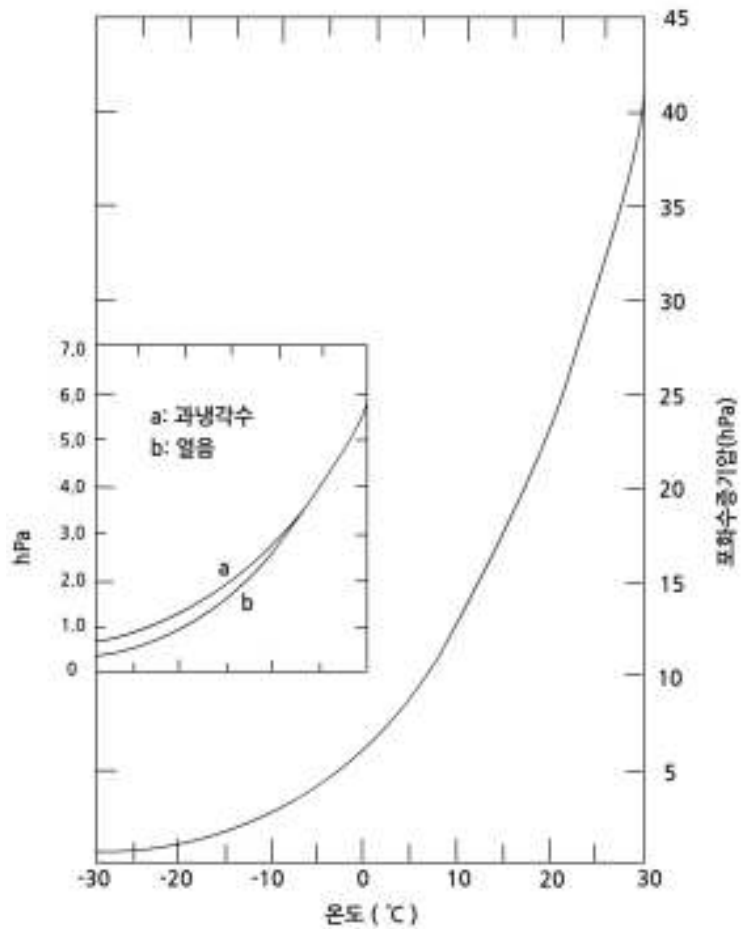
으로 주어진다. 식 (2.10)은 승화곡선의 기울기를 근사적으로 계산하는데 이용할 수 있다.

그림 2.2에서 보면 포화 수증기압곡선, 용해곡선, 승화곡선이 한 지점에서 만나는데 이를 삼중점이라고 한다. 삼중점에서 온도와 수증기압은 각각 273.16K와 6.11hPa이고, 열역학 평형상태에서 기체, 액체, 고체 상태의 물이 공존하는 유일한 점이다.

2.3 포화수증기압



[그림 2.2] 압력과 물의 상태변화



[그림 2.3] 물과 과냉각수에 대한 포화 수증기압

2.3 포화수증기압

온도가 0°C 보다 낮은 경우에 액체상태로 있는 물을 과냉각수(Supercooled Water)라고 한다. 그림 2.3에서 보는 바와 같이 과냉각수에 대한 포화수증기압은 얼음에 대한 포화수증기압보다 높다. 그 이유는 얼음을 구성하는 분자들 간의 결합력보다 과냉각수를 구성하는 분자들 간의 결합력이 더 작기 때문이다. 그 결과 과냉각수에서 물분자의 이탈이 얼음에서 보다 더 쉬워진다. 과냉각수에 대한 포화수증기압과 얼음에 대한 포화수증기압을 비교하기 위하여 식(2.6)을 이용하면 다음 관계식을 얻을 수 있다.

$$\frac{e_{sw}(T)}{e_{si}(T)} = \exp\left[\frac{L_{iw}}{R_v T_0} \left(\frac{T_0}{T} - 1\right)\right] \quad (2.11)$$

여기서 $L_{iw} = L_{iv} - L_{wv}$ 이며 용해잠열을 나타낸다. 이 관계식은 과냉각수의 온도가 $T < 273\text{K}$ 인 경우에는 과냉각수에 대한 포화수증기압(e_{sw})이 얼음에 대한 포화수증기압(e_{si})을 능가함을 보여 준다. 표 2.1은 온도가 -40°C에서 40°C의 범위에서 온도에 따른 e_{sw} , e_{si} 그리고 잠열의 변화를 보여준다. 표 2.1에 의하면 -15°C 부근에서 ($e_{sw} - e_{si}$)가 최대값을 갖는다.

온도 0°C 이하에서 과냉각수와 얼음에 대한 포화수증기압의 차이는 혼합운(Mixed Cloud)의 강수발달과정을 설명하는 빙정설에 이용된다. 과냉각수적과 빙정이 공존하는 혼합운에서는 두 입자에 대한 포화수증기압의 차이로 과냉각수적에서 빙정으로 수증기가 확산된다. 이로 인해 과냉각수적 주위는 불포화 상태가 되어 증발이 일어나는 반면에 빙정 주위는 과포화 상태가 되어 수증기가 빙정에 침적(Deposition)한다. 이로 인해서 과냉각수적은 계속 증발하면서 크기가 작아지고 빙정은 계속 성장한다.

2.3 포화수증기압

[표 2.1] 물의 잠열(응결 : L_w , 승화 : L_s)과 포화수증기압(List, 1984)

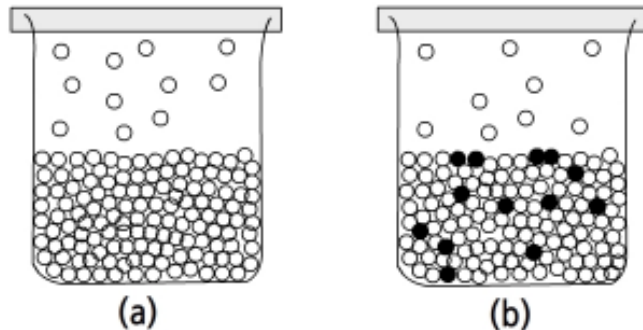
(°C)	e_{sw} (hPa)	e_{si} (hPa)	L (J/g)	L_s (J/g)
-40	0.189	0.128	2603	2839
-35	0.314	0.223	2575	2839
-30	0.509	0.38	2549	2838
-25	0.807	0.632	2525	2837
-20	1.254	1.032	2501	2834
-15	1.912	1.652	2489	
-10	2.863	2.6	2477	
-5	4.215	4.015	2466	
0	6.108	6.107	2453	
5	8.719		2442	
10	12.272		2430	
15	17.044		2418	
20	23.373		2406	
25	31.671			
30	42.43			
35	56.236			
40	73.777			

2.4 수용액의 수증기압 강화

용액의 성질이 용질의 성질보다 용질의 입자 수에 의존하는 것을 총괄성 또는 총괄성질(Colligative Property)이라고 한다. 용액의 총괄성으로서는 수용액에 대한 수증기압의 강하(내림)와 어는점 강하를 들 수 있으며, 여기서 는 이에 대해서 살펴보자.

두 종류 이상의 순 물질이 균일하게 섞이는 현상을 용해라고 하며, 용해 결과 생성된 균일 혼합물을 용액(Solution)이라고 한다. 용액의 성분 중 녹이는 물질을 용매(Solvent), 그리고 녹는 물질을 용질(Solute)라고 한다. 물이 용매로 작용했을 때 그 용액을 수용액(Aqueous Solution)이라고 한다. 용액의 조성은 몰 분율(Mole Fraction)로 나타낸다.

일정한 온도에서 수용액의 수증기압은 순수한 물에 대한 수증기압보다 낮다. 이를 용액의 수증기압 강하 또는 내림(Depression 또는 Lowering)이라고 한다. 여기서 수증기압 강하가 일어나는 까닭은 그림 2.4와 같이 수용액 속의 용질 입자가 수용액 표면의 일부를 차지하여 물의 증발을 감소시키기 때문이다.



[그림 2.4] 순수한 물(a)과 수용액(b)의 포화수증기압

수용액의 수증기압 강하는 몰 분율(Mole Fraction)에 비례하며, 이를 라울의 법칙(Raoult's Law)이라고 한다. 온도가 일정한 n_w 몰의 물에, 용질(예 : 소금) n_a 몰이 녹아 있을 경우 용액에 대한 포화 수증기압(e_a)은 라울의 법칙에 의하면

$$e_a = X_w e_s \quad (2.12)$$

으로 주어진다. 여기서 e_s 는 순수한 물의 포화 수증기압이고, X_w 는 물의 몰 분율로서 다음과 같다.

2.4 수용액의 수증기압 강화

$$X_w = \frac{n_w}{n_a + n_w} \quad (2.13)$$

식 (2.12)에 (2.13)을 적용하고 근사하면

$$\frac{e_a}{e_s} = \frac{n_w}{n_a + n_w} = 1 - \frac{n_a}{n_w} \quad (2.14)$$

으로 나타낼 수 있다. 식 (2.14)는 수용액의 농도가 $n_w \gg n_a$ 인 경우에 적용되며, 수용액의 포화 수증기압은 순수한 물에 대한 포화 수증기보다 항상 낮다.

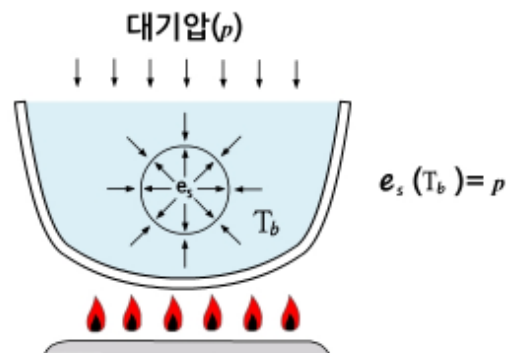
2.5 고도에 따른 물의 끓는점의 온도 변화

액체의 기화현상이 그 내부에서 일어나는 것을 비등 또는 끓음(Boiling)이라고 한다. 물이 끓을 때는 수증기로 변하면서 그 내부에서 그림 2.4와 같이 기포가 형성된다. 이때 기포 내부의 수증기압은 대기의 압력과 기포 위의 물의 압력을 합한 것과 균형을 이룰 만큼 충분히 크다. 따라서 끓는점보다 낮은 온도에서는 수증기압이 충분히 크지 않기 때문에 물이 끓기 전까지는 내부에 기포가 형성되지 못한다. 그림 2.5에서 기포 위의 물의 압력을 무시하면 기포 내의 수증기압은 대기압과 같으므로

$$e_s(T_b) = p \quad (2.15)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 T_b 는 물의 끓는점에서 온도, p 는 대기의 압력이다.

식(2.15)에 의하면 물의 끓는점의 온도는 기포 내의 수증기 압력이 대기 압력과 같아질 때 물이 갖게 되는 온도로 기압이 고도에 따라 감소하면 이에 따라서 물의 끓는점의 온도도 감소하게 된다. 이론적 계산에 의하면 지구대에서 고도 1km 상승할 때마다 물의 끓는점은 대략 3.5°C씩 감소한다.



[그림 2.5] 물의 끓음 : 물 내부에서 기화에 의한 기포형성

2.6 상변화와 잠열

2.6.1 상변화와 엔트로피

한 물질이 하나의 상에서 다른 상으로 바뀌는 과정을 상변화(Phase Change, 또는 Phase Transition)라고 하며, 이 경우 물질의 구조 및 물리적 성질이 크게 바뀐다. 물의 경우 다음과 같은 상변화를 한다.

액체 물(응결) ↔ 수증기 (증발)

얼음(승화) ↔ 수증기 (승화)

얼음(응고) ↔ 액체 물 (용해)

물질이 상변화를 할 때는 비체적의 변화가 항상 일어난다. 따라서 상변화가 일어나는 동안 계가 주위에 일을 하거나 주위가 계에 일을 하게 된다. 그러므로 상변화 시에는 계가 주위로부터 열을 흡수하거나 또는 계가 주위로 열을 방출하는데 이 열을 잠열(Latent Heat)이라고 한다. 잠열이 방출 또는 흡수될 시에는 계의 내부에너지가 변화한다. 잠열과 내부에너지, 비체적과의 관계를 살펴보기 위하여 엔트로피에 의한 열역학 제1법칙의 방정식을 고려하자.

$$ds = \frac{du}{T} + \frac{p}{T}d\alpha \quad (2.16)$$

여기서 ds 는 비엔트로피(Specific Entropy) 변화이다. 식 (2.16)에서 상전이(Phase Transition)가 등압, 등온 에서 상1에서 상2로 일어날 경우 엔트로피의 변화는

$$\int_{s_1}^{s_2} ds = \int_{u_1}^{u_2} \frac{du}{T} + \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \frac{p}{T}d\alpha \quad (2.17)$$

$$s_2 - s_1 = \frac{1}{T}(u_2 - u_1) + \frac{p}{T}(\alpha_2 - \alpha_1) \quad (2.18)$$

으로 주어진다. 식(2.18)을 열역학 제1법칙의 형태로 바꾸어 주면

$$T(s_2 - s_1) = (u_2 - u_1) + p(\alpha_2 - \alpha_1) \quad (2.19)$$

가 된다. 물체의 상변화를 가역과정으로 고려할 경우 잠열과 비엔트로피의 변화와의 관계는 $ds = \frac{dq_{rev}}{T}$ 으로 주어진다. 따라서 등온과정에서 상변화에 의한 엔트로피의 변화는

2.6 상변화와 잠열

$$T(s_2 - s_1) = \int_1^2 dq_{rev} \quad (2.20)$$

으로 표현된다. 식 (2.20)에서 상변화가 1에서 2로 진행될 때 관계된 잠열을 L_{12} 이라 하면

$$L_{12} = T(s_2 - s_1) = T\Delta s \quad (2.21)$$

의 관계식을 얻는다. 식 (2.19)를 식(2.21)에 대입하면

$$L_{12} = (u_2 + p\alpha_2) - (u_1 + p\alpha_1) \quad (2.22)$$

으로 주어진다. 식 (2.22)를 비엔탈피(Specific Enthalpy), $h = u + p\alpha$ 를 이용하여 나타내면

$$L_{12} = h_2 - h_1 = T\Delta s \quad (2.23)$$

으로 주어지며, 잠열은 계의 두 상의 엔탈피 차이와 같다는 것을 보여준다. 상전이가 1에서 2로 일어날 때 흡수한(방출한) 잠열은 상전이가 2에서 1로 일어날 경우 방출한(흡수한) 잠열과 같다는 것은 다음 식에서 쉽게 확인할 수 있다.

$$\text{상전이}(1 \rightarrow 2) : s_2 - s_1 = \int_1^2 \frac{dq_{rev}}{T} = \frac{L_{12}}{T} \quad (2.24)$$

$$\text{상전이}(2 \rightarrow 1) : s_1 - s_2 = \int_2^1 \frac{dq_{rev}}{T} = \frac{L_{21}}{T} = -(s_2 - s_1) \quad (2.25)$$

식 (2.24)과 (2.25)에서 잠열과 엔트로피 변화와의 관계를 고려하면 다음과 같이 주어진다.

$$L_{12} = T(s_2 - s_1) = -L_{21} \quad (2.26)$$

L_{12} 가 상 변화 시 흡수한 잠열이라면 L_{21} 은 방출한 잠열이다. 따라서 상변화가 반대로 일어날 때는 동일한 양의 잠열이 방출된다.

2.6 상변화와 잠열

2.6.2 상변화와 잠열

물은 지구대기에서 3가지 상태로 존재하며, 상의 변화는 바로 물 분자들 간의 결합구조를 크게 바꾼다. 물의 상변화에 관계된 잠열을 다음과 같이 표시하자.

L_{iv} : 승화열(얼음 ↔ 수증기)

L_{iw} : 융해열(얼음 ↔ 물)

L_{wv} : 기화열(물 ↔ 수증기)

액체상태의 물에서 수증기로 바뀔 때와 같이 상변화가 물분자의 활동이 낮은 쪽에서 높은 쪽으로 일어나려면, 주위에서 계로 잠열이 공급되어야 하고, 그 반대의 경우는 계가 주위로 잠열을 방출한다. 식 (2.23)에 의하면 잠열은 두 개의 상의 엔탈피의 차이이다. 따라서

$$L_{iv} = h_v - h_i \quad (2.27)$$

$$L_{iw} = h_w - h_i \quad (2.28)$$

$$L_{wv} = h_v - h_w \quad (2.29)$$

으로 주어진다. 승화열은 기화열과 융해열의 합으로 주어진다. 이것은 식 (2.27)을 이용하여 다음 식과 같이 쉽게 증명할 수 있다.

$$L_{iv} = (h_v - h_w) + (h_w - h_i) = L_{wv} + L_{iw} \quad (2.30)$$

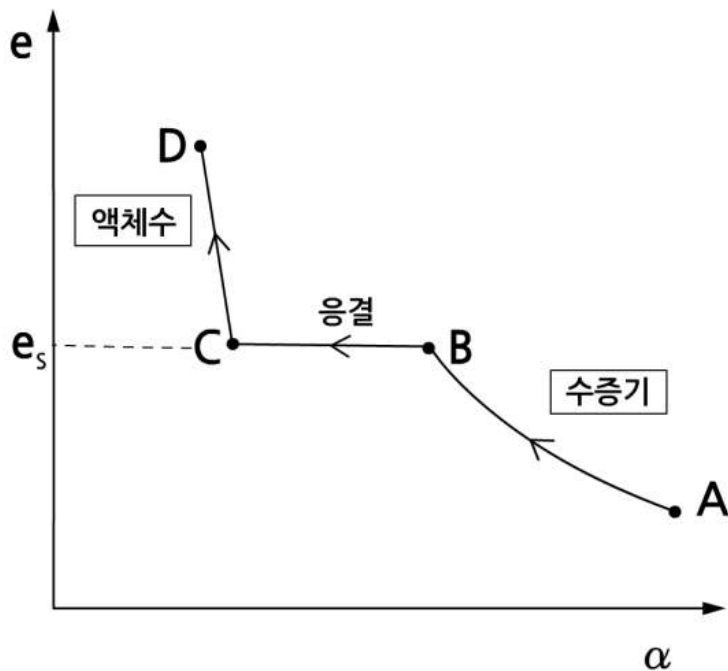
을 얻는다. 온도 0°C에서 물의 상변화와 관계된 잠열은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} L_{iv} &= 2.83 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} = 677.0 \text{ kcal kg}^{-1} \\ L_{iw} &= 0.33 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} = 597.3 \text{ kcal kg}^{-1} \\ L_{wv} &= 2.50 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} = 79.7 \text{ kcal kg}^{-1} \end{aligned} \quad (2.31)$$

2.6 상변화와 잠열

잠열은 온도에 따라 조금 다르지만 기상현상과 관련된 대부분의 계산에서는 위 값을 사용하고 있다. 수증기는 이상기체처럼 행동한다. 그러나 고체, 액체 상태가 존재할 때에는 그림 2.6에서 보는 바와 같이 등온선은 조금 복잡한 양상을 표현한다. 그림 2.6은 온도가 일정하게 유지한 상태에서 순수한 수증기를 등온 압축하였을 때 비체적(α)에 대한 수증기압(e)을 나타낸 그래프이다. 등온선상에서 $A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D$ 의 경로를 따라 등온 압축할 경우 물리과정을 살펴보자.

- (1) $A \rightarrow B$: A에서 등온 압축할 경우 수증기압(e)은 왼쪽으로 등온선을 따라가면서 처음에 증가한다. 결국에는 계속 압축 하는데도 e 가 변하지 않는 점에 도달한다. 이점이 바로 점 B이며, 점 B에서 증기압이 바로 포화 수증기압(e_s)이다.
- (2) $B \rightarrow C$: 일단 B에 도달한후 계속 압축하면 증기압이 e_s 로 일정하게 유지되면서 수증기의 응결이 시작된다. 수증기가 모두 응결하면 결국 점 C에서는 물만 남는다.
- (3) $C \rightarrow D$: 이 곡선은 점 C 이후에 액체수의 증가로 압축되어도 물은 거의 비압축성이기 때문에 α 의 변화가 매우 작음을 보여준다.



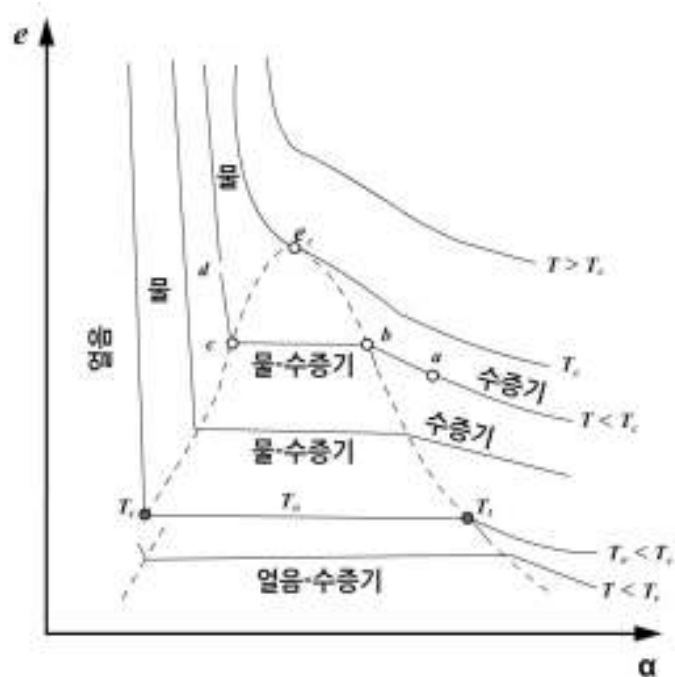
[그림 2.6] 물의 상태변화와 수증기압(물의 끓음 : 물 내부에서 기화에 의한 기포형성)

2.7 클레페이롱 다이어그램

물의 상태 변화에 따른 특성을 좀 더 자세히 알아보기 위해 그림 2.7에 주어진 $e-\alpha$ 다이어그램을 좀 더 자세히 살펴보자. 그림 2.7에 있는 실선들은 등온선을 나타내며, e_c 는 임계점의 압력을, 그리고 T_t 는 삼중점을 표시한다. 그림에서 보면 임계온도보다 높은 곳에서 등온선의 모양은 이상기체의 경우와 같은 쌍곡선에 가깝다. 그러나 등온선은 점선으로 둘러싸인 기체와 액체가 공존하는 영역을 통과하면서 꺾이고 있다. 그림 2.7에서 등온선 $a-b-c-d$ 의 경로에서 물의 상변화를 살펴보자.

- (1) 경로 $a-b$: a 에서 b 로 가면서 수증기를 등온 압축하면, b 점에 도달할 때까지 수증기의 비체적은 계속 감소한다. 그러나 b 점에 도달하면서 포화되어 수증기의 일부가 응결하여 b 점에서는 물과 수증기가 공존한다.
- (2) 경로 $b-c$: 이 구간의 경로는 평형곡선(Equilibrium Curve)으로 포화 수증기압은 온도에만 의존하며 이 구간에서 수증기압은 일정하다. 등온상태에서 수증기의 압축이 진행될 경우 응결이 계속 일어나면서 그 체적이 감소하지만, 물과 수증기가 평형상태에서 공존하는 한 체적의 감소는 수증기압에 영향을 주지 않는다. 일정한 수증기압에서 물로 계속 바뀌면서 체적이 감소하여, c 에 도달하면 수증기가 완전히 물로 바뀐다.
- (3) 경로 $c-d$: 구간에서 압력이 계속 증가하며 물의 체적이 감소한다. 따라서 c 에서는 액체의 압축곡선(Compression Curve)에 따라 물의 체적이 변한다. 그림에서 물과 수증기에 대한 $\left| \frac{\Delta\alpha}{\Delta e} \right|$ 를 비교하면, 물의 경우가 그 값이 매우 작다. 이것은 압력이 증가 시에 물의 체적은 수증기에 비해 매우 미소하게 감소함을 말해 준다.

2.7 클레페이롱 다이어그램



[그림 2.7] 클레페이롱 다이어그램

이론적으로 온도가 올라가면 포화수증기의 밀도는 커지고 액체상태의 물의 밀도는 작아진다. 그리고 임계온도(647K)에 도달하면 수증기와 액체 상태의 물 서로 구분할 수 없다. 통상적으로 임계점 아래에서 기체는 수증기라고 부른다.

그림 2.7에서 임계점은 온도가 $T = T_c$ 그리고 압력이 $e = e_c$ 인 특정 상태이다. 물의 경우 임계점(e)의 압력은 220,598hPa로서 217.7기압(atm)에 해당하며, 임계온도는 647K이다. 임계점의 온도 이상에서는 등온 압축하여도 수증기가 액체로 바뀌지 않으며, 액체와 기체간의 구분이 없다. 물질의 온도와 압력이 $T > T_c$ 그리고 $e > e_c$ 인 상태에서는 기체와 액체는 동일한 밀도를 갖는다.

따라서 이 경우 액체와 기체를 구분 하는 것은 의미가 없다. 물의 임계온도 (T_c)는 수증기를 등온압축 시켰을 때 액화가 가능한 최고 온도이다. 한편 임계압력(e_c)은 액체가 가열되어 끓을 때에 기화에 의한 증기가 가질 수 있는 최고 압력이다.

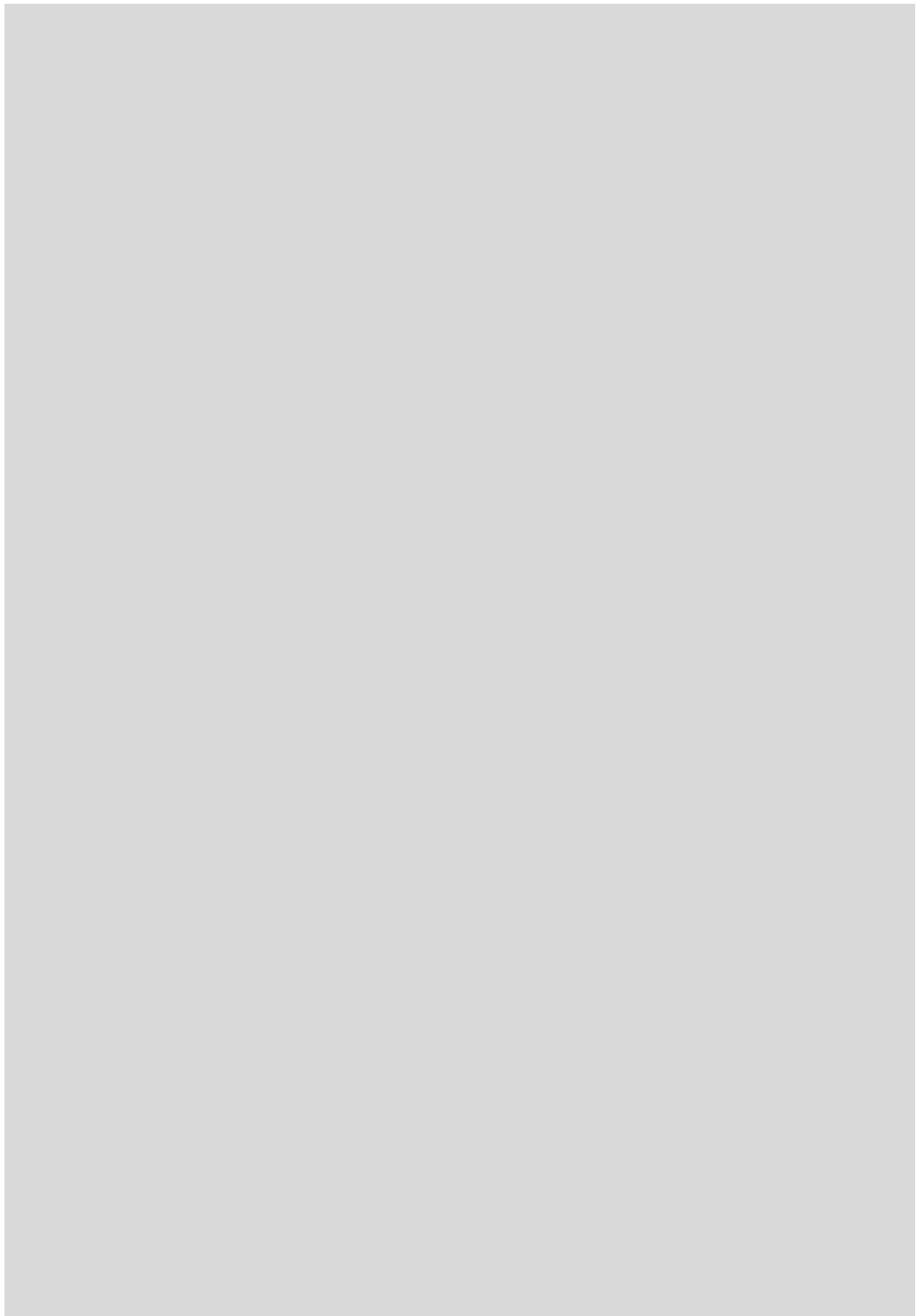
2.7 클레페이롱 다이어그램

그림 2.7의 클레페이롱 다이어그램은 다음의 몇 가지 중요한 물리 개념을 포함한다.

- 삼중점은 평형상태에서 물의 세 가지 상으로 동시에 존재할 수 있는 점이다.
- 과냉각은 대기 중에서 가능하지만 과가열(Superheating)은 가능하지 않다. 즉, 액체 상태의 물이 0°C 아래에서 존재하는 것은 가능하지만
- 고압 상태(대기압보다 훨씬 더 높다.)가 아니고서는 0°C 보다 높은 온도에서 얼음은 존재할 수 없다.
- 녹는 것과 달리 증발은 어떤 온도에서든 일어날 수 있다.
- 어는점 아래의 온도에서도 고체가 증발(승화)한다. 하지만 그 비율은 거의 무시할 수 있을 정도로 작은 값이다.
- 온도가 올라가면 포화수증기의 밀도는 커지고 액체의 밀도는 작아진다.
- 임계온도(647K)에서 수증기와 액체는 서로 구분할 수 없다. 통상적으로 임계점 아래에서 기체 상태의 물을 수증기라고 부른다.
- 임계온도보다 높은 온도에서 등온선은 거의 이상기체의 등온선과 같다.

연습문제

1. 지표에서 기압이 1000hPa, 기온이 10°C인 체적 1m³의 공기덩이에 5g의 수증기가 포함되어 있다.
 - (1) 수증기의 압력과 건조공기의 압력,
 - (2) 건조공기의 밀도를 구하시오.
 건조공기와 수증기에 대한 기체상수는 각각 $R_d = 287\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이고, $R_v = 461\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이다.
2. 문제 1의 경우 포화 수증기의 밀도를 구하고, 불포화 상태인 경우와 비교하시오.
3. 지표에서 고도가 증가함에 따라 물의 끓는점의 온도가 감소하는 이유를 설명하시오.
4. 물의 삼중점에 대해서 설명하시오.
5. 임계온도와 임계압력에 대해서 설명하시오.
6. 엔탈피와 잠열의 관계를 설명하시오.
7. 수용액에 대한 평형 수증기압이 순수한 물에 대한 평형 수증기압 보다 작은 이유를 설명하시오.
8. 평균해면에서 고도 2km되는 산의 정상에서 물은 대략 몇 °C에서 끓을까?



3장 . 습윤공기의 열역학

- 3.1 대기수분 변수
- 3.2 습윤공기의 상태 방정식
- 3.3 습윤공기의 온위
- 3.4 포화단열감률
- 3.5 포화단열선과 습구온위
- 3.6 상당온위
- 3.7 공기덩이의 보존되는 성질

학습목표

- 대기의 수분량을 나타내는 모수의 종류와 그 의미를 이해한다.
- 이슬점온도, 서리점 온도 그리고 습구온도를 이해한다.
- 습윤공기의 상태 방정식과 가온도의 물리적 의미를 이해한다.
- 포화단열과정과 위단열과정을 이해한다.
- 포화 단열감률과 포화단열선을 이해한다.
- 습윤공기의 온위를 구하는 방법을 이해한다.
- 포화 단열과정에서 습구온위가 보존됨을 이해한다.
- 상당온위를 구하는 방법과 위단열과정에서 상당온위의 보존을 이해한다.

3.1 대기수분 변수

대기의 구성 성분 중 수증기를 제외한 공기를 건조공기(Dry Air), 그리고 건조공기와 수증기를 합쳐서 습윤공기(Moist Air)라고 한다. 수분모수(Moisture Parameter)는 대기 중에 수증기가 포함된 정도, 즉 습도를 나타내는데 이용되는 모수로서 절대습도와 혼합비등 여러 가지가 있다.

3.1.1 절대습도

단위 체적의 공기 중에 포함되어 있는 수증기의 질량으로, 수증기의 공간 밀도가 절대습도(Absolute Humidity)이며 그 단위는 gm^{-3} 이다. 수증기의 상태방정식에 의하면 수증기의 밀도(ρ_v)는

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (3.1)$$

으로 주어진다. 여기서 수증기에 대한 기체상수 $R_v = 461.5 \text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$ 을 대입하고 수증기압(e)을 hPa 그리고 T 를 절대온도로 표시할 경우 절대습도는

$$A.H.(\text{g/m}^3) = \frac{217e}{T} \quad (3.2)$$

와 같이 나타낼 수 있다. 식 (3.2)에 의하면 기온이 0°C , 포화수증기압이 6.11hPa 일 때 포화 수증기의 밀도는 4.85gm^{-3} 이다.

3.1.2 상대습도

현재의 기온에서 대기가 포함할 수 있는 포화수증기량에 대해 실제 대기가 포함하고 있는 수증기량과의 비를 상대습도(Relative Humidity)라고 하며, 보통 백분율(%)로

$$RH(\%) = \frac{\rho_v}{\rho_{vs}(T)} \times 100 = \frac{e}{e_s(T)} \times 100 \quad (3.3)$$

와 같이 나타낸다. 여기서 $e_s(T)$, $\rho_{vs}(T)$ 는 대기의 온도 T 에서 포화수증기압과 포화수증기의 밀도를 나타내며, e 와 ρ_v 는 현재 대기의 수증기압과 수증기의 밀도를 나타낸다. 식 (3.3)에서 보는 바와 같이 대기 중의 수증기 밀도가 일정한 상태에서도 기온에 따라 $e_s(T)$ 와 $\rho_{vs}(T)$ 가 바뀌므로 상대습도도 달라진다.

3.1 대기수분 변수

상대습도의 변화요인은 공기 중의 수증기량과 기온의 변화이다. 실제로 하루 중 대기 중의 수증기량의 변화는 작으므로 상대습도의 일변화에 영향을 미치는 변수는 주로 기온이다.

3.1.3 혼합비

주어진 대기의 체적에 포함된 건조공기의 질량에 대한 수증기의 질량의 비로서 혼합비(Mixing Ratio) w 는

$$w(\text{g/kg}) = \frac{m_v}{m_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (3.4)$$

이다. 여기서 m_d 와 ρ_d 는 각각 건조공기의 질량과 공간 밀도이다. 그리고 m_v 와 ρ_v 는 수증기의 질량과 공간 밀도를 나타낸다. 식 (3.4)에 건조공기의 상태방정식 $p_d = \rho_d R_d T$ 와 수증기의 상태방정식 $e = \rho_v R_v T$ 를 적용하면

$$w = \frac{e}{p_d} \left(\frac{R_d}{R_v} \right) \quad (3.5)$$

으로 주어진다. 여기서 첨자 d 는 건조공기를, v 는 수증기를 나타낸다. 여기서 건조공기와 수증기에 대한 두 기체상수간의 비는 두 기체간의 분자량의 비로서

$$\epsilon = \frac{R_d}{R_v} = \left(\frac{R^*}{M_d} \right) / \left(\frac{R^*}{M_v} \right) = \frac{M_v}{M_d} = 0.622 \quad (3.6)$$

와 같다. 식 (3.6)을 적용하면 (3.5)는

$$w = 0.622 \frac{e}{p-e} (\text{g/g}) \quad (3.7)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 p 는 습윤공기의 압력으로 $p = p_d + e$ 이다. 보통 $\frac{e}{p}$ 는 0.04를 넘는 일이 거의 없으므로 앞의 식에서 $p-e$ 대신 p 로 근사해서

$$w(\text{g/kg}) \approx 622 \frac{e}{p} \quad (3.8)$$

로 나타낸다. 공기가 포화되었을 때는 e 대신 e_s 를 식 (3.8)에 적용한다.

3.1 대기수분 변수

3.1.4 비습

주어진 대기의 체적 속에 포함된 습윤공기의 질량에 대한 수증기의 질량의 비가 비습(Specific Humidity) x 이며, 그 정의는

$$x(\text{g/kg}) = \frac{m_v}{m_d + m_v} = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \quad (3.9)$$

이다. 혼합비에서와 같이 습윤공기와 건조공기의 상태방정식을 식(3.9)에 적용하면

$$x(\text{g/kg}) = 622 \frac{e}{p} \quad (3.10)$$

으로 주어진다. 앞에서 기술한 4가지 습도가 모두 이용되지만 실제로 건조단열과정에서 보존되는 것은 비습과 혼합비이다.

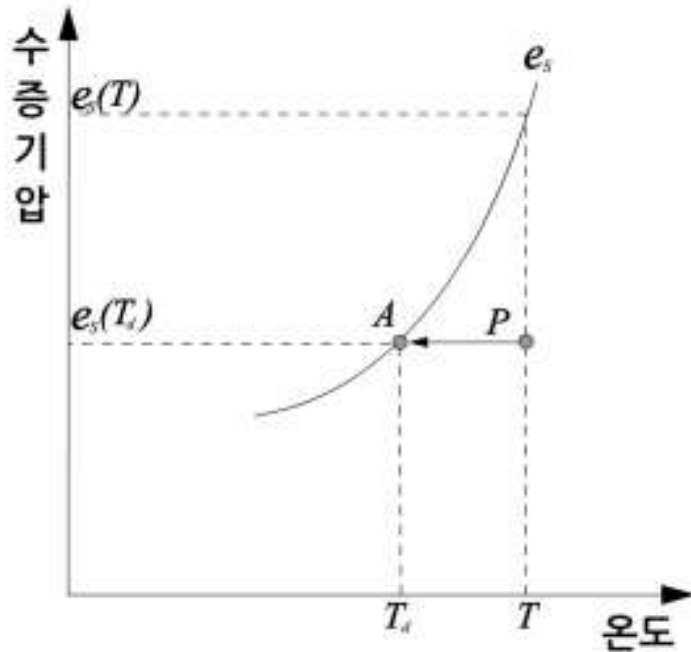
3.1.5 이슬점 온도

지표면에서 이슬의 형성이나 안개의 형성은 기압이 거의 일정한 상태, 즉 등압과정에서 기온의 하강에 따른 수증기의 응결에 의한 현상으로 설명할 수 있다. 등압과정에서 불포화공기의 포화는 이슬점온도를 이용하여 설명할 수 있다. 이슬점온도는 등압과정에서 현재의 수증기압을 물에 대한 포화수증기압으로 하는 온도로 정의한다. 이를 그림 3.1을 이용하여 설명하면 p 점에 있는 온도가 T , 수증기압이 e 인 불포화공기를 등압 상태에서 냉각시켜 포화곡선의 A점에 이르렀을 때 공기의 온도가 이슬점온도이다. 따라서 이슬점온도(T_d)는

$$e = e_{sw}(T_d) \quad (3.11)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 e_{sw} 는 평면의 물에 대한 포화수증기압이다. 이슬점온도는 또한 현재의 수증기의 혼합비(w)를 포화 혼합비(w_s)로 하는 온도이므로 $w = w_s(T_d)$ 와 같이 표현할 수 있다.

3.1 대기수분 변수



[그림 3.1] 포화수증기압곡선(e_s)과 이슬점온도(T_d)

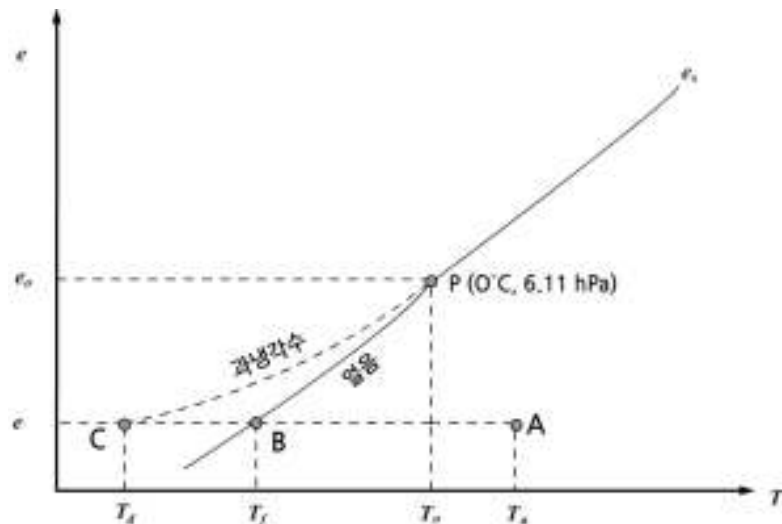
3.1.6 서리점 온도

기온이 0°C 이하로 낮아 지면에 서리가 내리는 경우가 있다. 이때 서리의 형성 조건과 관련 된 서리점 온도(Frost-point Temperature)도 이슬점온도와 같이

$$e = e_{si}(T_f) \quad (3.12)$$

로 주어진다. 여기서 e_{si} 는 얼음에 대한 포화수증기압을 나타낸다. 서리점 온도는 등압과정에서 불포화공기가 냉각되어 얼음에 대해 포화가 되는 온도이다. 서리는 수증기의 응결에 의해서 형성된 수적이 얼어서 형성되는 것이 아니고, 기온이 0°C 이하의 포화 대기에서 수증기의 침적(Deposition)으로 형성된다. 그 이유는 그림 3.2에서 보는 바와 같이 A점에 있는 온도가 T_a 인 불포화공기가 등압적으로 냉각될 경우 T_0 (0°C) 보다 낮은 점 B에서 포화가 되는데 이 점의 온도, T_f 가 서리점 온도이다. 이 공기를 계속 냉각시키면 C점에서 과냉각수에 대해 포화가 되는데, 이 점의 온도가 과냉각수에 대한 이슬점온도(T_d)이다. 그림 3.2에 의하면 상대습도가 매우 낮은 경우 과냉각수에 대해 포화되기 전에 얼음에 대한 포화점 온도(T_f)에 먼저 도달하고 있으며, 온도가 T_f 이하가 되면 서리가 형성된다. 실제로 서리가 형성 되려면 빙정의 초기 형성에 도움을 주는 기면(Substrate)이 필요하다.

3.1 대기수분 변수



[그림 3.2] 서리점 온도(T_f). 그림에서 e_0 는 0°C에서 포화수증기압을 나타냄

3.1.7 습구 온도

수증기를 등압상태에서 단열적으로 증발시켜 불포화 공기덩이가 포화에도달했을 때 공기의 온도를 습구온도라고 한다. 이 경우 물의 증발로 공기덩이의 혼합비는 증가하고, 공기덩이의 온도는 포화되기 이전 보다 낮아진다. 온도가 낮아진 이유는 물의 증발에 필요한 열은 공기덩이에서 공급되었기 때문이다.

습구온도를 이해하기 위하여 압력이 p , 온도가 T 그리고 혼합비가 w 인 불포화 공기덩이를 고려한다. 공기덩이에 수증기가 첨가된 후의 온도와 포화 혼합비를 각각 T_w 와 w_s 라고 하자. 이 과정에서 단위 질량의 건조공기가 잃은 열에너지의 양은 공급된 잠열과 같다. 이 관계를 수식으로 나타내면 다음과 같다.

$$c_{pd}(T - T_w) = L(w_w - w) \quad (3.13)$$

여기서 c_{pd} 는 건조공기의 정압비열이며 L 은 물의 증발잠열을 나타낸다. 식 (3.13)을 재정리하면

$$(T - T_w) = \frac{L}{c_{pd}}(w_w - w) \quad (3.14)$$

또는 다음과 같이 근사할 수 있다.

3.1 대기수분 변수

$$(T - T_w) \approx \frac{\epsilon L}{p c_{pd}} (e_{sw} - e) \quad (3.15)$$

여기서 e_{sw} 는 공기덩이가 포화되었을 때 포화수증기압이며 e 는 공기덩이가 포화되기 이전의 수증기압 을 나타낸다. 앞에 주어진 식에서 유의할 점은 $w_s = w_s(p, T_w)$ 이며 $e_{sw} = e_{sw}(T_w)$ 이다. 만일 p, T 그리고 T_w 가 주어지면 (3.14)와 (3.15)에서 e 와 w 가 결정된다. 이 두식은 습구온도와 건구온도계로 측정된 온도들을 이용하여 상대습도를 결정하는 이론적인 기초가 된다. 실제로 수증기압 e 는 다음의 건습계 공식(Psychrometric Formula)에 의해서 구해진다.

$$e = e_{sw} - Ap(T - T_w) \quad (3.16)$$

식(3.16)에서 A 는 온도계의 구부(Bulb)에 따라 결정되는 상수이다.

3.2 습윤공기의 상태 방정식

습윤공기는 건조공기와 수증기로 구성되어 있다. 따라서 어떤 체적 V 내에 질량 m_d 의 건조공기와 질량 m_v 의 수증기가 포함되어 있다고 하면, 습윤공기의 밀도(ρ)는

$$\rho = \frac{m_d + m_v}{V} = \rho_d + \rho_v \quad (3.17)$$

으로 주어진다. 즉 습윤공기의 밀도는 건조공기의 밀도와 수증기의 밀도의 합과 같다. 한편 습윤공기의 압력(p)은 건조공기의 압력(p_d)과 수증기의 압력(e)의 합으로 주어지므로

$$p = \rho_d R_d T + \rho_v R_v T = \rho R_m T \quad (3.18)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 R_m 은 습윤공기에 대한 기체상수이다. 식 (3.18)에서 R_m 은 (3.17)을 이용하면

$$\begin{aligned} R_m &= \frac{1}{\rho} (\rho_d R_d + \rho_v R_v) \\ &= \frac{m_d R_d + m_v R_v}{m_d + m_v} \end{aligned} \quad (3.19)$$

으로 주어진다. 이 식을 앞에서 정의한 비습(x)을 써서 좀 더 간단히 정리하면

$$\begin{aligned} R_m &= R_d \left[\frac{m_d}{m_d + m_v} + x \left(\frac{R_v}{R_d} \right) \right] \\ &= R_d \left(1 - x + \frac{1}{\epsilon} x \right) = R_d (1 + 0.61x) \end{aligned} \quad (3.20)$$

을 얻는다. 이 식을 (3.18)에 대입하면 습윤공기의 상태방정식은

$$p = \rho R_d (1 + 0.61x) T = \rho R_d T_v \quad (3.21)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 T_v 는 가온도(Virtual Temperature)이며

$$T_v = (1 + 0.61x) T \quad (3.22)$$

으로 나타낸다.

3.2 습윤공기의 상태 방정식

가온도는 (3.21)에 의하면 건조공기가 습윤공기와 같은 압력과 밀도를 가질 때의 온도이며, 습윤공기의 부력을 계산하는데 매우 유용하다. 그 까닭은 공기덩이의 온도가 같아도 수증기의 포함 정도에 따라 그 밀도가 달라지기 때문이다. 가온도는 공기덩이 속에 포함된 수증기의 함량을 고려한 온도이다.

3.3 습윤공기의 온위

불포화상태의 습윤공기에 대한 열역학적 제1법칙은 건조공기의 경우와 거의 같다. 다만 건조공기에 비해 상당히 적은 양의 수증기가 포함되어 있지만 이를 무시하지 않고 고려하고 있다. 불포화상태의 습윤공기에 대한 열역학 제1법칙은

$$dq = c_{pm}dT - \alpha dp \quad (3.23)$$

으로 표현 된다. 여기서 α 는 습윤공기의 비체적이며, 첨자 m 은 습윤공기를 표시한다. 불포화상태의 온위는 공기덩이를 단열적으로 주어진 고도(p, T)에서 $p_0 = 1000\text{hPa}$ 고도로 이동시켰을 때 공기덩이의 온도이다. 불포화공기덩이의 온위를 식 (3.23)에서 유도하기 위해 단열과정, $dq=0$ 를 가정하면

$$c_{pm}dT - \frac{dp}{\rho} = 0 \quad (3.24)$$

을 얻는다. 이 식에 습윤공기의 상태방정식 $p = \rho R_m T$ 를 이용하여 식을 정리하고, 적분을 공기덩이의 단열변화에 의한 상태 변화를 고려하여 (p, T)에서 (p_0, θ_m)까지 적분하면

$$\int_T^{\theta_m} \frac{dT}{T} = \frac{R_m}{c_{pm}} \int_p^{p_0} \frac{dp}{p} \quad (3.25)$$

와 같다. 여기서 θ_m 은 불포화 습윤공기의 온위를 나타낸다. 식 (3.25)의 적분결과는

$$\theta_m = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{K_m} \quad (3.26)$$

으로 주어진다. 여기서 $K_m = \frac{R_m}{c_{pm}}$ 이며, R_m 은 습윤공기의 기체상수, 그리고 c_{pm} 은 습윤공기의 기체상수이다. 습윤공기의 온위(θ_m)와 온위(θ)를 비교하면 압력항의 지수(Exponent)가 다를 뿐이다. 식 (3.26)에서 K_m 은 공기덩이의 수증기의 함량에 따라 변하므로 이를 식(3.20)과 (3A.6)를 이용해서 구체적으로 나타내면

$$K_m = \frac{R_d(1+0.61x)}{c_{pd}(1+0.84x)} = \frac{K_d(1+0.61x)}{(1+0.84x)} \quad (3.27)$$

와 같다. 식 (3.27)에서 $K_m = R_m/c_{pm}$ 를 나타내며, 비습(x)과 관련된 항을 다음과 같이

3.3 습윤공기의 온위

$$\begin{aligned}
 K_m &\doteq K_d(1+0.61x)(1-0.84x) \\
 &\doteq K_d(1-0.23x)
 \end{aligned}
 \tag{3.28}$$

으로 근사할 수 있다. 실제로 대기 중에서 비습이 $x \ll 1$ 이고, 이로 인해 $0.23x$ 의 값은 더 작아지므로 불포화공기의 온위를 구하는데 $K_m \simeq K_d$ 로 두고 계산하는 경우가 많으며, 이 경우 불포화공기의 온위는 건조공기의 온위와 같다.

3.4 포화단열감률

습윤공기의 단열감률은 포화단열과정과 위단열과정으로 구분할 수 있다. 포화단열과정에서는 공기덩이가 단열상승 시에 수증기의 응결로 형성된 물을 항상 포함한다. 따라서 포화단열과정에서는 수분이 보존되므로 강수는 발생하지 않으며 가역적이다. 한편 구름덩이가 강수에 의해 응결된 물을 상실하는 경우가 있다. 이와 같은 위단열과정에서 구름덩이는 강수로 응결된 물 뿐만 아니라 그 물이 가지고 있는 열도 상실한다. 그러므로 위단열과정은 수분과 열의 보존이 되지 않는 열린계의 비가역과정으로 엄격히 정의하면 단열과정은 아니다. 실제로 포화단열과정에서 공기덩이의 단열감률은 위단열과정에서의 감률과 큰 차이가 없다. 포화 공기의 단열감률은 다음의 위단열과정을 고려하여 구할 수 있다.

위단열과정에서 다음의 습윤공기에 대한 열역학 제1법칙의 다음과 같이 근사할 수 있다.

$$dq = c_{pd}dT - \alpha dp \quad (3.29)$$

여기서 α 는 포화공기의 비체적이다.

지금 상태가 (T, p, w_s) 인 포화공기가 위단열적으로 상승하여 그 상태가 $(T+dT, p+dp, w_s+dw_s)$ 가 되었다. 그리고 이 과정에서 수증기가 응결 시에 방출한 열을 $dq = -L_{wv}dw_s$ 라고 하면 식 (3.29)은

$$c_{pd}dT + L_{wv}dw_s - \alpha dp = 0 \quad (3.30)$$

으로 주어진다. 한편 식 (3.30)에 $dp = -\rho g dz$ 를 적용하고 고도의 증가에 따른 포화공기의 온도감률을 구하면

$$\gamma_s = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_{pd}} + \frac{L_{wv}dw_s}{c_{pd}dz} \quad (3.31)$$

또는

$$\gamma_s = \gamma_d + \frac{L_{wv}dw_s}{c_{pd}dz} \quad (3.32)$$

으로 주어진다. 여기서 포화공기가 단열상승 시에는 $dw_s/dz < 0$ 이므로 $\gamma_s < \gamma_d$ 이다.

3.4 포화단열감률

그러나 공기덩이가 계속 상승하여 포화혼합비가 0에 가까워지면 $dw_s/dz \approx 0$ 이 되어 γ_s 가 γ_d 에 거의 같게 된다. 포화혼합비는 포화수증기압 (온도만의 함수)과 건조공기의 압력의 함수이므로 식 (3.32)에서 $\frac{dw_s}{dz}$ 는 일정하지 않다. 따라서 γ_s 의 값은 일정하지 않으며 보통 $\gamma_s \approx 4 \sim 7^\circ\text{C}/\text{km}$ 의 범위의 값을 가진다.

3.5 포화단열선과 습구온위

단열선도에서 포화단열선이 어떻게 그려지는가를 살펴보기 위해 다음의 열역학 제1법칙을 고려하자. 수증기의 응결에 의한 잠열(L_{wv})을 계에 주어진 열에너지로 고려할 경우 열역학 제1법칙은

$$-L_{wv}dw_s \approx c_{pd}dT - \alpha dp \quad (3.33)$$

으로 근사할 수 있다. 여기서 상태방정식 $\alpha = \frac{R_d T}{p}$ 를 적용하면

$$-L_{wv} \frac{dw_s}{T} = c_{pd} \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp}{p} \quad (3.34)$$

을 얻는다. 식 (3.34)의 적분을 위해 양변을 살펴보면 우변의 두 항은 적분이 가능하지만, 좌변은 바로 적분이 되지 않는다. 그 이유는 수증기의 응결로 dw_s 가 감소하면서 잠열이 방출되어 공기덩이의 온도가 상승하므로 T 를 상수로 고려할 수 없기 때문이다. 식 (3.34)의 좌변에서 온도에 따른 L_{wv} 의 변화를 무시하고, $\frac{dw_s}{T}$ 를 적분 가능한 형태의 근사식 $d\left(\frac{w_s}{T}\right)$ 로 나타내기 위하여

$$d\left(\frac{w_s}{T}\right) = \frac{dw_s}{T} - w_s \frac{dT}{T^2} \quad (3.35)$$

을 고려한다. 여기서 $\frac{dw_s}{T}$ 이 $w_s \frac{dT}{T^2}$ 보다 상당히 크므로 $d\left(\frac{w_s}{T}\right) \approx \frac{dw_s}{T}$ 로 근사할 수 있다. 이 근사식을 식(3.34)의 좌변에 적용하면 다음 식을 얻는다.

$$-d\left(\frac{L_{wv}w_s}{T}\right) = c_{pd} \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp}{p} \quad (3.36)$$

식 (3.36)의 우변 항에 온위방정식 $\theta = T\left(\frac{p_0}{p}\right)^{R_d/c_{pd}}$ 을 미분하여 얻어진 식

$$c_{pd} \frac{d\theta}{\theta} = c_{pd} \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp}{p} \quad (3.37)$$

을 대입하면

$$-d\left(\frac{L_{wv}w_s}{T}\right) = c_{pd} \frac{d\theta}{\theta} = c_{pd} d\ln\theta \quad (3.38)$$

을 얻는다. 이 식을 하나의 미분으로 나타내면 다음과 같이 주어진다.

$$d\left(c_{pd} \ln\theta + \frac{L_{wv}w_s}{T}\right) = 0 \quad (3.39)$$

3.5 포화단열선과 습구온위

그리고 이 식을 적분하면 다음 식을 얻는다.

$$c_{pd} \ln \theta + \frac{L_w w_s}{T} = \text{const} \quad (3.40)$$

식(3.40)은 주어진 포화공기의 단열상승 과정에서 좌측 항이 일정한 값을 갖는다는 것을 의미한다. 식 (3.40)에서 $\theta = \theta(p, T)$ 이고 $w_s = w_s(p, T)$ 이므로 실제로 식(3.40)의 좌측 항은 p 와 T 의 함수이다. 각각의 주어진 포화 단열선에 대한 등치선의 레벨(Label)값은 습구온위의 값에 의해 결정된다.

습구온위는 포화 단열선이 1000 hpa 등압선과 만나는 지점에서 온도 값이다. 즉 건조단열선의 값이 θ 의 값에 따라 결정되는 것과 같이 포화단열선의 값은 습구온위(θ_w)의 값으로 주어진다. 습구온위는 단열적으로 어떤 주어진 고도에 있는 불포화 공기를 증발에 의해 공기덩이의 포화상태를 단열적으로 1000hpa 고도 까지 이동시켰을 때 공기덩이가 가지는 온도이다.

3.6 상당온위

불포화 공기의 상당온위(Equivalent Potential Temperature)는 어떤 고도에서 치올립고도까지 상승시켜 포화에 이르게 한 다음 이 공기를 계속 위단열과정으로 상승시키면서 강수에 의해 수증기의 혼합비가 영이 되는 고도에 이르도록 한다. 여기서 이 공기덩이를 건조단열적으로 하강시켜 1000hPa에 도달했을 때의 얻어지는 온도가 상당온위이다. 이 과정을 다음과 같이 3단계로 구분할 수 있다.

1단계 : 처음상태 (p_i, T_i, w) → 포화고도 $(p, T, w = w_s)$: 건조단열적 상승

2단계 : 포화고도 (p, T, w_s) → 대기정상 $(p_t, T_t, w = 0)$: 위단열적 상승(강수)

3단계 : 대기정상 $(p_t, T_t, w = 0)$ → 1000hPa $(p_0, \theta_e, w = 0)$: 건조단열적 하강

식(3.39)를 처음 포화상태 (p, T, w_s, θ) 와 기압이 1000hPa인 나중상태 $(p_0, T_0, w_{s0}, \theta_0)$ 를 고려하여 적분하면

$$c_{pd} \ln\left(\frac{\theta_0}{\theta}\right) = \frac{L_{wv}w_s}{T} - \frac{L_{wv}w_{s0}}{T_0} \quad (3.41)$$

을 얻는다. 식 (3.41)에서 기압이 $p_0 = 1000hPa$ 에서 포화혼합비는 $w_{s0} = 0$ 가 된다. 이 경우 공기덩이의 온위 θ_0 를 상당온위, θ_e 로 두면 다음과 같이 주어진다.

$$\theta_e = \theta(p, T) \exp\left[\frac{L_{wv}w_s(T)}{c_{pd}T}\right] \quad (3.42)$$

으로 표현된다. 식 (3.42)에 의하면 $w_s > 0$ 인 경우 항상 $\theta_e > \theta$ 이며 위단열과정(Pseudo-adiabatic Process)에서 보존된다.

3.7 공기덩이의 보존되는 성질

공기덩이는 대기 중에서 수평운동과 연직운동을 한다. 이 과정에서 공기덩이의 성질 중에서 보존되는 것은 표 3.1과 같다. 공기덩이의 성질 중 보존되는 물리량을 이용하면 공기덩이가 수평·연직운동과정에서 이동하여도 이동된 공기덩이를 확인할 수 있다.

[표 3.1] 공기덩이의 대기 열역학적 물리량의 보존성

모수	건조단열적인 연직운동	포화단열적인 연직운동	등압, 비단열과정 (상변화 없음)	등압, 습윤단열과정 (상변화)
온도(T)				
노점온도(T_d)			보존	
상대습도(RH)		보존		
혼합비(w)	보존		보존	
수증기압(e)			보존	
온위(θ)	보존			
습구고온도(T_w)				보존
습구온위(θ_w)	보존	보존		보존

3.7 공기덩이의 보존되는 성질

질량이 m_a 인 습윤공기덩이를 구성하고 있는 건조공기와 수증기의 질량을 각각 m_d 와 m_v 라고 한다. 단위질량의 습윤공기에 열에너지 dq 가 주어질 때 온도가 dT 만큼 증가했을 경우에 에너지보존은

$$m_a dq = m_d dq_d + m_v dq_v \quad (3A.1)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 $m_a = m_d + m_v$ 이고, dq_d 와 dq_v 는 각각 단위 질량의 건조공기와 수증기에 가해진 열에너지의 양이다. 식 (3A.1)을 비열과 온도변화 dT 를 이용하여 나타내면

$$c_{pm} m_a dT = c_{pd} m_d dT + c_{pv} m_v dT \quad (3A.2)$$

여기서 c_{pm} 는 습윤공기의 정압비열, c_{pd} 는 건조공기의 정압비열, 그리고 c_{pv} 는 수증기의 정압비열이다. 한편 식(3A.2)에 $m_d = m_a - m_v$ 을 적용하고 비습(x)을 써서 나타내면

$$c_{pm} dT = c_{pd}(1-x)dT + c_{pv} x dT \quad (3A.3)$$

으로 주어진다. 습윤공기의 정압비열을 구하기 위해서 (3A.2)의 양변을 dT 로 나누어주면

$$c_{pm} = (1-x)c_{pd} + xc_{pv} \quad (3A.4)$$

를 얻는다. 여기서 c_{pd} 와 c_{pv} 의 값은 온도 273K에서 $c_{pd} = 1005 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 이고 $c_{pv} = 1850 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 이다. 식 (3A.4)를 좀 더 간단히 정리하면 다음과 같다.

$$c_{pm} = c_{pd}[1 + (\gamma - 1)x] \quad (3A.5)$$

여기서 $\gamma = c_{pv}/c_{pd}$ 를 나타내며, 온도에 따라 비열의 값이 변하므로 γ 의 값도 온도에 따라 변하지만 그 차이는 크지 않다. 온도 273K에서 계산한 γ 의 값을 (3A.5)에 적용하면 습윤공기의 정압비열은 다음과 같이 주어진다.

$$c_{pm} = c_{pd}[1 + 0.84x] \quad (3A.6)$$

3.7 공기덩이의 보존되는 성질

동일한 방법으로 습윤공기의 정적비열(c_{vm})을 구하면, 다음 식을 얻는다.

$$c_{vm} = c_{vd} [1 + (\eta - 1)x] \quad (3A.7)$$

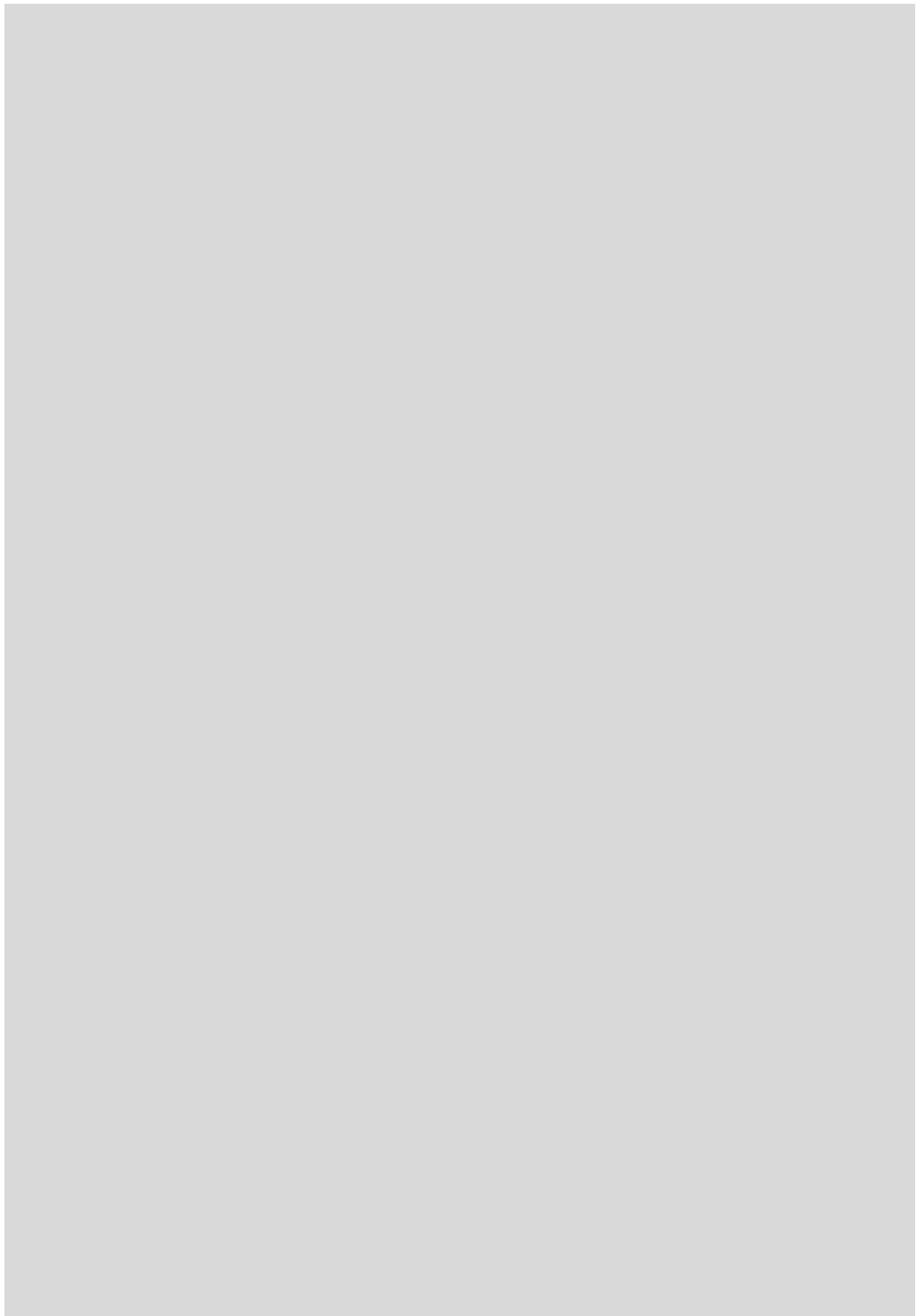
여기서 η 는 수증기의 정적비열(c_{vv})과 건조공기의 정적비열(c_{vd})의 비로써 $\eta = c_{vv}/c_{vd}$ 이다. 온도 273K에서 각 비열의 값, 즉 $c_{vd} = 718 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 과 $c_{vv} = 1390 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ 을 이용하면 $\eta = 1.94$ 이다. 이 값을 (3A.7)에 적용하면 습윤공기의 정적비열은

$$c_{vm} = c_{vd} (1 + 0.94x) \quad (3A.8)$$

으로 주어진다. 건조공기와 수증기의 정압비열과 정적비열은 온도에 따라 다르므로 γ 와 η 의 값도 온도에 따라 변한다. 그러나 실제로 거의 상수로 취급하는 경우가 많다.

연습문제

1. 지표에서 기압이 1013hPa, 기온이 20°C인 체적 1m³의 공기덩이에 5g의 수증기가 포함되어 있다. 다음을 구하시오. 건조공기와 수증기에 대한 기체상수는 각각 $R_d = 287\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이고, $R_v = 461\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이다.
 - (1) 수증기의 압력 (2) 건조공기의 압력 (3) 수증기 밀도 (4) 비습
 - (5) 혼합비 (6) 가온도
2. 문제 1의 결과를 이용하여 습윤공기의 정압비열과 정적비열을 구하시오.
3. 건조공기의 압력이 1013hPa, 기온이 20°C일때 이 공기의 온위를 구하시오. 이 공기의 체적 1m³에 5g의 수증기가 포함되어 있다. 이 공기의 온위를 구하고 그 값을 서로 비교하시오.
4. 대기상층으로 갈수록 습윤단열감률이 건조단열감률에 가까워진다. 그 이유는 무엇인가?
5. 상대 습도가 100%미만인 경우 습구온도가 기온보다 항상 낮은 이유를 설명하시오.
6. 습구온위와 상당온위의 차이점을 설명하시오.



4장, *Skew T-log p* 다이어그램의 기본 구조

- 4.1 서론
- 4.2 열역학 다이어그램의 기본조건
- 4.3 *Skew T-log p* 다이어그램의 좌표축
- 4.4 기본 등치선
- 4.5 보조 자료선
- 4.6 단열선도의 기입
- 4.7 *Skew T-log p* 다이어그램의 예

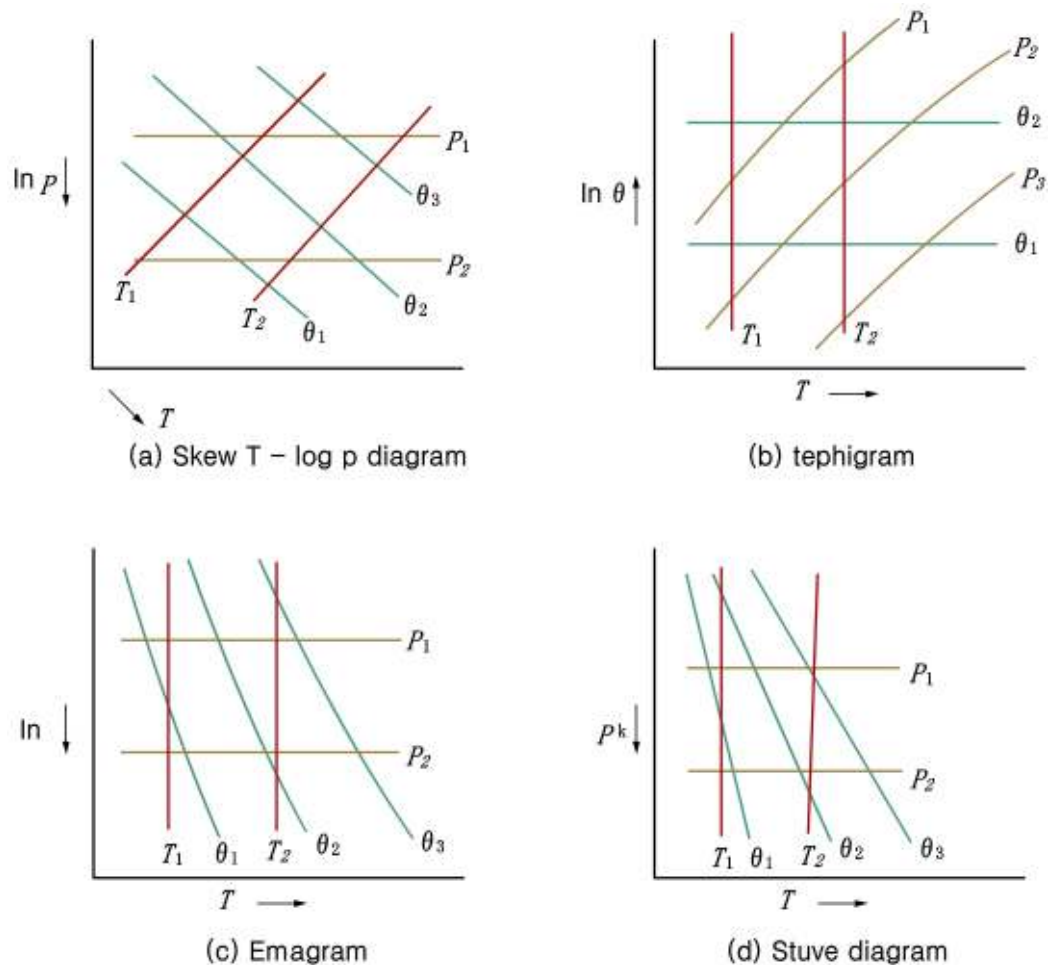
학습목표

- 대기의 기상상태를 분석하는데 이용되는 단열선도의 종류와 그 특징을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램의 좌표축 설정과 면적과 에너지의 관계를 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램의 기본 등치선과 그 물리적 의미를 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램의 여러 가지 보조선을 이해하고 이용하는 방법을 익힌다.
- 단열선도의 기준등압면과 유의고도에 관측자료 기입하는 방법을 이해한다.

4.1 서론

대기 중에서 일어나는 여러 가지 열역학적 과정을 이와 관련된 방정식을 이용하여 계산하면 대기의 상태변화 또는 공기덩이의 상태변화를 알 수 있다. 그러나 대기의 열역학 과정을 가시적으로 나타내면 그 과정에 따른 여러 가지 현상을 좀 더 쉽게 이해할 수 있다. 열역학선도(Thermodynamic Diagram) 또는 단열선도(Adiabatic Chart)는 대기의 여러 가지 열역학 과정을 쉽게 이해할 수 있도록 구성된 것으로, 위험기상 분석과 실제 일기예보에 많이 이용된다.

대기 관측시 고도변화에 따른 기압과 기온은 통상적으로 함께 관측되므로 온도와 압력이 열역학선도를 구성하는 두개의 기본 좌표로 많이 이용된다. 열역학선도 또는 단열선도는 그림 4.1과 같이 보통 등압선, 등온선, 포화혼합비, 건조단열선, 습윤단열선 그리고 보조선을 포함한다. 그리고 그림에서 T 의 화살표는 온도가 증가하는 방향을 표시한다.



[그림 4.1] 열역학선도에서 등압선(p), 등온선(T), 단열선(θ)의 구성

4.2 열역학 다이어그램의 기본조건

열역학선도는 열역학과정을 가능한 한 쉽게 추적하면서 효과적으로 열역학적 변수들의 값을 결정할 수 있어야 한다. 따라서 열역학선도는 다음 세 가지 조건을 만족하는 것이 바람직하다.

- (1) 중요한 등치선(Isopleth)은 물리적인 해석을 쉽게 할 수 있도록 가능한 직선이어야 한다.
- (2) 단열선(Adiabat)과 등온선(Isotherm)이 만나서 이루는 각은 쉽게 구분할 수 있도록 가능한 한 커야 한다.
- (3) 모든 순환과정(Cyclic Process)에서 한 일은 그 과정을 나타내는 폐곡선 안의 면적에 비례하여야 한다. 이와 같은 조건을 대략 만족하면서 대기 분석에 이용되는 열역학 다이어그램에는 에마그램(Emagram), 스투버 다이어그램(Stüve Diagram), 테피그램(Tephigram), 스쿼티-로그 피 다이어그램(Skew T-log p Diagram)이 있다. 그림 4.1은 이들 단열선도의 개략적인 구조이며, 등압선, 등온선, 건조단열선이 서로 어떻게 배치되어 있는지를 보여준다.

4.3 Skew T-log p 다이어그램의 좌표축

기체분자로 구성된 계가 주위에 한 일의 양은 일반적으로 압력 (p)와 비체적 (α)의 곱으로 주어진다. 그러나 열역학선도에서는 일반적으로 가로축과 세로축을 편의상 p 와 α 가 아닌 다른 변수로 나타낼 수 있다. 열역학적인 순환과정에서 계에 행해진 일의 양은 Skew T-log p 다이어그램에서 폐곡선 안의 면적에 해당되며, 열역학 제1법칙을 이용하면 다음과 같이 나타낼 수 있다. 단위질량의 기체가 주위로부터 받은 일의 양은

$$dw = p d\alpha \quad (4.1)$$

으로 주어진다. 한편, 건조공기에 대한 상태방정식 $p\alpha = R_d T$ 를 미분하면 다음을 얻는다.

$$p d\alpha + \alpha dp = R_d dT \quad (4.2)$$

여기서 식 (4.2)를 (4.1)에 적용하면 다음식을 얻는다.

$$dw = p d\alpha = R_d dT - \alpha dp \quad (4.3)$$

그림 4.2에서와 같은 순환과정에서 계에 주어진 일을 계산하기 위하여 식 (4.3)을 적분하면 다음과 같다.

$$w = \oint dw = \oint p d\alpha = \oint R_d dT - \oint \alpha dp \quad (4.4)$$

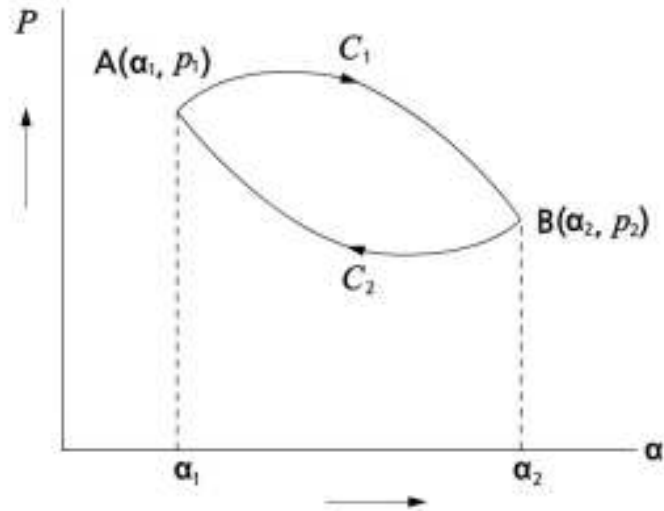
식 (4.4)에서 온도에 대한 적분은 영이 되지만 변수 p 의 순환과정에 대한 적분은 그 값이 영이 되지 않는다. 여기서 식 (4.4)에 건조공기의 상태방정식을 이용하면

$$w = R_d \oint T(-d \ln p) \quad (4.5)$$

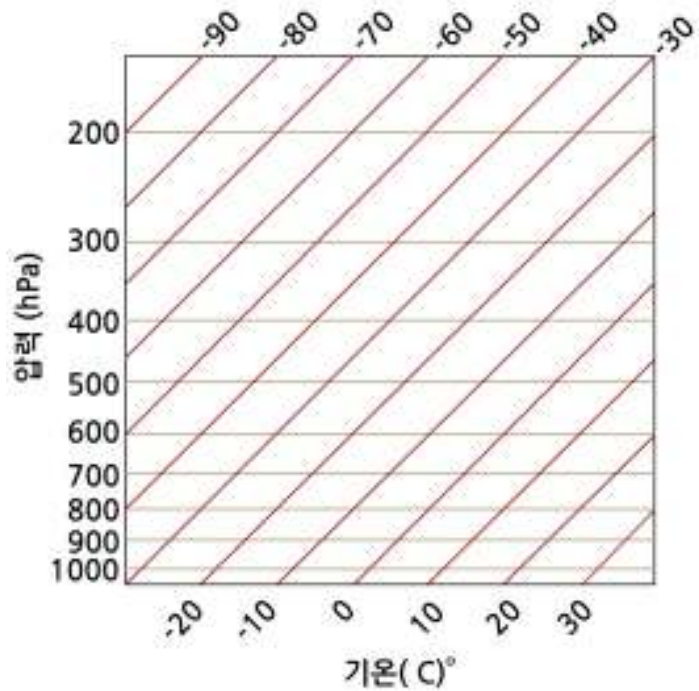
으로 나타낼 수 있다. 식 (4.5)는 T 와 $-\ln p$ 를 좌표축으로 하는 2차원 평면에서 폐곡선 내의 면적은 열역학적 순환과정에서의 일을 나타냄을 보여준다. 따라서 두 변수(T , $-\ln p$)를 좌표축으로 이용한 Skew T-log p 다이어그램은 열역학선도의 기본조건을 만족한다.

4.3 Skew T-log p 다이어그램의 좌표축

열역학선도에서 p 축과 T 축은 일반적으로 서로 직각을 유지하고 있으나 Skew T-log p 다이어그램에서 이 두 개의 축은 그림 4.3에서 보는바와 같이 45° 의 각을 유지하고 있다. 그 이유는 등온선이 건조단열선과 이루는 각을 크게 하기 위한 것으로, 이로 인해서 대기의 안정도 분석이 용이하다.



[그림 4.2] 순환과정에서 계가 한일



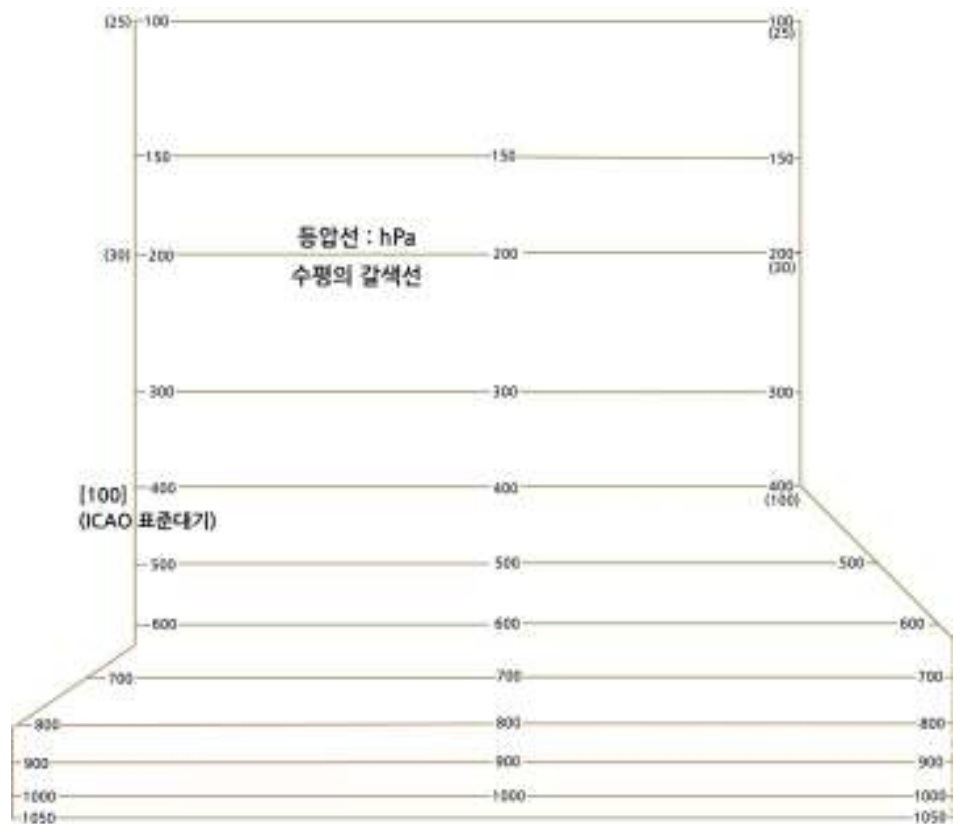
[그림 4.3] Skew T-log p 다이어그램의 등압선과 등온선의 축

4.4 기본 등치선

열역학 다이어그램은 일반적으로 5개의 등치선(Isopleth)을 포함하고 있다. 여기서는 Skew T-log p 다이어그램에 포함된 각 등치선의 의미와 특징이 기술되어 있다.

(1) 등압선

등압선(Isobar)은 Skew T-log p 다이어그램에서 가로축에 나란하게 그려진 실선이며, 보통 1050hPa부터 100hPa까지 10hPa(mb)간격으로 그려져 있다. 각 고도에서 압력은 그림 4.4에서 보는 바와 같이 등압선의 양쪽 끝에 표시되어 있다. 그리고 왼쪽에 압력 값을 표시한 아래 국제민간항공기구(International Civil Aeronautical Organization : ICAO)가 정한 표준대기에 대한 고도 값이 표시되어 있다. 둥근 괄호 안에 있는 값은 피트(feet)를, 그리고 네모난 괄호 안에 있는 값은 미터(m)를 표시한다. 고도가 증가할수록 100hPa의 기압차에 해당하는 기층의 두께는 증가하는데 이는 고도의 증가에 따라 공기밀도가 감소하기 때문이다.

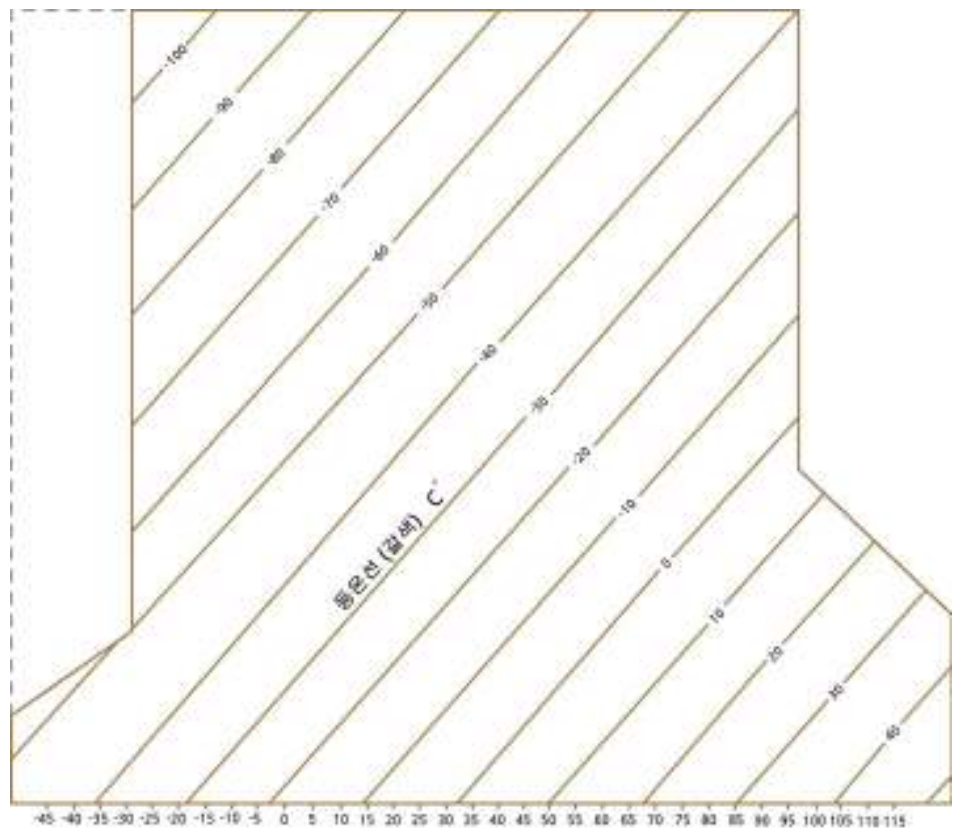


[그림 4.4] Skew T-log p 다이어그램에서 등압선 분포

4.4 기본 등치선

(2) 등온선

등온선(Isotherm)은 그림 4.5에서 보는 바와 같이 실선으로 왼쪽 아래 부분에서 오른쪽 위로 약 45°의 경사를 가진다. 등온선 간의 간격은 1 °C이지만, 등온선의 값은 5°C 간격으로 표시되어 있다. 그리고 10°C 간격의 녹색 띠로 교대로 나타내어 쉽게 분간할 수 있다. 온도의 화씨단위는 1050hPa의 등압선아래 십씨로 표시된 등온선 끝에 표시되어 있다. 예를 들면 -5°C는 23°F에 해당된다.



[그림 4.5] Skew T-log p 다이어그램에서 등온선 분포

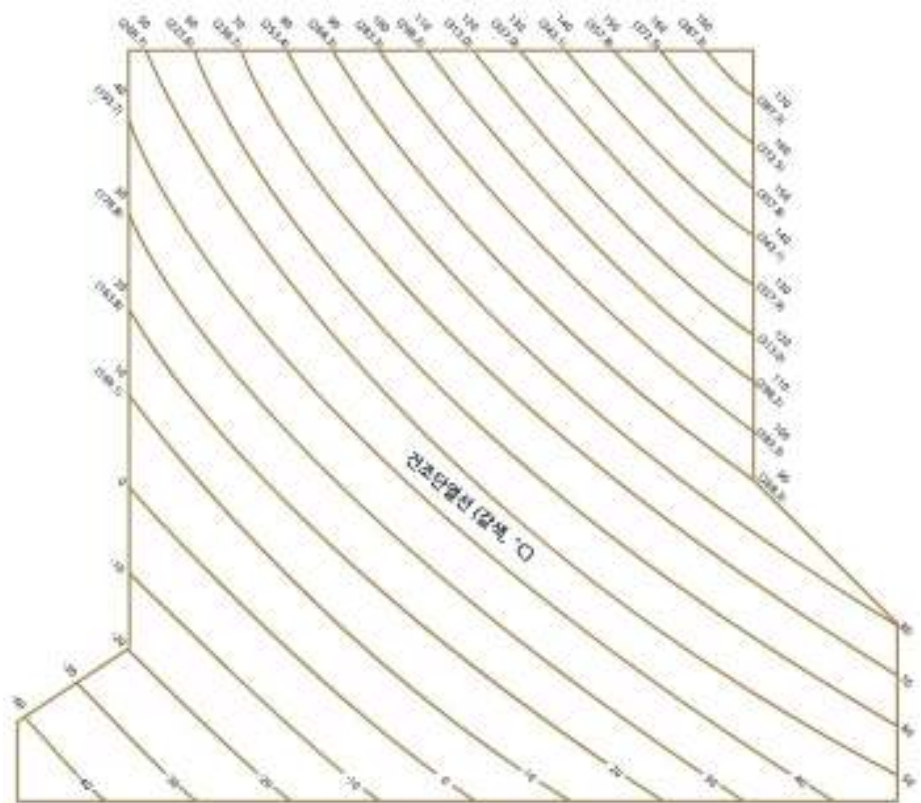
4.4 기본 등치선

(3) 건조단열선

건조단열선(Dry Adabat)은 온위(θ)가 일정한 값을 갖는 등치선으로 불포화공기가 단열적으로 상승 또는 하강할 때의 온도변화를 나타내며 그 값은 가역과정에서 보존된다. 건조단열선은 그림 4.6에서 보는바와 같이 왼쪽 위 부분에서 오른쪽 아래 부분으로 기울어져 있으며, 약간 휘어진 곡선으로 등온선과 거의 90° 를 유지하고 있다. 건조단열선은 10°C 간격으로 표시되어 있다. 건조단열선의 등치선의 값은 그림 4.6과 같이 800hPa 위는 단열선도의 오른쪽에 그리고 400hPa 고도위의 경우는 단열선도의 오른쪽에 그리고 상단에 표시되어 있다. 온위 방정식에서 주어진 θ 값에 대해서 기압 변화에 따른 온도변화를 나타내며 다음 식에 의하여 구해진 곡선들이다.

$$T = \theta \left(\frac{p}{1000} \right)^{R_d/C_{pd}} \quad (4.6)$$

실제로 주어진 (T, p)에 대하여 θ 를 계산해 보면 T 와 θ 의 값이 차이가 크게 나지 않아서 단열선도 상에서 구분하기 어렵다. 따라서 Skew T-log p 다이어그램에서는 단열선(θ)과 등온선(T)이 만나는 각을 약 90° 로 하여 단열선과 등온선이 뚜렷하게 구분된다.

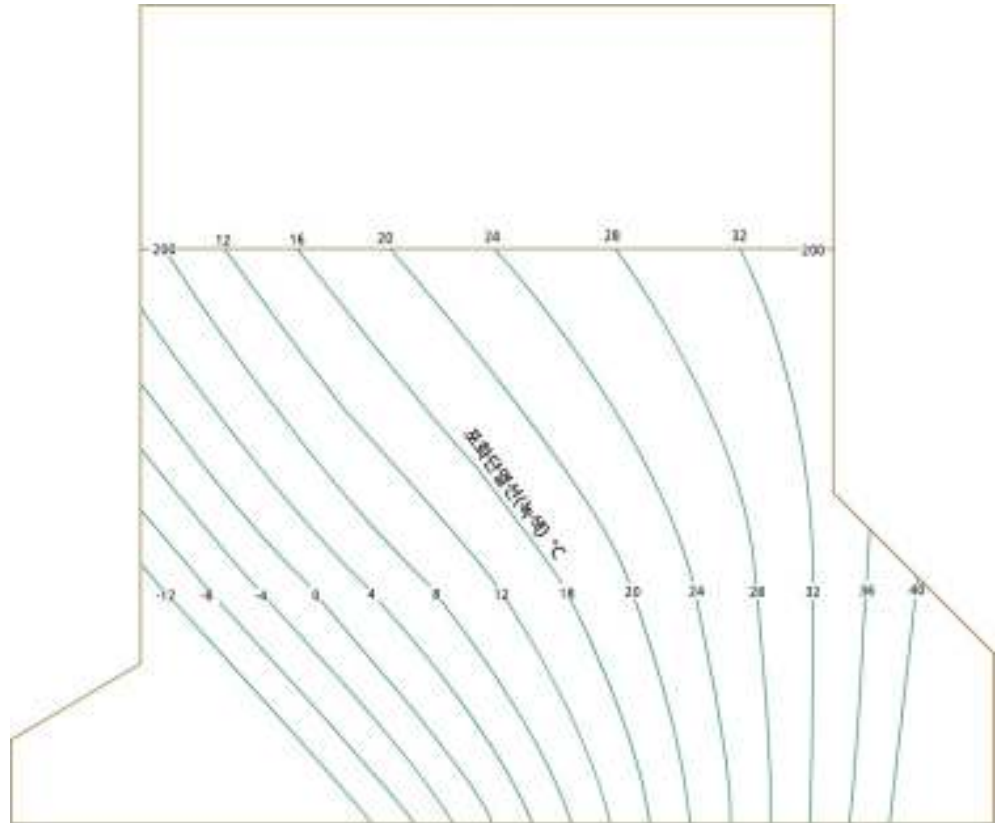


[그림 4.6] Skew T-log p 다이어그램에서 건조단열선(갈색선)

4.4 기본 등치선

(4) 포화단열선

포화단열선(Saturation Adiab)은 포화상태의 공기덩이가 위단열과정(Pseudo-adiabatic Process)에 의해 상승할 때의 온도 변화를 나타내며, 습윤단열선(Moist Adiab)이라고도 하며 Skew T-log p 다이어그램에서 가장 큰 곡률을 가진 곡선이다. 포화단열선은 그림 4.7에서 보는 바와 같이 고도가 증가함에 따라 건조단열선과 거의 나란해진다. 그 이유는 3.4 절의 포화단열감률에서 설명한 바와 같이 포화된 공기덩이가 계속 상승하면서 응결에 의해 수증기량이 계속 감소한다. 그 결과 남아있는 수증기의 응결에 의한 잠열방출이 공기덩이를 가열하는데 크게 기여하지 못하기 때문이다.



[그림 4.7] Skew T-log p 다이어그램에서 포화 단열선(녹색)

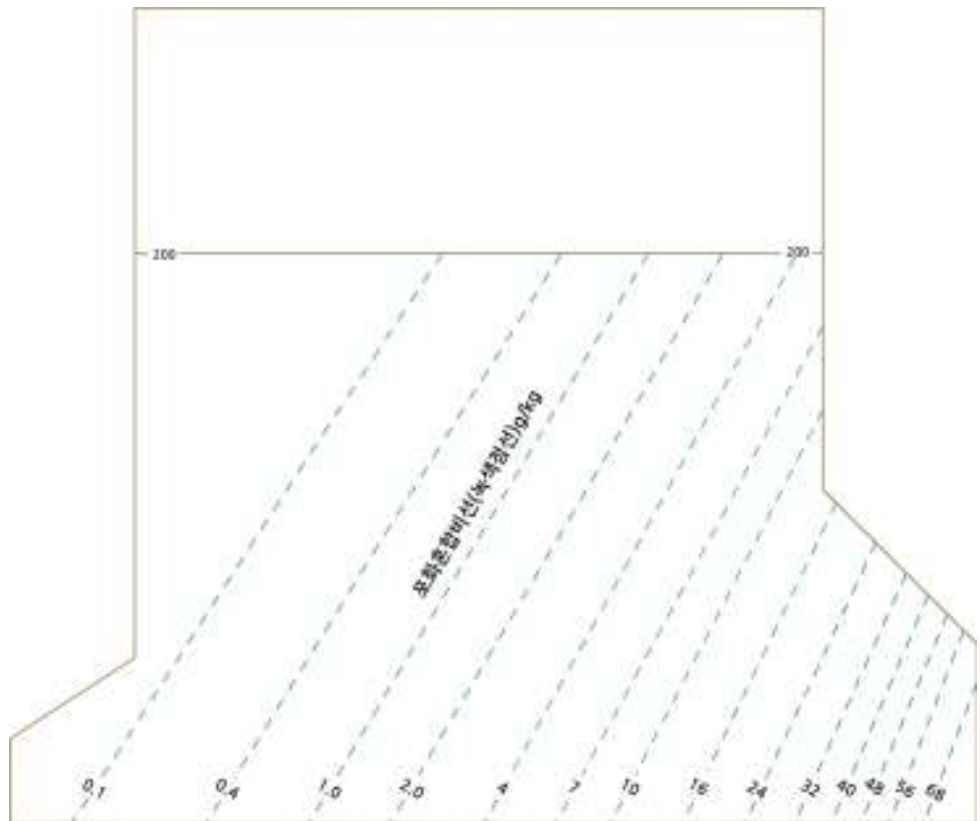
4.4 기본 등치선

(5) 포화혼합비선

수증기가 포화인 경우 식(3.7)에서 $w = w_s$, 그리고 포화 수증기압은 온도만의 함수이므로 $e = e_s(T)$ 으로 나타낼 수 있다. 따라서 포화혼합비(w_s)는

$$w_s = \frac{\epsilon e_s(T)}{p - e_s(T)} \quad (4.7)$$

를 이용하여 구할 수 있다. 단열도에서 포화혼합비의 단위는 [g/kg]이다. 따라서 주어진 w_s 값에 대하여 식 (4.7)은 P와 T의 함수이므로 이를 Skew T-log p 다이어그램에 표시할 수 있다. 포화혼합비선(Saturation Mixing Ratio Line)은 그림 4.8에서 보는 바와 같이 기압 축에 대해서 오른쪽으로 대략 40° 정도 기울어진 점선으로 그 단위는 [g/kg]이다. 열역학 다이어그램에 대기의 상태곡선, 즉, 고도에 따른 기온곡선과 이슬점온도 곡선이 그려지면, 이를 이용하여 각종 온도, 습도, 그리고 응결고도를 구할 수 있다.



[그림 4.8] Skew T-log p 다이어그램에서 포화 혼합비선(녹색점선)

4.5 보조 자료선

(1) 층후 척도

Skew T-log p 다이어그램에는 그림 4.9에서 보는 바와 같이 수평방향의 검정색 직선에 눈금이 매겨진 9개의 층후척도(Thickness Scale)가 있다. 층후척도 선의 왼쪽에 있는 두 개의 기압값(예 : 1000/700)은 기층의 위, 아래 경계를 나타내는 기압면의 값을 표시한다. 층후척도는 다음과 같이 10개의 기층 : 1) 1000-700hPa, 2) 1000-500hPa, 3) 700-500hPa, 4) 500-300hPa, 5) 300-200hPa, 6) 200-150hPa, 7) 150-100hPa, 8) 150-100hPa, 9) 100-50hPa, 10) 50-25hPa에 대해 주어진다.

수평의 층후척도 선보다 위에 있는 눈금은 두 등압면 사이의 두께를 나타내며 매겨져 있는 눈금의 값에 100을 곱하면 층후가 지오포텐셜 피트(Geopotential Feet)로 주어진다. 그리고 수평직선의 아래 매겨져 있는 눈금에 100을 곱하면 층후가 지오포텐셜 미터(Geopotential Meter)로 얻어진다.

예를 들면 그림 4.9의 맨 아래 있는 1000-700hPa의 층후척도의 경우 수평직선 아래 눈금의 값의 범위는 24-32이다. 여기서 24는 1000-700hPa의 층후가 2,400gpm을 나타낸다. 그리고 32는 1000-700hPa의 층후가 3,200gpm을 나타낸다. 대기의 상태에 따라서 1000-700hPa의 층후가 달라지는 것을 고려하여 적절한 눈금을 설정 한 것이다. 그림 4.9에 주어진 층후척도를 이용하여 두 등압면간의 두께를 계산하는 방법에 대해서는 5장에서 기술되어 있다.

(2) 1000hPa 고도 계산자

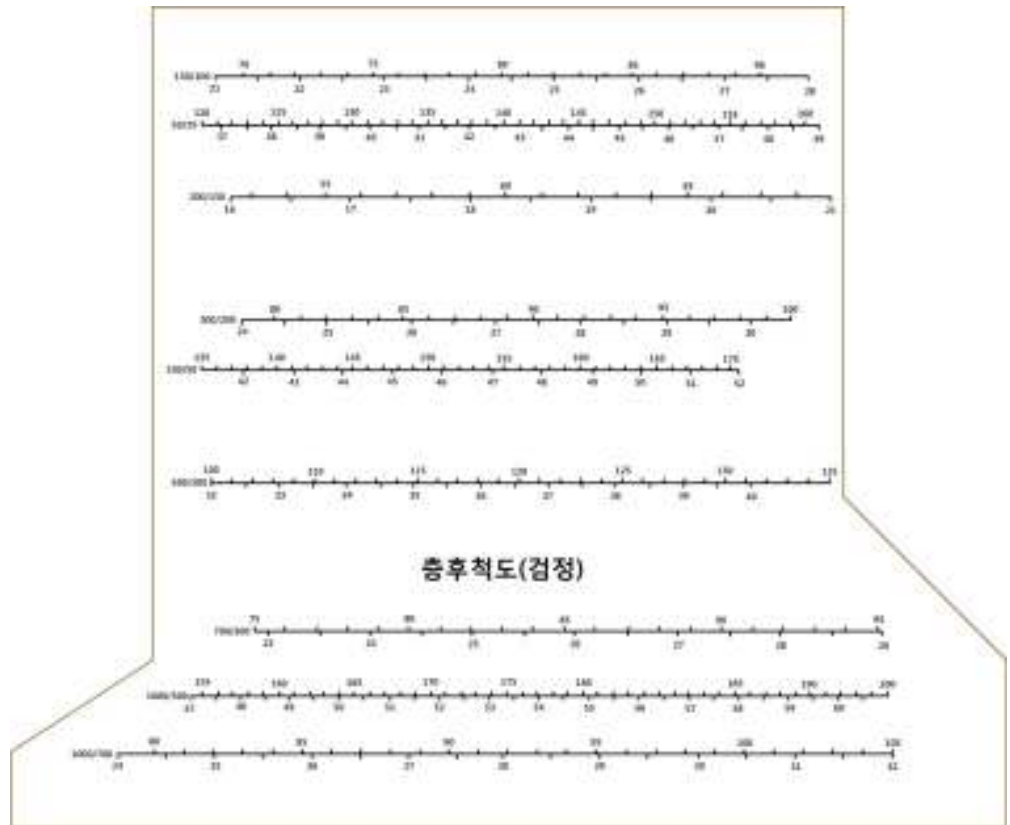
일반적으로 Skew T-log p 다이어그램에는 그림 4.9에 주어지고 있는 바와 같이 3가지 고도계산자가 있다.

- 1) 온도 환산자(Temperature) : 스큐티 차트의 윗부분에 있는 섭씨와 화씨로 표시된 온도 환산자이다.
- 2) 압력 환산자(Pressure Scale) : 스큐티 차트의 왼쪽에 수직방향으로 위치하고 있다.
- 3) 고도 환산자(Height Scale) : 압력 환산자와 나란하게 위치하며 단위는 지오포텐셜 미터(Geopotential Meter)와 지오포텐셜 피트(Geopotential Feet)로 표시되어 있다.

4.5 보조 자료선

(3) 표준대기

그림 4.10의 중심부근에 위치한 곡선은 국제민간항공기구(ICAO)가 정한 표준대기의 기온 감률을 나타낸 것이다. 곡선에서 기온이 감소하는 층은 대류권이며, 기온이 고도에 따라 증가하는 층은 성층권을 나타낸다. 이 곡선에서 표준대기상태, 기압이 1013hPa에서 기온은 15℃ 그리고 기압 227hPa에서 기온 -55℃까지 기온이 고도에 따라 6.5℃/km의 일정한 비율 감소한다. 온도가 감소하는 층의 정상고도가 대류권계면에 해당하며, 그 이상의 상공에서는 그림 4.10에서 보는바와 같이 기온이 고도에 따라 증가하며 이 부분은 성층권에 해당된다.



[그림 4.9] Skew T-log p 다이어그램에서 층후 환산척도

4.5 보조 자료선



[그림 4.10] Skew T-log p 다이어그램에서 표준대기선

(4) 바람 표시축

일반적으로 라디오존데에서 관측한 바람을 표시하기 위해 스튜티 차트의 오른쪽에 세 개의 수직선의 축이 바람 표시축(Wind Scale)이다. 이 수직선 상의 빈 원(Open Circle)에는 기준 기압면(Mandatory Pressure Surface)의 바람을 표시한다. 그리고 채워진 원(Solid Circle)에는 일반적으로 바람이 보고되는 일정 고도면의 바람을 표시한다.

(5) 비행운 분석 곡선(Contrail Analysis Curve)

제트항공기에 의한 비행운 형성 가능성을 분석하기 위하여 임계 상대습도 값을 나타내는 1조 4선의 선들로서 500~100hPa 사이에 그려져 있다. 경우에 따라 100hPa 고도 이상에서 40hPa 고도까지 사용할 수 있는 1조 4선의 선들을 파선으로 함께 그려 넣은 것도 있다.

4.5 보조 자료선

(6) 기타

- 가. 분석란(Skew T-log p Analysis) : 대기상태의 분석을 표준화하기 위하여 단열선도의 왼쪽에 분석란 이 있다.
- 나. 범례(Explanation) : 단열선도상에 나타낸 여러 가지 사항에 대한 간단한 설명이 기술되어 있다.
- 다. 지점 표시란(Location) : 자료가 관측된 지점, 시각 및 기입자의 설명을 기입하도록 되어 있다. 시각은 보통 세계표준시(UT)로 기입한다.

4.6 단열선도의 기입

(1) 기준등압면과 유의고도

단열선도에 기입되는 데이터는 라디오존데, 드롭존데, 항공기관측(Aircraft Sounding) 그리고 로켓존데(Rocketsonde)등 다양한 관측을 통해서 얻어진다. 단열선도에 대기상태를 나타내는 곡선은 기온과 노점 온도 곡선이다. 기온과 노점온도는 기준등압면(Mandatory Level)과 유의고도(Significant Level)에 기입한다.

- 기준등압면 : 지상, 1000hPa, 850hPa, 700hPa, 500hPa, 400hPa, 300hPa, 250hPa, 200hPa, 150hPa, 100hPa, 70hPa, 50hPa, 30hPa, 20hPa, 10hPa, 7hPa, 5hPa, 3hPa, 2hPa, 1hPa (21개 고도).
- 유의고도(Significant Level) : 기준등압면이 아닌 고도로서 기압, 온도, 노점 온도의 고도 분포를 정확 하게 나타내는데 요구되는 고도를 말한다. 보통 분포곡선의 기울기가 크게 바뀌는 고도이다.

(2) 관측지점, 관측지점 번호, 관측날짜 및 시각(UTC)

(3) 기온과 이슬점온도의 기입

기준등압면과 유의고도에 기온과 이슬점온도에 점을 찍고, 기온은 직경 2mm의 작은 원, 이슬점온도는 작은 정삼각형으로 표시한다. 하층부터 상층까지 기온은 실선으로, 이슬점온도는 파선으로 연결한다.

- 100hPa 초과의 기온과 이슬점온도는 괄호()로 묶음

(4) 최대풍과 권계면자료 기입

- 최대풍은 바람 기입축에 풍향과 풍속을 기입하고 Max Wind(M/W)를 표시
- 권계면고도는 기준 기압면 고도가 기입되는 단열선도의 가장자리까지 선을 그어 Tropopause(T/P)를 표시

4.6 단열선도의 기입

(5) 온도 값이 의심스럽거나 자료가 없는 경우

온도 값이 의심스러운 층에 대해서는 범례에 TEMP DBTFL 615~550hPa와 같이 표시.

관측 자료가 없는 층에는 그 부분에 MISDA(Missing Data)라고 기입한다.
자료수신이 전혀 없는 경우 : 00Z MISG

(6) 관측회수별 상태곡선 기입요령

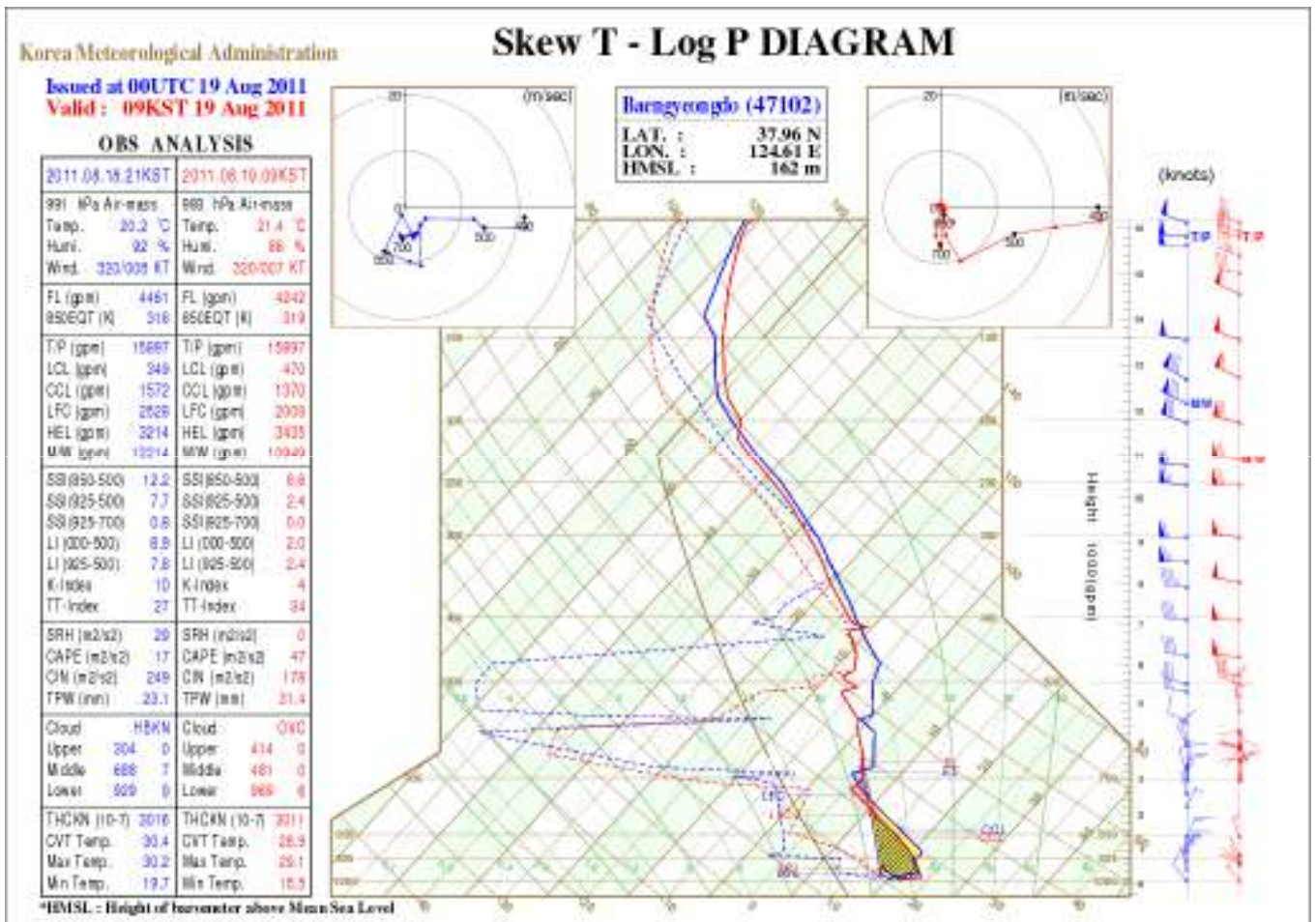
단열선도 작성에 통상적으로 한 관측소에서 하나의 단열선도가 작성되며 자료의 연속성을 점검하기 위하여 이전 시각(보통 12시간 이전)의 관측 자료를 함께 기입한다. 또 때에 따라서 단열도에는 세 시각의 상태곡선이 그려진다. 이 경우에 12시간 이전의 대기선도는 검정색으로, 그리고 그 이후 것은 청색으로, 최근 관측 자료에 의한 대기선도는 적색으로 표시한다. 이를 구체적으로 기술하면 다음과 같다.

- 1일 2회 관측 : 0000, 1200Z의 대기 상태곡선을 기입, 전 날 1200Z의 상태곡선을 복사한다.
- 1일 4회 관측 : 하나의 단열선도에 0000Z, 0600Z를 기입하고 전 날 1800Z를 복사한다. 또 하나의 단열선도에 1200Z, 1800Z를 기입하고 전 날 0600Z를 복사한다.
- 관측시각에 따른 상태곡선별 색깔(3회 관측 자료 기입 시)
 - 전전시간 상태곡선 : 검정색
 - 전 시간 상태곡선 : 청색
 - 최근 상태곡선 : 적색

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

4.7.1 기상청의 Skew T-log p 다이어그램

기상청은 세계기상기구(WMO)의 규정에 따라 라디오존데 관측을 실시한다. 그림 4.11은 한국 기상청이 지정한 관측지점에서 라디오존데 관측을 통해서 얻어진 정시관측(0000Z, 1200Z)데이터를 이용하여 작성한 대기선도이다.



[그림 4.11] 현재 기상청이 사용하고 있는 Skew T-log p 다이어그램의 예(백령도)

(1) 그림 4.11의 좌측에 있는 표에 대한 설명

- 1) Temp : 해당고도에서 기온
- 2) Hum : 해당고도에서 상대습도
- 3) Wind : 해당고도에서 풍향(도), 풍속(kt)
- 4) FL : 빙결고도(Freezing Level, gpm)
- 5) 850 EQT(K) : 850hPa에서 상당온도

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

- 6) T/P(gpm) : 대류권계면 고도
- 7) LCL(gpm) : 상승응결고도
- 8) CCL(gpm) : 대류응결고도
- 9) LFC(gpm) : 자유대류고도
- 10) HEL(gpm) : 평형고도(Height of Equilibrium Level)
- 11) M/W(gpm) : 최대풍(Max Wind)이 나타나는 고도
- 12) SSI(850-500) : 850-500hPa 간의 쇼월터 지수(Showalter Index)
- 13) SSI(925-500) : 925-500hPa 간의 쇼월터 지수(Showalter Index)
- 14) SSI(925-700) : 925-700hPa 간의 쇼월터 지수(Showalter Index)
- 15) LI(1000-500) : 1000-500hPa 간의 L-I 지수(Lifted Index)
- 16) LI(925-500) : 925-500hPa 간의 L-I 지수(Lifted Index)
- 17) K-index : K-지수
- 18) TT-index : 총합산 지수(Total Total Index)
- 19) SRH : SRH(Strom-relative Helicity)
- 20) CAPE : 대류 가 용 에 너 지 (Convective Available Potential Energy, Jkg^{-1})
- 21) CIN : 대류억제 에너지 (Convective Inhibition)
- 22) TPW(mm) : 대기의 총 가강수량
- 23) Cloud : 하늘 상태
- 24) Upper : 상층운
- 25) Middle : 중층운
- 26) Lower : 하층운
- 27) THCKN(10-7) : 1000hPa과 700hpa간의 층후
- 28) CVT Temp : 대류온도(Convective Temperature)
- 29) Max Temp : 최고온도
- 30) Min Temp : 최저온도

(2) 대기선도 중심에 있는 용어

- 1) LAT : 관측지점 위치(위도: 각으로 표시)
- 2) LON : 관측지점 위치(경도: 각으로 표시)
- 3) HMSL : 평균 해수면을 기준으로 한 관측소 고도(m)

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

4.7.2 모수에 관한 설명

다음은 앞에 주어진 모수 중에서 CIN, CAPE, TWP, SRHDP 관한 설명이다.

(1) CIN

대기가 조건부 불안정한 상태에서 지상에 있는 공기덩이가 상승하여 뇌우를 발달시키려면 적어도 공기덩이를 자유대류고도까지 상승할 수 있도록 외부에서 공기덩이에 역학적 일(Mechanical Work)을 해주어야 한다. 이 경우에 공기덩이에 공급해 주어야 할 에너지를 대류억제 에너지(Convective Inhibition 또는 Convective Inhibition Energy : CIN)이라고 한다. 열역학 다이어그램(그림 5.5, 5.6 참고)에서 주위 대기의 기온 곡선과 공기덩이의 상승곡선(습윤 단열선)이 만나 이루는 부분이 음의 면적(Negative Area)으로 주어진다. 공기덩이의 가온도를 T_{vp} , 주위공기의 가온도를 T_{ve} 이라고 하면 대류억제에너지는 다음 식으로 주어진다.

$$CIN = R_d \int_{p_0}^{p_{LFC}} (T_{vp} - T_{ve}) d(\ln p) \quad (4.8)$$

여기서 R_d 는 건조공기에 대한 기체 상수를 나타낸다. 그리고 p_{LFC} 와 p_0 는 각각 자유대류고도와 지면에서 기압을 나타낸다.

(2) CAPE

대류가용위치에너지(Convective Available Potential Energy : CAPE)은 부력에 의해 상승하는 공기덩이가 자유대류고도나 대류응결고도에서 부력에 의해 상승하는 공기덩이가 가질 수 있는 최대가용에너지(Max Available Potential Energy)이다. 열역학 다이어그램(참고, 그림 5.5; 5.6)에서 주위 대기의 기온 곡선과 공기덩이의 상승곡선(습윤 단열선)이 만나 이루는 부분이 양의 면적(Positive Area)으로 주어진다. 이 경우 두 곡선의 만나는 최저고도는 자유대류고도(또는 대류응결고도)이고 최고고도는 공기덩이의 온도와 주위 공기의 온도가 같아져 부력이 영이 되는 평형고도이다. 공기덩이의 대류가용 위치에너지는 다음 식으로 주어진다.

$$CAPE = R_d \int_{p_e}^{p_f} (T_{vp} - T_{ve}) d(\ln p) \quad (4.9)$$

여기서 p_f 와 p_e 는 각각 자유대류고도와 평형고도에서 기압(p)을 나타낸다. 대류가용에너지는 뇌우의 발생가능성을 분석하는데 이용된다. 단위질량의 공기덩이의 대류가용에너지가 $1000\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 미만일 때는 강한 대류가 일어

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

날 가능성이 적다. 그러나 대류가용에너지가 $2000\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 일 때는 격렬 폭풍 (Severe Storm)이 발생할 확률이 높다.

(3) TWP

대기의 총 가강수량 (PWAT)은 지표에서 대기 최정상 고도까지 단위면적의 공기 기둥 내에 포함된 수증기가 일시에 응결하여 비가 내렸을 때 지상의 강수량을 의미하며, 악기상의 가능성을 분석하는데 이용된다. 총가강수량 P_w 는 비습(q_w)와 물의 밀도(ρ_w) 그리고 공기밀도(ρ_a)를 이용하면

$$P_w = \frac{1}{\rho_w} \int_0^{\infty} \rho_a q_w dz \quad (4.10)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 P_w 는 길이의 단위를 가지며 보통 mm로 표시한다.

한편 정역학 방정식 $dp = -\rho_a g dz$ 를 식 (4.8)에 적용하면

$$P_w = \frac{1}{\rho_w g} \int_0^{P_0} q_w dp \quad (4.11)$$

으로 표현된다. 여기서 p_0 는 지표면에서 기압을, 그리고 g 는 지표면에서 중력가속도를 나타낸다.

가강수량은 GPS(Global Positioning System), 라디오존데, 마이크로파를 이용한 대기의 수증기 관측용 복사계(Microwave Water Vapor Radiometer)을 이용하여 측정한다. 가강수량의 분석에 의하면 $P_w \geq 25$ mm 이상인 경우에는 소나기, 뇌우 등이 발생할 가능성이 높다. 가강수량의 시간에 따른 국지적 변화는 지표에서 물의 증발, 대기에서 강수, 그리고 수평 바람에 의한 수증기의 이동에 의해 결정된다. 따라서 여름철 장마 시에 집중호우는 많은 수증기가 한반도로 이동하여, 가강수량이 크게 증가할 때 발생한다.

(4) SRN

SRH(Strom-relative Helicity)를 도입하여 토네이도 발생 예보에 활용하고 있다. 기상학에서 와도전이(Helicity)는 주위 공기에서 운동 상태에 있는 공기로 와도(Vorticity)의 이동을 의미한다. 와도전이의 단위는 m^2/s^2 으로 단위질량에 대한 에너지로 고도에 따른 바람시어(Wind Shear)로 인한 에너지 이동의 척도로 해석할 수 있다.

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

대류폭풍(Convective Storm) 주위의 바람 벡터를 \vec{V}_h , 지면에 대한 폭풍의 이동속도가 \vec{c} 인 경우 다음과 SRH를 정의 한다.

(참고: http://en.wikipedia.org/wiki/Hydrodynamical_helicity).

$$SRH = \int (\vec{V}_h - \vec{c}) \cdot (\nabla \times \vec{V}_h) dz \quad (4.12)$$

여기서 $(\vec{V}_h - \vec{c})$ 는 폭풍에 대한 주위 바람의 상대속도를 나타내며, $\vec{V}_h = u\hat{i} + v\hat{j}$ 으로 주어진다. 식(4.12)를 전개하면 다음과 같다.

$$SRH = \int (\vec{V}_h - \vec{c}) \cdot \left(-\frac{\partial v}{\partial z} \hat{i} + \frac{\partial u}{\partial z} \hat{j} \right) dz \quad (4.13)$$

식(4.13)에서 보는 바와 같이 바람의 연직시어가 영인 경우에는 SRH는 영이 된다.

SRH는 뇌운에서 토네이도 발생 가능성을 예측하는데 이용된다. 이 경우 식(4.12)의 적분은 보통 지상에서 도고 3km까지 수행된다. 북아메리카의 경우 토네이도 발달에 대한 SRH의 기준값은 다음과 같다.

150 < SRH < 299 : 약한 토네이도를 동반한 거대세포뇌우 발생 가능
 300 < SRH < 499 : 강한 토네이도와 거대세포뇌우 발달 가능성이 매우 높음
 SRH > 450 : 맹렬한 토네이도 발생

4.7.3 와이오밍 대학이 제공하는 Skew T-log p 다이어그램

세계기상 기구가 지정한 세계 각 관측지점에서 라디오존데 관측을 통해서 얻어진 정시관측(0000Z, 1200Z)데이터와 대기선도(그림 4.12)는 미국 와이오밍대학(University of Wyoming)의 다음 인터넷 주소에서 주어진다.

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

다음은 그림 4.12의 오른쪽에 주어진 단열도 분석에서 얻을 수 있는 모수들에 관한 설명이며, 관련 Web Site는

(<http://weather.uwyo.edu/upperair/indices.html>)이다.

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

- 1) SLAT : 관측지점 위치(위도 : 각으로 표시)
- 2) SLOT : 관측지점 위치(경도 : 각으로 표시), 서경은 -, 동경은 +로 표시
- 3) SELV : 관측소 고도(m)
- 4) SHOW : 쇼월터 지수(Showalter Index)
- 5) LIFT : L-I 지수(Lifted index)
- 6) LFTV : 가온도를 이용하여 계산한 LIFT
- 7) SWET : SWEAT(Severe Weather Threat)지수
- 8) KINX : K-지수
- 9) CTOT : 교차합산지수(Cross Totals Index)
- 10) VTOT : 연직합산지수(Vertical Totals Index)
- 11) TOTL : 총합산지수(Total Total Index)
- 12) CAPE : 대류 가용 에너지 (Convective Available Potential Energy, Jkg^{-1})
- 13) CAPV : 가온도를 이용하여 계산한 CAPE
- 14) CINS : 대류억제 에너지(Convective Inhibition, Jkg^{-1})
- 15) CINV : 가온도를 이용하여 계산한 대류억제 에너지
- 16) EQLV : 평형고도(Equilibrium Level, hPa)
- 17) EQTV : 가온도를 이용하여 계산한 평형고도
- 18) LFCT : 자유대류고도(Level of Free Convection, hPa)
- 19) LFCV : 가온도를 이용하여 계산한 LFCT
- 20) BRCH : 총체 리차드슨 수(Bulk Richardson Number)
- 21) BRCV : CAPV를 이용하여 계산한 BRCH
- 22) LCLT : LCL에서 온도(K)
- 23) LCLP : LCL에서 기압(hPa)
- 24) MLTH : 500m 이하의 최하 혼합층의 평균온도(K)
- 25) MLMR : 500m 이하의 최하 혼합층의 평균혼합비(gkg^{-1})
- 26) THTK : 1000hPa와 500hPa 간의 층후(m)
- 27) PWAT : 대기의 총 가강수량(mm)

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예

(1) BRN

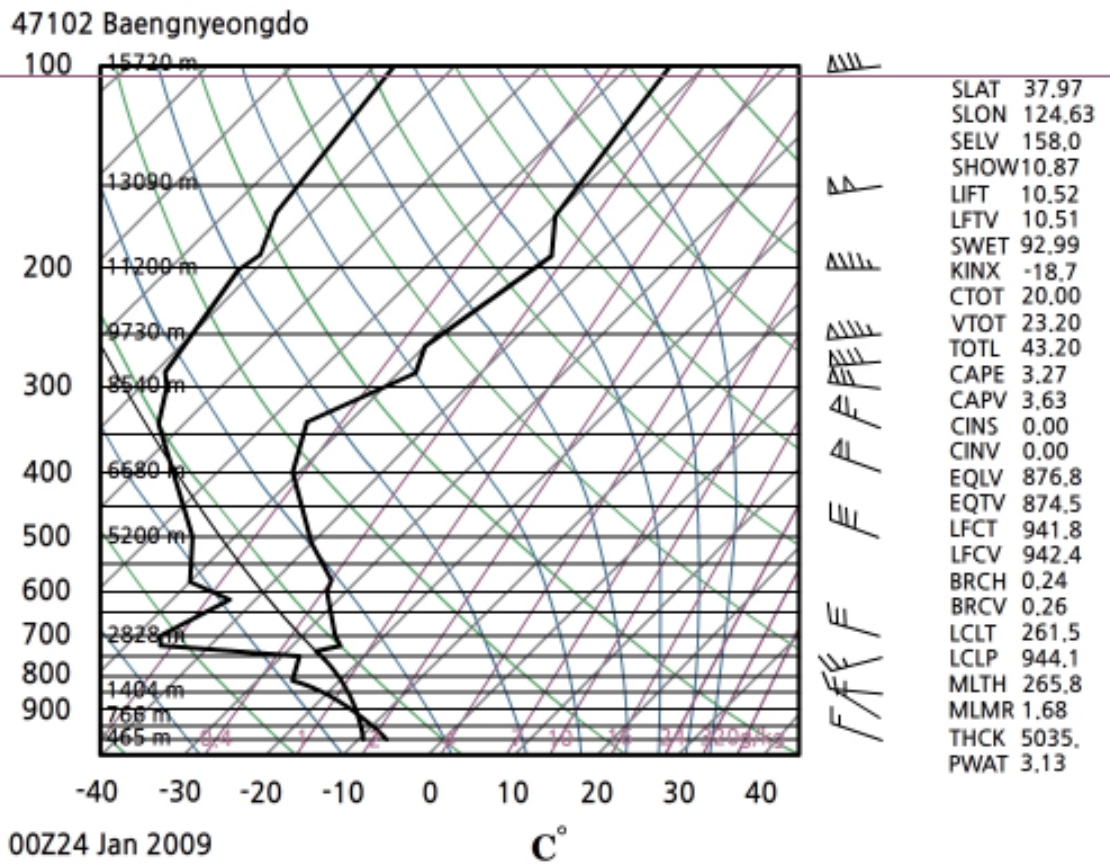
총체 리차드슨 수(Bulk Richardson Number : BRN)는 두 가지 형태로 정의할 수 있다. 하나는 경도 리차드슨 수(Gradient Richardson Number)에 대한 근사이고, 다른 하나는 대기의 강한 대류에 의한 폭풍우 발생을 예측하는데 지수로 쓰이는 총체 리차드슨 수이다. 여기서 설명하는 것은 예보에 활용되는 지수로서 연직 바람시어에 대한 CAPE의 비로서 다음과 같이 정의한다.

$$BRN = \frac{CAPE}{shear} = \frac{CAPE}{0.5u^2} \quad (4.12)$$

여기서 $u^2 = [(u_2 - u_1)^2 + (v_2 - v_1)^2]$ 을 나타내며, (u_2, v_2) 는 지표에서 6km까지 평균풍의 바람 성분이며, (u_1, v_1) 은 지표에서 고도 500m 까지 바람성분이다. (4.12)에서 CAPE은 폭풍에서 상승기류의 세기를 결정하는 반면에 SHEAR는 폭풍의 성격(거대 세포, 다세포 스톰)을 나타낸다. 실황예보에서 BRN에 의한 뇌우 발달 가능성은 다음과 같다(Storm And Cloud Dynamics, 2nd., Cotton et al., 2011).

- (i) $BRN \geq 45$: 다세포 스톰
- (ii) $15 \leq BRN < 45$: 거대세포 스톰

4.7 Skew T-log p 다이어그램의 예



[그림 4.12] Skew T-log p 다이어그램(백령도). 단열선도에서 오른쪽 곡선은 기온곡선이며, 왼쪽 곡선은 노점온도 곡선임

참고.1 지오포텐셜

대기는 끊임없이 운동하고 있지만 여기서는 정역학적 평형상태에 있다고 가정한다. 이 경우 공기덩이에 작용하는 모든 힘의 합력은 영(Zero)이 되어 정지 상태에 있게 된다.

단위질량의 물체를 중력에 거슬러서 지표에서 높이 dz 만큼 들어 올렸을 때 물체에 가해진 일은

$$dw = -\vec{g} \cdot d\vec{z} = g dz \quad (4A.1)$$

으로 주어진다. 여기서 음(-)의 부호는 중력에 거슬러, 즉 중력과 반대방향으로 힘이 작용한 것을 나타낸다. 한편 중력에 거슬러 해진 일의 양은 물체의 위치에너지의 증가 ($d\phi$)와 같으므로 식 (4A.1)은

$$d\phi = g(z) dz \quad (4A.2)$$

으로 나타낼 수 있다. 식 (4A.2)을 평균해수면($z=0$)에서 $\phi=0$ 로 두고 임의의 고도 까지 적분하면

$$\phi(z) = \int_0^z g(z') dz' \quad (4A.3)$$

을 얻는다. 여기서 z' 은 고도를 나타내는 가변수(Dummy Variable)이고 ϕ 은 지오포텐셜(Geopotential)을 나타낸다. 지오포텐셜은 평균해수면에 있는 단위질량의 물체를 주어진 고도 z 까지 들어올리는데 필요한 에너지로 정의한다. 따라서 ϕ 의 단위는 Jkg^{-1} 또는 m^2s^{-2} 이다. 지오포텐셜이 일정한 면, 즉 ϕ 가 일정한 값을 갖는 면을 등지오포텐셜 면(Equipotential Surface)이라고 한다. 따라서 중력은 등지오포텐셜 면에 수직이지만 등고도면에 대해서 항상 정확하게 수직을 이루는 것은 아니다.

기상현상을 분석하는 데는 지오포텐셜 고도(Geopotential Height)를 이용하며, 그 정의는 다음과 같다.

$$z = \frac{\phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g(z) \quad (4A.4)$$

여기서 $g_0 = 9.8\text{m/s}^2$ 으로 지표에서 지구 중력가속도를 전구 평균한 값이다. 지오포텐셜 고도는 대기운동이나 상태를 분석하는데 연직좌표로 많이 사용되며, 그 단위는 gpm(Geopotential Meter)이다.

참고.2 ICAO가 정한 표준대기

국제민간항공기구(ICAO)가 정한 표준대기는 항공기의 성능 비교, 기압고도계의 눈금 설정(Calibration), 미사일과 항공기 디자인 등 여러 분야에서 이용되므로 이에 대한 이해가 필요하다. 국제적인 협약에 의해 채택한 실제 대기의 평균 상태에 근사한 가상적인 온도, 밀도, 기압 분포를 나타내는 기준대기를 표준대기(Standard Atmosphere)고 한다.

현재 국제적으로 많이 사용되고 있는 표준대기는 국제민간항공기구(International Civil Aeronautical Organization : ICAO)가 채택한 것으로 정역학평형을 가정하며 기본적인 사항은 다음과 같다.

대기 조성 : 건조공기, 평균 분자량($M=28.9644\text{gmole}^{-1}$)

지상기압: 1013.250hPa(평균해수면)이며, 이를 표준기압 또는 1기압(One Atmosphere)이라 한다.

지상기온 : 15°C (288.15K)

지상 공기밀도 : 1.2250kgm^{-3}

지상의 중력 가속도 : 9.8066ms^{-2}

기온감률 : $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (고도 : 0~11km)

기온감률 : $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (고도 : 11~20km)

기온감률 : $-1.0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (고도 : 20~32km)

건조공기의 기체상수: $2.8704 \times 10^6 \text{ erg/gm}/^{\circ}\text{K}$

1 표준대기압에서 빙점: 273.16°K

중력가속도: $980.665 \text{ cm/s}^{-2}$

제로기압고도에서의 온도: 15°C 또는 288.16°K

제로기압고도에서의 밀도는 $0.0012250 \text{ gm/cm}^{-3}$

권계면의 기압고도: 11 km

권계면의 온도: -56.5°C

국제 민간항공기구가 규정한 성층권계면의 높이는 47km 그리고 중간권계면의 높이는 84km이다.

참고.3 대기관측 자료와 단열선도 관련 인터넷 주소

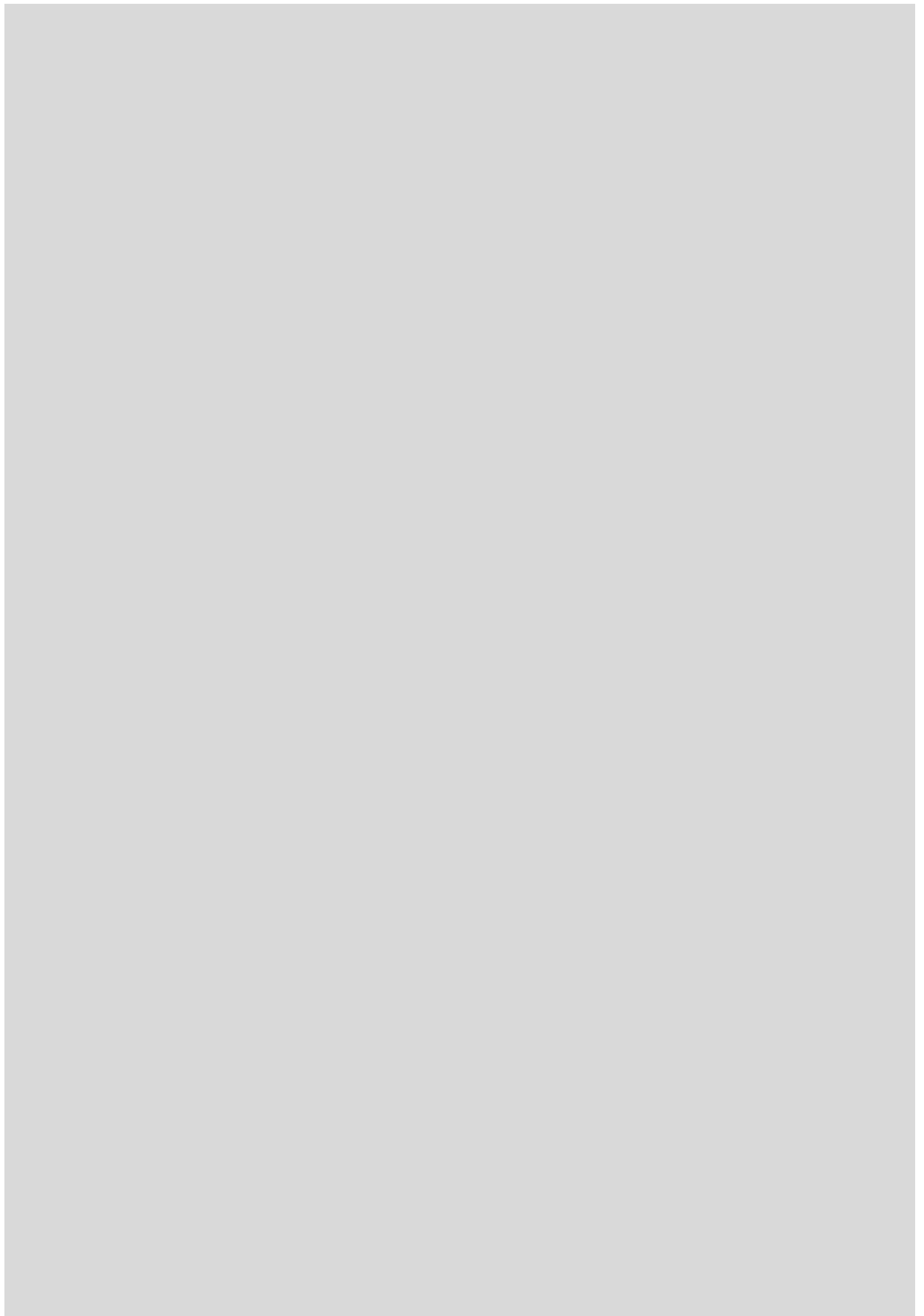
- 1) <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> 접속
- 2) Region에서 관심 대륙 선택(한국은 Southeast Asia를 선택)
- 3) Type of Plot에서 원하는 자료 유형 선택
- 4) Year, Month에서 년, 월 선택
- 5) From, To에서 원하는 시간대 선택
- 6) Station Number에서 관심 지역 선택

※ Index 등에 대한 정보는 새로 뜬 창의 아래를 보면 링크되어 있으니 클릭하면 됨

Station Number를 선택하기 위해 지도 위에 마우스 포인터를 올려 두면 Station Number 부분에 번호가 뜬다. 아래는 한국의 관측 지역번호이다.
47090 : 속초, 47102 : 백령도, 47112 : RKSO 오산 Ab, 47138 : 포항,
47158 : RKJJ 광주 Ab, 47185 : 제주

연습문제

1. Skew T-log p 다이어그램의 좌표축 설정에 대해서 설명하시오,
2. 건조단열선과 습윤단열선에 대해서 설명하시오.
3. 포화혼합비선에 대해서 설명 하시오.
4. 유의고도(Significant Level)에 대해서 설명하시오.
5. 지오폠펜설과 고도(Geopotential Height)를 정의하시오.



5장 . 단열도를 이용한 기상요소 산출

- 5.1 서론
- 5.2 습도분석
- 5.3 수증기압과 포화 수증기압 분석
- 5.4 응결고도와 평형고도
- 5.5 각종 온도분석
- 5.6 층후분석

학습목표

- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 혼합비, 포화혼합비 그리고 상대습도를 결정한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 건조단열과정에서 온위를 결정한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 대류응결고도, 상승응결고도(치올럼응결고도), 자유대류고도, 혼합응결고도 그리고 평형고도를 결정하는 방법을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 습구온도와 습구온위를 결정하는 방법을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 상당온도와 상당온위를 결정하는 방법을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램에서 두 등압면(등압선) 사이의 기온도(T_v)곡선을 이용하여 증후를 구하는 방법을 이해한다.

5.1 서론

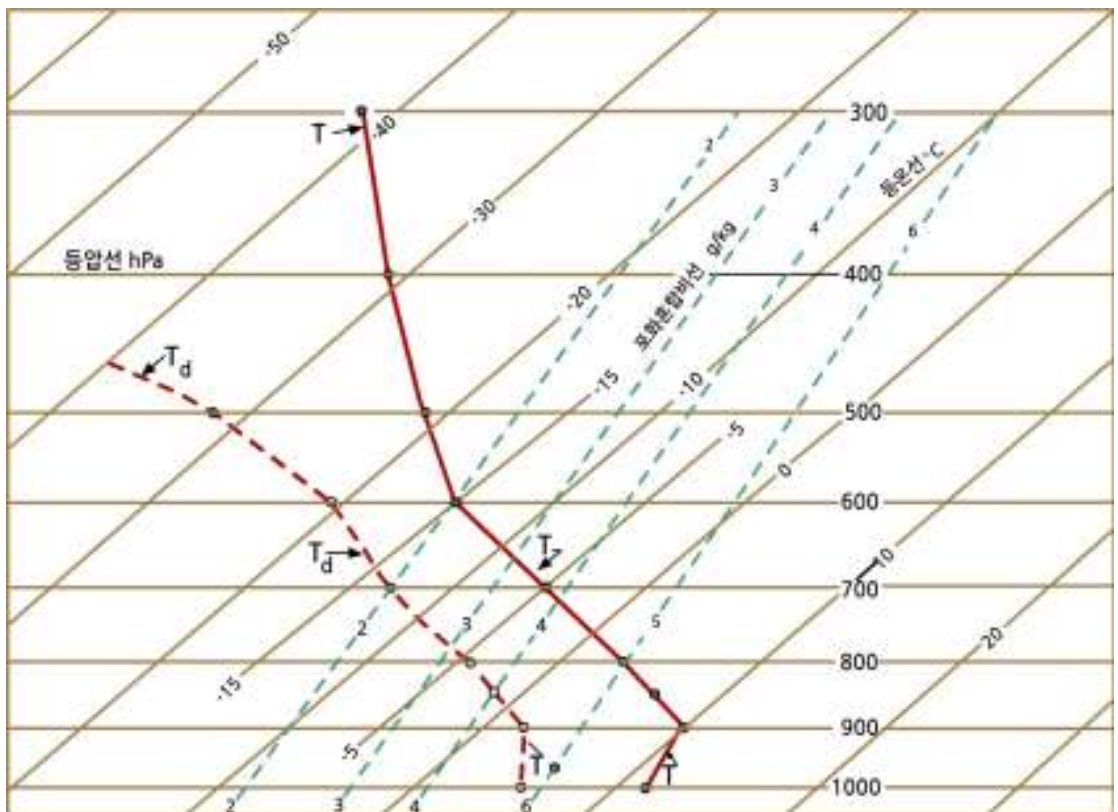
일반적으로 대기 관측시에는 Skew T-log p 다이어그램에는 2개의 곡선을 기입한다. 하나는 기온곡선이고, 다른 하나는 노점온도 곡선이다. 이 장은 Skew T-log p 다이어그램에 기입된 자료를 이용하여 라디오존데 관측에서 주어지지 않은 여러 가지 기상요소를 어떻게 산출하는가에 관해서 기술되어 있다.

5.2 습도분석

5.2.1 혼합비

주어진 고도에서 수증기의 혼합비(w)는 대기의 노점온도(T_d)를 통과하는 포화혼합비선의 값이다. 다음과 같은 절차에 의해서 결정한다.

- (1) 주어진 기압 고도(Pressure Level)에서 노점온도 곡선이 만나는 점을 확인한다. 대기가 불포화인 경우 노점온도는 항상 기온 보다 낮다.
- (2) 포화혼합비선이 그 점을 통과 하는지를 조사한다. 만일 포화혼합비선이 그 점을 통과하면 그 포화혼합비선의 값이 주어진 대기의 혼합비의 값이 된다.
- (3) 만일 포화혼합비선이 그 점을 통과하지 않으면 주어진 기압에서 그 점이 양쪽에 있는 포화 혼합비선의 값을 이용하여 수평으로 내삽 한 후 그 값을 그 점의 포화혼합비 값으로 결정한다. 예를 들면 그림 5.1에서 고도 700hPa, 노점온도 -13°C 의 경우 혼합비는 2.0 gKg^{-1} 이다.



[그림 5.1] Skew T-log p 다이어그램에서 혼합비와 포화혼합비의 결정

5.2 습도분석

5.2.2 포화혼합비

불포화 공기가 주어진 상태 온도와 기압에서 포화되었다고 가정했을 때의 혼합비를 포화혼합비라고 한다. 주어진 대기상태에서 수증기의 포화혼합비(w_s)는 그 고도의 온도 (기온) 값을 지나는 포화혼합비선의 값과 같다. 다음과 같은 절차에 의해서 결정한다.

- (1) 주어진 기압 고도(Pressure Level)와 기온 곡선이 만나는 점을 확인한다.
- (2) 포화혼합비선이 그 점을 통과 하는지를 조사한다. 만일 포화혼합비선이 그 점을 통과하면 그 포화혼합비선의 값이 주어진 대기의 혼합비의 값이 된다.
- (3) 만일 포화혼합비선이 그 점을 통과하지 않으면 주어진 기압에서 그 점이 양쪽에 있는 포화 혼합비선의 값을 이용하여 수평으로 내삽 한 후 그 값을 그 점의 포화혼합비 값으로 결정한다. 예를 들면 그림 5.1에서 고도 700hPa, 기온 -5°C 의 경우 포화 혼합비는 3.8 gKg^{-1} 이다.

5.2.3 상대습도

상대습도의 값은 앞에서 구한 w 와 w_s 를 다음 식을 적용하여 계산한다.

$$RH(\%) = \frac{w}{w_s(T)} \times 100 \quad (5.1)$$

예를 들면 그림5.1에 주어진 대기관측 자료에 의하면 700hPa에서 기온은 -5°C , 노점온도는 -13°C 이다. 이 경우 $w = 2.0 \text{ gkg}^{-1}$ 이고, $w_s = 3.8 \text{ gkg}^{-1}$ 이다. 따라서 상대습도의 다음과 같다.

$$RH(\%) = \frac{2.0}{3.8} \times 100 = 53\% \quad (5.2)$$

5.3 수증기압과 포화 수증기압 분석

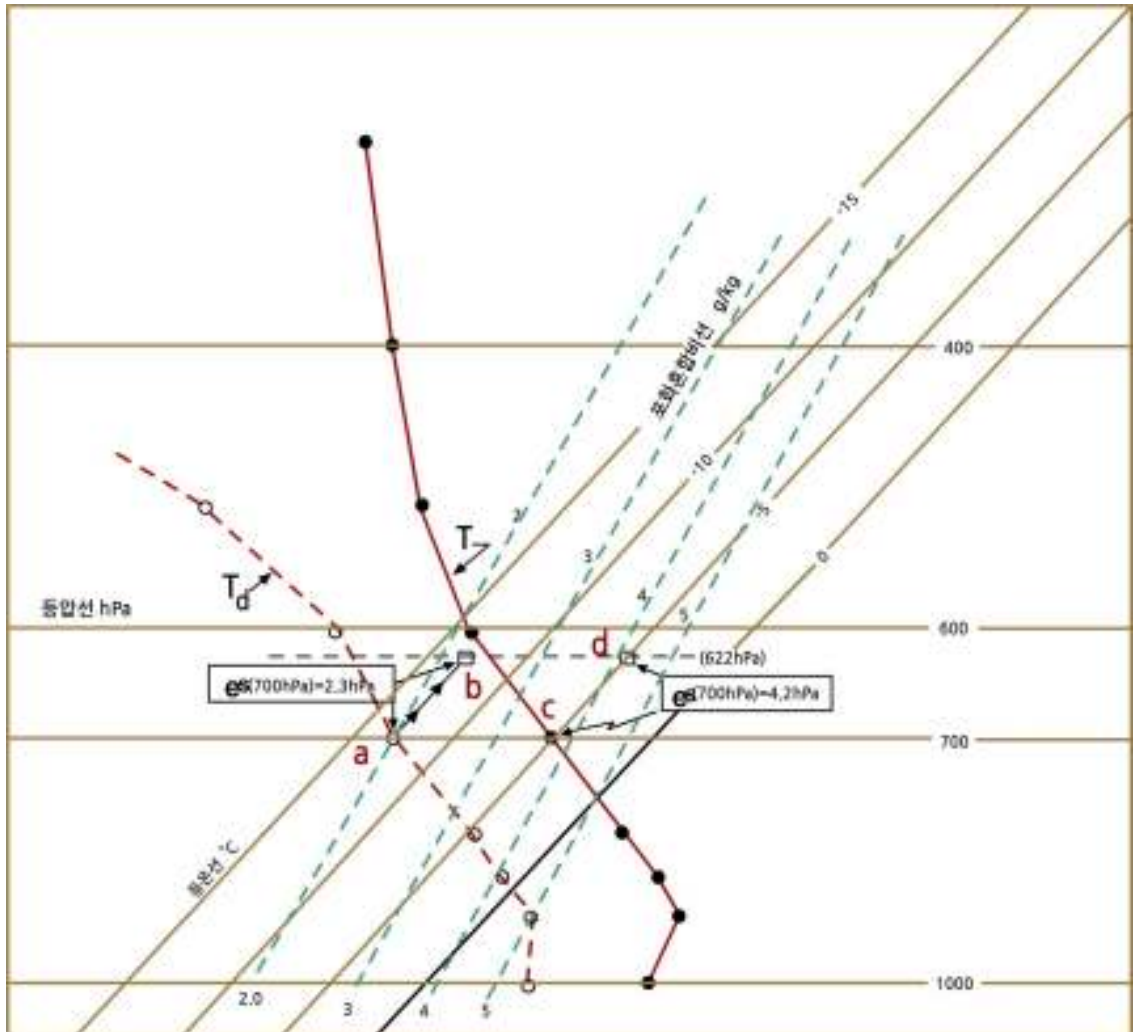
5.3.1 수증기압

대기압에서 수증기가 기여하는 압력을 수증기압이라고 하며 다음과 같이 구한다. 혼합비(x)는 식(3.10)에 의하면 수증기압이 e 그리고 대기 압력이 p 인 경우 $x(\text{g/kg}) = 622 \frac{e}{p}$ 으로 주어진다. 이 식에서 ($p = 622\text{hPa}$)와 x 가 주어지면 수증기압(e)를 구할 수 있다. 이 이론을 적용하여 Skew T-log p 다이어그램에서 수증기압을 구해보자.

수증기압은 대기압에서 수증기가 기여하는 압력을 나타내며 다음과 같이 구한다. 수증기압을 구하고자 하는 고도에서 등압선과 이슬점 온도 곡선과 만나는 점을 정한다.

그림 5.2에서와 같이 등압선을 700hPa로 정할 경우 노점온도 곡선과 만나는 점(a)에서 등온선을 따라 622hPa고도선과 만나는 점(b)까지 이동한다. 여기서 b를 통과하는 포화혼합비선의 값을 내삽 하여 읽으면 그 값은 2.3이며, 이 값은 원래 700hPa 고도에서 수증기압으로 2.3hPa이다. 그림 5.2에서 700hPa고도의 노점온도는 대략 -13°C 이다.

5.3 수증기압과 포화 수증기압 분석



[그림 5.2] Skew T-log p 다이어그램에서 수증기압과 포화수증기압의 결정

5.3.2 포화 수증기압

주어진 고도에서 포화 수증기압을 결정하는 방법은 수증기압의 경우와 동일하다. 다만 포화 수증기압의 경우는 출발점(c)에서 기온곡선을 이용한다.

그림 5.2에서와 같이 등압선을 700hPa로 정할 경우 기온 곡선과 만나는 점(c)에서 등온선을 따라 622hPa고도선과 만나는 점(d)까지 이동한다. 여기서 d를 통과하는 포화혼합비선의 값을 내삽 하여 읽으면 그 값은 4.2이며, 이 값은 원래 700hPa, -5°C 고도에서 포화수증기압으로 4.2hPa이다.

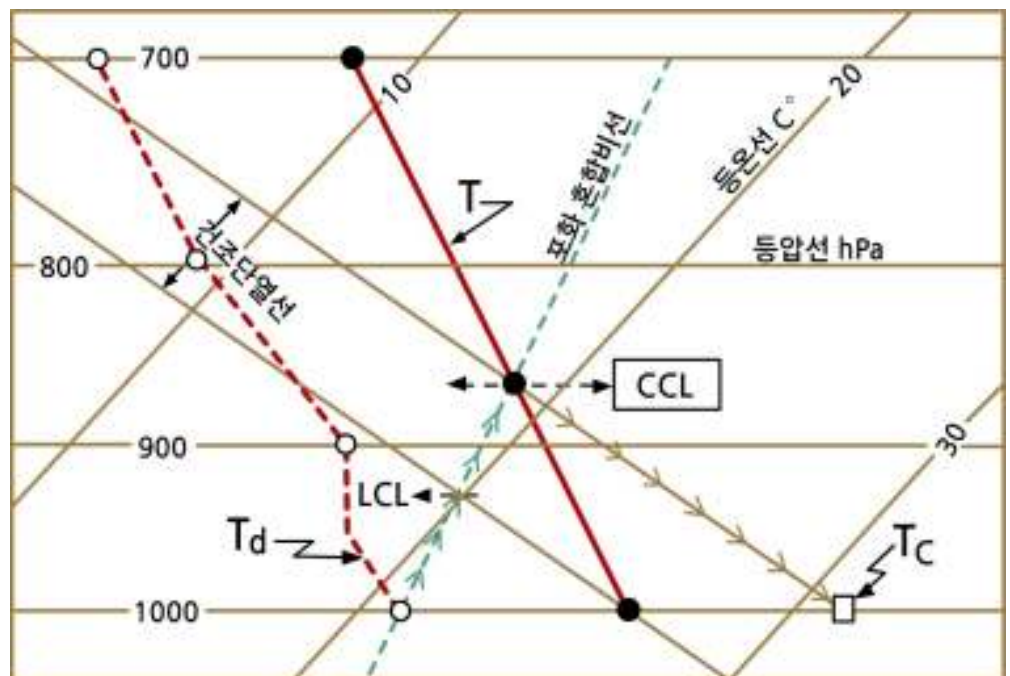
5.4 응결고도와 평형고도

5.4.1 대류응결고도

지표 부근의 불포화 공기덩이가 지표의 가열로 부력을 받은 후 단열 상승하여 포화에 이르는 고도를 대류응결고도(Convective Condensation Level : CCL)라고 한다.

이 고도는 그림 5.3에서와 같이 보통 지표 가열에 의해 형성되는 적운의 운저 고도가 된다. 단열도에서 대류응결고도는 지상의 노점온도를 지나는 포화혼합비선이 기온곡선과 만나는 점의 고도이다. 만일 지표 부근에서 습도가 고도에 따라 변화가 심할 때에는 지표 부근의 낮은 기층의 습도를 평균한 값을 이용하여 대류응결고도를 구한다. 그림 5.3에서는 CCL에서 건조단열선을 따라 하강하여 지상의 등압선과 만나는 점이 대류온도(T_c)이다.

대류온도(Convective Temperature)는 태양복사에 의한 가열 때문에 지표 부근의 공기 온도가 상승하여 대류운이 비로소 형성될 때의 지상 기온이다. 따라서 대류온도는 지표의 가열에 의해서 대류운이 형성될 수 있는 최저온도라고 할 수 있다.



[그림 5.3] 대류응결고도, 상승응결고도, 대류온도 분석

5.4 응결고도와 평형고도

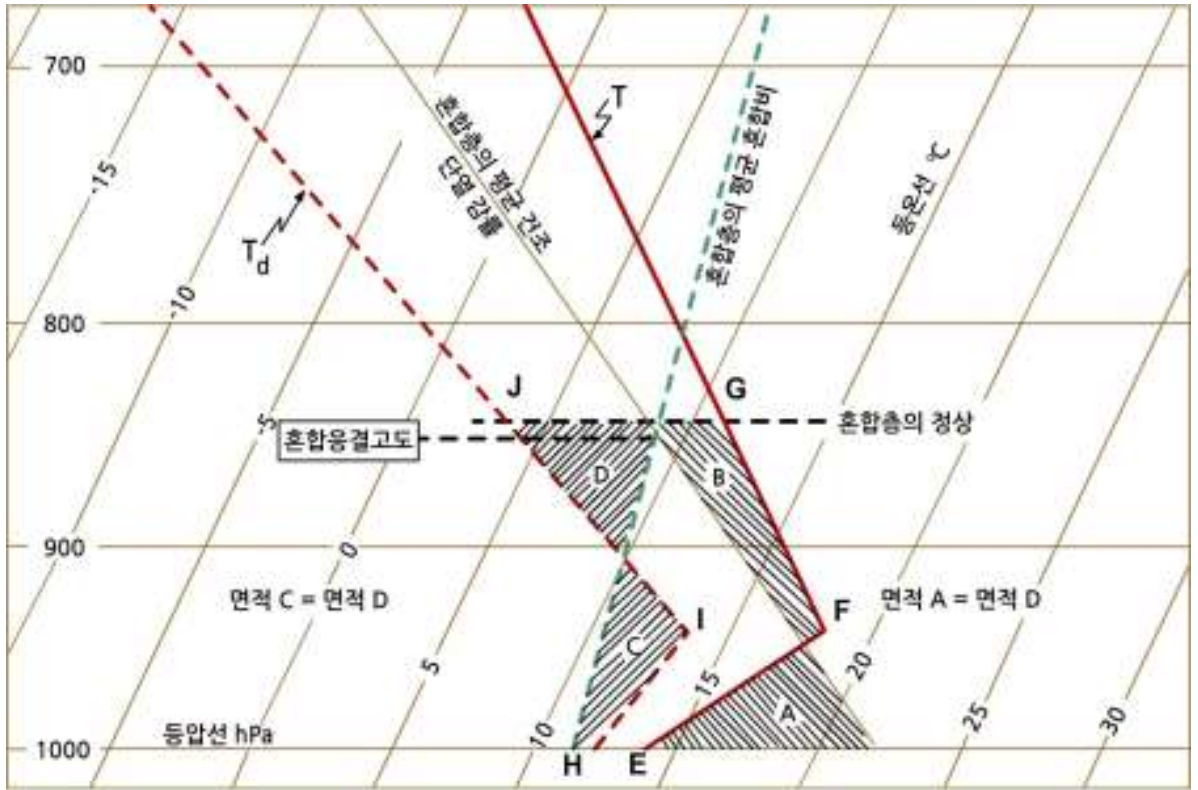
5.4.2 상승응결고도(치올림응결고도)

지표 부근의 불포화공기덩이가 건조 단열적으로 상승하여 포화에 이르는 고도를 상승응결고도(Lifting Condensation Level : LCL) 또는 치올림응결고도라고 한다. 그림 5.3에 표시된 바와 같이 LCL은 주어진 기압고도에서 이슬점온도를 지나는 포화혼합비선과 지상의 기온을 지나는 건조단열선과 만나는 점의 고도이다. 보통 LCL의 온도는 그 고도의 기온보다 낮다. 지표 부근 공기의 LCL은 보통 CCL보다 낮지만 대기의 기온 분포가 건조단열선과 나란할 때에는 LCL은 CCL과 같아진다.

5.4.3 혼합응결고도

지표 부근의 기층에서 바람의 연직시어가 큰 경우에는 난류 형성으로 기층의 상부와 하부의 공기가 혼합된다. 이 경우 기층 내의 온도 분포는 그림 5.4와 같이 건조단열선과 평행하게 되며 이슬점온도 분포는 포화 혼합비선과 나란하게 된다. 따라서 혼합층이 충분히 두꺼운 경우에는 혼합 후 기온 곡선과 이슬점 온도 곡선이 혼합층 내의 한 고도에서 서로 만나게 된다. 이 고도에서는 이슬점온도와 기온이 같으므로 응결이 일어나게 되며 이를 혼합응결고도(Mixing Condensation Level : MCL)라고 한다.

5.4 응결고도와 평형고도



[그림 5.4] 혼합응결고도 분석

그림 5.4는 기온곡선과 노점온도고선이 주어져 있을 때 혼합응결고도를 구하는 방법을 보여주는 한 예이다. 그림에서 EFG와 HIJ는 각각 혼합이전의 기온 곡선과 노점온도 곡선이다. 혼합응결고도를 구하는 방법은 다음 4단계로 구분할 수 있다.

- (1) 먼저 하층대기의 온도 곡선, 바람의 연직시어, 지형 등을 고려하여 혼합층의 고도를 결정한다.
- (2) 혼합고도와 1000hPa 사이의 기온분포(EFG)를 고려하여 그림과 같이 면적 A, B가 같아지는 건조단열선을 그린다.
- (3) 동일한 방법으로 혼합고도와 1000hPa 사이의 이슬점온도 곡선(HIJ)을 고려하여 그림과 같이 면적 C, D가 같아지는 포화혼합비선을 그린다.
- (4) 혼합 후의 기온 곡선과 포화혼합비선이 만나는 고도가 혼합층 내에 있으면 이 고도가 혼합 응결고도가 된다. 그러나 이 고도가 혼합층 위에 있으면 대기의 혼합에 의한 응결은 일어나지 않는다.

5.4 응결고도와 평형고도

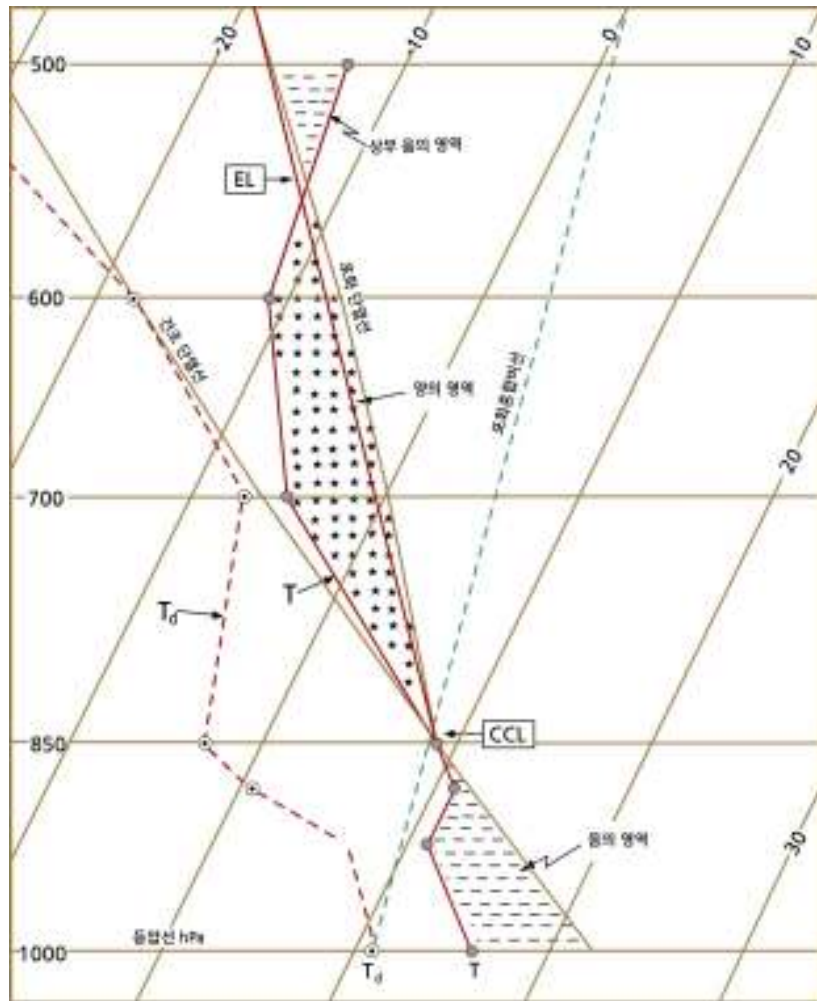
그림 5.4에서 혼합 후에 A 영역에서 온도가 증가하고 B 영역에서 온도가 감소한 것은 대기의 연직 혼합하는 동안 상층의 온위가 높은 공기가 하층으로 이동하고 하층의 온위가 낮은 공기가 상층으로 이동하였기 때문이다. 이로 인해 혼합층에서 온위는 일정하지만, 하층의 온도는 높고 상층의 온도는 낮게 나타난다.

한편, 혼합 후 수증기의 혼합비는 C 영역에서 감소하고 D 영역에서 증가한다. 그 이유는 대기의 연직혼합 시 하층의 습한 공기가 위로, 상층의 건조한 공기가 아래로 이동하였기 때문이다. 따라서 혼합층의 수증기의 혼합비는 일정하게 된다.

5.4 응결고도와 평형고도

5.4.4 평형고도

대류응결고도나 자유대류고도를 거쳐 위로 상승한 공기덩이가 계속 상승하다가 그 온도가 주위 대기의 온도와 같아져 부력을 상실하는 고도를 평형고도(Equilibrium Level : EL)라고 한다. 그림 5.5에서 EL로 표시된 고도이다. 그림에서 음(-)의 영역은 공기덩이의 온도가 주위온도 보다 낮은 부분이며, 그림에서 양(+)-의 영역은 공기덩이의 온도가 주위온도 보다 높은 부분이다.



[그림 5.5] 평형고도 분석

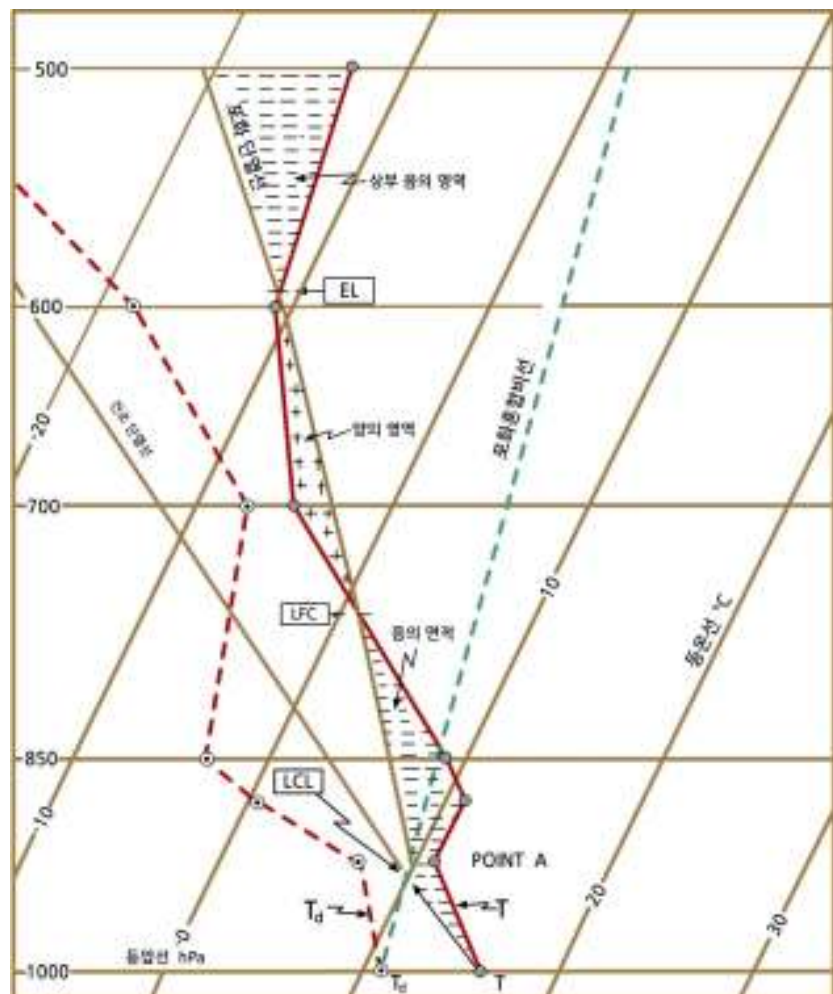
5.4 응결고도와 평형고도

5.4.5 자유대류고도

공기덩이가 건조 단열적으로 상승하여 포화에 달하는 상승응결고도(LCL)에서 포화 단열적으로 계속 상승하여 처음으로 대기의 온도곡선과 만나는 점의 고도를 자유대류고도(Level of Free Convection : LFC)이다. 이 고도 이상에서는 단열적으로 상승하는 공기덩이의 온도가 대기의 온도보다 높아서 양의 부력으로 평형고도까지 상승을 계속하게 된다. 자유대류고도는 다음 2단계로 구한다.

- (1) 먼저 그림 5.6과 같이 LCL을 구한다.
- (2) LCL에서 습윤단열선을 따라 계속 상승 한 후 기온 곡선과 만나는 점을 구하면, 이 점이 자유대류고도이다.

공기덩이가 상승하면서 자유 대류고도를 증가하면 공기덩이의 온도가 주위온도 보다 높아져서 공기덩이는 양(+)의 부력을 갖는다.



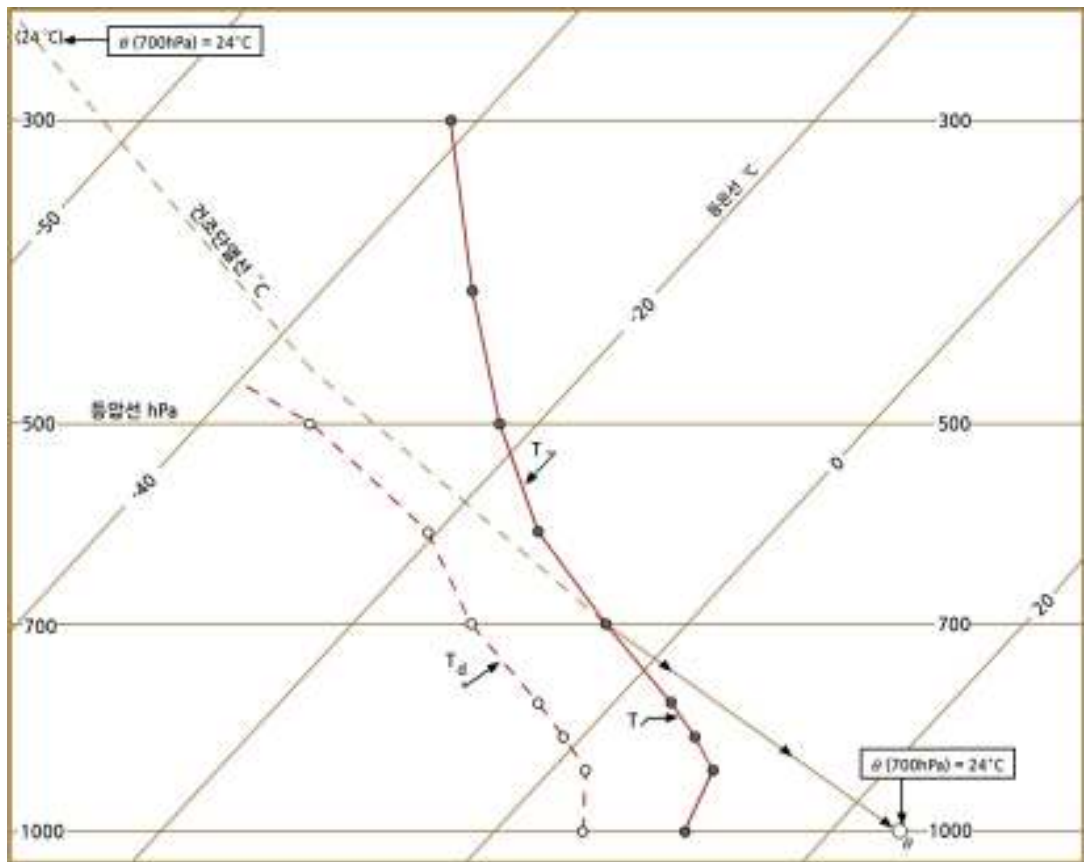
[그림 5.6] 자유대류고도 분석

5.5 각종 온도분석

5.5.1 온위분석

단열도에서 주어진 공기덩이를 원래의 위치(p, T)에서 온도 T 를 지나는 건조단열선을 따라 1000hPa까지 변위시켰을 때 단열선과 등온선이 만나는 점의 온도가 온위(θ)이다.

그림 5.7은 700hPa, -5°C 인 공기의 온위를 결정하는 방법을 보여준다. 그림에 의하면 이 공기의 온위는 24°C , 270K이다.



[그림 5.7] Skew T-log p 다이어그램에서 온위의 결정

5.5 각종 온도분석

5.5.2 습구온도와 습구온위 분석

습구온도는 등압상태에서 불포화 공기가 물의증발로 인한 수증기량의 증가로 처음 포화에 이르렀을 때 온도이다. 이 경우 증발에 필요한 열은 공기에서 공급된다. 열역학선도에서 습구온도는 다음 3단계에 의해서 구한다.

- (1) 주어진 기압에서 이슬점온도를 지나는 포화혼합비선을 그린다.
- (2) 주어진 기압에서 기온을 지나는 건조단열선을 그린 다음 포화혼합비선과 만나는 점의 고도, 즉 LCL을 구한다.
- (3) 그림 5.8과 같이 LCL을 지나는 습윤단열선을 따라 원래의 고도에 도달했을 때 그 지점의 등온선의 값이 바로 습구온도(T_w)를 나타낸다.

공기덩이의 습구온위(θ_w)는 공기덩이를 포화단열적으로 1000hPa 까지 이동했을 때의 가상적인 온도이다. 그림 5.8에서 습구온도(T_w)를 지나는 습윤단열선을 따라 하강하여 1000hPa 등압선과 만나는 점의 온도 값이 습구온위이다. 그림 5.8에서 기압 700hPa, 기온 약 -5°C , 노점온도 -13.2°C 일 때 습구온도는 -8°C 이고 습구온위는 9.5°C 이다.



[그림 5.8] 습구온도와 습구온위의 분석

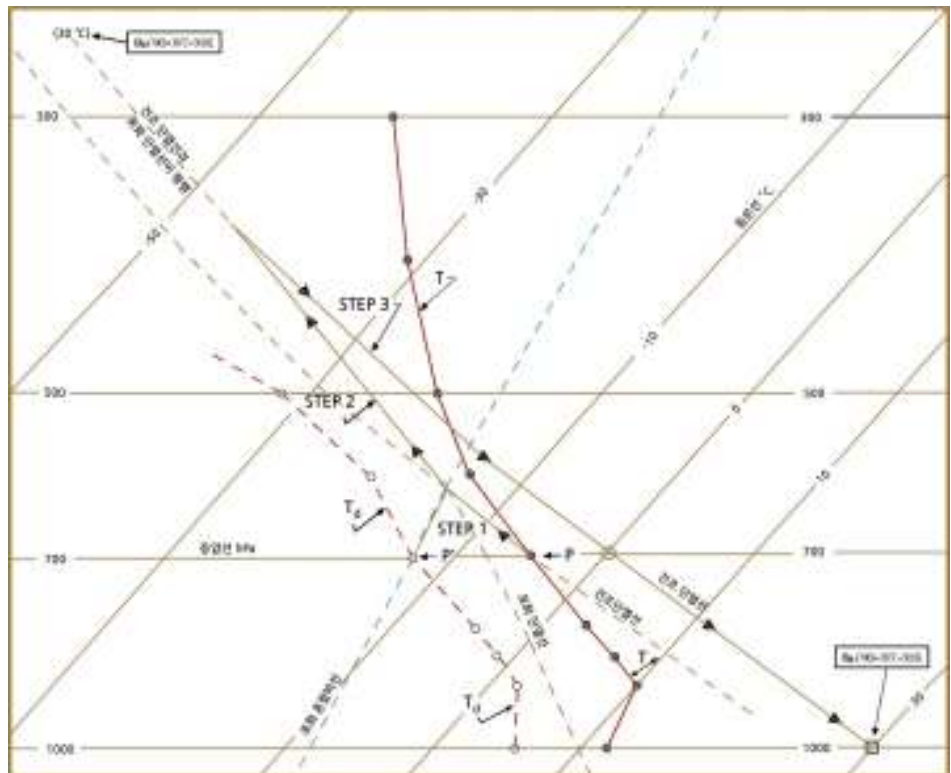
5.5 각종 온도분석

5.5.3 상당온도와 상당온위 분석

상당온도는 주어진 고도에서 공기 중에 포함된 수증기가 단열과정으로 상승하는 동안 모두 응결하여 강수로 빠져 나간 후에 건조단열선을 따라 원래 고도까지 하강했을 때 공기덩이가 갖게 되는 가상적인 온도이다. 상당온도는 다음과 같이 구한다.

- (1) 주어진 공기덩이의 상승응결고도(LCL)을 구한다.
- (2) 상승응결고도를 통과하는 습윤단열선을 따라 공기를 상승시키며, 그리고 습윤 단열선과 건조단열선이 나란한 기압고도에서 상승을 멈춘다.
- (3) 그 고도에서 건조단열선을 따라 하강하여 출발 고도의 등압선과 만나는 점의 온도값이 상당온도(T_e)이다.

공기덩이의 상당온위(θ_e)는 그림 5.9에서 상당온도(T_e)를 지나는 건조단열선을 따라 하강하여 1000hPa 등압선과 만나는 점의 온도값이다. 불포화공기덩이의 경우 상당온위, 온위, 습구온위 값의 크기는 $\theta_e > \theta > \theta_w$ 이다. 그림 5.9에 주어진 700hPa 상공에 있는 공기의 상당온도는 0.5°C이고 상당온위는 30°C이다.



[그림 5.9] Skew T-log p 다이어그램에서 상당온도와 상당온위의 분석

5.6 층후분석

층후(Thickness)는 두 등압면의 지오펀셜 고도의 차를 의미 한다. 두 등압면 P_1 으로부터 P_2 까지의 층후(ΔZ)는 식으로 표시하면 다음과 같다.

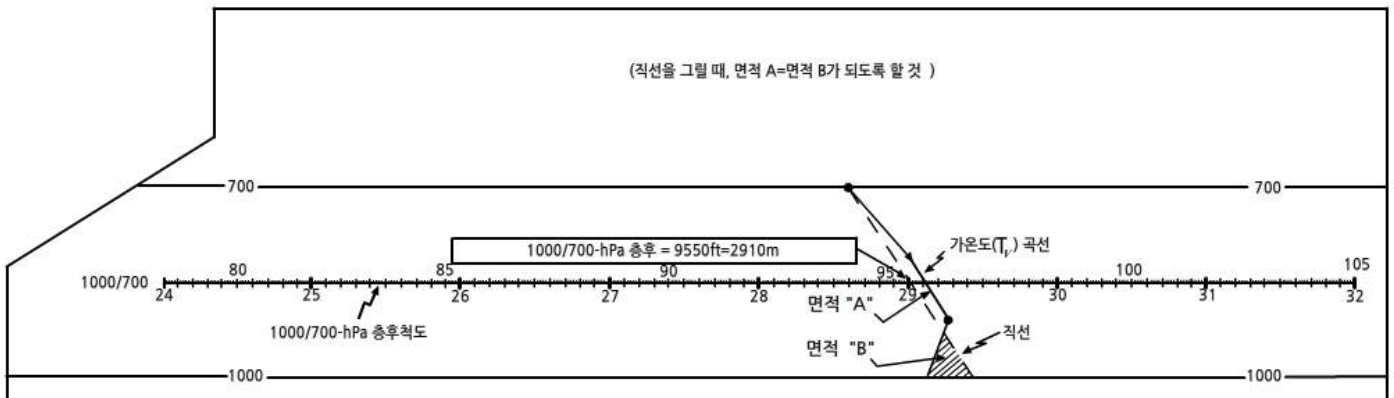
$$\Delta Z = \frac{R_d}{g} \overline{T_v} \ln \frac{P_1}{P_2} \quad (5.3)$$

여기서 R_d 는 건조공기의 기체 상수, g 는 중력가속도, $\overline{T_v}$:는 P_1 과 P_2 사이의 평균 가온도를 나타낸다.

층후는 그림 5.10과 같이 구하고자 하는 두 등압면(등압선) 사이의 가온도 (T_v) 곡선을 그린 후, T_v 곡선을 중심으로 두 등압선과 T_v 곡선이 이루는 좌우의 면적이 같도록 그은 제3의 직선이 두 등압선 중간쯤에 그려져 있을 층후 계산척과 만나는 점의 층후값을 읽어서 구한다. 층후값을 대략적으로 구하는 경우에는, 두 등압면 사이의 가온도를 모두 구하여 T_v 곡선을 구하는 대신, T곡선을 사용하여 위와 같은 방법으로 층후를 구한다.

그림 5.10은 두 등압면 1000hPa과 700hPa의 층후를 구하는 방법을 보여 준다.

- (1) 층후를 구하기 위해서는 1000hPa과 700hPa 사이의 가온도를 $T_v = T(1+0.6w)$ 을 이용하여 계산하고 연직 분포를 그린다.
- (2) 두 등압선과 T_v 곡선이 이루는 좌(B)·우(A)의 면적이 같도록 직선을 긋는다.
- (3) 그리고 이 직선과 1000hPa/700hPa 축척선이 만나는 점의 값을 읽으면, 그 값은 2,910gpm(또는 9,950 Geopotential Feet에 해당)이다.

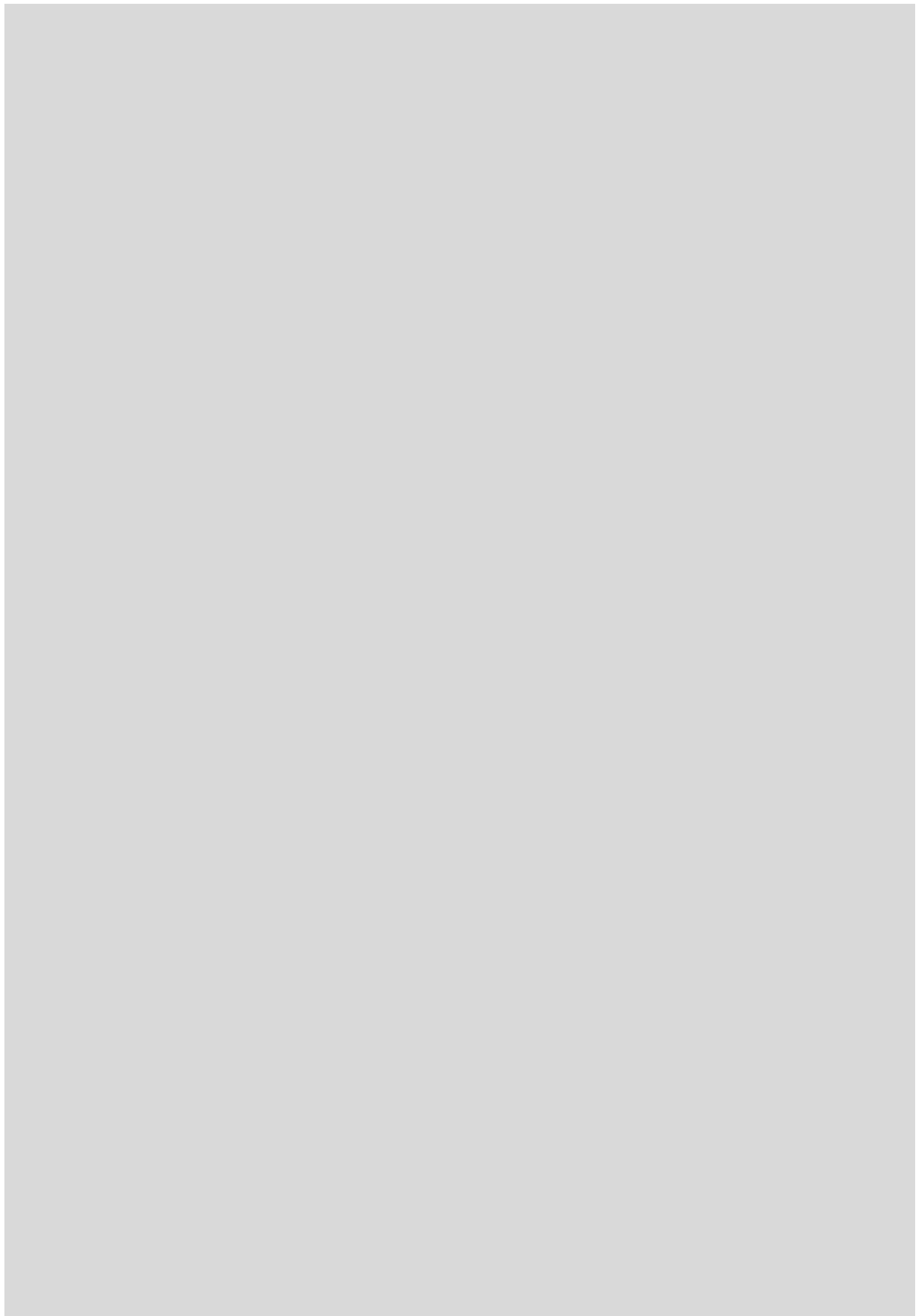


[그림 5.10] 층후분석

연습문제

1. 700hPa에서 온도가 이슬점온도가 -10°C 일 때, 이 고도에서 대기의 혼합비를 구하시오.

2. 한랭전선 또는 온난전선 통과 전·후의 라디오존데 관측 자료를 이용하여 Skew T-log p 다이어그램 을 작성하고 다음문제에 답하시오.
 - (1) 지표에서 혼합비, 포화혼합비를 구하고 이를 이용하여 상대습도를 구하시오.
 - (2) 지표에서 수증기압, 포화수증기압을 구하고 이를 이용하여 상대습도를 구하고 (1)에서 구한 결과와 비교 하시오.
 - (3) 대류응결고도, 대류온도, 상승응결고도를 구하시오.
 - (4) 850hPa 고도에 있는 공기의 온위를 구하시오.
 - (5) 습구온도와 습구온위를 구하시오.
 - (6) 상당온도와 상당온위를 구하시오.
 - (7) 등압면 1000hPa과 700hPa 사이의 증후를 구하시오.



6장 .대기의 안정도 분석

- 6.1 서론
- 6.2 공기덩이의 부력
- 6.3 대기의 안정도 분석
- 6.4 단열도에 의한 안정도 분석
- 6.5 기온의 연직 분포의 변화
- 6.6 대류 불안정도
- 6.7 비국지적 안정도
- 6.8 안정도 지수와 기상모수

학습목표

- 공기덩이에 미치는 부력을 이해한다.
- 불포화공기와 포화공기의 안정도 분석 기준을 이해한다.
- 국지적 안정도와 비국지적 안정도의 차이점을 이해하고, 비국지적 안정도 분석 방법을 이해한다.
- Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 대기의 안정도 분석방법을 습득한다.
- 대기의 안정도 변화에 영향을 주는 요인들을 이해한다.
- 위험기상의 예보에 활용하는 대기의 안정도 지수를 계산하는 방법을 익힌다.
- Skew T-log p 다이어그램에서 얻어지는 여러가지 지수를 예보에 적용하는 방법을 이해한다.

6.1 서론

대기 중에는 공기덩이의 수평운동과 더불어 연직운동이 끊임없이 일어나고 있다. 그러면 어떻게 해서 공기덩이가 상승 또는 하강하는가?

이러한 문제에 답하기 위해서는 대기의 정적안정도(Static Stability 또는 Hydrostatic Stability) 분석이 필요하다. 대기의 정적안정도는 정지상태에 있는 공기덩이를 연직으로 변위시켰을 때 공기덩이의 운동을 분석하여 결정한다.

6.2 공기덩이의 부력

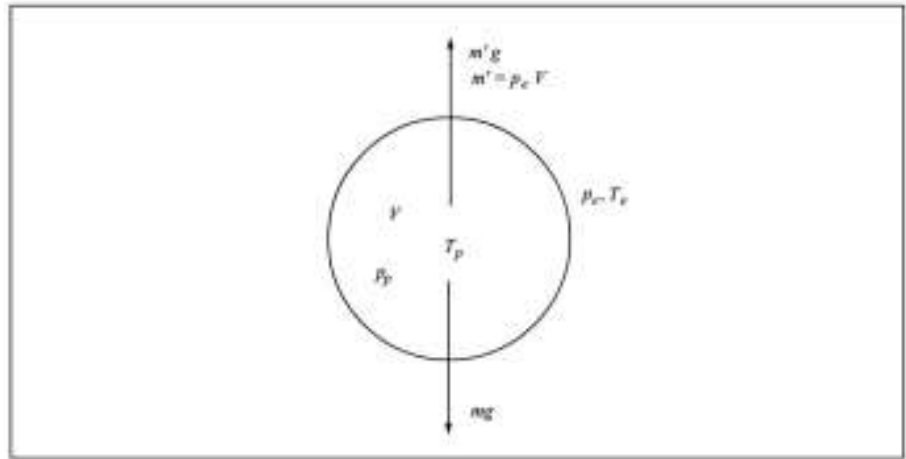
부력은 물체가 유체 내에 있을 때 받는 연직 방향으로 작용하는 힘이다. 체적 V , 밀도가 ρ_p 인 공기덩이가 그림 6.1과 같이 밀도 ρ_e , 온도가 T_e 인 대기 중에 있다. 이 경우에 공기덩이에 미치는 중력은 $\rho_p Vg$ 이다. 한편 아르키메데스의 원리에 의해 공기덩이에 미치는 상향의 부력은 $\rho_e Vg$ 이다. 따라서 공기덩이가 연직운동 시에 주위 공기로 인한 저항을 무시할 경우 공기덩이에 대한 연직방향의 운동방정식은 다음과 같이 주어진다.

$$ma_b = \rho_e Vg - \rho_p Vg \quad (6.1)$$

여기서 m 은 공기덩이의 질량이고, a_b 는 부력에 의한 공기덩이의 연직가속도이다. 공기덩이의 질량은 $m = \rho_p V$ 이므로 식 (6.1)은 다음과 같이 표현된다.

$$a_b = \left(\frac{\rho_e - \rho_p}{\rho_p} \right) g \quad (6.2)$$

식 (6.2)에 의하면 $\rho_e > \rho_p$ 이면 $a_b > 0$ 이므로 공기덩이가 상향의 부력을 받게 되고, $\rho_e < \rho_p$ 인 경우에는 $a_b < 0$ 이므로 하향의 부력을 받는다.



[그림 6.1] 공기덩이의 부력의 개념도

실제로 대기관측에서는 공기밀도를 측정하기보다는 통상적으로 기압, 온도와 습도를 측정하므로 식 (6.2)를 가온도로 나타내면 부력계산이 더 쉽다. 지금 공기덩이의 가온도를 T_{vp} , 주위공기의 가온도를 T_{ve} 이라고 한다. 그리고 공기를 이상기체로 생각하면 공기덩이와 주위공기에 대해 각각

$$p = \rho_p R_d T_{vp} \quad (6.3)$$

6.2 공기덩이의 부력

$$p_e = \rho_e R_d T_{ve} \quad (6.4)$$

가 성립한다. 이들 상태방정식을 식 (6.2)에 적용한 후 $p = p_e$ 를 가정하면

$$a_b = \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) g \quad (6.5)$$

으로 주어진다. 식 (6.5)에 의하면 $T_{vp} > T_{ve}$ 인 경우에는 $a_b > 0$, 즉 공기덩이의 가온도가 주위공기의 가온도보다 큰 경우에는 연직 상방으로 양의 부력의 공기덩이에 작용한다. 그리고 $T_{vp} < T_{ve}$ 인 경우에는 $a_b < 0$ 이므로 공기덩이에 음의 부력이 작용한다. 한편 주위공기와 공기덩이의 수증기 함량이 작은 경우 식 (6.5)는

$$a_b = \left(\frac{T_p - T_e}{T_e} \right) g \quad (6.6)$$

으로 근사할 수 있다. 여기서 T_p , T_e 는 그림 6.1에서 각각 공기덩이와 주위공기의 온도를 나타낸다. 공기덩이의 정확한 부력계산에는 온도보다 가온도를 이용한다. 그 이유는 가온도는 수증기의 포함 정도에 따른 공기의 밀도변화를 고려한 온도이기 때문이다.

6.3 대기의 안정도 분석

6.3.1 불포화 공기의 안정도

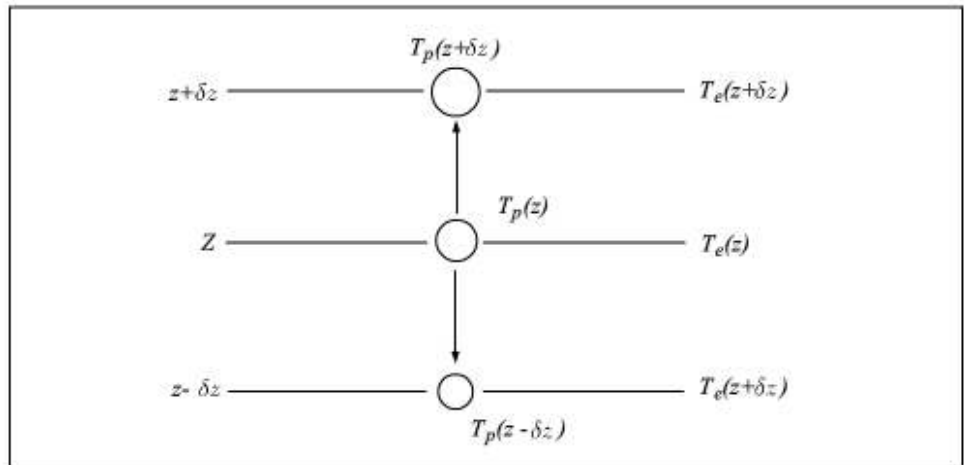
대기의 안정도 분석에는 공기덩이 법(Parcel Method)이 이용된다. 이 방법은 정지 상태에 있는 공기덩이를 어떤 고도에서 그림 6.2와 같이 연직으로 δz 만큼 단열상승(또는 단열하강)시켰을 때 변위된 위치에서 주위공기의 온도와 공기덩이의 온도를 비교하여 대기의 안정도를 결정한다. 그림 6.2에서 온도가 T_0 인 공기덩이가 고도 z 에서 δz 만큼 상승했을 때 공기덩이의 온도(T_p)와 주위 공기온도(T_e)는 각각 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$T_p = T_0 - \gamma_a \delta z \tag{6.7}$$

$$T_e = T_0 - \gamma \delta z \tag{6.8}$$

여기서 고도 z 에서 $T_p = T_e = T_0$ 이다. 그리고 γ_a 와 γ 는 각각 건조단열감률과 주위공기의 온도감률을 나타낸다.

식 (6.7)과 (6.8)을 식 (6.6)에 대입하면 부력에 의한 가속도 a_b 의 크기에 따라 $a_b > 0$, $a_b < 0$ 그리고 $a_b = 0$ 의 경우, 즉 공기덩이의 연직가속도에 따라 다음과 같이 구분한다.



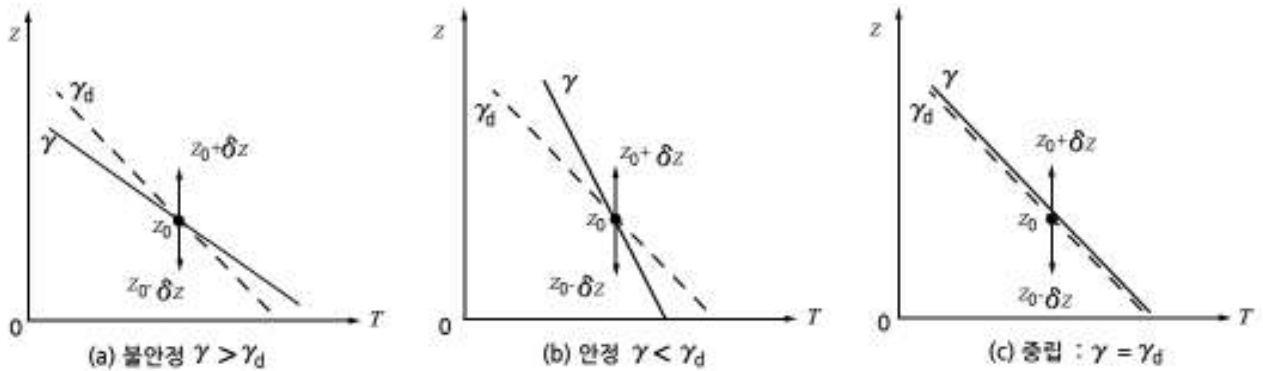
[그림 6.2] 공기덩이의 변위와 온도변화

$$\begin{aligned}
 T_p - T_e > 0 \text{ 인 경우 : } \gamma > \gamma_a & : \text{ 불안정} \\
 T_p - T_e < 0 \text{ 인 경우 : } \gamma < \gamma_a & : \text{ 안정} \\
 T_p - T_e = 0 \text{ 인 경우 : } \gamma = \gamma_a & : \text{ 중립}
 \end{aligned}
 \tag{6.9}$$

6.3 대기의 안정도 분석

그림 6.3은 대기층의 정적안정도를 기층의 연직기온감률(γ)과 공기덩이의 건조단열감률(γ_d)을 이용하여 나타낸 것이다. 그림 6.3에서 불안정의 경우는 γ 와 γ_d 가 만나는 $T_p = T_e$ 인 평형고도(z_0)에서 위 또는 아래로 공기덩이가 변위를 δz 만큼 할 경우 그 온도(T_p)가 주위온도(T_e)보다 높으면(낮으면) 양(음)의 부력에 의해서 공기덩이는 원래의 위치에서 점점 더 멀어진다.

한편 그림 6.3에서 안정의 경우는 평형고도에서 공기덩이를 위(아래)로 변위시켰을 경우 공기덩이의 온도(T_p)가 주위의 온도(T_e)보다 낮으면(높으면) 원래의 위치로 되돌아가려는 복원력(Restoring Force)이 작용한다. 그러나 중립인 경우는 평형고도에서 위, 또는 아래 어느 방향으로 변위시켜도 주위온도와 공기덩이의 온도가 같아져서 변위된 그 위치에 머물게 된다.



[그림 6.3] 불포화공기의 안정도

6.3 대기의 안정도 분석

6.3.2 포화공기의 안정도

포화공기덩이의 안정도는 건조공기와 마찬가지로 기온감률(γ)과 습윤단열감률(γ_s)을 서로 비교하여 분석할 수 있다. 기온감률과 습윤단열감률과의 비교에 의한 포화공기의 안정도는

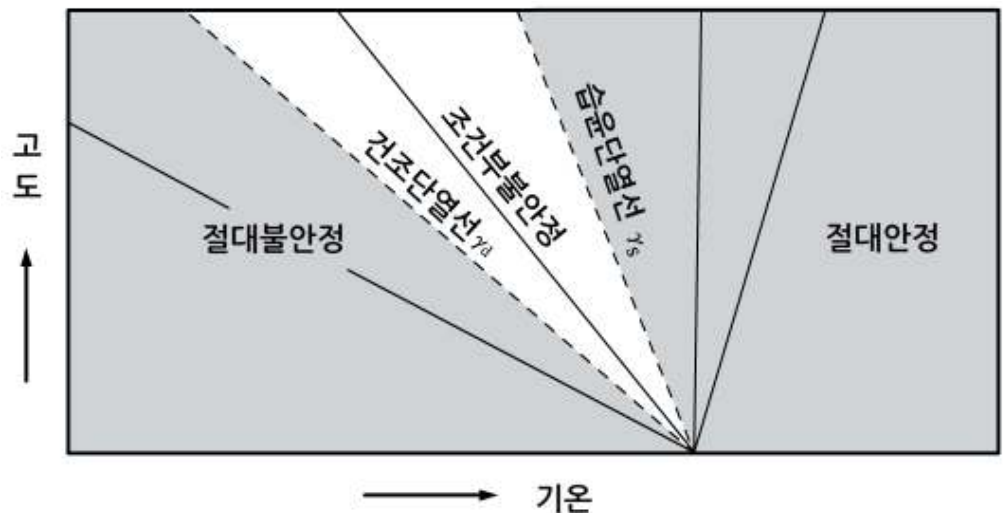
$$\begin{aligned} \gamma < \gamma_s & : \text{안정} \\ \gamma > \gamma_s & : \text{불안정} \\ \gamma = \gamma_s & : \text{중립} \end{aligned} \tag{6.10}$$

으로 주어지며, 그림 6.3에서 γ_d 대신에 γ_s 를 고려하면 된다.

한편 식 (6.9)와 (6.10)을 함께 고려하면 중립을 제외한 나머지 대기상태는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} \gamma > \gamma_d & : \text{절대불안정} \\ \gamma_s < \gamma < \gamma_d & : \text{조건부 불안정} \\ \gamma < \gamma_s & : \text{절대안정} \end{aligned} \tag{6.11}$$

식 (6.11)의 절대불안정, 조건부불안정, 절대안정은 그림 6.4와 같이 나타낼 수 있다. 여기서 실선들은 모두 대기의 상태곡선을 나타낸다. 따라서 그림 6.4에서 습윤단열선의 짙은 그림자 영역은 $\gamma < \gamma_s$ 인 절대안정이고, 건조단열선의 왼쪽 영역은 $\gamma > \gamma_d$ 인 절대불안정을 나타낸다.

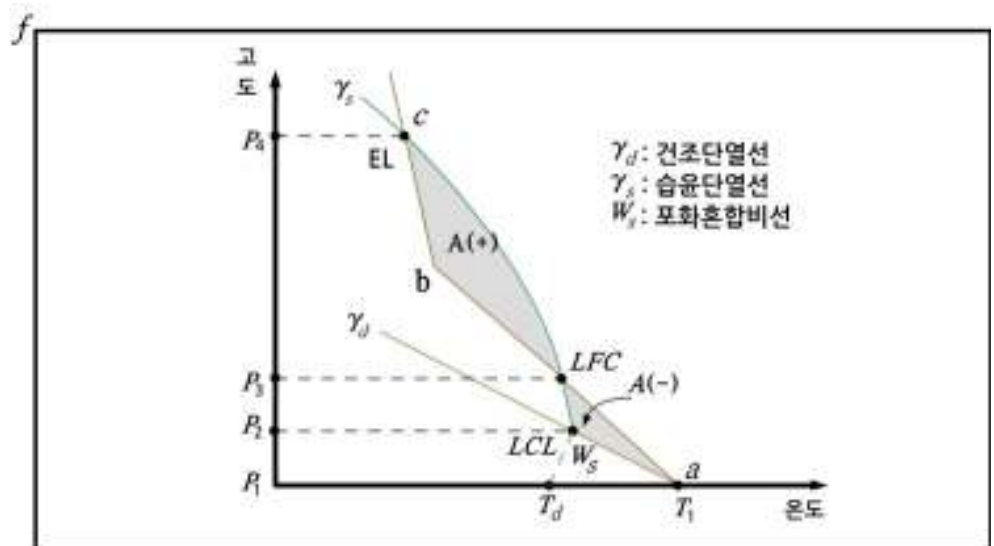


[그림 6.4] 대기의 절대안정, 절대불안정, 조건부 불안정(그림에서 실선은 기온 곡선임)

6.3 대기의 안정도 분석

그림 6.5는 조건부불안정(Conditional Instability)을 나타낸 모식도이다. 그림에서 공기의 연직운동을 살펴보면 자유대류고도(Level of Free Convection : LFC)이하에서 대기는 안정이고, 자유대류고도를 증가하면서 불안정이다. 그림 6.4에서 진한 실선(a-b-c)은 대기의 상태곡선을 나타낸다. 그림 6.4에서 압력이 p_1 , 온도가 T_1 인 불포화공기가 강제 상승하는 경우를 고려하자. 이 공기덩이가 상승하는 동안 그 온도 변화는 건조단열선(γ_d)을 따라 p_1 에서 상승응결고도(LCL) p_2 까지 곡선을 따라 감소한다. 그리고 p_2 에서 포화된 공기덩이의 강제상승이 계속될 경우에는 그 온도는 습윤단열선(γ_s)을 따라 감소한다. 그리고 공기덩이는 마침내 공기덩이의 온도와 주위공기의 온도가 동일한 값을 가지는 자유대류고도(Level of Free Convection : LFC)에 도달한다.

그림 6.5에서 공기덩이의 처음 위치(p_1)에서 자유 대류 고도(LFC)까지는 공기덩이의 온도는 주위 공기의 온도보다 낮으므로 안정이다. 따라서 공기덩이를 LFC까지 상승시키려면 외부 강제력(External Forcing)에 의한 일을 해 주어야 한다. 외부 강제력에 의한 공기덩이의 강제상승을 강제대류(Forced Convection)라고 한다. 한편 LFC에서 EL까지는 공기덩이의 온도가 주위 공기의 온도보다 높으며 불안정이다. 따라서 양의 부력에 의해 공기덩이가 자발적으로 계속 상승하는데 이를 자유대류(Free Convection)라고 한다.



[그림 6.5] 조건부 불안정

6.4 단열도에 의한 안정도 분석

그림 6.6은 Skew T-log p 다이어그램에서 대기의 상태곡선에 따른 대기의 안정도 분류를 나타낸다. 대기상태 곡선을 기준으로 다음 각 경우의 안정도를 살펴보자.

6.4.1 안정

그림 6.6에서 곡선 AB는 대기의 연직 기온 분포를 나타낸다. 그림 6.6에서 점 A에 있는 불포화 공기가 주위보다 강제 상승하는 경우를 고려한다. 이 공기는 포화 될 때까지 건조 단열선을 따라 A_1 까지 상승한다. 그리고 A_1 에서 습윤단열선을 따라 점 A_2 까지 상승하려면 외부 강제력이 필요하다. 따라서 공기덩이가 상승 시에 그 온도는 항상 주위 대기온도보다 낮으므로 대기는 안정하다.

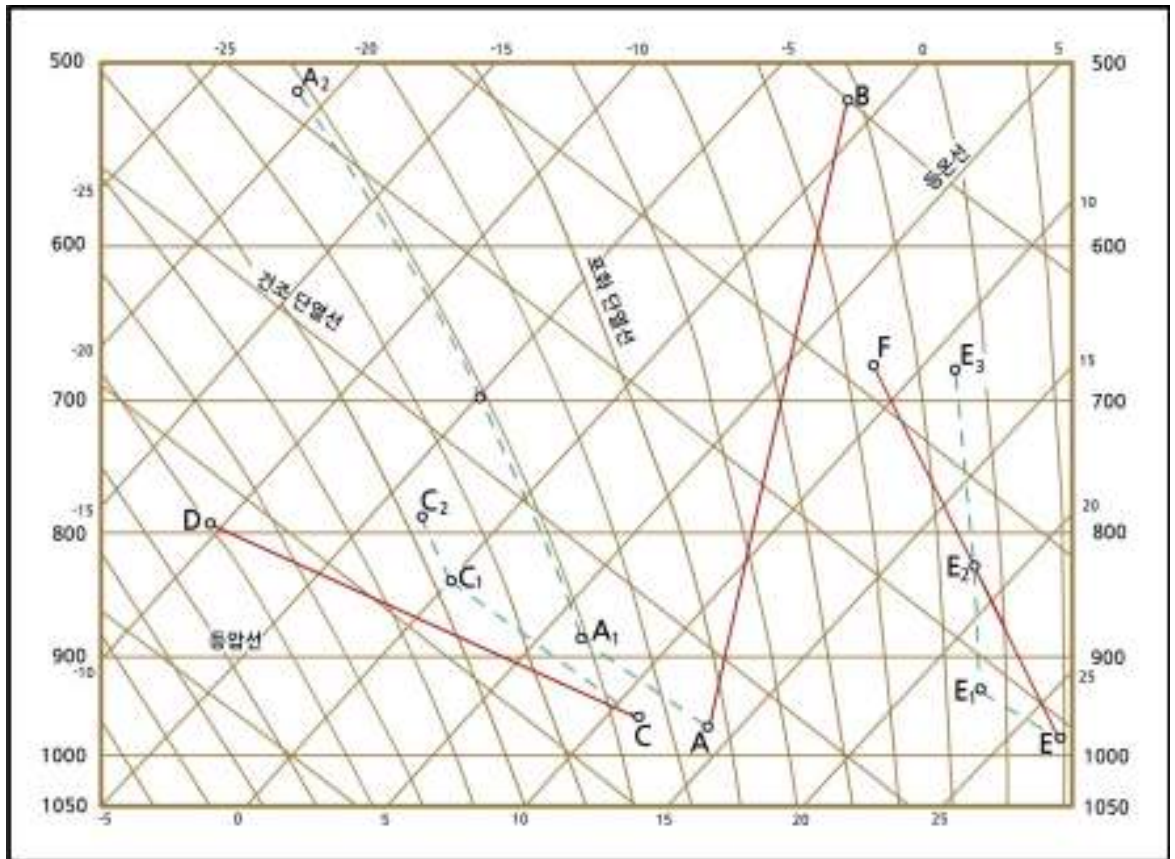
6.4.2 절대 불안정

그림 6.6에서 곡선 CD를 대기의 기온분포로 가정한다. 만일 점 C에 있는 공기덩이를 강제 상승시킬 경우, 공기덩이는 건조단열선을 따라 포화점 (C_1)까지 이동한다. 포화된 후에 공기덩이가 습윤단열선을 따라 점 C_2 까지 도달하는 경우를 고려한다. 이 경우에 공기덩이의 이동 경로로는 $C \rightarrow C_1 \rightarrow C_2$ 이며, 경도상에서 공기덩이의 온도는 주위 공기의 온도 보다 높다. 따라서 공기덩이는 양(+)의 부력에 의해 계속 상승하며, 대기는 ‘불안정’하다.

6.4.3 조건부 불안정

그림 6.6에서 곡선 EF를 대기의 기온 분포를 가정한다. 만일 점 E에 있는 공기덩이를 강제 상승시킬 경우, 공기덩이는 건조단열선을 따라 포화고도 (E_1)까지 상승한다. 그리고 포화된 공기덩이는 습윤단열선을 따라 E_2 까지 상승하는 경우를 고려하자. 그림 6.6에서 보는바와 같이 이동경로 ($E \rightarrow E_1 \rightarrow E_2$)상에서 공기덩이의 온도는 주위온도 보다 낮다. 따라서 $E \rightarrow E_1 \rightarrow E_2$ 에 해당되는 기층은 안정하다. 그러나 공기덩이가 E_2 (자유대류 고도)를 능가하면 공기덩이의 온도가 주위온도보다 높아서 불안정 하게 되어 자유대류가 일어난다. 따라서 상태 곡선 EF에 대기는 조건부 불안정을 나타낸다.

6.4 단열도에 의한 안정도 분석



[그림 6.6] 단열도를 이용한 대기의 안정도 분석

6.4.4 중립

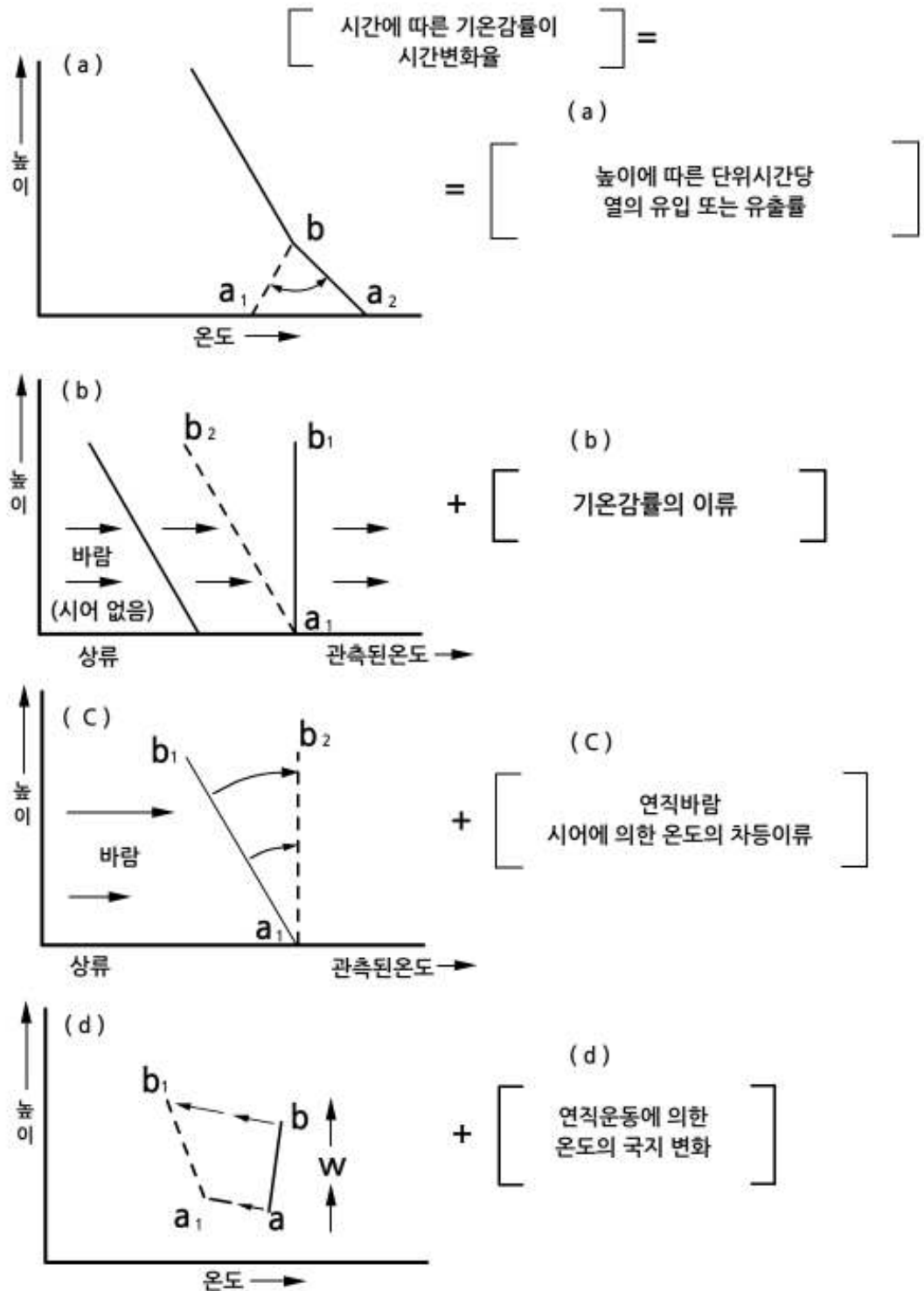
대기는 때에 따라서는 포화중립 또는 건조중립 상태인 경우가 있다. 포화중립은 대기의 기온분포 곡선이 습윤단열선과 일치하는 경우이고, 건조중립은 기온분포 곡선이 건조단열선과 일치하는 경우에 해당된다.

6.5 기온의 연직 분포의 변화

어떤 주어진 지점에서 기온의 연직 분포는 시간에 따라 쉽게 변할 수 있으며 이로 인해 기층의 안정도도 달라진다. 그 이유는 대기의 기온 분포가 그림 6.7과 같이 지면에서 가열, 대기층의 혼합, 이류, 연직운동 등에 의해서 달라질 수 있기 때문이다. 그림 6.7에서 실선은 비단열 효과가 가해지기 이전의 온도분포이고 점선은 비단열 효과에 의한 온도분포를 표시한다. 다음 각 경우는 비단열 과정에 의한 기온의 연직 분포의 변화를 보여 준다.

- (a) 국지적 비단열 가열(Diabatic Heating) : 지표의 영향에 의한 대기의 가열 또는 냉각, 복사, 전도, 증발, 응결에 의한 대기의 온도 변화. 그림 6.7(a)에서 냉각이전의 하층의 온도분포는 a_2b 이고 국지적 비단열 가열 후에 온도분포가 a_1b (역전층)로 바뀌었다.
- (b) 기온감률의 이류 : 기존의 기온감률과 다른 기온감률을 가진 기층의 이류. 그림 6.7(b)에서 기존의 온도분포는 a_1b_1 (등온층)이다. 그러나 다른 기온감률을 가진 기층의 이류로 관측지점에서 기온분포가 a_1b_2 로 바뀌었다.
- (c) 연직바람시어에 의한 차등온도 이류(Differential Temperature Advection). 그림 6.7(c)에는 온도분포 a_1b_1 은 차등온도 이류이전의 온도분포이다. 그러나 차등온도이류 후에는 온도분포가 a_1b_2 (등온분포)로 바뀌었다.
- (d) 대기의 수평 수렴, 발산, 지형 등에 의한 대기의 연직운동. 그림 6.7(d)에서 기층의 상승 이전의 온도분포는 ab 이고, 상승 후에는 온도분포가 a_1b_1 으로 바뀌었다.

6.5 기온의 연직 분포의 변화



[그림 6.7] 대기층의 기온분포의 변화요인

6.6 대류 불안정도

불포화 상태의 기층이 지형, 전선 또는 대기의 흐름과 관련하여 들어 올려져서 기층 전체가 포화되었을 때의 안정도를 대류불안정도(Convective Instability)라고 하며, 고도에 따른 습구온위(θ_w)의 변화로 나타내며 잠재 불안정도(Potential Instability)라고도 한다. 대류불안정도의 기준은 다음과 같다.

$$\begin{aligned}\frac{\partial\theta_w}{\partial z} > 0 & \quad : \text{대류안정} \\ \frac{\partial\theta_w}{\partial z} = 0 & \quad : \text{대류중립} \\ \frac{\partial\theta_w}{\partial z} < 0 & \quad : \text{대류불안정}\end{aligned}\tag{6.12}$$

그림 6.8은 1000hPa과 900hPa까지, 즉 100hPa의 층후를 가진 불포화기층이 상승하여 기층전체가 포화되었을 때의 상승과정과 기층의 온도분포를 나타낸 것이다. 먼저 그림 6.8(a)의 경우 기층의 기저(A)와 정부(B)가 상승하면서 그 온도는 건조단열감률 과정에 의해서 감소하며, A점과 B점에서 상승한 공기 모두가 약 870hPa 고도에 도달하면서 포화되지만 두 공기덩이의 온도는 서로 다르다.

따라서 포화고도를 통과하면서 두 공기덩이의 온도는 서로 다른 습윤단열선(점선)을 따라 변화한다. 기층이 완전히 포화되었을 때 기층의 기저와 정부의 위치는 각각 A'과 B'이며, A'의 고도는 800hPa이며, B'의 고도는 700hPa로서 층후는 100hPa이다. 여기서 A'과 B'의 습구온위를 비교하면 A'의 습구온위가 B'의 습구온위보다 높다.

기층 내에서 습구온위의 고도에 따른 변화율은 $\frac{\partial\theta_w}{\partial z} > 0$ 이므로 대류안정이다.

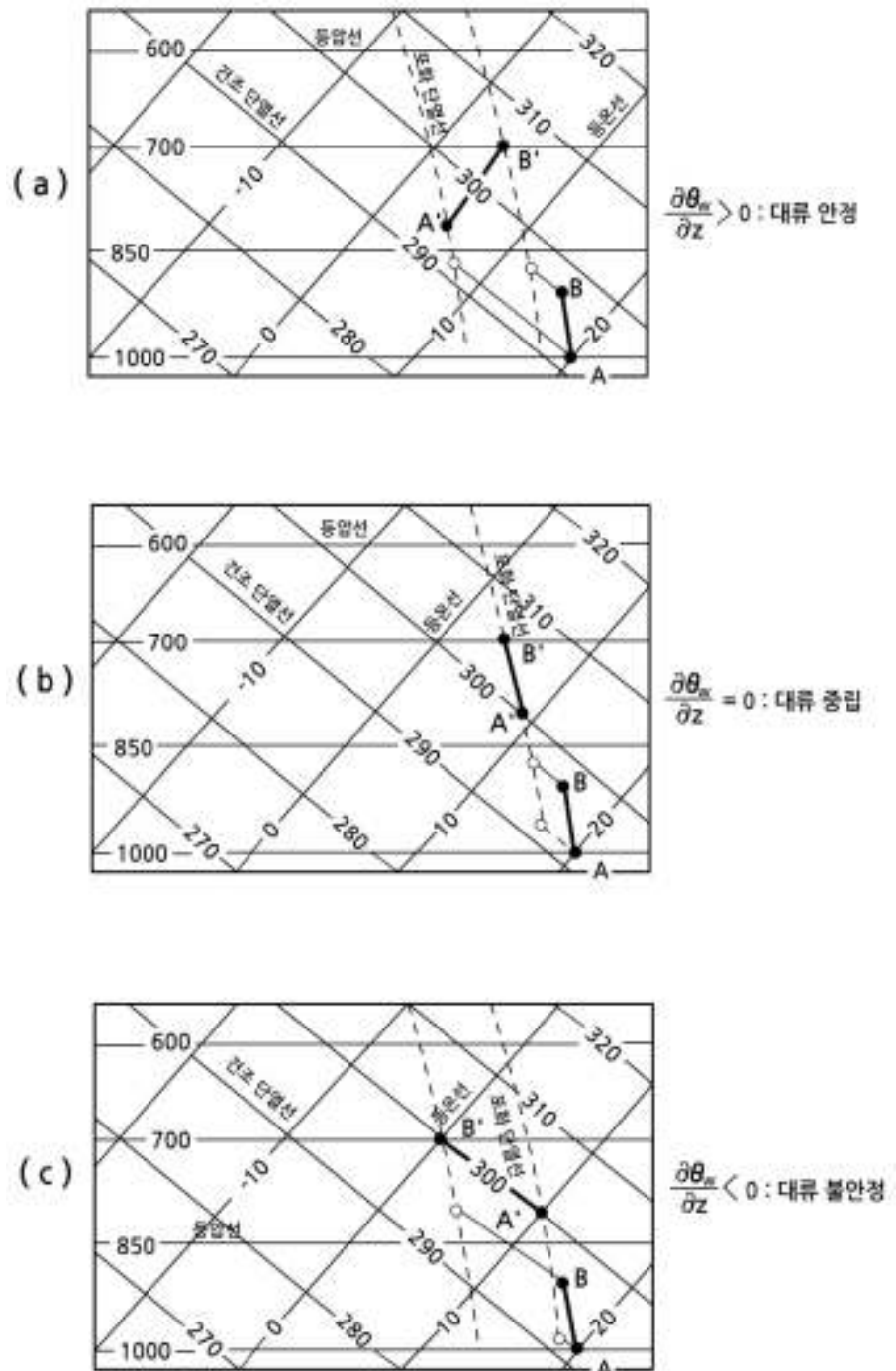
6.6 대류 불안정도

그림 6.8(b)에서는 불포화기층의 기저와 정부에 있는 두 공기덩이 A와 B는 처음 상승 시에는 서로 다른 건조단열선을 따라 온도변화를 하면서 포화고도에 이른다. 그러나 포화고도가 다르긴 하지만 포화된 다음에는 동일한 습윤단열선(점선)을 따라 상승한다. 기층의 정부가 $B'(700\text{hPa})$ 에 도달하였을 때 100hPa 에 해당하는 포화기층의 습구온위는 균일하다. 따라서 기층 내에서 습구온위의 고도에 따른 변화는 $\frac{\partial\theta_w}{\partial z} = 0$ 이므로 대류중립이다.

그림 6.8(c)에서 불포화기층의 기저(A)에서 상대습도는 높고 정부(B)에서 상대습도는 낮다. 따라서 A에서 상승한 공기덩이는 기저에서 조금 상승한 후 바로 포화되었으나 B에서 상승한 공기덩이는 A의 경우보다 훨씬 더 높이 상승한 후 포화되었다. 그 결과 기층 ($A'B'$)에서 습구온위의 고도에 따른 변화는 $\frac{\partial\theta_w}{\partial z} < 0$ 이며, 대류불안정이다.

대류불안정은 습윤한 공기 위에 건조한 공기가 있을 때 대부분 나타나는데, 그 이유는 습구온위(또는 상당온위)는 온도보다 수증기의 양에 더욱 민감하기 때문이다. 대류권에서 기층의 하층보다 상층에 건조한 공기가 있을 때 하강기류가 강화된다. 따라서 대류불안정도는 악기상의 잠재적 가능성을 분석하는데 중요하다.

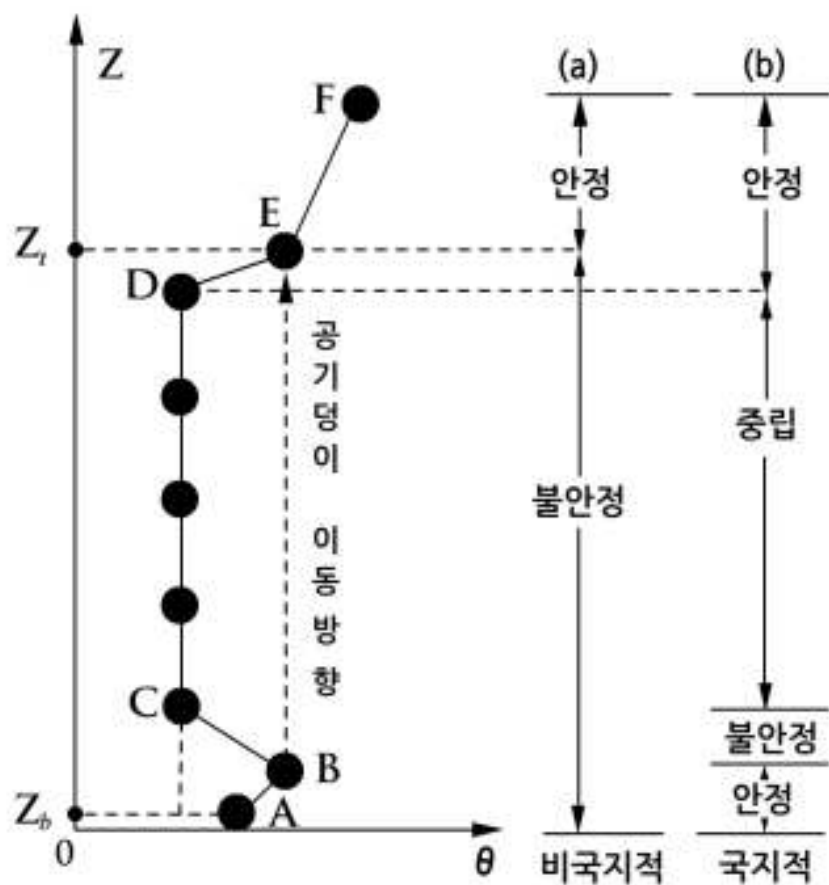
6.6 대류 불안정도



[그림 6.8] 대류불안정도 분석

6.7 비국지적 안정도

대기의 정적안정도는 국지적 안정도(Local Stability)와 비국지적 안정도(Nonlocal Stability)를 적용하여 판단할 수 있다(Stull, 2000). 국지적 안정도는 6.3절에서 기술한 바와 같이 기층에 대하여 γ 와 γ_d 또는 γ 와 γ_s 를 서로 비교하여 대기층의 안정도를 결정한다. 한편 비국지적 안정도는 Stull(1991)이 제안한 것으로 θ 또는 θ_v 의 연직 분포에서 다음의 두 가지 조건 (i) θ 나 θ_v 의 고도에 따른 변화와 그리고 (ii) 공기덩이의 연직운동을 동시에 고려하여 대기의 안정이나, 불안정을 결정한다.



[그림 6.9] 국지 안정도와 비국지 안정도의 비교

6.7 비국지적 안정도

비국지적 방법에 의한 대기의 안정도 결정은 다음의 2단계 순서에 따라 수행여진다. 첫 단계는 그림 6.9와 같이 θ 또는 θ_v 의 연직 분포에 국지적 방법을 적용하여 먼저 불안정한 층($B-C$)을 결정한다. 그리고 불안정한 층의 최저고도(θ 나 θ_v 의 값이 최대인 고도) B 에서 공기덩이를 위로 변위시켜서 공기덩이의 온도와 주위 온도가 같아지는 고도 z_t 를 결정하면, 이 고도가 불안정 층의 최고 고도가 된다. 그림 6.9에서 E 점이 z_t 에 해당한다.

그리고 국지적 안정도에 의해 결정한 불안정 층의 최고 고도(θ 나 θ_v 가 최저인 고도) C 에서 공기덩이를 아래로 변위시켜 공기덩이의 온도와 주위 온도가 같아지는 고도 z_b 를 결정하면, 이 고도가 불안정 층의 최저고도가 되며 그림 6.9에서 A 점이 z_b 에 해당된다. 두 고도 z_t 와 z_b 사이의 기층이 비국지적 방법에 의해서 결정된 불안정한 기층에 해당하며, 따라서 그림 6.9에서는 $A-E$ 가 불안정 기층이다. 두 번째 단계는 앞에서 구한 불안정한 기층을 제외한 나머지 기층($E-F$)에 대하여 국지적 방법으로 대기의 안정도를 결정한다.

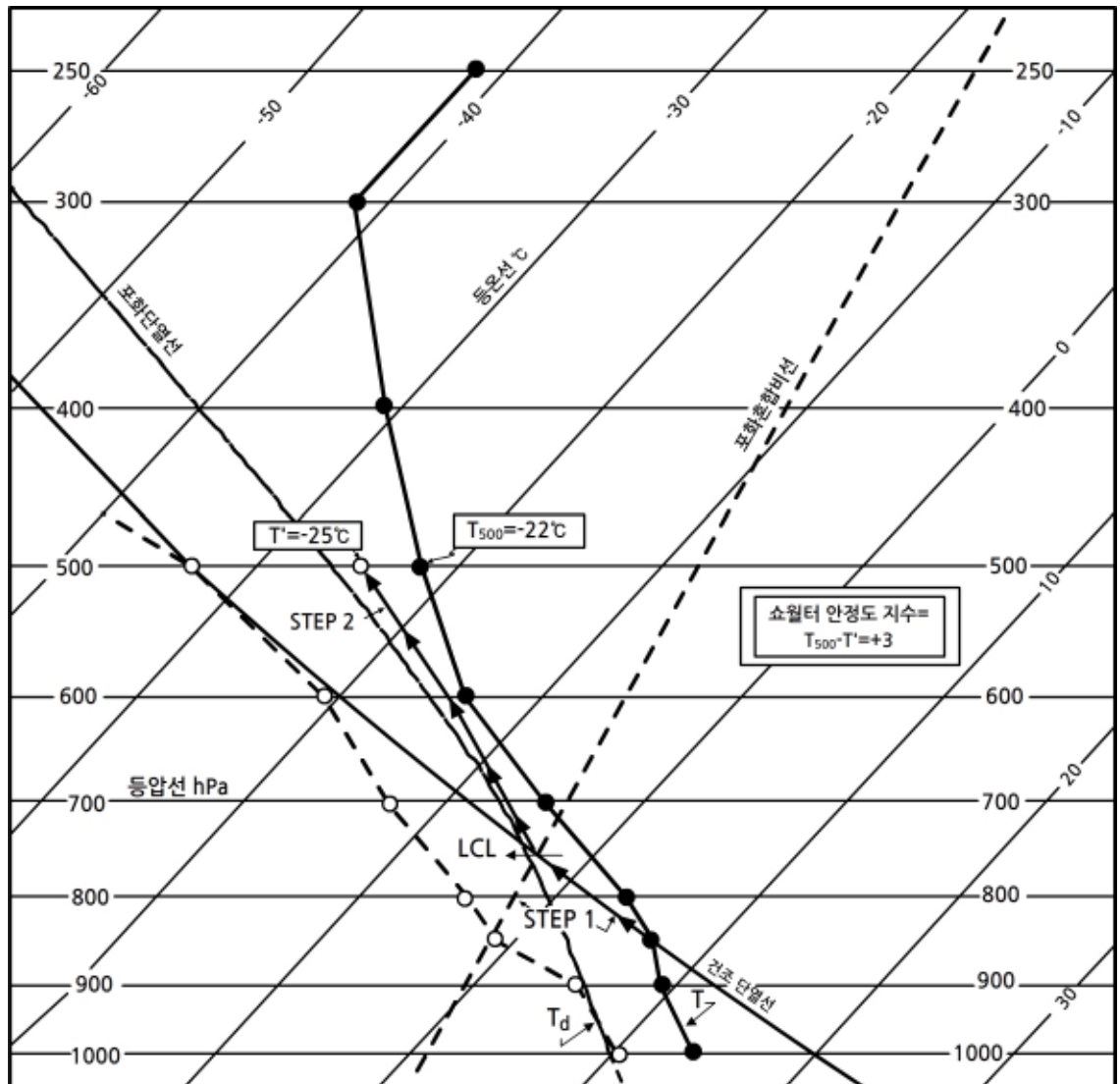
그림 6.9에서 (a)와 (b)는 온도와 온위의 연직분포에 국지적 방법(b)과 비국지적 방법(a)을 적용하여 결정한 대기의 안정도를 비교한 것이다. 그림에서 보는 바와 같이 국지적 방법은 공기덩이의 대류가 일어날 수 있는 불안정한 층의 안정도를 잘못 판단하고 있다. 따라서 비국지적 안정도는 대류가능성과 그 정도를 분석하는데 국지적 안정도보다 더 정확하다고 할 수 있다.

대기의 상태곡선을 이용한 안정도 분석은 뇌우, 우박, 토네이도 등의 가능성을 분석하는데 이용된다.

6.8 안정도 지수와 기상모수

6.8.1 쇼월터 안정도 지수

쇼월터 안정도 지수(Showalter Stability Index)는 SSI로 표시하며 뇌우의 가능성과 강도를 분석하는데 이용된다. 다음은 단열도상에서 SSI를 구하는 4단계를 나타낸 것이다(그림 6.10 참고).



[그림 6.10] 쇼월터 안정도 지수분석

6.8 안정도 지수와 기상모수

1단계 : 850hPa면의 기온(T)과 노점온도(T_d)를 이용하여 치올림고도(LCL)를 구한다.

2단계 : 치올림고도에서 습윤단열선을 따라 500hPa에 이르렀을 때 포화 공기덩이의 온도 T_s (500hPa)를 구한다.

3단계 : 500hPa면에서의 기온(500hPa)에서 2단계에서 구한 온도 T_s (500hPa)를 빼어 다음과 같이 SSI를 구한다.

$$SSI = T(500hPa) - T_s(500hPa) \quad (6.13)$$

4단계 : 500hPa고도에서 기온이 공기덩이의 온도보다 낮을 경우에는 $SSI < 0$ 으로 상승한 공기덩이가 양의 부력을 가지며, 기온이 공기덩이의 온도보다 높을 경우에는 $SSI > 0$ 으로 상승한 공기덩이가 음의 부력을 갖는다. SSI의 값에 따른 대기의 불안정도를 다음과 같이 나눌 수 있다.

$+4 \leq SSI$: 대류운이 발생하지 않음
$0 \leq SSI < +4$: 소나기와 약간의 뇌우 가능성 있음
$-3 \leq SSI < 0$: 뇌우 가능성 급증
$-6 \leq SSI < -3$: 격렬한 뇌우 가능
$SSI < -6$: 토네이도 발생 가능

여기서 한 가지 주의할 점은 안정, 불안정에 SSI 값의 범위가 사용자나 관측소에 따라서 약간씩 다르다. 위에 있는 기준은 미국 중부지방에 적합한 안정도 분류기준이다.

6.8.2 상승지수

상승지수(Lifted Index)는 대류권 하층의 안정도를 분석 하는데 이용된다. 지수 값은 보통 지표에서 500hPa(5km정도)고도의 기온과 노점 온도를 이용하여 다음 식으로 계산한다.

$$LIFT = T_{500} - T_p \quad (6.14)$$

여기서 T_{500} 는 500hPa에서의 대기온도 (°C)이고, T_p 는 지면에서 공기덩이를 단열적으로 500hPa 고도까지 상승했을 때의 온도이다. 구하는 방법은 먼저 기온(T)과 노점온도(T_d)를 이용하여 상승응결고도(LCL)를 구한다. 그리고 상승응결고도에서 습윤단열선을 따라 500hPa에 이르렀을 때 공기덩

6.8 안정도 지수와 기상모수

이의 온도 T_p 를 구한다. 상승지수가 음의 값을 가진 경우는 하층대기가 대류권 중층에 대해서 불안정 한 것을 의미 하며, 대류가 일어날 수 있는 조건을 나타낸다.

6.8.3 총합산 지수

총합산지수(Total Totals index : TT)는 뇌우의 발달 가능성을 조사하기 위한 것으로 다음 식으로 구한다.

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}) \quad (6.15)$$

여기서 T_{850} , T_{500} 은 각각 850hPa과 500hPa에서 기온을 나타내며, T_{d500} 은 500hPa에서 이슬점온도이다. 식 (6.15)에서 $(T_{850} - T_{500})$ 을 연직합산(vertical total : VT), 그리고 $(T_{d850} - T_{500})$ 을 교차합산(Cross Total : CT)이라고 하며, TT는 이 두 합산의 합을 나타낸다.

총합산지수는 뇌우 발달의 가능성을 나타내 주는 유용한 인자이다. 더욱이, 바람장 및 습도장, 전선 및 양의 와도이류(Positive Vorticity Advection : PVA) 지역 등을 고려하면 뇌우 발생지역을 보다 정확하게 예측할 수 있다. 심한 뇌우의 가능성을 예측하기 위해서 첫 번째로 VT가 26 이상, CT가 18 이상 또는 TT가 44 이상인 지역을 살핀다.

$TT < 50$: 낮음
$50 \leq TT \leq 55$: 보통
$TT > 55$: 높음

6.8.4 K 지수

K 지수(K-index)는 연직 기온감률과 대기하층의 습기의 양, 습기의 연직 분포를 고려한 안정도 지수이다. 연직 기온감률은 850 및 500hPa의 기온 차를 이용하고, 850hPa의 이슬점 온도(T_d)는 대기하층의 습도의 양을 나타내며, 그리고 상층의 700hPa의 습도는 기온-이슬점차($T_{700} - T_{d700}$)로서 표시한다. 이들 분포를 조합하여 만든 것이 K 지수이며

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (6.16)$$

와 같이 주어진다. K 지수는 주로 기단뇌우의 예보에 사용되며 이를 이용한 뇌우의 발생 가능성은 표 6.1과 같다.

6.8 안정도 지수와 기상모수

[표 6.1] K 지수의 값과 뇌우발달 가능성

K-index 값	뇌우 가능성
< 15	0%
15~20	< 20%
21~25	20~40%
26~30	40~60%
31~35	60~80%
> 40	거의 100%

6.8.5 SWEAT

SWEAT(Severe Weather Threat Index)는 뇌우 발달과 관련된 CT와 TT를 개선한 지수로서, 일반 뇌우보다는 격렬한 폭풍과 토네이도를 예보하기 위해서 만들어진 지수이다. 850hPa와 500hPa 풍속 향을 추가하여, 대기 중·하층 풍속차이와 바람시어가 고려되었으며, 뇌우와 함께 돌풍예보에 적용할 수 있다. 그러나 상층의 기온이 따뜻한 열대성기단 내에서 발생하는 여름철 호우와 직접적인 상관관계를 보이지 않는다. SWEAT 지수는 다음식을 이용하여 계산한다.

$$20(TT - 49) + 12D_{850} + 2V_{850} + V_{500} + 125[\sin(\Delta V_{500-850}) + 0.2] \quad (6.17)$$

여기서 TT : 총 합산지수, V_{850} : 850hPa 풍속, V_{500} : 500hPa 풍속, D_{850} : 850hPa에서 이슬점 온도이다.

[표 6.2] SWEAT 값과 뇌우발달 가능성

적용지역	약함	보통	강함	토네이도 발생가능
미국 평원지역 (상층 한기동반)	< 275	275 ~ 300	≥ 300	≥ 400

연습문제

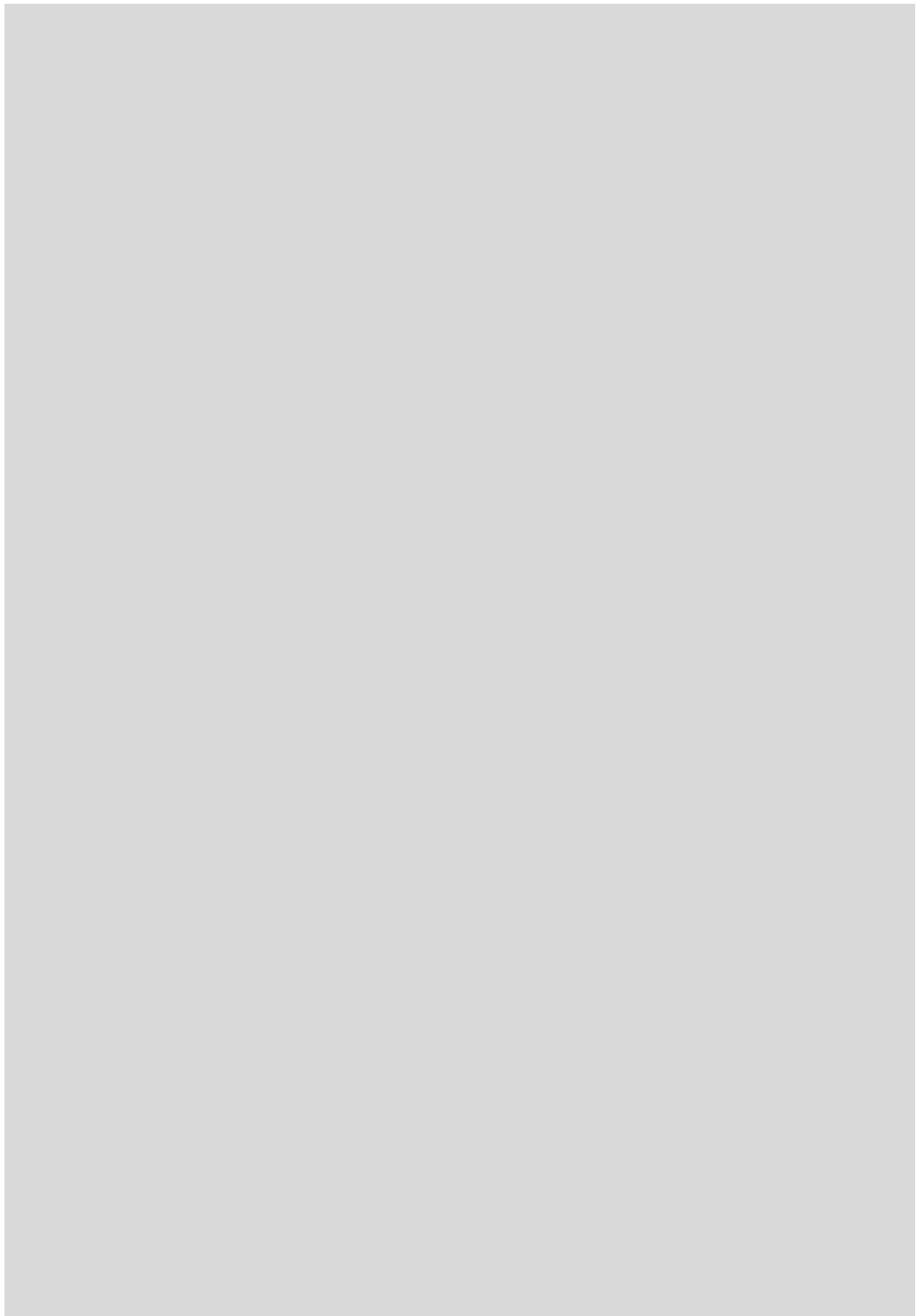
1. 부력을 정의 하고, 공기덩이에 미치는 부력을 공기덩이의 온도와 주위 온도를 이용하여 나타내시오.
2. 대기의 절대안정, 절대 불안정, 조건부 불안정에 대해서 설명하시오.
3. 어떤 주어진 관측소에서 기온의 연직분포가 바뀔 수 있는 기상학적 요인을 설명하시오.
4. 국지적 안정도와 비국지적 안정도를 비교 설명하시오.
5. 다음은 2011년 6월 20일 00UTC 오산에서 라디오존데에 의한 대기 관측 자료이다.

(1) LCL(압력, 온도), (2) LFC (압력, 온도), (3) SHOW, (4) SWEAT을 구하시오.

연습문제

47122 RKSO Osan Ab Observations at 06Z 20 Jun 2011

기압 hPa	고도 m	기온 ℃	노점온도 ℃	상대습도 %	혼합비 g/kg	풍향 deg	풍속 knot	온위 K
999.0	52	30.8	17.8	46	13.00	250	8	304.0
925.0	729	20.8	16.2	75	12.68	330	8	300.6
911.0	861	20.0	16.5	80	13.13	334	10	301.1
892.0	1043	19.5	13.4	68	10.93	340	12	302.4
879.0	1169	19.2	11.2	60	9.59	343	11	303.3
850.0	1457	17.2	9.2	59	8.66	350	9	304.1
736.0	2668	8.6	-1.4	49	4.71	23	7	307.5
700.0	3081	6.6	-4.4	45	3.96	35	6	309.8
607.0	4239	2.4	-21.6	15	1.13	43	11	317.8
583.0	4557	0.2	-24.2	14	0.93	45	13	318.9
519.0	5475	-6.1	-31.7	11	0.52	80	12	322.1
500.0	5770	-8.1	-34.1	10	0.43	80	13	323.1
410.0	7273	-18.9	-41.4	12	0.25	50	14	327.9
400.0	7460	-20.3	-42.3	12	0.23	50	15	328.5
351.0	8416	-27.5	-46.7	14	0.16	35	18	331.3
347.0	8500	-28.1	-47.1	14	0.16	35	19	331.6
308.0	9346	-35.5	-46.5	32	0.19	35	28	332.7
300.0	9530	-36.1	-50.1	22	0.13	35	30	334.4
286.0	9857	-38.0	-52.8	20	0.10	35	30	336.2
265.0	10378	-41.1	-57.1	16	0.06	32	27	339.1
250.0	10770	-43.9	-58.9	17	0.05	30	25	340.7
238.0	11099	-46.5	-60.5	19	0.05	29	24	341.6
209.0	11959	-48.6	-63.3	16	0.04	25	22	351.2
200.0	12250	-49.3	-64.3	16	0.03	15	19	354.5
190.0	12582	-50.3	-65.3	15	0.03	355	16	358.1
182.0	12860	-51.2	-66.2	15	0.03	345	11	361.1
165.0	13494	-53.2	-68.2	14	0.02	210	2	368.1
150.0	14110	-55.1	-70.1	14	0.02	235	7	374.9
110.0	16065	-60.1	-74.3	14	0.01	255	20	400.2
105.0	16358	-60.9	-74.9	14	0.01	267	19	404.1
100.0	16660	-62.3	-75.3	16	0.01	280	18	407.1



7장. 발원지와 대표 단열도

7.1 서론

7.2 예측장소와 발원지

7.3 발원지 추적

7.4 대표 Skew T-log p 다이어그램의 선택



학습목표

- 예측 장소의 대기상태를 예보하기 위하여 발원지의 Skew T-log p 다이어그램을 수정하는 기법을 이해한다.
- 예측 장소의 대기상태를 예보하는데 고려해야 할 사항은 대기의 안정도와 지형, 일사 등이다.
- 위험기상 또는 위성기상 발원지 분석에 이용되는 역추적 기법을 이해한다.

7.1 서론

Skew T-log p 다이어그램은 기상 예보자들이 기상예측을 위해 사용하는 가장 기본적인 도구 중의 하나이다. 기상변수를 예측하기 위해 사용되는 많은 기법들은 Skew T-log p 다이어그램을 기초로 하고 있다. 예를 들면 최고온도에 대한 Johnson의 방법, Saunders 안개 형성, 상·중·하층운의 발달, 그리고 적운의 기저고도 등의 예보에 Skew T-log p 다이어그램을 이용한다.

이러한 기법들이 예보에 성공적으로 사용된다고 가정한다. 그리고 이러한 기법에 의해 국지조건(Local Condition)에 맞게 선택·수정된 Skew T-log p 다이어그램은 예보에 앞서 기상관측소의 국지조건을 나타낸다고 가정한다.

7.2 예측장소와 발원지

Skew T-log p 다이어그램을 이용하여 예측장소(Forecasting Site)의 대기상태를 예측하려면 먼저 예측장소에 가까운 곳에 있는 라디오존데 관측소 자료를 이용해야 한다. 그림 7.1은 한국을 중심으로 중국, 일본과 러시아에 위치한 라디오존데 관측소 위치를 보여준다. 풍상 측에 위치한 관측한 라디오존데 자료와 적절한 기법을 이용하면 풍하 측에 위치한 예보장소의 대기상태를 예측할 수 있다.

그림 7.1에 주어진 바와 같이 예측장소의 대기상태를 예측 하기 위해서는 발원지(Source Region)의 Skew T-log p 다이어그램과 이를 수정하여 얻어진 Skew T-log p 다이어그램이 예측 장소의 대기상태를 가장 잘 나타내고 있다고 가정한다.

예보의 첫 단계는 국지 조건에 맞게 Skew T-log p 다이어그램을 수정하는 것이다. 이 수정 작업은 관측소 수준에서 QFE와 관련된 일로서 기온과 노점온도를 900hPa 고도 이하, 즉 대기경계층의 최하부의 기온과 노점온도 곡선을 수정한다. 이때 예보모수(Forecast Parameter)의 값을 구하기 위해서 적절한 기법이 적용된다.

예를 들면 한 관측소에서 아침 06:00시경에 최저 온도에서 관측한 라디오존데 관측 자료에 한 기법으로 수정을 가하여 그 관측소에서 그 날 최대온도의 예측을 시도할 수 있다. 이와 같이 예측을 할 때 최대온도가 나타나는 14:00시까지, 즉 06:00시에서 앞으로 8시간 이내에는 공기가 이동하지 않는 것으로 가정한다.

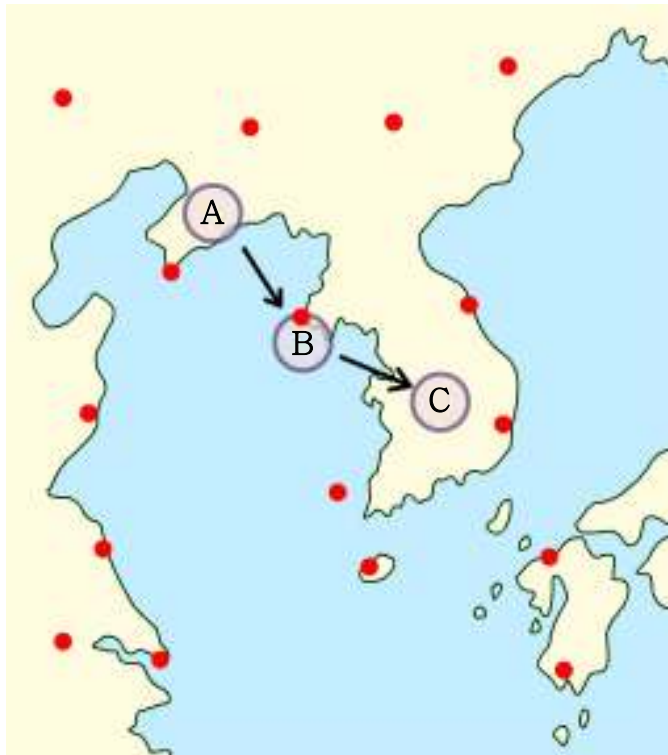
그리고 적용된 기법은 대기 경계층의 기온과 노점, 그리고 이들의 연직 분포가 다른 어떤 지역으로 이류를 거의 고려하지 않는다. 그러나 만일 기온과 노점이 동일한 경우에도 두 지역의 운량(Cloud Coverage)이 다를 수 있으며 이 경우에는 이들 예보 값이 달라진다. 즉 예보에 영향을 미치는 요인 중 어느 하나라도 다르면 온도 예보나 예보 모수의 예측에 영향을 줄 수 있다.

7.2 예측장소와 발원지

실제로 그림 7.1에서 예측장소(B)의 대기상태를 예보하는 경우에 두 가지 요인이 고려된다. 그림 7.1과 같이 하나는 예측 장소에서 다른 지역으로 공기가 이동하기 전 국지적인 효과이고, 다른 하나는 풍상 측에 있는 지역에서 예측장소로 이류 하는 경우이다. 지금 최고온도를 예측한다고 가정한다. 아침 06:00시에 풍속 5m/s인 남서풍이 예보시각까지 지속된다고 한다.

그림 7.1은 최고 온도를 예측하는 시각에 예측 지점에서 얼마나 먼 곳에 있는 공기가 예측지점으로 이동해 오는지, 그리고 예측 장소에 06:00시에 있던 공기는 최대온도 관측시각에는 실제로 어떤 다른 곳에 이동하여 도달하게 되는 지를 보여 준다. 만일 예측장소와 발원지에서 출발 조건이 동일하다고 가정하면 8시간 후에 발원지와 예측장소의 최고온도는 동일할 것이다.

이러한 결과를 얻는 과정에서 우리는 공기는 출발지점(A)에서 목적지까지 이동하는 동안 그 성질이 변하지 않았다고 가정한다.

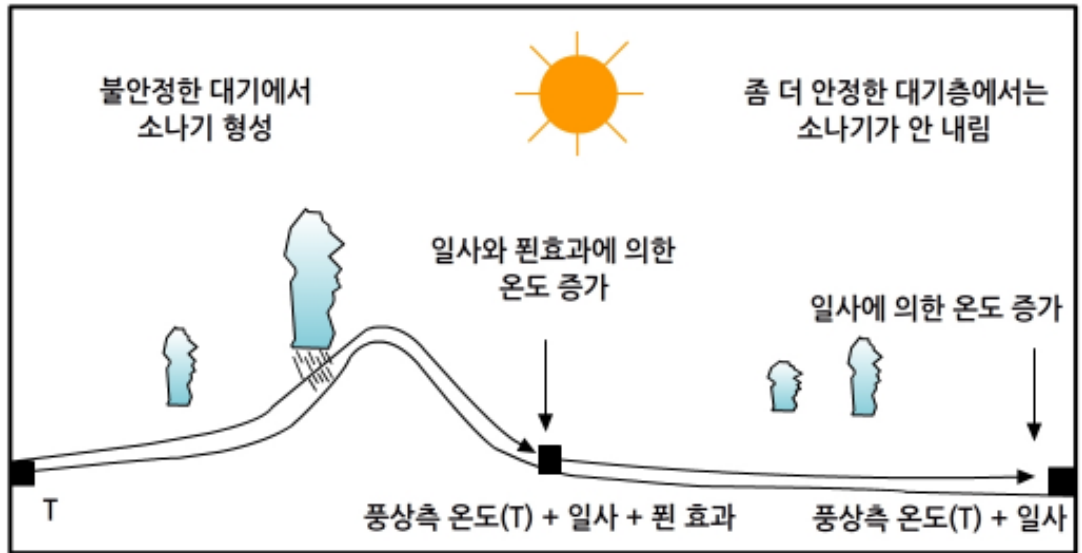


[그림 7.1] 동일시각에 관측지점(A)에서 예측장소(B)로 이동하는 공기와 예측장소에서 C지점으로 이동하는 공기

7.2 예측장소와 발원지

그림 7.2는 발원지가 풍하 측에 위치한 예측장소보다 대기가 약간 불안정한 경우에 공기가 이동하는 동안 어떤 일이 일어나는지를 보여준다. 공기가 최종 목적지까지 이동하는 동안 지표면의 기복이 다른 지형 위를 통과하고 있다.

이때 산의 풍상측은 불안정 대기로 소나기가 내리고 있는 반면에 산의 풍하 측에는 대기가 좀 더 안정한 상태에서 맑은 날씨이다. 일사로 인해서 기온이 상승하고 또 뒀 효과(Föhn Effect)로 산을 넘은 공기는 온도가 상승한다. 그 결과 발원지와 예측장소에서 최고온도는 크게 차이가 난다.



[그림 7.2] 예측장소와 발원지(공기가 출발지점)에서 대기안정도가 다른 경우 기온에 미치는 영향

7.3 발원지 추적

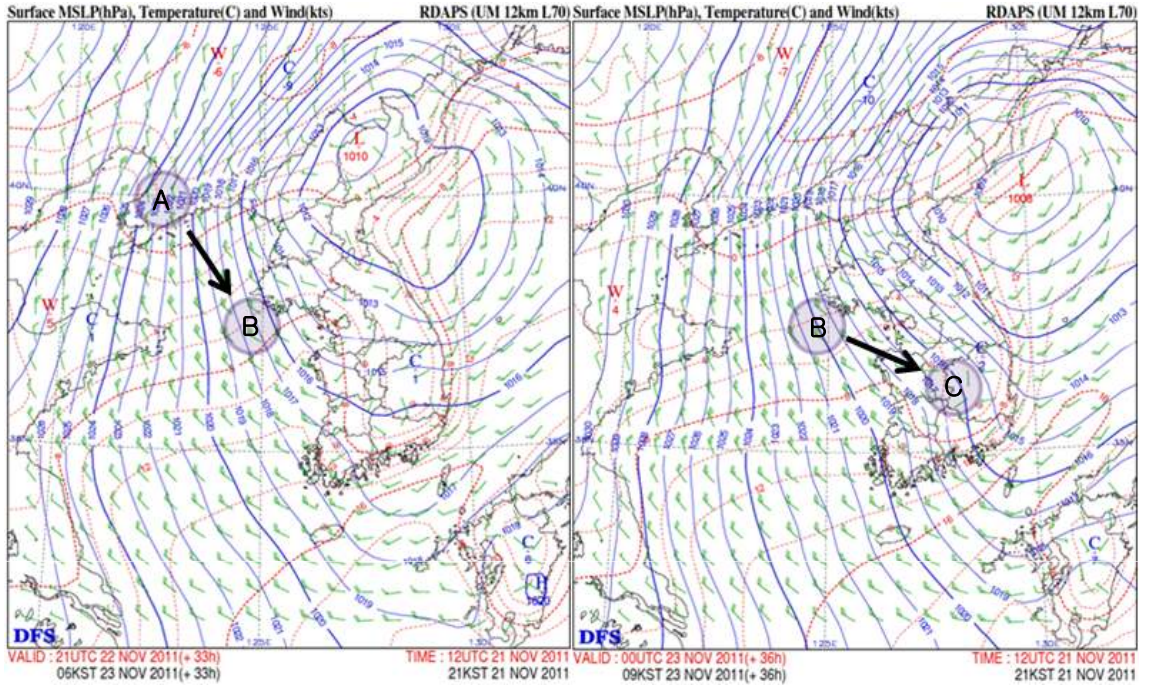
일기예보에서 악기상(예 : 황사) 또는 위험기상의 발원지를 발견하는 것은 매우 중요한 과제이다. 주어진 예측시간과 예측장소에 대한 공기의 발원지를 찾기 위해서는 어떤 기법이 요구된다. 기상청에서는 발원지를 분석하는데에는 수치모델에서 얻어진 예보바람(Forecast Wind)장을 이용한다. 예보 바람 장에 역추적 또는 후방추적(Back Tracking)을 적용하여 발원지를 분석한다.

발원지를 분석하는데 모델 바람 자료만으로는 충분치 않다. 그 모델이 잘못될 수도 있다. 바람 관측치의 비교가 가능한 곳에서 실측치와 모델 바람 자료를 비교하고 검증하여야 하며, 그리고 차이가 나면 모델 값을 조정(Adjust)하여야 한다. 실제로 좀 더 장기예보를 하려고 하면 그만큼 우리는 더 모델에 의존하여야 하며 그만큼 예보의 오차가 커진다.

그림 7.3은 그림에 표시한 예측장소와 예측 시간($T+6$ 시)에 대한 공기의 발원지를 분석하기 위한 역추적 방법을 나타낸 모식도이다. 그림에서 C 지점에 도달한 공기를 역추적 하면 6시간 이전에 이 공기는 A 지점에 있던 것으로 고려할 수 있다. 역추적 방법을 적용 하기 위해서는 공기의 이동 경로와 이동속도를 일기도상에서 분석하여야 한다. 이 경우에 설명을 간단히 하기 위하여 모델 바람자료는 $T+00$ 시에 실제 바람을 나타내는 것으로 가정하며, 예보기간 동안 모델 바람 자료가 매우 신뢰할 수 있다고 생각한다.

7.4 대표 Skew T-log p 다이어그램의 선택

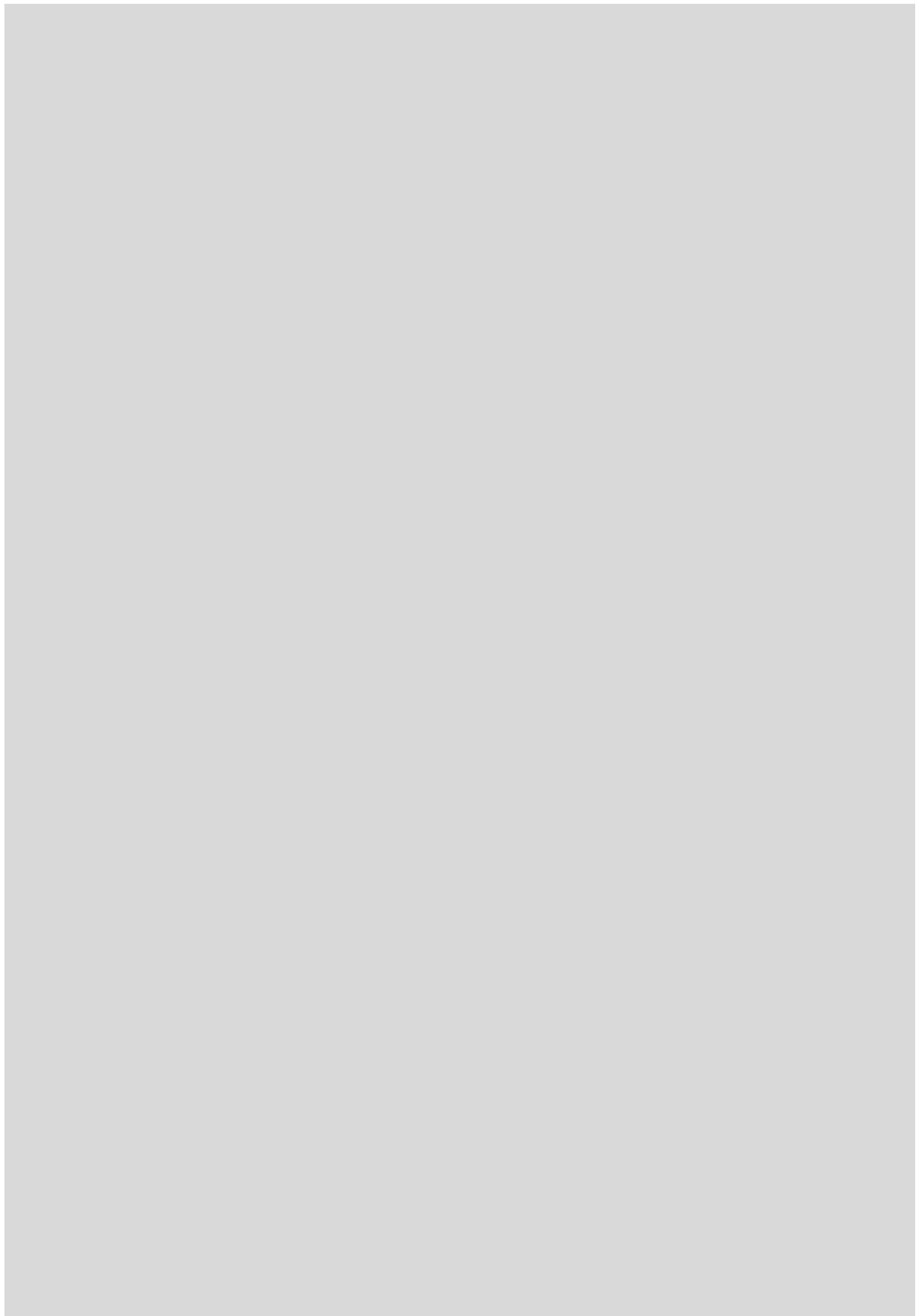
일단 예측장소의 위험기상 또는 위험기상의 발원지가 확인되면 예측장소와 가장 가까운 지점의 Skew T-log p 다이어그램을 선정하여, 그것을 대표 Skew T-log p 다이어그램으로 정한다. 그리고 이 다이어그램을 예측장소에 이용할 수 있도록 수정을 해야 한다.



[그림 7.3] 지상 일기도에서 발원지 분석을 위한 수치모델바람 자료를 이용한 역추적 방법. 그림에서 적색 실선은 등온선을 나타내며 두 지상 일기도간의 시간차는 3시간. 그림에서 기단의 발원지는 A이며, 예측장소는 C지점

연습문제

1. 발원지의 Skew T-log p 다이어그램을 수정하여 예측 장소의 대기상태를 예보한다.
2. 수치예보 자료에 역추적 기법을 적용하여 황사의 발원지를 분석한다.



8장. 구름입자의 형성

- 8.1 균질 핵생성에 의한 수적형성
- 8.2 비균질 핵생성에 의한 수적형성
- 8.3 수증기의 확산에 의한 수적성장
- 8.4 응결성장 방정식에 대한 보정
- 8.5 구름덩이의 과포화도
- 8.6 침적에 의한 빙정의 성장

학습목표

- 핵생성에 의한 수적과 빙정 형성의 기본 개념을 이해한다.
- 균질핵 생성에 관한 Kelvin의 방정식의 물리적 의미를 이해한다.
- 비균질 핵생성에 의한 수적 성장과정에서 따로 곡률 효과와 용질효과를 이해한다.
- 수증기의 확산과 관련된 Fick의 제1법칙을 이해한다.
- 수증기의 응결에 의한 수적과 빙정의 질량 증가 방정식을 이해한다.
- 수적의 응결 성장에 수증기의 확산과 공기의 열전도가 어떤 영향을 주는지 이해한다.
- 빙정의 저변과 각 수면의 상대적인 성장률이 빙정의 모양을 결정하는 것을 이해한다.
- 자연에는 여러 가지 모양의 눈 결정이 존재하며 그 모양은 기온과 수증기의 과포화도에 의해 결정됨을 이해한다.
- 눈 결정을 보면 그 형태를 분류할 수 있어야 한다.

8.1 균질 핵생성에 의한 수적형성

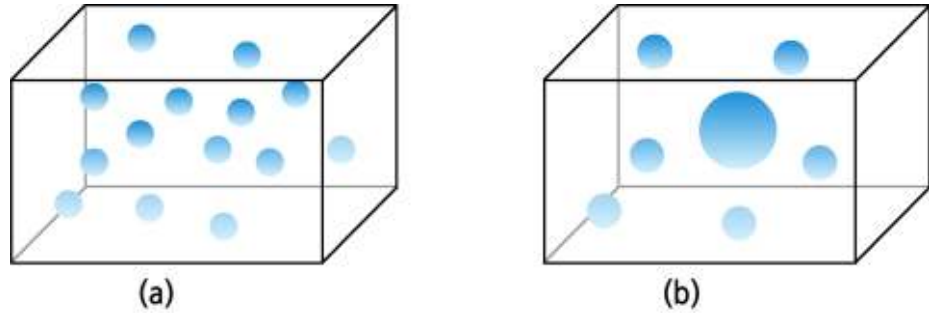
일반적으로 상대 습도가 100%정도가 되면 대기 중에서 수증기의 응결이 자연적으로 일어나는 것처럼 보이지만, 이것은 대기 중에 응결핵이 있는 경우에만 가능하다. 만일 응결핵이 없는 상태에서 순수한 수증기만으로 수적이 형성되려면 상대습도가 500~600%에 이르러야 한다. 대기 중의 수증기 또는 과냉각 수적이 상변화에 의하여 수적 또는 빙정이 형성되는 과정을 핵생성이라고 한다. 핵생성은 균질핵생성(Homogeneous Nucleation)과 비균질 핵생성(Heterogeneous Nucleation)으로 구분한다. 균질핵생성은 또한 자발 핵생성(Spontaneous Nucleation)이라고도 하며 수증기 분자들 간의 무작위 충돌(Random Collision)에 의해 작은 수적을 형성하는 것으로 상대 습도가 500% 이상인 경우에 가능하며, 구름 생성실(Cloud Chamber)에서만 재현할 수 있다. 비균질 핵 생성은 상대 습도 100% 정도에서 대기 중에 있는 응결핵을 중심으로 수증기가 응결하여 수적을 형성하는 과정을 의미한다.

수증기의 응결에 의한 수적 형성에 관한 물리 과정을 이해하기 위해 먼저 균질핵 생성 과정을 살펴보자. 그림 8.1은 주어진 온도에서 과포화 상태의 수증기만이 들어 있는 밀폐된 용기를 나타낸다. 이 밀폐된 용기 속에서 수적들 간의 충돌에 의해 하나의 매우 작은 수적이 형성을 고려한다. 이 경우 상변화와 관련된 열역학 과정은 가역 과정으로 고려하여 깁스 에너지(Gibbs Energy)를 이용하여 기술한다. 그림 8.1(a)은 N 개의 수증기 분자가 과포화 상태에 있다. 그림 8.1(b)에는 과포화 상태에서 N_l 개의 수증기 분자가 무작위로 충돌하여 반지름 r 인 하나의 매우 작은 수적이 형성되어 있다. 이 경우 계의 깁스 에너지 변화, ΔG 는 계의 나중 상태에서 처음 상태를 빼어 준 것으로

$$\Delta G = (N_l \mu_l + 4\pi r^2 \sigma + N_v \mu_v) - N \mu_v \quad (8.1)$$

으로 주어진다. 여기서 μ_l 과 μ_v 는 각각 액체 상태 및 기체 분자 하나에 대한 깁스 에너지를 나타내며 분자 하나에 대한 화학 포텐셜을 나타낸다. σ 는 물의 표면장력으로 단위 면적에 대한 계면 에너지(Interfacial Energy)라고도 하며 수적형성 및 성장 시 단위 면적의 새로운 계면(Interface)을 만드는 데 필요한 일(에너지)을 나타낸다.

8.1 균질 핵생성에 의한 수적형성



[그림 8.1] 동질 핵생성에 의한 수적 형성: (a)과포화 상태의 수증기, (b) 수적 형성 후의 상태

한편 수적 형성 후 용기 내의 수증기 분자의 수는

$$N_v = N - N_l \tag{8.2}$$

로 주어진다. 식(8.2)를 (8.1)에 대입하면

$$\Delta G = N_l(\mu_l - \mu_v) + 4\pi r^2\sigma \tag{8.3}$$

을 얻는다. 한편 수적의 형성으로 포화 수증기압이 감소하므로 이를 ΔG 와 관련시켜 식(8.3)을 좀 더 이해하기 쉽게 표현 해 보자.

수증기 1 몰에 대한 깁스 에너지의 변화 dg 는

$$dg = vde - sdT \tag{8.4}$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 e 와 T 는 각각 수증기의 압력과 온도를 나타내며, v 는 수증기 1mole의 체적, s 는 1몰에 대한 엔트로피이다. 식(8.4)에서 등온과정을 고려하고 다음의 수증기에 대한 상태 방정식

$$ev = R^* T \tag{8.5}$$

을 대입하면 식 (8.4)는 다음과 같이 주어진다.

$$dg = R^* Tdlne = kN_0Tdlne \tag{8.6}$$

여기서 R^* 는 보편기체상수(Universal Gas Constant) 이며, k 는 볼츠만 상수 그리고 N_0 는 아보가드로수이다.

8.1 균질 핵생성에 의한 수적형성

식(8.6)의 양변을 N_0 로 나누어 주면 하나의 수증기 분자에 대한 깃스에너지의 변화, 즉 화학 포텐셜(Chemical Potential)의 변화 $d\mu$ 는

$$d\mu = \left(\frac{dg}{N_0}\right) = kT d \ln e \quad (8.7)$$

으로 주어진다. 여기서 온도가 일정할 때 포화 상태에서 수증기의 화학 포텐셜을 물의 액체 상태에서의 화학포텐셜(μ_l)로 고려한다. 그리고 불포화 상태에서 수증기의 화학 포텐셜(μ_v)과의 차이를 식 (8.7)의 적분에서 구하면

$$\mu_l - \mu_v = -kT \ln\left(\frac{e}{e_{s\infty}}\right) \quad (8.8)$$

으로 주어진다. 여기서 $e_{s\infty}$ 는 평면의 물에 대한 포화수증기압을 나타낸다. 식(8.8)을 식 (8.3)에 대입하면 다음 식을 얻는다.

$$\Delta G = -N_l kT \ln\left(\frac{e}{e_{s\infty}}\right) + 4\pi r^2 \sigma \quad (8.9)$$

반지름이 r 인 수적을 구성하고 있는 물분자수 N_l 은 물의 분자량을 M_w 라 하면 다음과 같이 주어진다.

$$N_l = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_l \left(\frac{N_0}{M_w}\right) \quad (8.10)$$

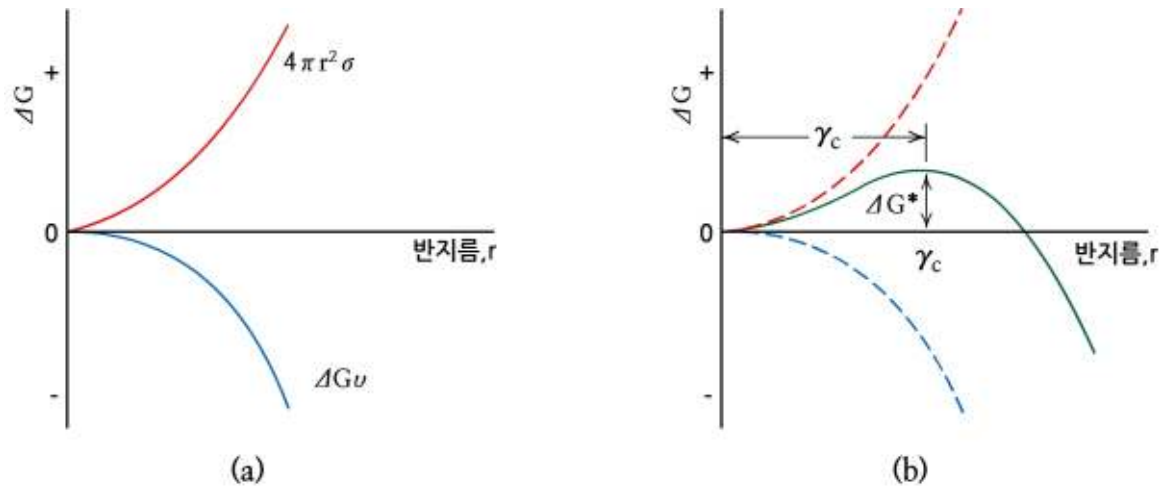
여기서 ρ_l 은 물의 밀도이다. 이 식을 식 (8.9)에 대입하고, $R_v = kN_0/M_w$ 을 이용하면 ΔG 는

$$\begin{aligned} \Delta G &= -\frac{4}{3} \pi r^3 \rho_l \left(\frac{N_0}{M_w}\right) kT \ln\left(\frac{e}{e_{s\infty}}\right) + 4\pi r^2 \sigma \\ &= -\frac{4}{3} \pi r^3 \rho_l R_v T \ln\left(\frac{e}{e_{s\infty}}\right) + 4\pi r^2 \sigma \end{aligned} \quad (8.11)$$

으로 나타낼 수 있다.

여기서 식(8.11)의 물리적 의미를 수증기의 과포화 상태에서 살펴보자. 이 경우에 $\ln\frac{e}{e_{s\infty}} > 0$ 이므로 식 (8.11)의 첫째 항(ΔG_v)은 그림 8.2(a)와 같이 항상 음의 값을 가지는 반면에서 두 번째 항은 항상 양의 값을 갖는다. 두 개의 항을 합한 결과 그림 8.2(b)이다. 그림 8.2에서 ΔG 값의 증가는 계의 불안정한 상태를 나타낸다. 따라서 ΔG 의 값이 r_c 까지는 증가하다가 r 값이 r_c 를 능가하면서 ΔG 의 값이 계속 작아지는 것은 작은 수적이 안정적으로 성장 할 수 있음을 의미한다.

8.1 균질 핵생성에 의한 수적형성



[그림 8.2] 균질핵 생성에서의 깁스 에너지의 변화

그림 8.2(b)에서 과포화 상태에서는 ΔG 의 값이 최대가 되는 수적의 임계 반경(Critical Radius)을 구하기 위해서 식 (8.11)를 다음과 같이 미분한다.

$$\frac{\partial(\Delta G)}{\partial r} = 0 \tag{8.12}$$

그리고 그 결과 식에 경계조건 $r = r_c$ 에서 $e = e_{s(r)}$ 을 적용하면, 수적의 임계 반경은

$$r_c = \frac{2\sigma}{\rho_l R_v \ln S} \tag{8.13}$$

으로 주어진다. 여기서 $S = e_s(r)/e_{s\infty}$ 로써 포화비(Saturation Ratio)를 나타낸다. 식(8.13)을 켈빈의 방정식(Kelvin's Equation)이라고 하며

$$e_s(r) = e_{s\infty} \exp\left(\frac{2\sigma}{\rho_l R_v r T}\right) \tag{8.14}$$

와 같이 나타낼 수 있다. 한편 식 (8.13)을 식 (8.11)에 대입하면 임계반경에 해당하는 자유 에너지

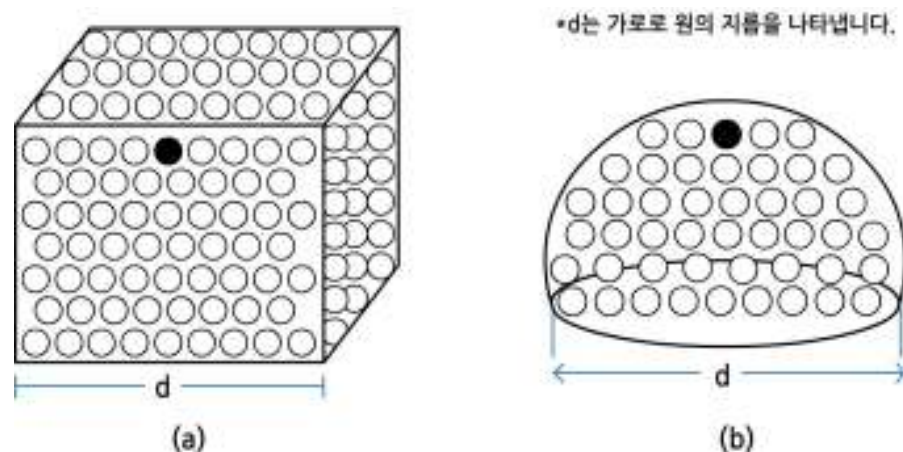
$$\Delta G_c = \frac{4}{3} \pi \sigma r_c^2 \tag{8.15}$$

가 얻어지며, 이를 자유에너지 장벽(Free Energy Barrier) 또는 핵생성 장벽(Nucleation Energy Barrier)라고 한다. ΔG_c 에 이와 같은 명칭이 주어진 이유는 동질 핵생성 과정에서 자유에너지의 값이 ΔG 를 증가 하여야만 열역학적으로 안정한 상태에서 수적성장이 가능하기 때문이다.

8.1 균질 핵생성에 의한 수적형성

식(8.13)에서 보는 바와 같이 r_c 이 감소할수록 포화비는 증가한다. 즉 수적의 반경이 작을수록 수적표면에 대한 포화 수증기압 또는 평형 수증기압이 더욱 커진다. 그 이유를 그림 8.3는 구형의 수적과 평면의 물의 모식도이다. 그림에서 (a)와 (b)에서 중심에 있는 검은 원형의 분자에 주위분자가 미치는 인력을 고려 해보자. 물 표면이 평면(a)인 경우에는 검은 원형의 분자를 중심으로 그 바로 아래, 좌·우 전·후 그리고 측면에 있는 분자들로부터 인력을 받는다. 그러나 물 표면이 곡면(b)인 경우에는 검은 원형의 분자에 인력을 미치는 분자 수가 (a)보다 상대적으로 적다. 따라서 평면의 물 표면에 있는 분자보다는 곡면 상에 있는 물 분자가 상대적으로 이탈(증발) 하기 쉽다. 그리고 이로 인해 수증기의 밀도가 더 높아지고 따라서 포화 수증기압이 더 커진다.

온난운은 크고 작은 수적으로 구성되어 있으며 그 주위는 수증기의 과포화 상태에 있다. 그러나 켈빈의 방정식에 의하면 동일한 온도에서 작은 수적의 표면에서 포화수증기압은 큰 수적의 표면에서 포화수증기압보다 높다. 그 결과 포화수증기압의 차이로 인해 작은 수적에서 큰 수적으로 수증기가 이동하게 되며, 이로 인해 큰 수적 표면에서는 수증기의 과포화가 되어 수증기가 응결하여 수적이 성장하는 반면에 작은 수적 표면은 수증기의 이동으로 불포화가 된다. 따라서 작은 수적은 지속적인 증발에 의하여 수적이 작아지는 반면에 큰 수적은 계속 성장한다.



[그림 8.3] 주위분자가 평면의 물(a)과 구형의 수적(b)의 표면 분자에 미치는 단면도. 그림에서 가로축과 구의 직경은 동일함

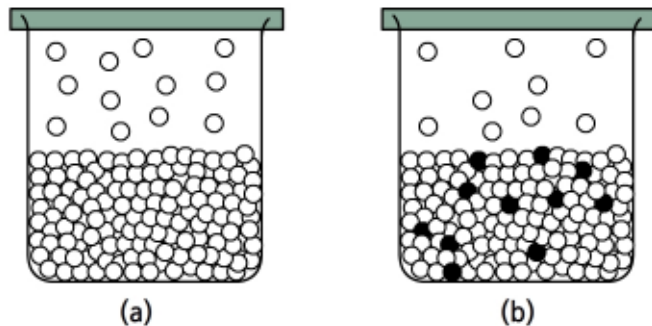
8.2 비균질 핵생성에 의한 수적형성

응결핵에 의한 비균질 핵생성과정에서 응결핵의 역할은 크게 두 가지로 생각해 볼 수 있다. 첫째는 수증기의 과포화 상태에서 응결핵은 수증기분자가 쉽게 응결할 수 있는 표면을 제공한다. 그리고 두 번째 응결핵의 역할은 대부분의 응결핵은 흡습성(Hygroscopic)이어서 상대습도 100% 이하에서도 수증기의 응결을 가능케 하여 수적을 형성한다. 예를 들면 대기중에 있는 해염(Sea Salt)입자가 응결핵으로 작용할 경우에는 수적이 형성되는 과정에서 해염이 녹는다. 이 경우 수증기의 응결에 의해 생성된 물은 용매(Solvent)역할을 하여 용질(Solute)에 해당하는 해염을 녹이면서 작은 수용액 방울(Solution Droplet)을 형성한다.

물에 비휘발성 용질이 녹아있을 경우 물의 증발이 일어나는 표면층은 그림 8.4와 같이 물분자와 용질분자로 구성되어 순수한 물로 되어있을 때 보다 그 표면에서 물분자의 이탈율이 작아진다. 그 결과 평면의 용액에서 포화수증기압(e')은 평면의 순수한 물에서 포화수증기압($e_{s\infty}$)보다 낮아지며 이를 라울의 법칙(Raoult's Law)이라고 한다. 이 법칙에 의하면 용액이 n_0 몰의 물과 n 몰의 비휘발성 용질로 구성되어있을 경우 용액평면에서 포화수증기압(e')은

$$\frac{e'}{e_{s\infty}} = \frac{n_0}{n_0 + n} \quad (8.16)$$

와 같이 주어진다.



[그림 8.4] 순수한 물(a)과 평면의 물(b)에 대한 포화 수증기압

용액이 농도가 매우 낮은 경우 즉, $n \ll n_0$ 인 용액의 경우에는 식 (8.16)은

$$\frac{e'}{e_{s\infty}} \approx 1 - \frac{n}{n_0} \quad (8.17)$$

으로 근사할 수 있다.

8.2 비균질 핵생성에 의한 수적형성

한편 고체 상태의 용질이 물에 녹았을 때는 두 가지 형태로 분해된다. 첫 번째 경우는 설탕과 같이 용해는 되지만 더 이상 분해되지 않고 설탕분자 그대로 존재하는 경우이다. 두 번째 경우는 소금과 같이 물에 용해되면서 Na^+ 이온과 Cl^- 이온으로 분해되는 경우이다. 여기서 소금이 물에 용해되면서 Na^+ 이온과 Cl^- 이온으로 분해되는 까닭은 물 분자들과 Na^+ 또는 Cl^- 이온 사이에 작용하는 인력이 Na^+ 이온과 Cl^- 이온 사이에 작용하는 인력보다 더 크기 때문이다. 따라서 물 분자 주위의 이온에 의한 인력은 물 분자가 용액에서 이탈할 수 있는 기회를 감소시킴으로써 용질이 이온화가 되지 않은 경우보다 포화수증기압이 더 낮아진다. 용액에서 용질이 이온화에 따른 포화수증기압의 감소효과를 고려한 것이 반트호프 인자(Van't Hoff Factor)이며 i 로 표시한다. 희석된 $NaCl$ 용액의 경우 $i=2$, $(NH_4)_2SO_4$ 용액은 $i=3$ 으로 주어진다.

8.2 비균질 핵생성에 의한 수적형성

용질의 질량이 m_s , 그 분자량이 M_s 인 경우 유효한 이온의 수는

$$n = \frac{iN_0m_s}{M_s} \quad (8.18)$$

로 주어진다. 그리고 질량이 m 인 물의 분자 수는

$$n_0 = \frac{N_0m}{M_w} \quad (8.19)$$

이다. 식(8.18)과 식(8.19)를 식(8.17)에 대입하고, 물의 질량 $m = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_l$ 을 적용하면

$$\frac{e'}{e_{s\infty}} = 1 - \frac{b}{r^3} \quad (8.20)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 $b = \frac{3iM_w m_s}{4\pi \rho_l M_s}$ 이다.

식(8.20)는 용질의 질량 (m_s)이 일정할 경우 평형 수증기압은 $\frac{1}{r^3}$ 에 의존함을 보여준다. 따라서 응결에 의해 용액방울의 반경이 증가할수록 $\frac{1}{r^3}$ 은 영(Zero)에 접근하므로 용질로 인한 포화수증기압 강하(Depression) 효과는 크게 감소한다. 수적에 용질이 녹아있을 경우 표면의 곡률과 용액의 수적 표면상에서의 포화 수증기압에 미치는 효과는 식(8.14)와 (8.20)을 결합함으로써

$$\frac{e'_s(r)}{e_{s\infty}} = \exp\left(\frac{a}{r}\right)\left(1 - \frac{b}{r^3}\right) \quad (8.21)$$

와 같이 나타낼 수 있다. 여기서 $e'_s(r)$ 는 용액방울 표면에서의 포화수증기압이고, $a = \frac{2\sigma}{\rho_l R_v T}$ 이다. 식(8.21)에서 $\frac{a}{r} \ll 1$ 이므로

$$\frac{e'_s(r)}{e_{s\infty}} \approx \left(1 + \frac{a}{r}\right)\left(1 - \frac{b}{r^3}\right) \quad (8.22)$$

와 같이 근사할 수 있다. 그리고 (8.22)에서 $\frac{1}{r^4}$ 과 관련된 항을 무시하면

$$\frac{e'_s(r)}{e_{s\infty}} = 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3} \quad (8.23)$$

을 얻는다. 식(8.23)을 켈러 곡선(Kohler Curve)의 방정식이라고 하며, 주어진 용질의 질량과 온도에서 용액방울의 표면에서의 포화수증기압은 수적의 크기에 의존함을 보여준다.

8.2 비균질 핵생성에 의한 수적형성

식(8.23)에서 $\frac{a}{r}$ 는 곡률항(Curvature Term)으로써, 평면의 물과 비교해서 곡면을 가진 물에서 포화 수증기압의 증가 효과를 나타낸다. 그리고 $\frac{b}{r^3}$ 항은 용액항(Solution Term)으로 물에 용질이 용해되어있을 경우 이로 인한 포화수증기압의 감소를 나타낸다. 식(8.23)에서 $a \approx 3.3 \times 10^{-5} / T(cm)$ 이고 $b \approx \frac{43im_s}{M}(cm^3)$ 이다. 응결핵이 활성화시에 구름물방울의 임계반경과 이 때의 임계 포화비는 (8.23)에 의한 곡선의 최고점에서 반경과 포화비이므로

$$r_c = \sqrt{\frac{3b}{a}} \quad (8.24)$$

$$S_c = 1 + \sqrt{\frac{4a^3}{27b}} \quad (8.25)$$

로 주어진다. 표 8.1은 NaCl로 이루어진 응결핵의 질량에 따른 임계반경과 과포화도를 나타낸 것이다. 응결핵의 질량이 증가할수록 임계반경이 더욱 크게 증가함을 보여준다.

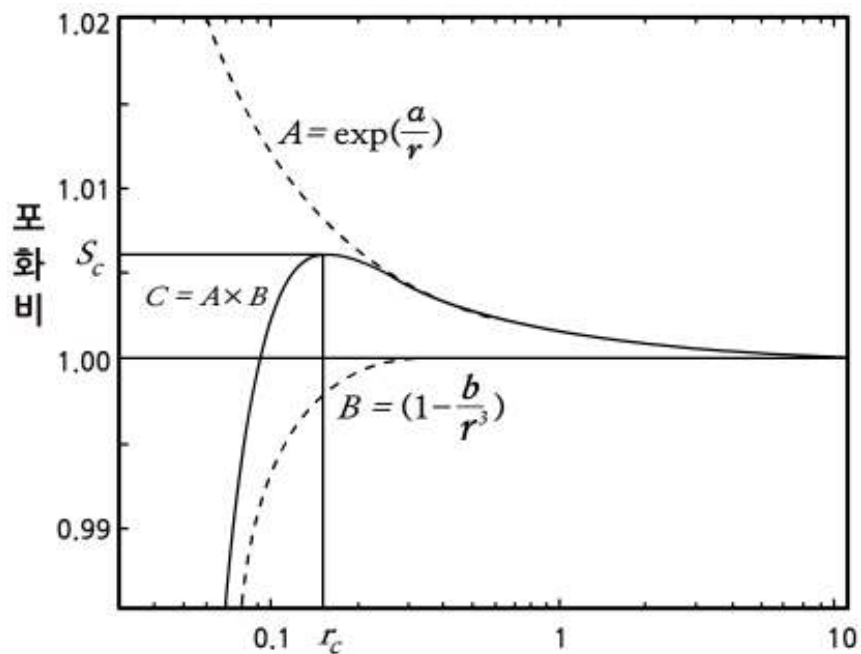
[표 8.1] 응결핵의 질량에 따른 임계반경과 과포화도 (Rogera and Yau, 1989)

해리된 염분(NaCl) 질량(g)	$r_s(\mu m)$	r_c	$(S-1)(\%)$
10^{-16}	0.0223	0.19	0.42
10^{-15}	0.0479	0.61	0.13
10^{-14}	0.103	1.9	0.042
10^{-13}	0.223	6.1	0.013
10^{-12}	0.479	19	0.0042

그림 8.5는 질량이 $10^{-16}g$ 황산암모늄, $(NH_4)_2SO_4$ 으로 이루어진 용질이 응결핵으로 작용하여 매우 작은 수용액 방울을 형성한 후 수증기의 응결에 의한 성장단계에서 반경의 증가에 따른 곡률효과와 용액효과를 보여준다. 그림에서 점선 A는 순수한 물로 이루어진 수적의 성장 시에 성장곡선에 대한 포화비의 변화를 보여준다. 그림에서 보는 바와 같이 수적의 반경이 증가에 따라 포화비가 점점 1에 접근하고 있다. 그리고 포화비(S^*)의 값이 1보다 작은 점선 B는 수용액 방울이 성장 시에 포화비의 변화를 보여준다. 그림에서 보는바와 같이 반경이 증가함에 따라 용액의 농도 감소로 포화비가 점점 1에 접근하고 있다.

8.2 비균질 핵생성에 의한 수적형성

그림 8.5에서 실선 C 는 켈러 곡선으로 그림에 주어진 곡률효과(A)와 용액효과(B)가 합해졌을 때의 실제 수용액 방울의 성장곡선이다. 그림에서 보는 바와 같이 용액방울의 반경이 작은 때에는 용액효과가 곡률효과보다 훨씬 탁월하여 상대습도 100% 미만에서도 평형(포화) 상태에 있다. 그러나 반경이 대략 $0.07\mu\text{m}$ 로 증가하면서 용액효과는 거의 무시되고, 곡률효과가 영향을 미친다. 그림에 의하면 곡률효과는 용액의 반경이 $0.07\mu\text{m}$ 에서 거의 $10\mu\text{m}$ 로 성장할 때까지 영향을 미친다. 용액방울의 성장곡선 C 에서 최대 포화비를 S_c 임계포화비 그리고 이에 해당되는 반경 r_c 를 임계반경(Critical Radius)라고 하며 구름 물방울의 형성에서 매우 중요한 의미를 갖는다. 그 까닭은 응결핵을 중심으로 형성된 수적이 성장하여 그 크기가 r_c 를 능가하는 것을 응결핵의 활성화(Activation)라고 한다.



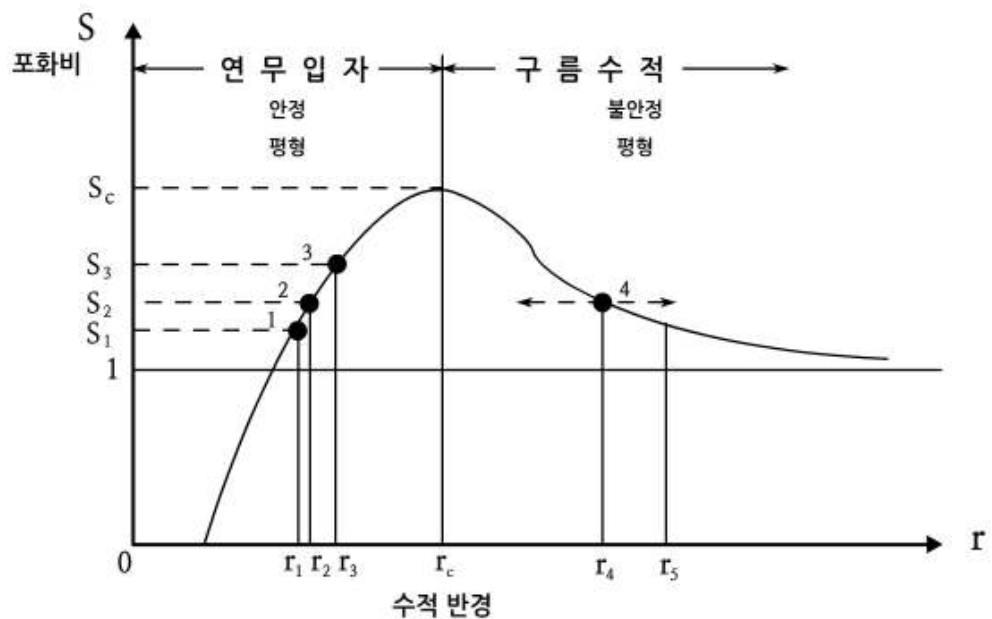
[그림 8.5] 켈러 곡선(Kohler Curve)

응결핵에 의해 형성된 수적 가운데서 반경이 r_c 보다 작은 입자들을 연무입자(Haze Particle)라고 하며, 수적의 반경이 $r > r_c$ 인 입자들을 구름 수적(Cloud Droplet)이라고 한다.

물리적으로 연무입자와 구름 수적의 차이는 그림 8.6에서 보는 바와 같이 연무입자는 안정평형(Stable Equilibrium) 영역에서 형성되고 구름 수적은 불안정평형(Unstable Equilibrium) 영역에서 형성된다. 여기서 그림 8.6을 이용하여 수적의 안정평형과 불안정평형의 차이점을 이해하기 위하여 켈러 곡선에서 입자의 크기를 변화 시켜 보자.

8.2 비균질 핵생성에 의한 수적형성

안정평형 영역에서 포화비가 S_2 이고 반경이 r_2 인 작은 수적이 공기분자의 충돌로 몇 개의 분자를 상실하여 순간적으로 반경이 r_1 인 입자가 되었다고 가정한다. 이 경우 수적 주위의 포화비 S_1 이므로 입자는 과포화 상태에 있게 되고 이로 인해 입자는 성장하여 S_2 에서 원래 크기인 r_2 인 입자가 된다. 한편 S_3 인 수적이 수증기 분자와의 충돌로 몇 개의 분자를 획득하여 반경이 r_3 인 입자가 되었다고 가정하자. 이 경우에 입자의 반경은 증가하였지만 주위공기의 포화비는 여전히 S_2 이므로 입자는 불포화 상태에 있다. 이로 인해 입자는 증발하여 r_3 에서 다시 r_2 인 입자가 된다. 따라서 수적의 반경이 $r < r_c$ 인 연무영역에서는 수적이 평형상태를 벗어나면 증발 또는 응결을 거쳐 원래의 위치로 복귀한다. 따라서 연무영역은 안정평형이다. 이와 대조적으로 불안정 평형 영역에서 포화비가 S_4 , 반경이 r_4 인 수적이 평형 상태에서 수증기 분자와의 충돌로 입자가 r_5 로 성장한다고 가정하자. 이 경우 반경이 r_5 인 수적에 대한 평형 수증기압, S_5 는 $S_5 < S_4$ 이므로 수적은 계속 성장한다. 한편 반경이 r_4 인 수적이 평형 상태에서 수증기 분자를 상실하여 그 크기가 r_4 보다 작아지는 경우 수적은 불포화 상태에 있게 되어 계속 증발 하면서 작아진다. 그리고 결국에는 수적의 크기는 r_2 가 된다. 따라서 수적의 반경이 $r > r_c$ 인 구름수적 영역에서는 수적이 평형상태를 벗어나면 증발 또는 응결을 거쳐 원래의 위치로 복귀하지 않는다. 따라서 구름수적 영역은 불안정평형이다. 불안정평형에서 구름수적 성장이 멈추는 때는 수적 주위의 수증기압이 평형 수증기압과 동일 할 때이다.



[그림 8.6] 연무입자와 구름수적의 구분

8.3 수증기의 확산에 의한 수적성장

수증기의 확산에 의한 수적 성장은 두 가지 물리 과정을 동반한다. 수적 표면에서 수증기가 응결하면서 방출된 잠열로 인하여 수적의 온도 상승과 이로 인해 주위보다 온도가 높은 수적에서 주위로 열의 전도이다. 여기서는 이 두 가지 물리 과정이 수적 성장과 어떻게 관련되어 있는지 살펴보자.

8.3.1 수적의 크기 스펙트럼

수증기의 확산에 의한 수적의 성장 방정식을 유도하기 위하여 반경이 r 인 하나의 고립된 작은 수적을 고려하자. 그리고 수적의 중심에서 거리 R 에 따른 수증기의 수 농도(Number Density)를 그림 8.7과 같이 $n(R)$ 이라고 한다. 수증기의 수 농도가 위치에 따라 다를 경우 수증기 분자는 수 농도가 높은 곳에서 낮은 곳으로 이동하며, 이 경우 수증기의 분자의 속(Flux)은 픽(Fick)의 제1법칙에 의해

$$\vec{J} = -D\nabla n \quad (8.26)$$

로 주어진다. 여기서 \vec{J} 는 벡터량으로 그 단위는 단위 시간 동안 단위 면적을 통과하는 수증기의 분자수, 즉 수증기의 속(Flux)을 의미하고, ∇ 는 3차원 미분 연산자 델(Del)을 표시한다. 그리고 D 는 수증기의 확산계수이고 그 단위는 m^2s^{-1} 이다. 식(8.26)에서 음(-)의 부호는 수증기의 알짜 속(Net Flux)의 방향이 ∇n 의 방향과 반대 방향임을 나타낸 것으로서 수 농도가 높은 곳에서 낮은 곳으로 수증기 분자가 이동함을 의미한다. 어느 한 지점에서 수증기 분자 속의 발산은 그 지점에서 수증기의 농도 변화와 관련 지을 수 있으며

$$\frac{\partial n}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{J} \quad (8.27)$$

으로 나타낼 수 있다. 식(8.27)는 n 에 연속 방정식(Continuity Equation)을 나타낸다. 식(8.26)을 (8.27)에 대입하고 확산 계수가 일정하다고 고려하면

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \nabla^2 n \quad (8.28)$$

으로 주어진다. 식(8.28)을 픽(Fick)의 제2법칙이라고 하며, 수증기 분자의 확산 방정식(Diffusion Equation)을 나타낸다.

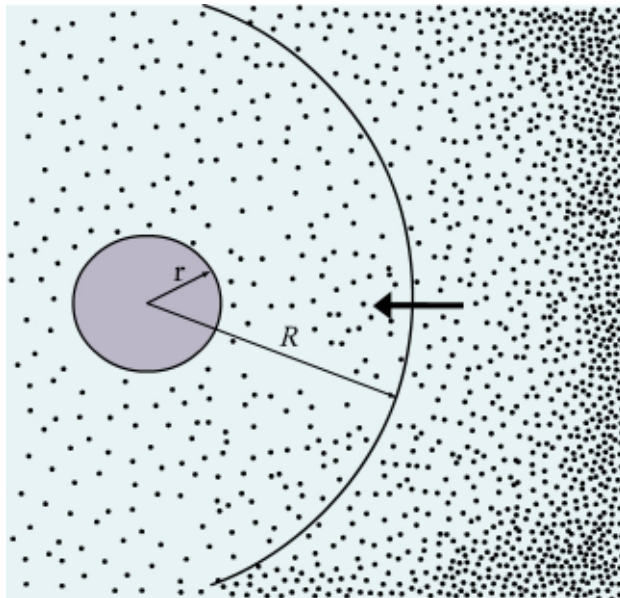
8.3 수증기의 확산에 의한 수적성장

8.3.2 수적의 응결 성장

수적의 응결에 의한 성장 방정식을 구하기 위하여 수증기의 장(field)이 등방성이고, 정상 상태($\frac{\partial n}{\partial t}=0$)를 가정한다. 이 조건을 구면 좌표계로 나타낸 식(8.28)에 적용하면

$$\nabla^2 n = \frac{1}{R^2} \frac{\partial}{\partial R} (R^2 \frac{\partial n}{\partial R}) = 0 \quad (8.29)$$

으로 주어진다.



[그림 8.7] 수적주위의 과포화에 의한 확산성장

식(8.29)에서 $n = n(R)$ 을 구하기 위해 이식을 R 에 대해서 적분하면

$$\frac{\partial n}{\partial R} = \frac{A}{R^2} \quad (8.30)$$

이 얻어지며, 다시 적분하면

$$n(R) = -\frac{A}{R} + B \quad (8.31)$$

를 얻는다. 여기서 수적 표면과 수적 주위에 대해 경계 조건:

$$(i) \text{ 수적주위: } R \rightarrow \infty ; n \rightarrow n_{\infty}, \quad (ii) \text{ 수적표면: } R \rightarrow r ; n \rightarrow n_r$$

8.3 수증기의 확산에 의한 수적성장

을 (8.31)에 적용하면 다음 식을 얻는다.

$$n(R) = n_{\infty} - \frac{r}{R}(n_{\infty} - n_r) \quad (8.32)$$

수증기의 확산 시에 수적의 응결성장이 수적의 전 표면에서 응결이 일어날 경우 수적의 질량 증가율은

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi r^2 D m_0 \left(\frac{\partial n}{\partial R}\right)_{R=r} \quad (8.33)$$

와 같이 주어진다. 여기서 m_0 는 하나의 수증기 분자의 질량이다. 식(8.33)에서 $\left(\frac{\partial n}{\partial R}\right)_{R=r}$ 은 수적 표면에서 거리에 따른 수증기 농도의 변화율을 나타내며, (8.32)을 미분하면

$$\left(\frac{\partial n}{\partial R}\right)_{R=r} = \frac{1}{r}(n_{\infty} - n_r) \quad (8.34)$$

을 얻는다. 이 식을 식 (8.33)에 대입하고 $\rho_{\infty} = n_{\infty} m_0$ 와 $\rho_r = n_r m_0$ 을 적용하면 수증기의 응결에 의한 수적 성장방정식은

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi r D(\rho_{\infty} - \rho_r) \quad (8.35)$$

으로 주어진다. 식(8.35)에 의하면 수적 주위에 수증기의 밀도(ρ_{∞})가 수적 표면에서 수증기의 밀도(ρ_r)보다 큰 경우에는 응결이 일어나서 수적 질량이 증가하고, 그 반대인 $\rho_{\infty} < \rho_r$ 인 경우에는 수적이 증발하여 질량이 감소한다.

8.3 수증기의 확산에 의한 수적성장

8.3.3 현열속 방정식

수증기가 응결에 의해 수적이 성장하게 되면 잠열이 방출되고 이 열은 수적의 온도를 높여주어 수적과 접촉하는 공기분자에 의한, 즉 분자전도(Molecular Conduction)에 의해 열이 온도가 낮은 주위공기로 전달된다. 여기서 복사와 대류에 의한 열 이동을 무시하면, 수적 표면에서 열 이동은 열전도에 관한 푸리에(Fourier)의 방정식을 이용하여

$$\vec{h} = -K \nabla T \quad (8.36)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 \vec{h} 는 열속 ($Jm^{-2}s^{-1}$)이고, K 는 열전도도이다. 식 (8.36)에서 음(-)의 부호는 열속의 방향이 ∇T 의 방향과 반대 방향임을 나타낸다. 어떠한 주어진 점에서 열속의 변화는 그 지점의 국지온도 변화와 직접 관련되어 있으므로

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{h} = K \nabla^2 T \quad (8.37)$$

와 같이 주어진다. 여기서 K 는 상수로 고려하고 있다. 수적 온도장의 정상 상태인 경우 식 (8.37)은

$$\nabla^2 T = 0 \quad (8.38)$$

으로 주어진다. 식 (8.38)에 구면 좌표계를 도입하고 온도 분포의 등방성을 고려하여 적분하면 $T = T(R)$ 로 주어진다.

여기에 경계조건 (i) $R \rightarrow r$; $T \rightarrow T_r$ 와 (ii) $R \rightarrow \infty$; $T(\infty) = T$ 을 적용하면 다음 식을 얻는다.

$$T = T_r + (T - T_r) \frac{r}{R} \quad (8.39)$$

분자 전도에 의해서 단위시간에 수적이 잃은 열은

$$\frac{dQ}{dt} = 4\pi r^2 K \left(\frac{\partial T}{\partial R} \right)_{R=r} \quad (8.40)$$

으로 주어진다. 여기서 식(8.39)를 적용하면

$$\frac{dQ}{dt} = 4\pi r K (T_r - T) \quad (8.41)$$

8.3 수증기의 확산에 의한 수적성장

로 나타낼 수 있다. 여기서 $(T_r - T) \leq 1^\circ C$ 이다. 한편 잠열 방출량은 단위 질량의 수증기가 응결시에 방출된 잠열(L_v)과 질량 증가의 곱으로 $dQ_c = L_v dm$ 와 같다. 그러나 dQ_c 가 모두 수적의 온도를 높이는데 사용되는 것은 아니다. 따라서 방출된 잠열 중 주위 공기로 전달된 양을 dQ 라고 하면 실제 수적의 온도 변화를 나타내는 식은

$$\frac{4}{3} \pi r^3 \rho_l c_w \frac{\partial T_r}{\partial t} = L_v \frac{dm}{dt} - \frac{dQ}{dt} \quad (8.42)$$

으로 주어진다. 여기서 ρ_l 과 c_w 는 각각 물의 밀도와 비열을 의미한다. 정상 상태에서는 $\frac{\partial T_r}{\partial t} = 0$ 이므로 $L_v dm/dt = dQ/dt$ 이다. 따라서 식(8.41)은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$L_v \frac{dm}{dt} = 4\pi r D L_v (\rho_\infty - \rho_r) \quad (8.43)$$

8.3.4 수적의 응결성장 방정식

수적의 응결성장 방정식은 수적의 성장 시에 일어나는 수증기의 확산과 열 이동을 함께 포함 고려한 것이다. 일반적으로 수적성장 방정식은 수증기의 과포화에 따른 수적의 질량 증가율(dm/dt) 또는 반경 증가율(dr/dt)을 나타낸다. 수적의 응결성장 방정식은 식 (8.35)과 (8.40)에서 각각 밀도장과 온도장을 포화수증기압 항으로 나타낸 후 이 두 식을 결합한 것이다.

수적 성장 방정식을 구하기 위한 먼저 식 (8.41)의 $(T_r - T)$ 을 포화 수증기압(e_s)으로 표현하기 위해 클라우시우스-클레페이롱 방정식

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2} \quad (8.44)$$

을 고려한다. 이 방정식의 포화 수증기압을 포화 수증기의 밀도로 나타내기 위하여 포화상태에서 수증기의 상태 방정식 $e_s = \rho_s R_v T$ 에 대수를 취한 후 미분 하면 다음 식을 얻는다.

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{d\rho_s}{\rho_s} + \frac{dT}{T} \quad (8.45)$$

여기서 ρ_s 는 포화 수증기의 밀도이다. 이 식을 식 (8.44)에 대입하면 다음과 같이 주어진다.

8.3 수증기의 확산에 의한 수적성장

$$\frac{d\rho_s}{\rho_s} = \frac{L_v}{R_v} \frac{dT}{T^2} - \frac{dT}{T} \quad (8.46)$$

이 방정식을 포화수증기 밀도 $\rho_s(T)$ 에서 수적 표면에서 포화 수증기 밀도 $\rho_{sr}(T_r)$ 까지 적분 하면 다음 식을 얻는다.

$$\ln\left(\frac{\rho_{rs}}{\rho_s}\right) = (T_r - T) \left(\frac{L_v}{R_v T_r T}\right) - \ln\left(\frac{T_r}{T}\right) \quad (8.47)$$

여기서 $\rho_{rs}(T_r)$ 은 온도가 T_r 인 수적 표면에서 수증기의 밀도이며, $\rho_s(T)$ 는 주위 온도 T 인 수적주위에서 포화수증기의 밀도이다. 식(8.47)에서 $T/T_r \approx 1$ 을 적용하면 다음의 근사식을 얻는다.

$$\ln\left(\frac{T_r}{T}\right) = \ln\{1 + (T_r - T)/T\} \approx (T_r - T)/T \quad (8.48)$$

이 식을 식(8.47)에 적용하면

$$\ln\left(\frac{\rho_{rs}}{\rho_s}\right) = (T_r - T) \left(\frac{L_v}{R_v T_r T} - 1\right) \quad (8.49)$$

식(8.49)에서 밀도항의 값이 1에 근사 하므로 우변을 x 로 두면 $\left(\frac{\rho_{rs}}{\rho_s}\right) = e^x \approx 1 + x$ 로 근사 할 수 있다. 이 식을 재정리 하면 다음과 같이 주어진다.

$$\left(\frac{\rho_{rs} - \rho_s}{\rho_s}\right) = \frac{T_r - T}{T} \left(\frac{L_v}{R_v T} - 1\right) \quad (8.50)$$

식(8.41)을 식(8.50)의 $(T_r - T)$ 에 적용한 후 $T_r T \approx T^2$ 을 이용하면 다음 식을 얻는다.

$$\left(\frac{\rho_{rs} - \rho_s}{\rho_s}\right) = \frac{L_v}{4\pi r K T} \left(\frac{L_v}{R_v T} - 1\right) \frac{dm}{dt} \quad (8.51)$$

한편 식(8.35)을 ρ_s 로 나누어 주면 다음 식을 얻는다.

$$\left(\frac{\rho_\infty - \rho_r}{\rho_s}\right) = \frac{1}{4\pi r D \rho_s} \frac{dm}{dt} \quad (8.52)$$

식(8.51)과 (8.52)를 더한 후에 $\rho_r = \rho_{rs}$ 을 고려하면 다음 식을 얻는다.

$$\left(\frac{\rho_\infty - \rho_s}{\rho_s}\right) = \frac{L_v}{4\pi r K T} \left(\frac{L_v}{R_v T} - 1\right) \frac{dm}{dt} + \frac{1}{4\pi r D \rho_s} \frac{dm}{dt} \quad (8.53)$$

8.3 수증기의 확산에 의한 수적성장

식(8.53)의 좌변 $(\rho_\infty - \rho_s)/\rho_s$ 에서 수적성장 시에 $\rho_\infty/\rho_s(T) > 1$ 이므로 이를 평면의 물에 대한 포화비 $S = e/e_\infty(T)$ 를 이용하여 나타내면 식(8.53)에서 수적의 질량증가율은 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi r(S-1)}{\left[\left(\frac{L_v}{R_v T} - 1 \right) \frac{\rho_l L_v}{KT} + \frac{\rho_l R_v T}{e_s(T) D} \right]} \quad (8.54)$$

여기서 분모에서 열전도도(K)를 포함한 항을 전도 항(Conduction Term), 그리고 수증기 확산계수(D)를 포함한 항을 확산 항(Diffusion Term)이라고 한다.

한편 물의 밀도를 ρ_l 이라고 하면 수적의 질량 증가율은 $\frac{dm}{dt} = 4\pi r^2 \rho_l \frac{dr}{dt}$ 이므로 (8.54)는

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{4\pi r(S-1)}{\left[\left(\frac{L_v}{R_v T} - 1 \right) \frac{L_v}{KT} + \frac{R_v T}{e_s(T) D} \right]} \quad (8.55)$$

와 같이 나타낼 수 있다. 식(8.55)에서 오른쪽의 분모를 c 로 표시하면 다음과 같다.

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{S-1}{c} \quad (8.56)$$

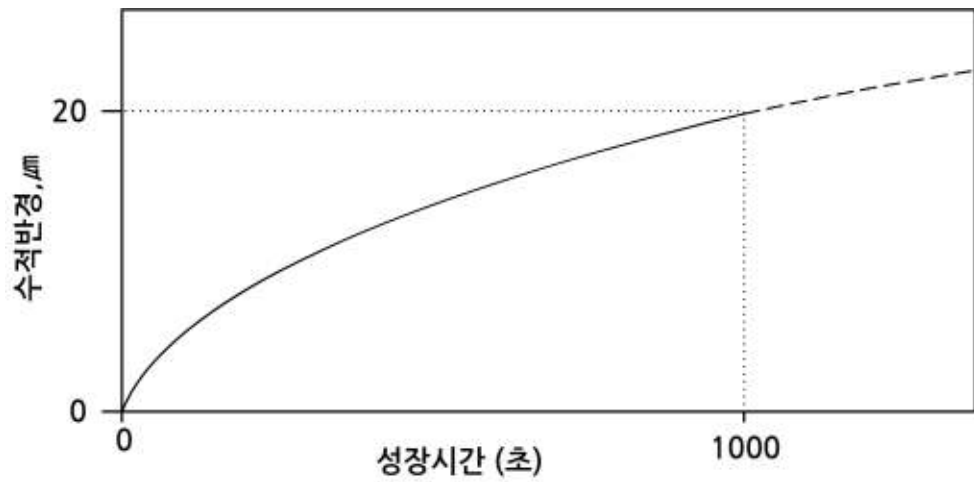
식(8.56)은 수증기 확산에 의한 수적성장 과정에서는 과포화상태 ($S > 1$)에 서만이 수적이 성장함을 보여주며, $S < 1$ 인 불포화상태에서는 수적의 증발에 의해 크기가 감소한다. 식(8.56)에 의하면 (i) 수적의 응결성장율(dr/dt)은 r 에 반비례하므로 초기에 서로 크기가 다른 응결핵에서 수적이 형성되어서 크기가 달라도 시간이 지나면서 수적의 크기가 비슷해진다. 그 결과 수적 스펙트럼의 폭이 시간이 지날수록 좁아진다. (ii) 또한 수적이 커질수록 성장률이 감소하기 때문에 구름의 생존 기간 (Lifetime)에 응결 성장만으로 수적의 반경 $30 \mu m$ 이상 성장 하는 것은 불가능 하다. 따라서 수적이 빗방울로 성장 하는 데는 다른 성장 기구가 필요 하다. 한편 주어진 온도에서 일정한 과포화 상태에서는

$$r(t) = [r_0^2 + 2ct]^{1/2} \quad (8.57)$$

으로 주어진다.

8.3 수증기의 확산에 의한 수적성장

그림 8.8은 식(8.57)에 의한 응결에 의한 수적의 성장 곡선이다. 수적의 반경이 $r \propto \sqrt{t}$ 임을 보여 준다. 수적의 반경 $20 \mu m$ 는 전형적인 수적의 응결에 의한 성장시간 1000초 동안에 예상되는 수적 크기의 한계이다.



[그림 8.8] 수증기 확산에 의한 수적의 응결성장 곡선(Lamb and Verlinde, 2011)

8.4 응결성장 방정식에 대한 보정

8.4.1 용질효과와 곡률 효과

용질이 분해되어 있는 용액과 수적의 곡률이 합쳐진 효과가 수적 성장에서 고려되어야 한다(Mason, 1971). 먼저 용질을 포함하고 있는 매우 작은 수적 표면에서 수증기의 밀도(ρ_r')를 식(8.23)의 켈러곡선(Kohler Cur) 방정식을 적용하여 나타내면 다음과 같다.

$$\rho_r' = \rho_s(T) \left(1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3}\right) = \rho_s(T) X \quad (8.58)$$

여기서 $X = 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3}$ 이다. 한편 식(8.35)에서 ρ_r 을 ρ_r' 으로 표시한 후 $\rho_s(T)$ 로 나누어주고 식 (8.58)을 대입하면

$$\frac{1}{\rho_s(T)} \frac{dm}{dt} = 4\pi r D \frac{[\rho_\infty - \rho_s(T) X]}{\rho_s(T)} \quad (8.59)$$

을 얻는다. 그리고 이 식을 다시 정리하면 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{\rho_\infty - \rho_s(T) X}{\rho_s(T)} = \frac{1}{4\pi r D \rho_s(T)} \frac{dm}{dt} \quad (8.60)$$

식(8.35)의 $(\rho_\infty - \rho_r)$ 을 수증기압으로 나타내기 위하여 수증기의 상태방정식을 적용한 후 근사식 $T_r \approx T_\infty$ 을 이용하면

$$\rho_\infty - \rho_r = \frac{e_\infty - e_r}{R_v T_\infty} \quad (8.61)$$

으로 주어진다. 이 방정식을 식 (8.35)에 대입한 후 $e_{s\infty}$ 로 나누어주면

$$\frac{1}{e_{s\infty}} \frac{dm}{dt} = \frac{4\pi r D (e_\infty - e_{sr})}{R_v T_\infty e_{s\infty}} \quad (8.62)$$

을 얻는다. 여기서 수적 표면에서는 공기가 포화되어 있으므로 $e_r = e_{sr}$ 로 나타낼 수 있다. 식(8.62)을 다시 정리하면

$$\frac{e_\infty}{e_{s\infty}} = \frac{e_{sr}}{e_{s\infty}} + \frac{R_v T_\infty (dm/dt)}{4\pi r D e_{s\infty}} \quad (8.63)$$

와 같이 주어진다. 식 (8.63)에서 $\frac{e_{sr}}{e_{s\infty}}$ 을 구하기 위해서 식(8.41)의 $(T_r - T_\infty)$ 에 다음의 클라우시우스-클레페이롱 방정식

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2} \quad (8.64)$$

8.4 응결성장 방정식에 대한 보정

을 고려한다. 이 방정식을 $e_{s\infty}(T_\infty)$ 와 $e_{sr}(T_r)$ 에 걸쳐 적분한 후 근사식 $T_r T_\infty \approx T_\infty^2$ 을 이용하면 다음 식을 얻는다.

$$\frac{e_{sr}}{e_{s\infty}} = \exp\left\{\frac{L_v(T_r - T_\infty)}{R_v T_\infty^2}\right\} \quad (8.65)$$

여기서 $e_{s\infty}$ 는 평면의 물에 대한 포화 수증기압이고 e_{sr} 은 반경이 r 의 수적 표면에서 포화 수증기압이다. 식(8.41)과 (8.65)에서 $(T_r - T_\infty)$ 가 공통된 항이므로 두 방정식을 결합하면

$$\frac{e_{sr}}{e_{s\infty}} = \exp\left\{\frac{L_v^2(dm/dt)}{R_v T_\infty^2 4\pi r K}\right\} \quad (8.66)$$

을 얻는다. 식(8.66)를 식 (8.63)에 대입하면

$$\frac{e_\infty}{e_{s\infty}} = \exp\left[\frac{L_v^2(dm/dt)}{R_v T_\infty^2 4\pi r K}\right] + \frac{R_v T_\infty (dm/dt)}{4\pi r D e_{s\infty}} \quad (8.67)$$

한편 식 (8.66)에서 $\frac{e_{sr}}{e_{s\infty}} \approx 1$ 이므로 식(8.67)에서 우변의 지수 항을 다음과 같이

$$\frac{e_{sr}}{e_{s\infty}} = \exp\left[\frac{L_v^2(dm/dt)}{R_v T_\infty^2 4\pi r K}\right] \approx 1 + \frac{L_v^2(dm/dt)}{R_v T_\infty^2 4\pi r K} \quad (8.68)$$

전개할 수 있다. 그리고 이 식을 수증기의 밀도를 써서 근사하면

$$\frac{\rho_s(T_r) - \rho_s(T)}{\rho_s(T)} = \frac{L_v^2(dm/dt)}{R_v T_\infty^2 4\pi r K} \quad (8.69)$$

와 같이 주어진다. 여기서 식(8.60)과 (8.69)를 합하면, 다음 식을 얻는다.

$$\frac{\rho_s(T_r) - \rho_s(T)}{\rho_s(T)} + \frac{\rho_\infty - \rho_s(T)X}{\rho_s(T)} = \left[\frac{L_v^2}{R_v T_\infty^2 4\pi r K} + \frac{1}{4\pi r D \rho_s(T)}\right] \frac{dm}{dt} \quad (8.70)$$

여기서 $\frac{\rho_s(T_r)}{\rho_s(T)} \approx 1$ 이므로 이 항을 무시하고, 나머지 항과 $\frac{dm}{dt}$ 를 미분한 결과를 이용하면 수적의 성장방정식

$$r \frac{dr}{dt} = \left[\frac{L_v^2}{R_v T_\infty^2 K} + \frac{R_v T_\infty}{D e_s(T)}\right]^{-1} \left[\frac{\rho_\infty - \rho_s(T)X}{\rho_s(T)}\right] \quad (8.71)$$

을 얻는다. 여기서 포화비를 $s = \frac{\rho_\infty}{\rho_s(T)}$ 로 두고 $X = 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3}$ 를 대입하면

8.4 응결성장 방정식에 대한 보정

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{(S-1) - \frac{a}{r} + \frac{b}{r^3}}{\frac{L_v^2}{R_v T_\infty^2 K} + \frac{R_v T_\infty}{De_s(T)}} \quad (8.72)$$

으로 주어진다. 이 식은 용액효과와 곡률효과를 포함하고 있어서 수적 형성 초기의 성장률을 계산하는데 유용하다. 식(8.72)에 의하면 수적의 성장률은 수증기의 과포화정도, 수적에 용해된 용질의 질량, 수적의 곡률, 주위에서 수적표면으로 수증기의 확산 그리고 수적표면에서 응결잠열의 전도에 의해서 결정된다. 구름입자의 반경이 $10 \mu\text{m}$ 이상 되면 용질효과와 곡률효과를 수적성장에서 무시할 수 있다.

8.4.2 운동학적 효과

확산 성장 방정식(8.54)는 연속유체(Continue Fluid), 즉 수적의 반경(r)이 수증기 분자의 자유평균행로(Mean Free Path) ℓ 보다 매우 큰 경우 적용된다. 한편 $r \ll \ell$ 인 경우에는 자유분자 체제(Free Molecular Regime)에 속하며, 이 경우에 수적과 주위 수증기간의 질량과 열의 이동은 기체 분자운동론으로 다루어야 한다. 그러나 새로 형성된 수적의 반경은 대체로 $0.1 \sim 1 \mu\text{m}$ 이고 해수면에서 보통 $\ell = 0.06 \mu\text{m}$ 으로 $\ell/r \approx 1$ 이다. 이와 같은 경우에 수적의 성장은 연속유체 이론이나 또는 기체분자 운동론을 적용할 수 없다. Fukuta와 Walter(1970) 그리고 Fukuta(1993)는 이 문제를 두 가지 측면에서 수적의 확산 성장을 보정 하였다. 하나는 수증기의 확산과 공기의 열전도에 대한 보정이며 이를 운동학적 효과(Kinetic Effect)라고 한다. 이 효과를 고려한 유효 열전도도(K_c)는 다음과 같이 주어진다.

$$K_c = K f(\alpha) \quad (8.73)$$

여기서 $f(\alpha)$ 는 무차원 인수(Factor)이며

$$f(\alpha) = \frac{r}{r + \ell_\alpha} \quad (8.74)$$

으로 주어진다. 그리고 길이의 척도 ℓ_α 는

$$\ell_\alpha = \left(\frac{K}{\alpha p} \right) \left(\frac{\sqrt{2\pi R_a T}}{C_v + R_a/2} \right) \quad (8.75)$$

으로 주어진다.

8.4 응결성장 방정식에 대한 보정

여기서 R_a 는 공기에 대한 기체 상수, C_v 는 공기의 정적 비열, α 는 조절계수 (Accommodation Coefficient), p 와 T 는 공기의 압력과 온도를 나타낸다.

한편 운동학적 효과를 고려한 유효 확산계수(D_c)는 다음과 같이 주어진다.

$$D_c = Dg(\beta) \quad (8.76)$$

여기서 $g(\beta)$ 는 무차원 정규화 인수(Normalization Factor)로

$$g(\beta) = \frac{r}{r+l_\beta} \quad (8.77)$$

으로 주어진다. 여기서 l_β 는 다음과 같이 나타낸다.

$$l_\beta = \frac{D}{\beta} \left(\frac{2\pi}{R_v T} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (8.78)$$

여기서 β 는 응결계수를 나타낸다. K_c 에 포함된 α 와 D_c 에 포함된 β 의 값은 일반적으로 같지 않으며 실험에 의해서 결정된다. 작은 수적에 대해서는 $D_C < D$ 이고 또한 $K_C < K$ 이므로 운동학적 효과는 성장에 장애가 된다. 그러나 수적의 반경이 커짐에 따라 D_c 와 K_c 는 1에 가까운 값을 갖는다. 따라서 이 경우에 수적 성장은 식(8.54)으로 기술할 수 있다.

8.4.3 통풍 효과

수적의 확산성장 방정식에서 고려해야 할 다른 하나의 효과는 수적의 자유 낙하 속도가 $2 \sim 3 \text{ cm s}^{-1}$ 정도가 되면, 수적 주위에 구대칭의 수증기장 (Vapor Field)이 왜곡된다. 이로 인해서 수적이 낙하하는 그 전면에 수증기 밀도 경도(Vapor Density Gradient)가 커지고 열과 질량이동이 증가하는데 이를 통풍효과(Ventilation Effect)라고 한다. 이로 인해서 통풍 효과가 없을 때보다 구름 속에서 수적 성장률은 더 큰 반면에 구름 기저 아래에서 수적이 낙하 시에는 증발율이 더 커진다. 통풍 계수(f_v)는 다음과 같이 정의한다.

$$f_v = \frac{(dm/dt)}{(dm/dt)_0} \quad (8.79)$$

여기서 (dm/dt) 는 운동 시 수적의 성장률이고, $(dm/dt)_0$ 는 정지 상태에서 수적의 성장률이며, 식(8.54)로 주어진다.

8.4 응결성장 방정식에 대한 보정

식(8.79)에 의하면 정지 상태에서 $f_v = 1$ 이다. 따라서 통풍 효과를 고려한 수적 성장 방정식은

$$\frac{dm}{dt} = f_v \left(\frac{dm}{dt} \right)_0 \quad (8.80)$$

통풍 계수는 일반적으로 레이놀즈 수(Reynolds Number)의 함수이며 다음과 같이 주어진다.

$$f_v = \begin{cases} 1.00 + 0.09R_e, & 0 < R_e < 1.25 \\ 0.78 + 0.28\sqrt{R_e}, & R_e > 1.25 \end{cases} \quad (8.81)$$

여기서 R_e 는 레이놀즈수이며 다음과 같이 정의한다.

$$R_e = \frac{ru_\infty}{\nu} \quad (8.82)$$

여기서 u_∞ 는 수적의 종단 속도이고, ν 는 수적이 통과하고 있는 매질(공기)의 동점성 계수(Dynamic Viscosity)이다. 수적 반경이 $10\mu\text{m}$ 미만인 경우에 수적 성장에 대한 통풍 효과는 무시할 수 있다. 그러나 수적이 크고 이로 인해서 낙하 속도가 커서 $R_e > 100$ 경우에는 수적 성장에 상당한 영향을 미친다.

8.5 구름덩이의 과포화도

단열과정에서 응결고도 이상으로 습윤공기덩이가 계속 상승할 경우 공기덩이의 상대습도는 계속 증가하여야한다. 그러나 실제관측에 의하면 구름내부의 상대습도는 대부분의 경우 101%이하로 유지된다. 그 이유를 알아보자.

구름의 초기 발달 단계에서 수적의 직경이 $20\mu m$ 미만인 경우에는 수적간의 충돌에 의한 성장보다는 수증기의 응결에 의한 성장이 더 우세하다. 따라서 구름덩이 내에 많은 수적이 계속 성장하려면 구름덩이가 과포화 상태를 계속 유지해야 한다. 구름 덩이에서 과포화를 일으키는 일차적인 원인은 단열상승이다. 그러나 구름덩이에 있는 수적들의 응결 성장 시에 수증기의 응결로 처음의 단열상승에 의한 과포화 상태가 그대로 유지되지 않는다.

구름덩이의 과포화도는 단열상승에 의한 과포화의 생성과 수적 성장 시 응결에 의한 감소에 의해서 결정된다. 즉 이를 간단한 식으로 나타내면

$$\frac{dS}{dt} = P - C \quad (8.83)$$

로 주어진다. 여기서 S 는 과포화비, P 는 과포화를 증가시키는 생성(Production) 그리고 C 는 과포화를 감소시키는 응결(Condensation)을 표시한다.

수증기의 혼합비를 w_v , 포화혼합비를 w_s 라고 하면 과포화비는

$$S = \frac{w_v}{w_s} - 1 \quad (8.84)$$

으로 주어진다. 여기서 포화혼합비에 대한 근사식 $w_s \approx \frac{\epsilon e_s}{p}$ 로 근사하고 식 (8.84)을 재정리하여 w_v 를 구하면

$$w_v = (1 + S) \frac{\epsilon e_s}{p} \quad (8.85)$$

와 같다. 여기서 식 (8.85)를 미분하면 다음과 같다.

$$dw_v = (1 + S) d\left(\frac{\epsilon e_s}{p}\right) + \frac{\epsilon e_s}{p} dS \quad (8.86)$$

또는

$$dS = \frac{p}{\epsilon e_s} dw_v - (1 + S) \left[\frac{de_s}{e_s} - \frac{dp}{p} \right] \quad (8.87)$$

8.5 구름덩이의 과포화도

여기서 우변의 큰 괄호 속에 있는 첫 번째 항은 다음의 클라시우스-클레페이롱 방정식

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{L_v dT}{R_v T^2} \quad (8.88)$$

을 이용하고, 두 번째 항은 상태방정식과 정역학 방정식이 결합된 다음 식을 이용한다.

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d} \frac{dz}{T} \quad (8.89)$$

식(8.88)과 (8.89)을 식 (8.87)에 적용하면 다음 식을 얻는다.

$$dS = \frac{p}{\epsilon e_s} dw_v - (1+S) \left(\frac{L_v dT}{R_v T^2} - \frac{g dz}{R_d T} \right) \quad (8.90)$$

식(8.90)에서 dw_v 와 dT 는 단열 상승하는 포화된 구름덩이의 혼합비와 온도의 변화를 나타낸다. 구름덩이의 온도가 습윤 단열 과정에 의해 변할 경우 dT 는 다음 식으로 주어진다.

$$dT = -\frac{g}{c_{pd}} dz - \frac{L_v}{c_{pd}} dw_v \quad (8.91)$$

식(8.90)에서 $1+S \approx 1$ 로 근사한 후 (8.91)을 대입하면 다음 식을 구할 수 있다.

$$dS = \left(\frac{\epsilon L_v g}{R_d T^2 c_{pd}} - \frac{g}{R_d T} \right) dz + \left(\frac{p}{\epsilon e_s} + \frac{\epsilon L_v^2}{R_d T^2 c_{pd}} \right) dw_v \quad (8.92)$$

한편 구름덩이의 수분보존, 즉 $w_v + w_l = const$ 에서 다음 식을 얻는다.

$$dw_v = -dw_l \quad (8.93)$$

여기서 w_l 은 액체수 혼합비(Liquid Water Mixing Ratio)를 나타낸다. 식 (8.93)을 식 (8.92)에 적용하고 시간변화 dt 로 나누어주면

$$\frac{dS}{dt} = \left(\frac{\epsilon L_v g}{R_d T^2 c_{pd}} - \frac{g}{R_d T} \right) \frac{dz}{dt} - \left(\frac{p}{\epsilon e_s} + \frac{\epsilon L_v^2}{R_d T^2 c_{pd}} \right) \frac{dw_l}{dt} \quad (8.94)$$

으로 주어진다. 액체수 혼합비는 주어진 체적속의 공기밀도(ρ)에 대한 액체수량(Liquid Water Content) x_w 의 비를 나타내며 $w_l = x_w/\rho$ 로 정의한다. 이 식을 시간 미분하면

8.5 구름덩이의 과포화도

$$\frac{dw_l}{dt} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{dx_w}{dt} - w_l \frac{d\rho}{dt} \right) \approx \frac{1}{\rho} \frac{dx_w}{dt} \quad (8.95)$$

식(8.95)의 근사식을 식 (8.93)에 대입하면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

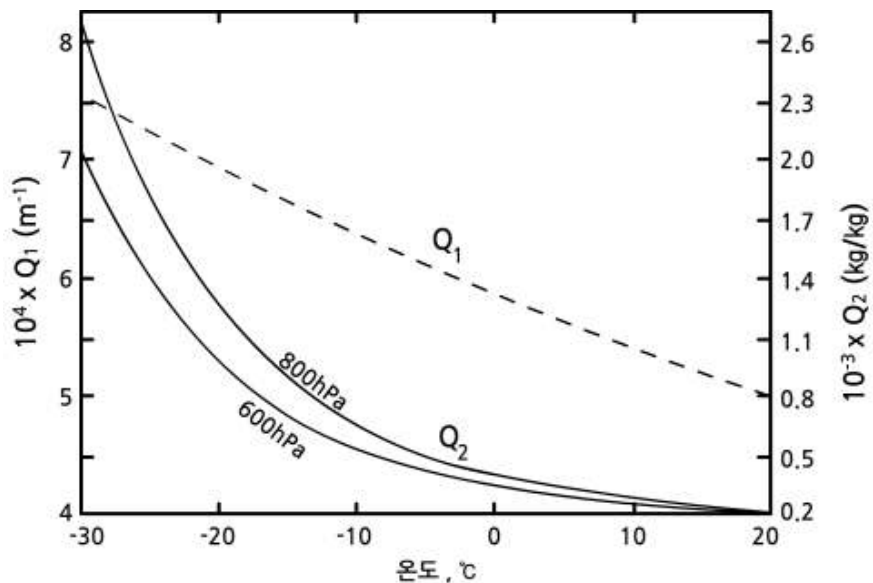
$$\frac{dS}{dt} = Q_1 w - Q_2 \frac{dx_w}{dt} = P - C \quad (8.96)$$

여기서 $w = dz/dt$ 는 공기덩이의 상승속도를 나타내며 Q_1 과 Q_2 는 각각 다음과 같다.

$$Q_1 = \frac{\epsilon L_v g}{R_d T^2 c_{pd}} - \frac{g}{R_d T} \quad (8.97)$$

$$Q_2 = \rho \left[\frac{R_d T}{\epsilon e_s} + \frac{\epsilon L_v^2}{p T c_{pd}} \right] \quad (8.98)$$

여기서 dx_w/dt 는 응결율로서, 즉 단위시간에 단위질량의 공기 내에서 수증기의 응결에 의한 물의 증가율을 나타낸다. 물리적으로 $Q_1 w$ 는 단열상승에 의한 냉각으로 과포화의 증가, 즉 과포화의 생성을, 그리고 $Q_2 dx/dt$ 는 수적 표면에서 수증기의 응결에 기인한 과포화의 감소를 나타내는 항이다. 온도에 따른 Q_1 의 변화와 온도와 압력변화에 따른 Q_2 의 변화가 그림8.9에 주어져 있다.



[그림 8.9] 온도에 따른 Q_1 의 변화와 온도와 압력에 따른 Q_2 의 변화 (Rogers and Yau, 1989)

8.6 침적에 의한 빙정의 성장

8.6.1 균질 핵생성에 의한 빙정형성

수증기나 과냉각 상태의 물로부터 빙정이 생성되는 것을 빙정의 핵생성 이라고 한다. 빙정의 핵생성 역시 수적의 핵생성과 마찬가지로 균질 핵생성(Homogeneous Nucleation)과 비균질 핵생성(Heterogeneous Nucleation)으로 구분한다. 빙정의 균질 핵생성은 빙정핵 또는 응결핵을 포함하지 않은 순수한 과냉각 수적의 동결이나 온도가 0°C 이하인 수증기가 과포화 상태에서 빙정핵이 없이 수증기 분자들 간의 충돌 시 결합이 일어나 작은 빙정을 형성할 때 일어난다. 액체에서 빙정의 배(Embryo)가 형성되는 과정은 수증기에서 매우 작은 수적이 형성되는 동질 핵생성과 유사하다. 빙정의 배를 다면체(Polyhedron)로 고려할 경우 반경이 r 인 구의 체적과 면적에 상수 각각 α_i 와 β_i 를 곱한 값으로 그 체적을 $\alpha_i 4\pi r^3/3$ 그리고 면적을 $\beta_i 4\pi r^2$ 와 같이 나타낼 수 있다. 두 상수의 값이 1에 근접하면 그 모양은 구형에 가까워진다. Kelvin의 공식을 유도한 방법을 적용하면, 균질핵생성에 의한 빙정의 임계반경(r_{ci})은 다음과 같이 주어진다(Houze, 1993).

$$r_{ci} = \frac{\beta_i \sigma_{il}}{\alpha_i n_i k_B T \ln(e_s/e_{si})} \quad (8.99)$$

여기서 σ_{il} 은 과냉각 수와 얼음의 경계의 표면장력 즉 표면 에너지, n_i 는 얼음의 단위 체적내의 분자 수, k_B 는 볼츠만 상수, 그리고 e_s 와 e_{si} 는 각각 평면의 과냉각 수와 얼음에 대한 포화 수증기압이다. 식(8.99)에서 살펴보면 σ_{il} , e_s 와 e_{si} 는 모두 온도의 함수이다. 따라서 얼음입자의 임계반경은 온도의 함수이다. 균질 핵생성은 온도가 -40°C 이상에서 빙정핵(Ice Nuclei 또는 Ice Forming Nuclei)의 도움으로 상대습도 100% 정도에서 일어난다.

이론과 실험연구에 의하면, 순수한 과냉각 수적의 동결에 의한 빙정현상은 크기에 따라 다르기는 하지만, 대략 -35°C ~ -40°C에서 일어난다. 이 임계 온도범위는 자연 상태의 구름 정상부의 범위에 속하며, 구름 정상 온도 -80°C 정도 까지 될 수 있다. 따라서 구름의 온도가 0°C에서 -40°C 범위 내에서 과냉각 수적이 존재할 수 있지만, -40°C 이하가 되면 균질핵 생성에 의한 과냉각 수적의 동결로 빙정이 형성된다. 이와 같은 결론은 온도가 -40°C 이하의 구름은 그 전체가 빙정으로 되어 있다는 사실과 일치한다. 이와 같은 구름의 상태를 빙결화(Glaciation)라고 한다. 한편 온도가 0°C 이하의 과포화 상태에서 수증기 분자간의 무작위 충돌(Random Collision)에 의해 빙정이 형성 될 수 있다. 이 경우 빙정의 임계반경은 온도와 습도에 크게 의존한다.

8.6 침적에 의한 빙정의 성장

이론적 계산에 의하면 분자간의 충돌·응집(Aggregation)에 의해 빙정이 형성 되려면 -65°C 이하에서 수증기의 과포화는 $\sim 1000\%$ 이어야한다. 실제로 이와 같은 조건은 대기 중에서 존재하지 않는다. 따라서 수증기 분자의 응집에 의한 빙정 형성은 자연 상태의 구름에서는 일어나지 않는다.

8.6.2 비균질 핵생성에 의한 빙정 형성

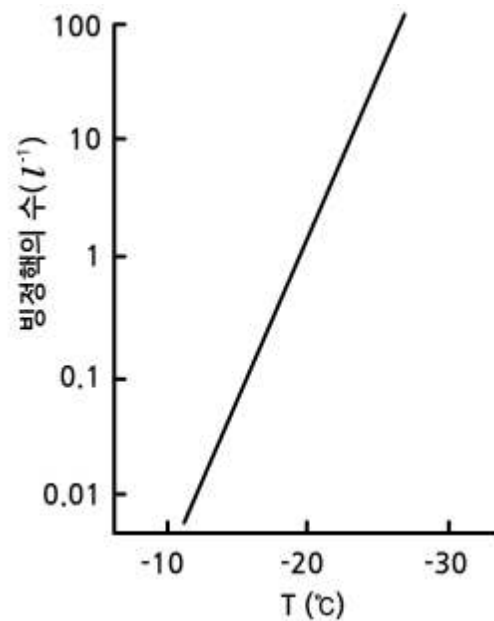
대기 중에 있는 자연 상태에서 빙정 형성 시 비균질 핵생성에 도움을 주는 에어로솔 입자를 빙정핵(Ice Nuclei)이라고 한다. 빙정핵은 응결핵과 달리 물에 잘 용해되지 않는 성질을 가지고 있다. 주로 미세한 점토입자 (예: Kaolinite)이며, 무기물, 유기물 그리고 썩고 있는 식물 잎에 있는 박테리아, 산불에 의한 검댕(Soot)이 빙정핵 역할을 한다. 대기 중에 빙정핵의 수는 응결핵의 수에 비해 매우 작다. 대기 중에 있는 자연 상태에서 빙정핵이나 균질 핵생성 또는 과냉각 수적의 동결에 의해 형성된 빙정을 1차 빙정(Primary Ice)이라고 한다. 대기의 온도가 0°C 이하이고 과포화 상태에서 활성화되는 빙정의 수는 Fletcher의 실험식(1962)에 의하면

$$N_{ice} = A \exp(\beta\Delta T) \quad (8.100)$$

으로 주어진다. 여기서 N_{ice} 는 과냉각상태에서 대기의 단위체적 당 형성되는 빙정의 수를 나타내며, 여기서 실험 상수는 $A = 10^{-5} (l^{-1})$, $\beta = 0.6^{\circ}\text{C}^{-1}$ 이다. 식(8.100)에서 $\Delta T (= T_0 - T)$ 는 과냉각(Supercooling)온도를 나타낸다. 대기가 과포화 상태에서 기온이 -20°C , 즉 $\Delta T = 20^{\circ}\text{C}$ 에서 활성화 되는 빙정핵의 수는 체적 1리터 당 1개 ($1l^{-1}$)로서 이를 1차 빙정의 수로 고려 할 수 있다. (그림8.10)

빙정핵은 빙정형성에 도움을 주는 대기 중의 에어로솔 입자로서 응결핵과 다른 점은 응결핵은 주로 흡습성을 가지는데 비하여 빙정핵은 비 흡습성이며 그 수가 응결핵에 비해서 매우 적다. 비균질 핵생성은 빙정핵에 의한 빙정형성 방법에 따라 다음 4가지로 구분한다.

8.6 침적에 의한 빙정의 성장

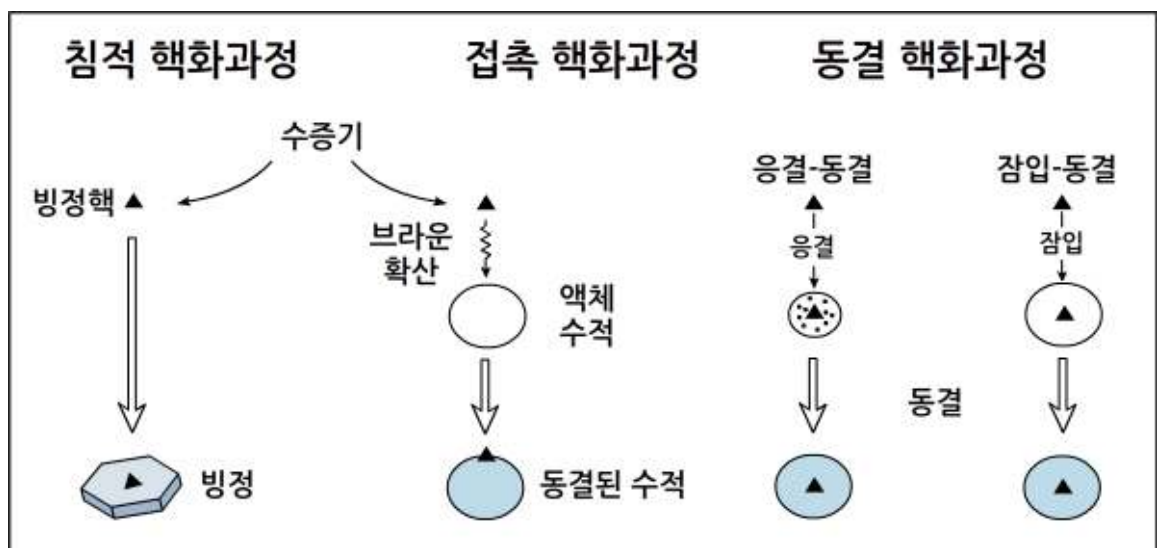


[그림 8.10] 자연 상태에서 빙정핵의 수밀도(Fletcher, 1962)

- (1) 침적 핵생성 (Deposition Nucleation): 과냉각수에 대해서는 불포화이지만 얼음에 대해서는 과포화인 경우 수증기가 빙정핵 표면에 흡착(Adsorb)되어 빙정이 되는 것을 침적 핵화작용이라고 한다. 여기서 침적 핵생성에 관여한 핵을 침적핵(Deposition Nuclei)이라고 하며, 수증기 분자가 충돌하여 달라붙는 핵의 표면을 접촉기면(Substrate)이라고 한다.
- (2) 접촉 핵생성 (Contact Nucleation): 주어진 조건에서 바로 빙정을 형성할 수 없는 빙정핵이 과냉각수적에 의해 포획(Capture)된 후에 빙정이 형성되는 과정을 접촉 핵화작용이라고 한다.
- (3) 응결·동결에 의한 핵생성: 응결·동결 (Condensation Followed by Freezing)에 의한 핵화작용은 수증기가 과냉각수에 대해 과포화 상태에서 일어난다. 이 경우 그림 8.11과 같이 빙정핵을 중심으로 수적이 형성된 후에 수적이 동결되면서 빙정이 형성된다. 따라서 이 경우 빙정 형성과정에서 수적형성은 매우 짧게 일시적으로 일어나는 과정이다.

8.6 침적에 의한 빙정의 성장

(4) 잠입 핵화과정: 잠입 핵화과정 (Immersion Nucleation)은 수적 속에 장시간 동안 머물러 있던 빙정핵이 주위 조건이 바뀌면서 수적이 빙정으로 변하는 것을 말한다. 일반적으로 잠입 핵화과정은 수적 온도가 점차적 하강하는 경우에 나타난다. 대기의 빙정 생성에 있어서 이들 핵의 상대적 중요성은 잘 알려져 있지 않으며, 또한 앞에 4가지 빙정 생성 기구를 서로 구분하는 것도 쉽지 않다. 따라서 통상적으로 빙정핵의 종류를 구분하지 않고 빙정핵으로, 그리고 빙정의 핵 생성기 구도 구분 없이 빙정 핵생성(Ice Nucleation)이라 부른다.



[그림 8.11] 비정 핵생성에 의한 빙정 형성과정 (Lamb and Verlinde, 2011)

8.6.3 빙정의 성장방정식

빙정의 모양은 수적보다 훨씬 더 복잡한 구조를 가지고 있다. 따라서 수증기의 침적(Deposition)에 의한 빙정의 성장방정식은 수적의 응결성장방정식보다 더 복잡하다. 그러나 빙정의 성장 방정식은 수적의 성장 방정식과 거의 같은 형태로 나타낼 수 있다. 그 이유는 식(8.35)은 빙정의 모양이 구형인 경우 해당된다. 따라서 일반적으로 빙정의 모양은 구가 아니므로 r 대신 빙정의 유형에 따른 전기용량 C 를 고려하면 다음 빙정 성장방정식이 얻어진다.

$$\frac{dm}{dt} = [4\pi CD][(\rho_{\infty} - \rho_c)] \tag{8.101}$$

식(8.101)에서 ρ_c 는 빙정표면에서 수증기 밀도를 나타낸다.

8.6 침적에 의한 빙정의 성장

이 식에서 우변의 첫째 []안에 있는 항은 주로 빙정의 크기와 형태에 의해 결정되며, 두 번째 항은 거의 전적으로 주위조건에 의존한다. 식(8.101)에서 C 를 전기용량이라고 하는 이유는 이 식이 정전기 유사성과 관련하여 유도되었기 때문이다. 식(8.101)에서 구형의 빙정에 대해서는 $C=r$, 판상의 결정의 경우 $C=2\pi r$, 편평타원체(장반경: a , 이심률: ϵ)의 경우 $C=a\epsilon/\arcsin\epsilon$ 으로 주어진다. 실제 빙정은 구, 원판 또는 타원체(Spheroid)보다 훨씬 복잡한 구조를 가진다. 수지상결정(Dendrite)과 판상결정(Plate)은 흔히 볼 수 있는 결정으로 동일한 면적을 갖는 원판으로, 그리고 침상결정(Needle)은 장구(長球: Prolate Spheroid)로 근사할 수 있다. 실제로 빙정 주위의 수증기 장은 빙정의 모양에 따라 왜곡된다. 그리고 빙정의 구조는 수증기가 빙정에 접근 시에 빙정의 어디에 어떠한 형태로 침적하는지를 결정한다. 빙정의 구조가 이와 같이 수증기의 침적에 영향을 미치지만 빙정주위에서 빙정표면으로 이동하는 수증기의 전체 질량 속을 변화시키지는 않는다. 빙정표면에서 수증기의 침적 시에 수증기가 얼음으로 바뀌면서 승화잠열이 방출된다. 이 열은 빙정의 온도(T_c)를 주위 공기온도(T)보다 높여주어 결과적으로 열이 빙정에서 주위 공기로 전도에 의해 전달된다. 빙정에서 주위 공기로 전달되는 열의 양은 다음 식으로 주어진다.

$$\frac{dQ}{dt} = 4\pi Ck(T_c - T) \quad (8.102)$$

한편 잠열 방출량은 단위질량의 수증기가 침적 시 방출된 잠열(L_s)과 질량의 증가의 곱으로 $dQ_s = L_s dm$ 와 같다. 따라서 식(8.101)을 이용하면 잠열 방출율(dQ/dt)은

$$L_s \frac{dm}{dt} = 4\pi CDL_s(\rho_\infty - \rho_c) \quad (8.103)$$

으로 주어진다. 수증기의 침적에 의한 빙정성장에서 빙정의 표면 온도(T_c)는 매우 중요하다. 그 까닭은 T_c 은 빙정표면에서 수증기의 밀도를 결정한다. 그리고 이로 인해서 수증기의 질량 속(Mass Flux)과 잠열 방출량이 결정되기 때문이다.

수증기의 침적에 의한 빙정의 성장 방정식은 빙정의 성장 시에 일어나는 수증기의 확산과 열 이동을 함께 포함 고려한 것이다. 일반적으로 빙정의 성장 방정식은 식 (8.102)와(8.103)에서 각각 밀도장과 온도장을 포화수증기압 항으로 나타낸 후 이 두 식을 결합한 것이다. 빙정성장 방정식은 수적성장 방정식 (8.54)를 유도한 방법을 적용하여 구할 수 있으며 다음과 같다.

8.6 침적에 의한 빙정의 성장

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi c (S_i - 1) f_v}{\left[\left(\frac{L_s}{R_v T} - 1 \right) \frac{L_s}{KT} + \frac{R_v T}{e_i(T) D} \right]} \quad (8.104)$$

여기서 $S_i (= e/e_i)$ 는 얼음에 대한 포화비, f_v 는 통풍계수 (Ventilation Coefficient), L_s 는 승화잠열이다. 통풍계수는 얼음입자의 모양과 크기에 따라 다르다(Straka, 2009).

빙정 성장에 관한 실험연구에 의하면 온도가 $0^\circ\text{C} \sim 10^\circ\text{C}$ 인 경우 작은 빙정의 성장률은 식(8.104)에 의해 예상되는 성장률의 대략 50%이다. 그리고 큰 빙정에 대해서 식(8.63)이 좀 더 좋은 근사가 될 수 있다. 식(8.63)에서 통풍효과는 대기에 대해 상당한 속도를 낙하할 때 중요하다. 식(8.63)에서 살펴보면 분모가 기압과 온도에 의존함을 알 수 있다. 그림 8.12는 빙정의 성장률이 온도와 압력에 따른 변화를 보여준다. 그림에서 보면 압력이 높은 범위 ($500 \sim 1000 \text{ hPa}$)에 걸쳐 대략 -15°C 에서 빙정의 성장률이 최대이다.

식(8.63)을 빙정의 성장에 적용하려면 $\frac{dm}{dt}$ 을 빙정의 각축의 성장을 포함한 빙정식으로 바꾸어 주어야 한다. 예를 들면 그림 8.13와 같이 기둥모양(Column)의 빙정의 경우 그 체적을 원통의 체적(V)으로 고려하면 다음과 같다.

$$V = \pi a^2 c \quad (8.105)$$

여기서 a 는 원통의 직경, 그리고 C 는 원통의 길이를 나타낸다. 그리고 빙정의 밀도를 ρ_i 라 하면 원통의 질량(m)은 다음과 같다.

$$m = \pi a^2 c \rho_i \quad (8.106)$$

식(8.105)과 (8.106)을 식(8.104)에 고려하면 다음 식을 얻는다.

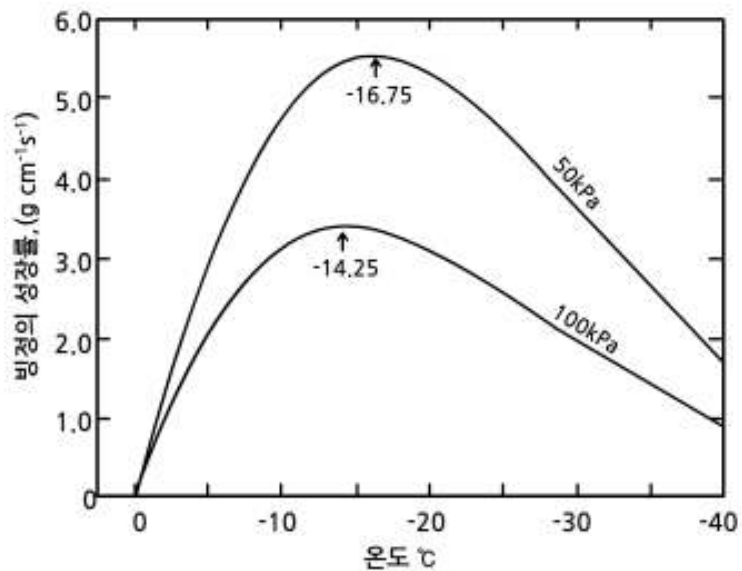
$$\frac{dm}{dt} = \frac{d}{dt}(\pi a^2 c \rho_i) = \rho_i \pi \left[2ac \left(\frac{da}{dt} \right) + a^2 \left(\frac{dc}{dt} \right) \right] \quad (8.107)$$

8.6 침적에 의한 빙정의 성장

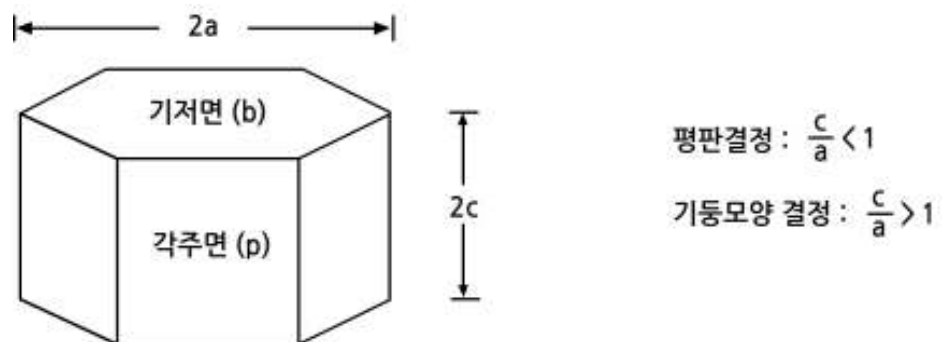
식(8.107)에서 주어진 (dm/dt) 에 대해 미지수가 2개이므로, (da/dt) 또는 (dc/dt) 를 구하기 위해서는 (da/dt) 와 (dc/dt) 간의 관계식이 주어져야 한다. 이 두 변수간의 관계는 많은 수의 빙정을 관측하여 두 축 간의 관계로부터 결정된다. 빙정의 성장 시 a 축의 성장률(R_p)과 c 축의 성장률의(R_B) 비는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{R_B}{R_p} = \frac{dc/dt}{da/dt} = \frac{dc}{da} \tag{8.108}$$

식(8.108)에서 $(dc/dt) > (da/dt)$ 이면 기둥모양의 결정으로 성장하고, $(dc/dt) < (da/dt)$ 이면 판상모양의 결정으로 성장한다. 빙정의 a 축과 c 축에서 성장률은 과포화도와 침적계수(Deposition Coefficient)에 의존한다.



[그림 8.12] 정규화된 빙정의 성장률(Byers, 1962)

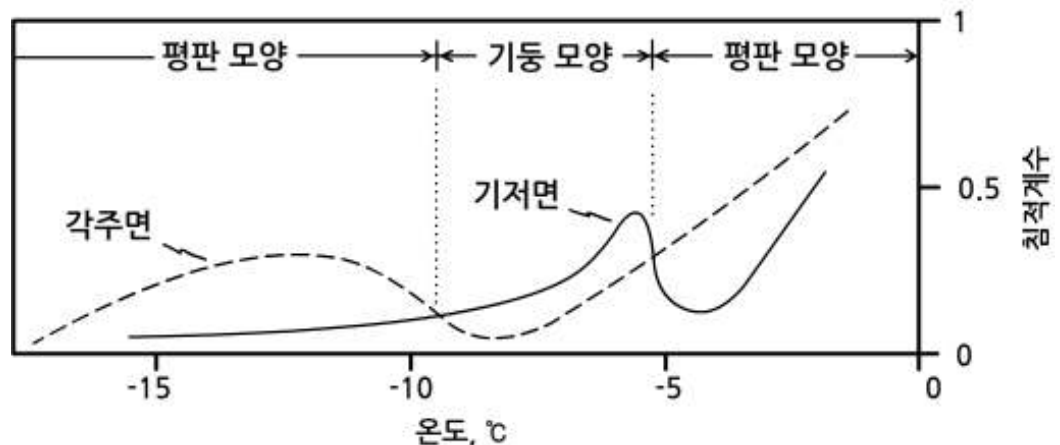


[그림 8.13] 기둥모양의 빙정의 측면과 저면의 길이(Nelson and Night, 1997)

8.6 침적에 의한 빙정의 성장

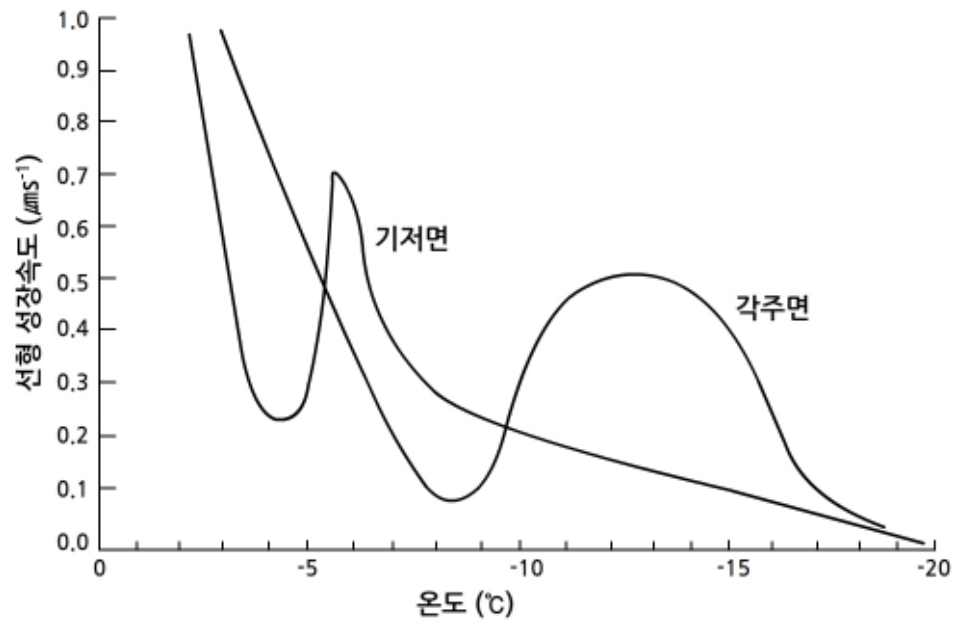
그림 8.14는 온도에 따른 침적 계수의 변화를 보여준다. 그림에서 온도가 (-13°C ~ -10°C)와 (-5°C ~ 0°C) 구간에서는 a 축에 대한 침적계수가 c 축에 대한 침적계수 보다. 따라서 결정이 판상으로 성장한다. 이와 반대로 온도가 -9°C ~ -5°C 범위에서는 c 축에 대한 침적계수가 a 축에 대한 침적계수 보다. 그 결과 빙정은 기둥모양으로 성장한다. 침적계수에 따른 빙정의 결정벽(Crystal Habbit)의 변화는 그림 8.14과 일치한다.

그림 8.15는 초과 포화 수증기압 (Excess Vapor Pressure)이 1.3×10^{-5} bar인 상태에서 저면과 프리즘면의 성장률에 관한 실험 결과이다(Lamb and Hobbs, 1971). 그림에서 보는 바와 같이 a 축과 c 축에 대한 성장률이 온도에 따라 변하며 대기층에서 성장률과 매우 유사하다. 그림에서 두 개의 곡선이 -5.3°C 와 -9.5°C에서 교차하고 있다. 온도 범위 0 ~ -5.3°C 그리고 -9.5°C ~ -22°C에서는 a 축의 성장률이 c 축의 성장률을 능가한다. 따라서 판상모양이 결정이 된다. 이와 반대로 온도 범위 -5.3°C ~ -9.5°C에서는 c 축의 성장률이 a 축을 능가하며, 기둥모양이 결정된다. 빙정의 성장에 관한 연구가 많이 진행되었지만 어떻게 수증기가 침적하며 정교한 아름다운 빙정으로 성장하는지에 대해서는 자세히 알려지지 않다.



[그림 8.14] 저면(실선)과 각주면(점선)의 침적 계수(Lamb and Scott, 1972)

8.6 침적에 의한 빙정의 성장



[그림 8.15] 저면과 프리즘면의 성장률에 관한 실험 결과(Lamb and Hobbs, 1971)

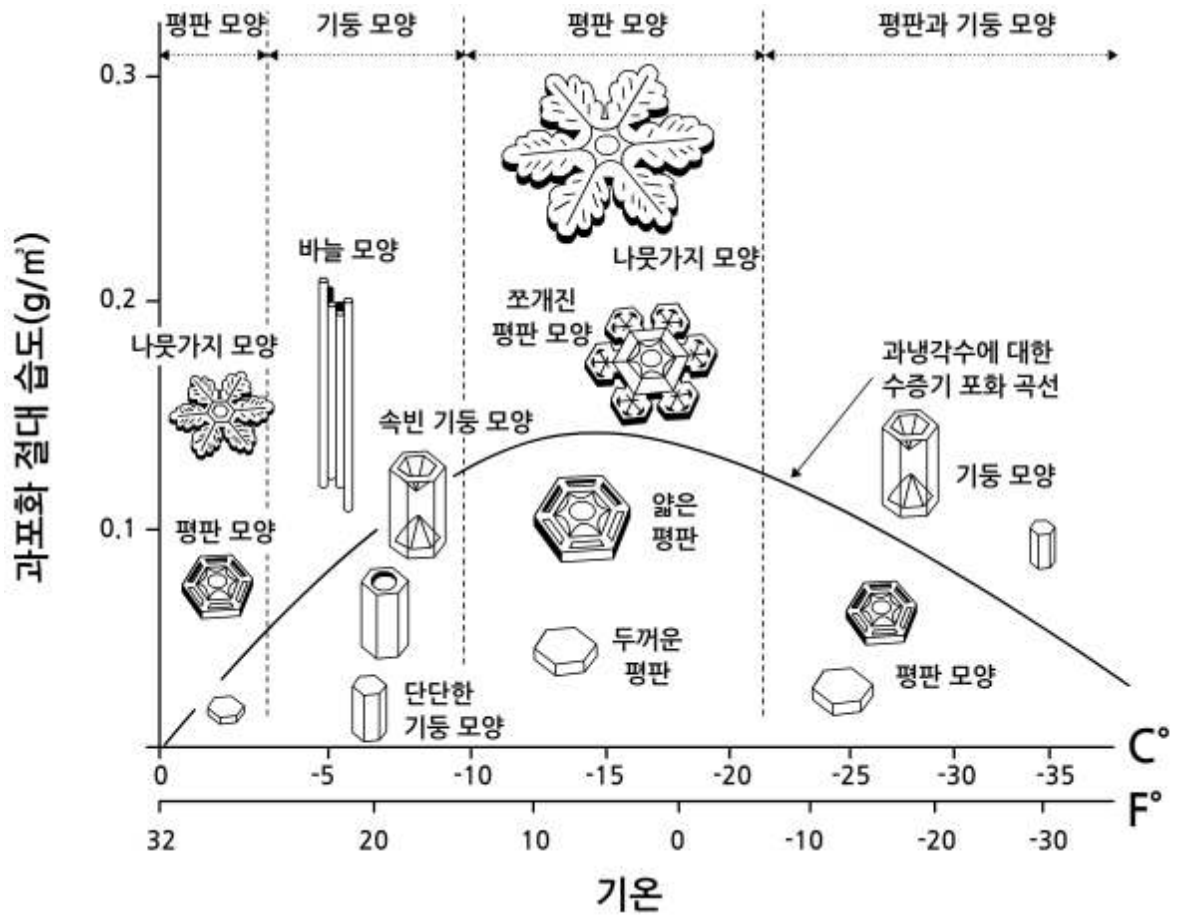
8.6 침적에 의한 빙정의 성장

8.6.4 빙정의 모양

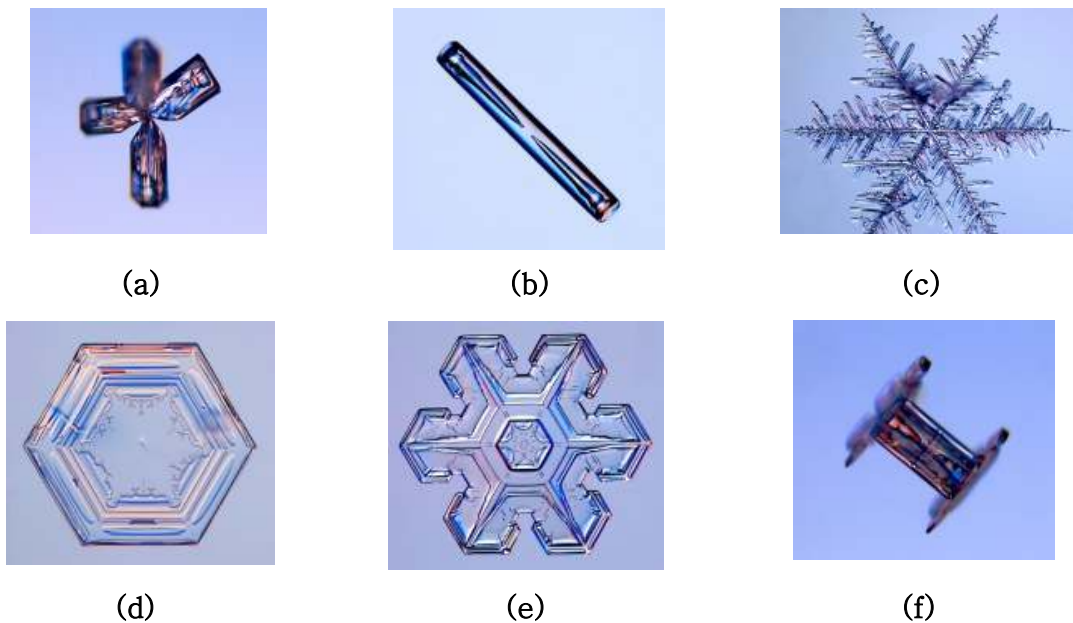
눈의 결정 구조는 1637년 처음으로 프랑스의 철학자이며 수학자인 르네 데카르트(René Descartes)에 의해 상세하게 기록되었다. 그 후 17세기 중반에 현미경을 이용하여 로버트 후크(Robert Hooke)가 눈 결정을 관찰하고 스케치하여 육안으로 파악할 수 없는 눈 결정의 복잡하면서도 섬세한 대칭 구조를 보여주었다. 미국의 농부 윌슨 벤틀리(Wilson Bentley)는 1885년 최초의 눈 결정 사진을 찍는데 성공했으며 무려 5000점이 넘는 눈송이 사진을 남겼다. 처음으로 실험실에서 눈 결정에 관한 연구를 한 사람은 일본의 물리학자 나카야(Nakaya, 1954)이다. 그는 자연에서 다양한 눈 결정이 온도와 습도가 다른 조건에서 형성됨을 보였다. 그림 8.16은 나카야의 실험 결과를 더욱 발전시킨 Kobayashi(1961)에 의한 눈 결정 유형의 분류이다. 그림에서 수증기 포화선은 과냉각수적을 포함하고 있는 구름에서 추정되는 포화상태를 나타낸다. 따라서 수증기 포화 곡선 포화 윗부분은 과냉각수적에 대해서 과포화가 된다. 그리고 그 아래 부분은 과냉각수적에 대해서 불포화 상태이지만 얼음에 대해서 과포화가 되는 영역이다. 그림 8.16를 살펴보면 눈 결정의 기본 유형을 결정하는 1차 요인은 온도이고, 기본 유형에 구조의 복잡성을 일으키는 요인은 과포화임을 알 수 있다.

그림 8.16에서 과포화도가 눈의 결정 모양에 미치는 영향을 살펴보면 주어진 온도 범위에서 얼음에 대해 과포화일 때는 결정 모양이 단순하다. 그러나 과냉각수에 대해서 과포화인 상태에서는 결정모양이 좀 더 복잡해진다. 예를 들면 $-10^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$ 의 온도 영역에서 과포화도가 증가함에 따라 크기가 작은 고체 평판(Solid Plate)에서 얇은 평판(Thin Plate), 분할 평판(Sectored Plate), 그리고 수지상(Dendrite) 평판이 된다. 빙정의 가장 기본적인 형태는 육각주면(Hexagonal Prism) 형태이다. 육각주면의 형태는 두 개의 상·하의 6각인 기저면(Basal)과 여섯 개의 각주면(Prism)면을 가진다. 육각주면은 성장 시 c/a 의 값이 1보다 크고 작음에 따라 평판모양(Plates)형이나 기둥모양(Columns)으로 성장할 수 있으며, 어느 면이 더 빨리 왕성하게 성장하느냐에 따라 그 세부 형태가 결정된다. 일반적으로, 빙정이 아주 작을 경우 대부분 이러한 6각 기둥(Hexagonal Prism) 형태를 가지며, 점점 성장함에 따라 좀 더 복잡한 형태로 다양하게 변화하게 된다.

8.6 침적에 의한 빙정의 성장



[그림 8.16] 눈 결정의 분류(Kobayashi, 1961)



[그림 8.17] 여러 가지 눈 결정: (a)총알장미, (b) 속빈 기둥 모양, (c) 양치식물 또는 별 모양, (d)단순 각기둥, (e)별모양 판상 빙정, (f) 모자 쓴 기둥모양 (Libbrecht and Rasmussen, 2003)

8.6 침적에 의한 빙정의 성장

그림8.17은 여러 가지 눈 결정 중에서 대표적인 것으로 이에 대한 설명은 다음과 같다.

- (a) 빙정핵에서 빙정이 성장할 때 불특정 방향으로 동시에 여러 빙정이 총알모양으로 성장하는 경우가 있는데, 이를 “총알장미(Bullet Rosettes) 또는 Capped Rosettes라 한다. 이러한 형태의 중·고위도 권운에서 관측된다(Schmidt and Heymsfield, 2007).
- (b) 육각형 기둥 형태의 빙정은 양쪽 끝이 원뿔 모양으로 오목한 경우가 종종 있는데, 이를 속빈 기둥 모양(Hollow Columns)라고 한다. 이러한 형태의 빙정은 일반적으로 그 크기가 작다. 일반적으로 양쪽 끝이 대칭적으로 오목하게 빈 경우가 대부분이나, 양쪽의 내부가 원뿔 모양으로 대칭적으로 텅 비어 공기가 들어있는 경우도 있다.
- (c) 양치식물 또는 별 모양으로 성장하는 경우도 있는데 이를 "Fernlike Stellar Dendrites"이라고 한다.
- (d) 단순 각기둥(Simple Prisms)은 빙정의 가장 기본적인 형태이다. 어느 면(저면 또는 각주면)이 더 빨리 성장하느냐에 따라 판상형태나 기둥형태로 성장한다.
- (e) 별모양 판상 빙정은 일반적으로 편평하고, 가는 별모양을 하고 있다. 약 -2°C 또는 약 -15°C 의 온도에서 형성된다.
- (f) 기본적으로 이중판상(Double Plates)모양은 모자 쓴 기둥모양(Capped Columns)과 동일하지만, 중앙의 기둥이 기둥모양에 비하여 상당히 짧은 경우의 형태를 말한다. 중앙의 기둥의 양쪽 끝을 막고 있는 두 개의 판은 한쪽이 다른 쪽에 비하여 훨씬 크다. 빙정의 성장에 따른 빙정의 형태는 온도와 습도에 따라 변화하며, 이는 그림8.16의 형태 다이어그램(Morphology Diagram)에서 확인 할 수 있다.

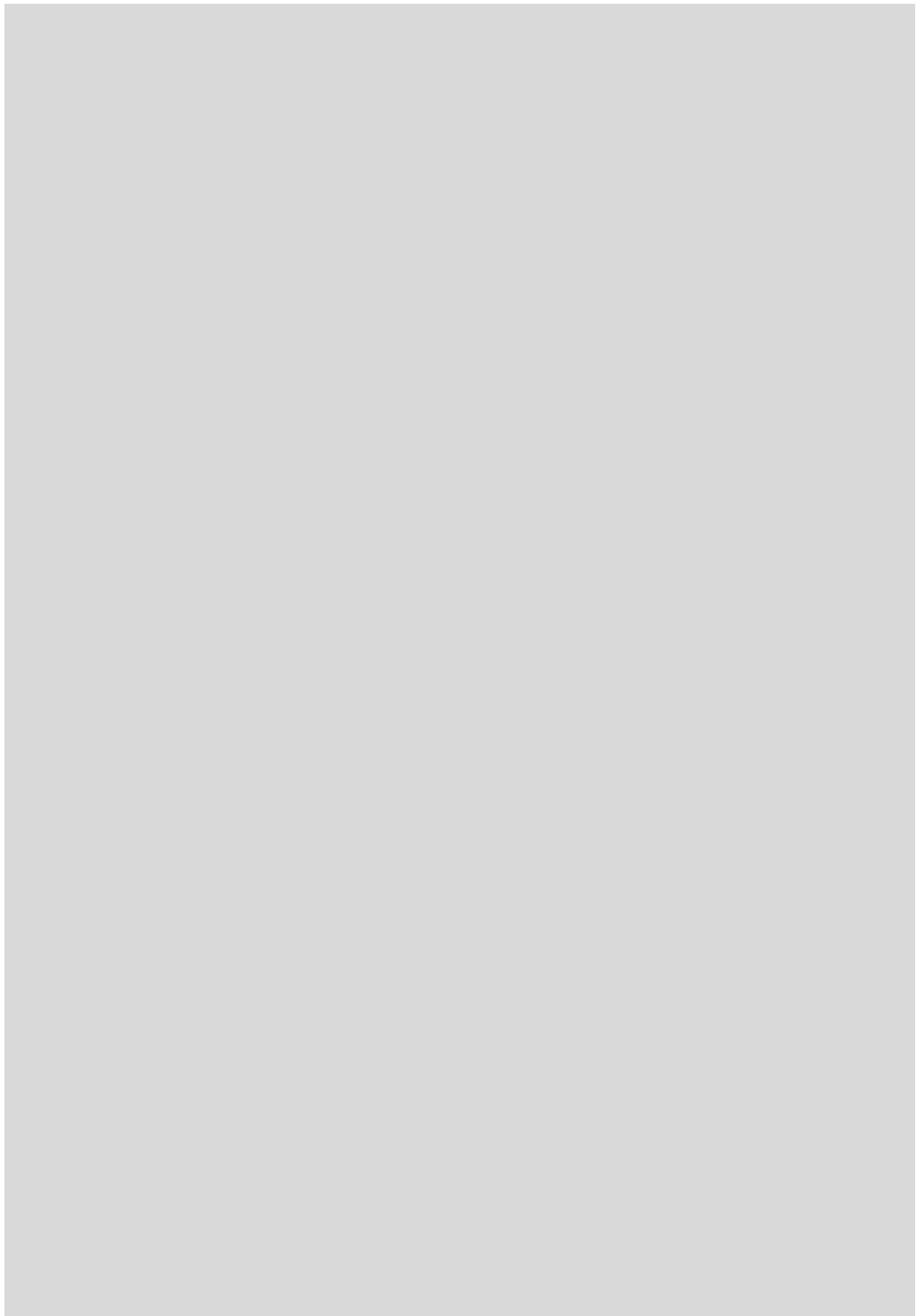
형태 다이어그램에 따르면, 얇은 판상(Thin Plates) 형태와 별(Stars) 모양의 빙정은 약 -2°C 에서 성장하며, 기둥모양과 바늘모양의 빙정은 약 -5°C 에서 형성된다. 그리고 약 -15°C 부근에서 판상모양과 별 모양의 빙정이 다시 형성되며, -30°C 부근에서 판상모양과 기둥모양의 빙정이 형성된다. 전체적인 빙정의 성장 형태는 습도가 낮을 경우 단순하며, 습도가 높아질수록 좀 더 복잡한 형태로 성장함을 알 수 있다. 특히, 습도가 높을 때 빙정은 극단적인 복잡한 형태로 성장함을 알 수 있다(-5°C 부근의 가늘고, 긴 바늘모양, -15°C 부근의 가늘고, 큰 판 모양). 온도에 따른 빙정의 형태가 변화하는 이유는 여전히 아직 명확하게 알려져 있지 않으며, 수증기 분자가 빙정으로 성장하는 물리 과정 또한 명확하게 이해되고 있지 않다.

연습문제

1. 구름입자의 형성에서 핵생성을 정의하고 그 종류에 대해서 기술하시오.
2. 켈빈의 방정식에 대해서 설명하시오.
3. Raoult의 법칙에 대해서 설명하시오.
4. 켈러곡선(Kohler Curve)의 방정식을 기술하고 설명하시오.
5. Fick의 제 1법칙을 기술하고 설명하시오.
6. 수증기의 응결에 의한 수적의 질량 방정식을 기술하고 설명하시오.
7. 수적성장의 통풍효과에 대해서 설명하시오.
8. 단열상승하는 구름덩이(Cloud parcel)가 과포화되는 이유를 설명하시오.
9. 비균질 핵생성에 의한 빙정의 형성과정에 대해서 설명하시오.
10. 눈결정의 기본 유형을 결정하는 요인에 대해서 기술하시오.

참고문헌

1. Byers, H. R., 1965: Elements of cloud physics. Univ. of Chicago press. 191pp.
2. Fletcher, N. H., 1962: The physics of rain clouds. Cambridge Univ. Press, 386pp.
3. Fukuta, N. and L. A. Walter, 1970: Kinematics of hydrometeor growth from a vapor-spherical model. J. Atmos. Sci., 27, 1160-1172.
4. Fukuta, N., 1993: Water supersaturation in convective clouds. Atmos. Res., 30, 105-126.
5. Hobbs, P. V., 1974: Ice physics. Oxford Press. 837pp.
6. Houze, Jr., R. A., 1993: Cloud dynamics. Academic Press. 570pp.
7. Kobayashi, T., 1961: The growth of snow crystals at low supersaturation. Philos. Mag., 6, 1363-1370.
8. Lamb, D. and J. Verlinde, 2011: Physics and chemistry and clouds. Cambridge, 584pp.
9. Libbrecht, K., and P. Rasmussen, 2003: The Snowflake. Voyageur Press. 110pp.
10. Mason, B. J., 1971: The physics of clouds. Clarendon Press Oxford, 671pp.
11. Nakaya, U., 1954: Snow crystals. Harvard University Press.
12. Rogers, R. R. and M. K. Yau, 1989: A Short Course in Cloud Physics. Pergamon Press. 290pp.
13. Schmidt, C. G. and A. J. Heymsfield, 2007: On the occurrence of hollow bullet Rosett- and column-shaped ice crystals in mid-latitude cirrus. J. Atmos. Sci., 64, 4514-4519.



9장. 구름의 강수 발달

- 9.1 수적의 충돌성장 조건
- 9.2 구름입자의 낙하속도
- 9.3 온난운의 강수발달
- 9.4 한랭운의 강수발달
- 9.5 혼합운의 강수발달
- 9.6 강수유형

학습목표

- 수적의 크기에 따른 수증기에 의한 수적의 응결 성장과 수적간의 충돌에 의한 성장의 차이를 이해한다.
- 수적의 낙하와 관련된 운동방정식을 이해한다.
- 구름입자의 증단 속도가 레이놀즈(Reynolds)의 영역에 따라 다름을 이해한다.
- 빙정의 낙하 속도는 빙정의 모양에 따라 크게 다름을 이해한다.
- 온난운에서 강수 입자가 형성되려면 반드시 수적크기 스펙트럼 확장이 일어나야 함을 이해한다.
- 수적크기 스펙트럼을 설명하는 ETEH의 기본 개념을 이해한다.
- 수적간의 충돌 효율, 병합율 그리고 포착효율을 이해한다.
- 수적간의 충돌에 의한 성장 방정식을 이해하고 설명한다.
- 수적의 충돌에 의한 성장모델 중 확률 충돌 모델을 이해한다.
- 한랭운의 강수 발달에 필요한 빙정증식 과정을 이해한다.
- 한랭운의 강수 발달 과정인 상고대와 응집에 의한 빙정의 성장을 이해한다.
- 혼합운의 강수발달 과정을 이해한다.
- 대류운과 층상운에서의 강수 특성을 이해한다.
- 구름의 강수효율과 강수강도에 대한 기본

9.1 수적의 충돌성장 조건

강수발달은 크게 두 가지 과정, 즉 구름입자 간의 충돌·부착에 의한 성장과 베르세론(Bergeron) 과정으로 구분 할 수 있다. 구름 입자 간의 충돌·부착은 입자의 크기에 따른 낙하 속도의 차이에 기인한 것이며, 베르세론(Bergeron)과정은 과냉각수적과 빙정이 공존하는 층에서 포화수증기압 차에 의한 것이다.

강우 입자의 직경은 이슬비(Drizzle)의 크기인 $100\mu\text{m}$ 에서 큰 강우입자의 경우는 $5000\mu\text{m}(5\text{mm})$ 에 이르며 이보다 큰 8mm 를 약간 넘는 것도 관측되기도 한다. 수증기의 응결에 의한 수적 성장 이론에 의하면 직경이 $1.5\mu\text{m}$ 인 응결핵이 직경 $100\mu\text{m}$ 의 빗방울로 성장하는 데는 4×10^4 초(약 11시간) 이상 걸린다. 그러나 실제 관측에 의하면 구름이 형성된 후 20~30분 후에 강수가 관측되는 경우도 있다. 여기서 수증기의 응결 성장에 의한 강수입자 형성의 문제점을 해결하기 위해 도입한 것이 수적간의 충돌에 의한 성장이다. 실제로 구름에서 강우 입자의 형성은 수적간의 충돌에 의한 것으로 설명할 수 있다.

그림 9.1은 수증기의 응결에 의한 성장률과 수적간의 충돌에 의한 성장률(dr/dt)을 나타낸 것이다. 수적의 응결에 의한 성장률은 근사적으로 반경(r)에 역비례하며

$$\frac{dr}{dt} = \frac{1}{r} \frac{S-1}{f(T,P)} \quad (9.1)$$

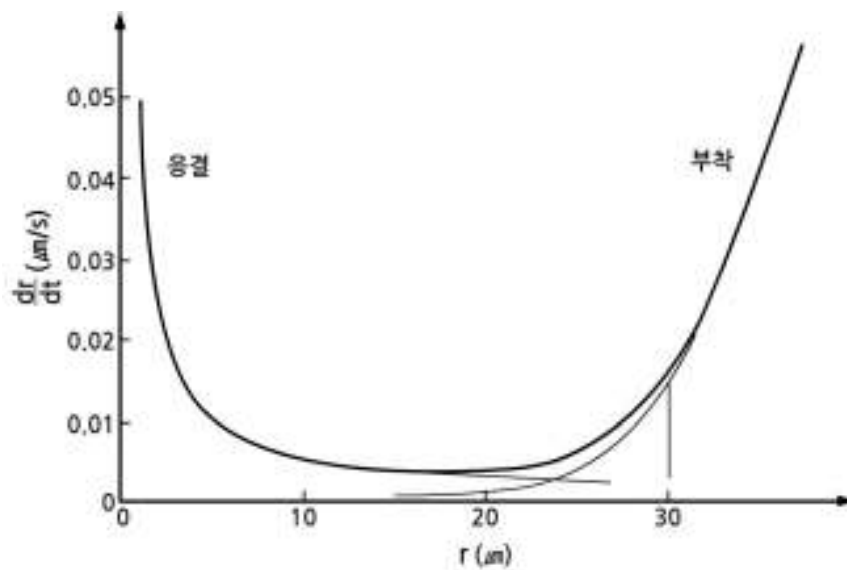
와 같이 나타낼 수 있다. 그림 9.1에서 응결에 의한 성장률은 식(9.1)에서 S 는 포화비이며 과포화도($S-1$)를 0.05% , $f(T,P) = 10^{10} \text{sm}^{-2}$ 으로 고려했을 때의 값이다. 그리고 충돌에 의한 성장 곡선은 포집수적(Collector Drop)이 반지름이 $10\mu\text{m}$ 인 수적이 균일한 구름층을 통과할 경우 성장률을 나타낸다. 그림 9.1에서 진한 실선은 응결에 의한 성장과 충돌에 의한 성장을 함께 고려한 수적의 성장률이다.

그림 9.1에서 수적의 응결에 의한 성장률은 식 (9.1)과 같이 수적의 반경에 역 비례함을 보여준다. 그러나 수적 간의 충돌·부착에 의한 성장률은 큰 수적의 크기가 증가함에 따라 증가하지만 응결에 의한 성장과 같이 단순한 역 비례 관계로 설명 할 수 없다. 그 이유는 수적이 성장함에 따라 충돌 효율이 달라지기 때문이며, 이로 인해서 수적의 성장률은 시간의 함수가 된다. 그림 9.1에서 보는 바와 같이 수적의 반경이 대략 $25\mu\text{m}$ 이상인 경우 충돌에 의한 성장률이 수증기의 응결에 의한 성장률을 능가하고 있다.

9.1 수적의 충돌성장 조건

따라서 구름 속에 작은 수적과 함께 반경이 $25\mu\text{m}$ 이상이 많은 경우에 단 시간 내에 빗방울이 형성될 수 있다.

구름 속에서 큰 수적과 작은 수적 간에 충돌이 일어나는 이유는 큰 수적과 작은 수적이 낙하 시 낙하 속도가 빠른 큰 수적이 낙하 속도가 느린 작은 수적을 따라 잡으면서 부딪치기 때문이다. 따라서 단 시간 내에 구름에서 강수입자가 형성되려면 다양한 크기의 구름입자가 존재하여야 한다.



[그림 9.1] 수증기의 응결과 수적간의 충돌·부착에 수적 성장률의 비교 (Iribarne and Cho, 1980)

9.2 구름입자의 낙하속도

구름입자는 수적, 빙정, 눈송이, 싹라눈, 우박 등으로 그 모양과 구성이 서로 다르다. 강수입자의 속도는 그 모양, 밀도, 그리고 그 크기에 따라서 다르다. 이 절에는 수적과 다양한 빙정의 낙하속도에 대해 기술되어 있다.

9.2.1 수적의 낙하 속도

대기 중에서 수적이 낙하 중에 작용하는 힘은 중력(F_g), 부력(F_b), 마찰력(F_d)이며, 이 경우 수적의 연직 운동 방정식은 다음과 같이 주어진다.

$$ma_z = F_d + F_g + F_b \quad (9.2)$$

여기서 m 은 수적의 질량, a_z 는 수적의 연직 가속도이다. 식(9.2)에서 ($F_g + F_b$)을 관성력(Inertial Force)라고 하며

$$F_I \equiv F_g + F_b = \frac{4}{3}\pi r^3(\rho_a - \rho_l)g \quad (9.3)$$

로 나타낼 수 있다. 여기서 g 는 중력가속도, r 은 수적의 직경, ρ_a 는 공기 밀도, 그리고 ρ_w 는 물의 밀도를 나타낸다. 식(9.3)에서 $\rho_a \ll \rho_w$ 이므로 관성력은

$$F_g + F_b \simeq -\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_w g \quad (9.4)$$

로 근사할 수 있다. 여기서 음의 부호는 힘의 방향이 연직 하향임을 나타낸다.

한편 식(9.2)에서 w 를 공기에 대한 수적의 낙하속도라고 하면 낙하속도마찰력은 다음과 같이 주어진다.

$$F_d = \frac{\pi}{2}r^2 \rho_a C_D w^2 \quad (9.5)$$

여기서 C_D 는 무차원의 항력계수(Drag Coefficient)를 나타낸다. 식(9.5)는 수적에 미치는 저항력을 나타내지만 수적 주위의 공기의 흐름이 난류에 의해 비선형(Nonlinear)으로 될 경우에는 저항력도 그 크기가 달라진다. 일반적으로 수적에 미치는 저항력은 레이놀드수(Reynolds Number)를 포함하여 다음과 같이 나타낸다. 여기서 레이놀즈 수, N_R 은 공기의 운동점성(ν , Kinematic Viscosity)과 수적의 낙하속도(w)와 반경(r)으로

9.2 구름입자의 낙하속도

$$N_R = \frac{2rw}{\nu} = \frac{2\rho rw}{\eta} \quad (9.6)$$

으로 주어진다. 여기서 ν 와 η 는 각각 운동점성과 역학점성(Dynamic Viscosity)을 나타낸다. 식(9.5)를 레이놀즈 수(Reynolds Number) N_R 을 이용하여 나타내면

$$F_d = 6\pi r\eta w \frac{C_D N_R}{24} \quad (9.7)$$

으로 주어진다.

수적의 종단낙하속도(Terminal Fall Velocity)는 관성력과 마찰력이 균형을 이루었을 때의 속도로 이 경우 (9.2)에서 $a_z = 0$ 이 된다. 식(9.5)과 (9.7)를 적용하여 종단낙하속도를 구하면

$$w_t = \left(\frac{2\rho_l g r^2}{9\eta}\right) \left(\frac{24}{C_D N_R}\right) \quad (9.8)$$

으로 주어진다. 식(9.8)에서 C_D 와 N_R 은 유체 흐름의 특성에 따라 다르므로 다음과 같이 N_R 의 크기에 따라 수적의 낙하속도를 구분한다.

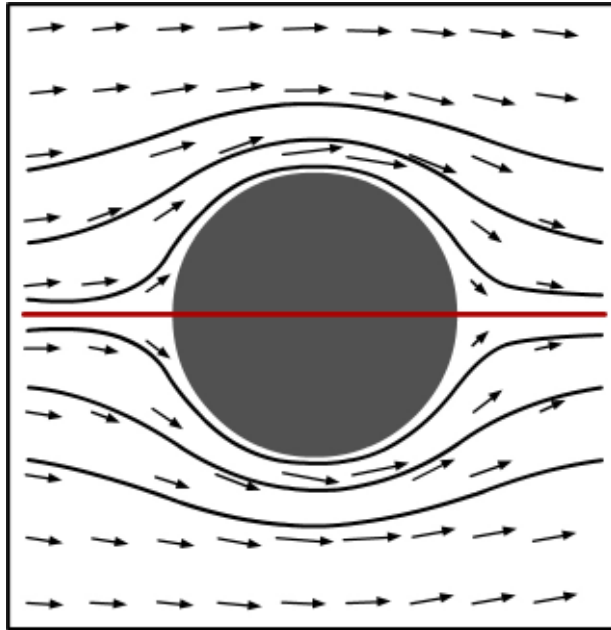
9.2 구름입자의 낙하속도

9.2.1.1 낮은 레이놀즈 역

낮은 레이놀즈(Low Reynolds)영역을 스토크스 영역(Stokes Regime)이라고도 하며, 이 영역에서는 수적주위의 공기의 흐름이 그림9.2와 같이 수적의 중심축에 대해서 대칭이다. 스토크스 영역에서는 식 (9.8)에서 $\frac{24}{C_D N_R} = 1$ 이 된다. 따라서 수적의 종단낙하속도는

$$w_t = \left(\frac{2\rho_1 g r^2}{9\eta} \right) = k_1 r^2 \quad (9.9)$$

으로 주어지며 이 식의 적용되는 범위는 $0 < r < 30\mu\text{m}$ 이며, $k_1 = 1.19 \times 10^6 (\text{cm}^{-1} \text{s}^{-1})$ 이다.



[그림 9.2] 구형의 물체주위에서 대칭의 Stokes 흐름. 그림에서 청색은 유선을 그리고 화살표는 유체흐름의 속도를 나타냄

9.2.1.2 중간 레이놀즈 역

한편 중간 레이놀즈 영역의 경우에 수적의 종단 낙하속도는

$$w_t = k_3 r \quad (9.12)$$

식(9.12)는 수적의 반경이 $40\mu\text{m} < r < 0.6\text{mm}$ 인 경우에 적용된다. 여기서 $k_3 = 8 \times 10^3 \text{s}^{-1}$ 이다. 직경이 0.02mm 인 전형적인 이슬비의 경우 종단낙하속도는 지표부근에서 1cm s^{-1} 이다.

9.2 구름입자의 낙하속도

9.2.1.3 높은 레이놀즈 역

높은 레이놀즈(High Reynolds) 영역에서는 식(9.8)에서 C_D 의 값이 N_R 에 독립적으로 $C_D = 0.45$ 이다. 이 경우에 수적의 종단낙하속도는

$$w_t = k_2 r^{\frac{1}{2}} \quad (9.10)$$

으로 주어진다. 여기서 상수 k_2 는 공기밀도의 함수이며

$$k_2 = 2.2 \times 10^3 \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (9.11)$$

로 주어지며 그 단위는 $cm^{\frac{1}{2}} s^{-1}$ 이며, ρ_0 는 1013hpa, 20°C에서 건조 공기의 밀도로 $\rho_0 = 1.20 kg m^{-3}$ 이다. 그리고 ρ 는 수적이 낙하하고 있는 고도에서 공기 밀도이다. 식(9.10)은 수적의 반경이 $0.6mm < r < 2mm$ 인 경우에 적용된다.

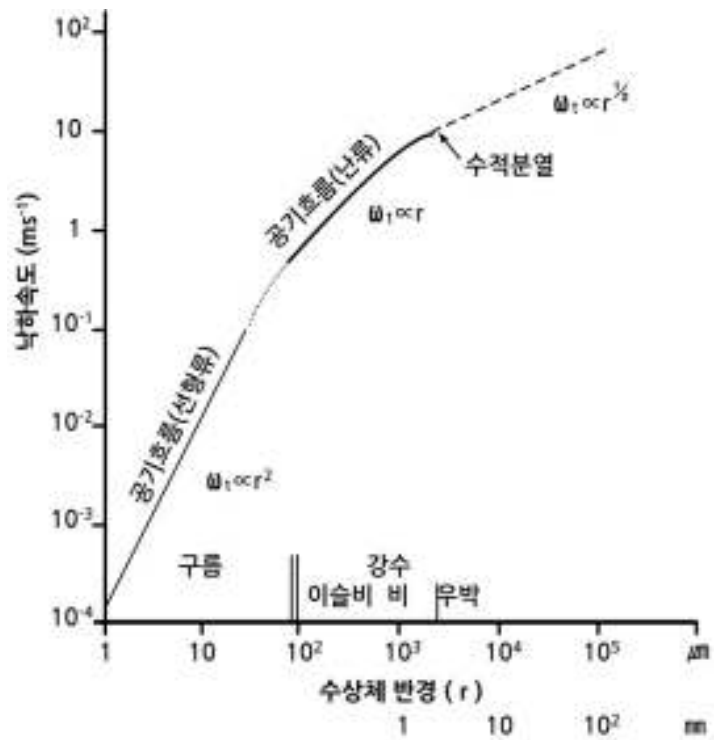
수적의 낙하속도(Fall Velocity) w_f 는 일반적으로 공기에 대한 상대속도로 다음과 같이 기술한다.

$$w_f = w_a + w_t \quad (9.13)$$

여기서 w_a 는 대기의 연직속도로 $w_a > 0$ 이면 상승기류, $w_a < 0$ 이면 하강기류를 나타낸다.

그림9.3은 수상체(Hydrometeor)의 유형에 따른 각 입자들의 속도분포를 보여준다. 그림에서 보는 바와 같이 구형의 작은 수적의 경우 낮은 레이놀즈 영역에는 $w_t \propto r^2$, 중간 레이놀즈 영역에서는 $w_t \propto r$, 높은 레이놀즈 영역에서는 $w_t \propto \sqrt{r}$ 에 비례함을 보여 준다. 표 9.1은 큰 수적에서 빗방울에 이르기까지 낙하속도를 나타낸다.

9.2 구름입자의 낙하속도



[그림 9.3] 수상체의 반경에 따른 낙하속도(McIlveen, 1992)

[표 9.1] 수적의 종단 낙하속도(Rogers and Yau, 1989)

Diam.(mm)	Fall speed(m/s)	Diam.(mm)	Fall speed(m/s)
0.1	0.27	2.6	7.57
0.2	0.72	2.8	7.82
0.3	1.17	3	8.06
0.4	1.62	3.2	8.26
0.5	2.06	3.4	8.44
0.6	2.47	3.6	8.60
0.7	2.87	3.8	8.72
0.8	3.27	4.0	8.83
0.9	3.67	4.2	8.92
1.0	4.03	4.4	8.98
1.2	4.64	4.6	9.03
1.4	5.17	4.8	9.07
1.6	5.65	5.0	9.09
1.7	6.09	5.2	9.12
2.0	6.49	5.4	9.14
2.2	6.90	5.6	9.16
2.4	7.27	5.8	9.17

9.2 구름입자의 낙하속도

9.2.2 빙정의 낙하 속도

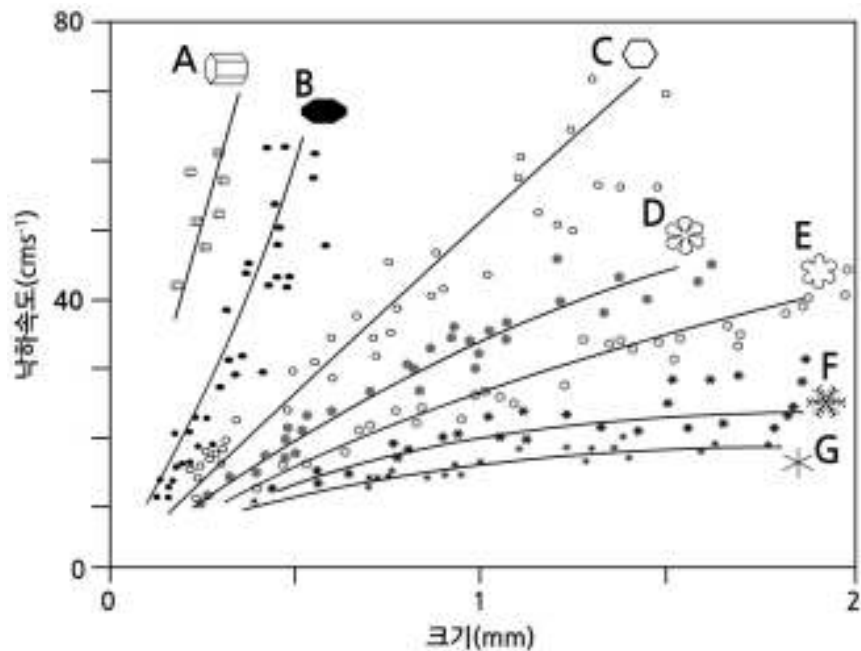
눈과 빙정은 수적과 달리 그 주위에 공기 흐름이 복잡하다. 따라서 눈과 빙정의 낙하속도는 그 모양, 크기, 밀도에 따라 크게 다르다. 관측 데이터에 의하면 눈과 빙정의 낙하속도(w)는 다음과 같이 멱법칙(Power Law)으로 주어진다(Houze, 1993).

$$w = \alpha L^\beta \quad (9.14)$$

여기서 α 와 β 는 관측데이터에서 결정되는 모수(Parameter)이며, L 은 입자의 최대직경을 나타낸다. 예를 들면 각판(Plate)의 경우, $\alpha = 1457$, $\beta = 1.09$ 이다.

이 값을 식(9.14)에 적용하면, 크기가 $0.3 \sim 0.6\text{mm}$ 인 판상 입자의 낙하속도는 1000hpa 에서 $28 \sim 56\text{cms}^{-1}$ 이다.

그림 9.4는 빙정의 유형에 따른 낙하속도의 분포를 보여준다. 빙정의 낙하속도는 그림에서 보는 바와 같이 모두 80cms^{-1} 미만이다. 그리고 주어진 크기에 대해 낙하속도가 가장 큰 것은 주상빙정(Solid Column)이고 속도가 가장 작은 것은 성상(Stellar) 빙정으로 20cms^{-1} 이다. 그림에서 A는 Solid Column, B는 Thick Plate, C는 Simple Plate, D는 Sector Plate, E는 Broad Branch Plate, F는 Dendrite 그리고 G는 성상형 결정(Stellar Crystal)을 나타낸다.

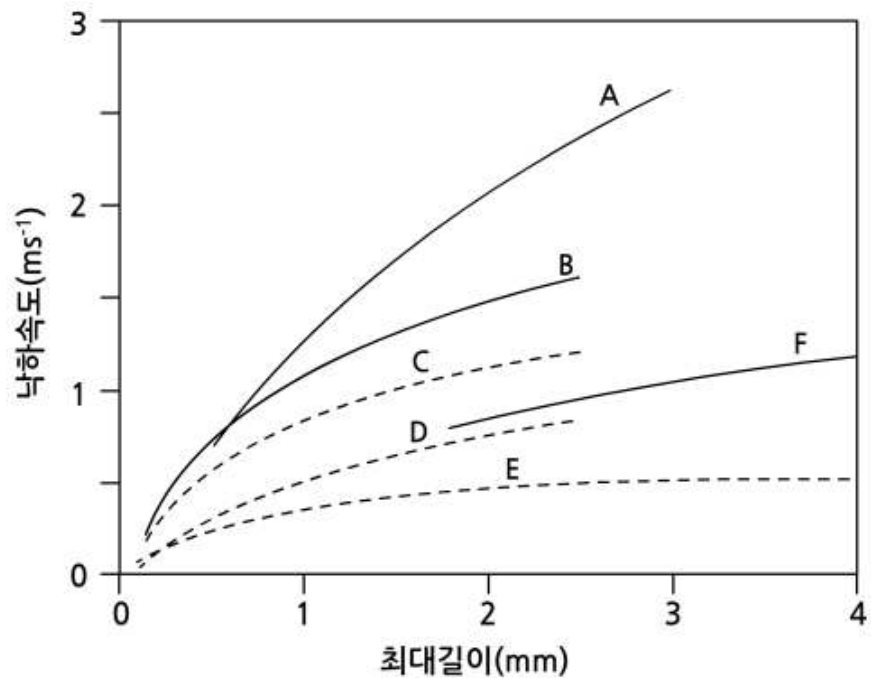


[그림 9.4] 빙정의 유형에 따른 낙하속도(Lamb and Verlinde, 2011)

9.2 구름입자의 낙하속도

그림 9.4는 산 정상($-7^{\circ}C$)에서 측정된 강설입자에 대해 질량과 면적에 대한 멱법칙(Power Laws)를 적용하여 구한 다양한 눈 입자의 낙하속도이다. 여기서 주의 할 것은 실제로 낙하속도는 대기의 압력과 온도에 따라 다르다. 그리고 그림 9.5는 모수화에 의한 빙정의 낙하속도이다.

그림 9.5에서 A는 찌락눈(Lump Graupel), B는 결착된 기둥모양(Rimed Columns), C는 기둥모양(Columns), D는 판상(Plates), E는 나뭇가지 모양(Dendrites) 그리고 F는 결착된 나뭇가지 모양(Rimed Dendrites)을 나타낸다.



[그림 9.5] 빙정의 낙하속도(Mitchell, 1996)

9.3 온난운의 강수발달

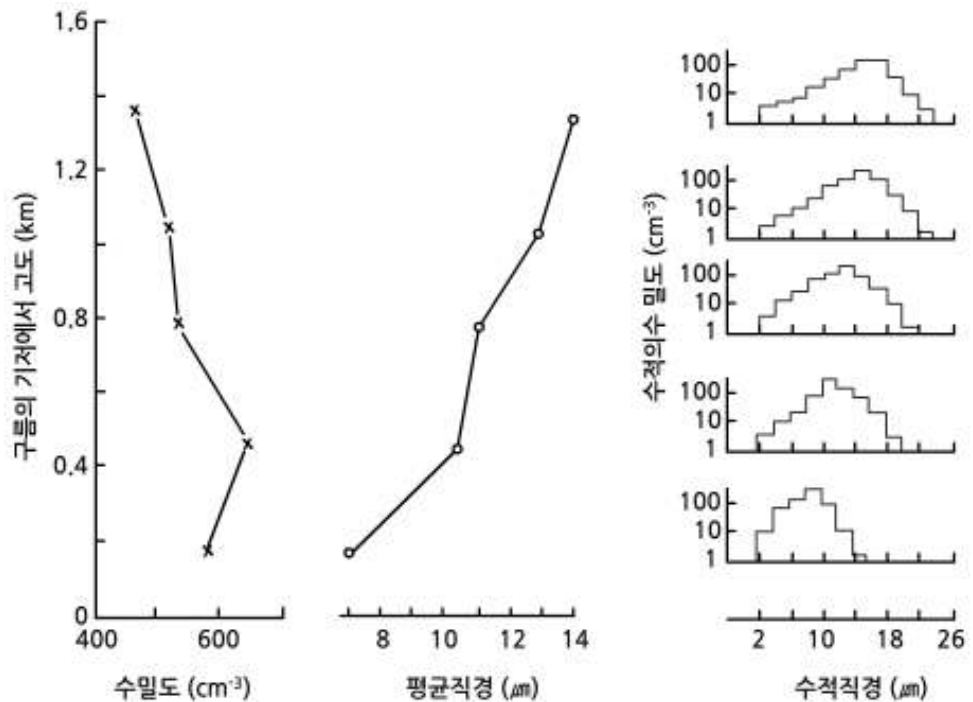
구름 정상부의 기온이 0°C보다 높은 구름을 온난운(Warm Cloud)이라 하며, 열대 지방이나 여름철 중위도 지방에서 흔히 발달한다. 온난운은 구름 전체가 수적만으로 되어 있으므로 수적간의 충돌·병합에 의해서만 우적이 형성된다. 이와 같이 형성된 비를 온난우(Warm Rain)라고 하며, 온난우의 발달 과정에 관한 이론인 병합설(Coalescence Theory)은 1950년대에 보웬(Bowen)과 랭뮤어(Langmuir)에 의해 제안되었다. 수적간의 충돌·병합 과정을 좀 더 자세히 살펴보자.

9.3.1 수적의 크기 스펙트럼

수적의 크기 스펙트럼(Droplet Size Spectrum)은 구름의 단위체적에 포함되어 있는 총 수적에 대한 수적의 크기에 대한 빈도분포를 의미한다. 따라서 온난운 형성 시 수적의 초기 스펙트럼은 응결과정에서 핵화과정에 수반된 응결핵의 크기와 그 수에 의해서 결정된다. 그러므로 주어진 대기의 과포화 상태에서 수적의 초기 스펙트럼은 실제로 응결핵의 크기 분포에 따르게 된다. 예를 들면, 그림 9.6의 고도 0.2km에서 수적 스펙트럼이 이에 해당한다.

수증기의 응결에 의한 수적 성장이론에 의하면 수적의 성장률(dr/dt)는 반경(r)에 역비례 한다. 그 결과 수적은 시간이 경과함에 따라 수적의 크기는 증가하지만, 그 크기는 거의 같아진다. 따라서 수적의 크기 스펙트럼의 폭이 좁아진다. 수적의 스펙트럼의 폭(Width)이 작아지면 수적의 낙하속도가 비슷하여 수적 간에 충돌할 확률이 적어져 우적이 형성될 확률이 매우 낮아진다. 실제 관측(그림 9.6)에 의하면 수적의 응결성장 이론과는 달리 수적의 스펙트럼의 폭은 고도에 따라 증가하지만, 수적의 수 농도(Number Concentration)는 감소한다.

9.3 온난운의 강수발달



[그림 9.6] 고도에 따른 수적의 수농도, 평균직경, 수적의 스펙트럼의 변화 (Rogers and Yan, 1989)

9.3.2 수적의 크기 스펙트럼 확장

온난운의 강수발달은 초기에 생성된 수적크기 스펙트럼(Droplet Size Spectrum)의 확장(Broadening)을 요구한다. 이와 관련해서 실제 구름관측 시에 얻어진 수적크기 분포에 대해서 이론적으로 설명하여야 할 세가지 사항은 다음과 같다.

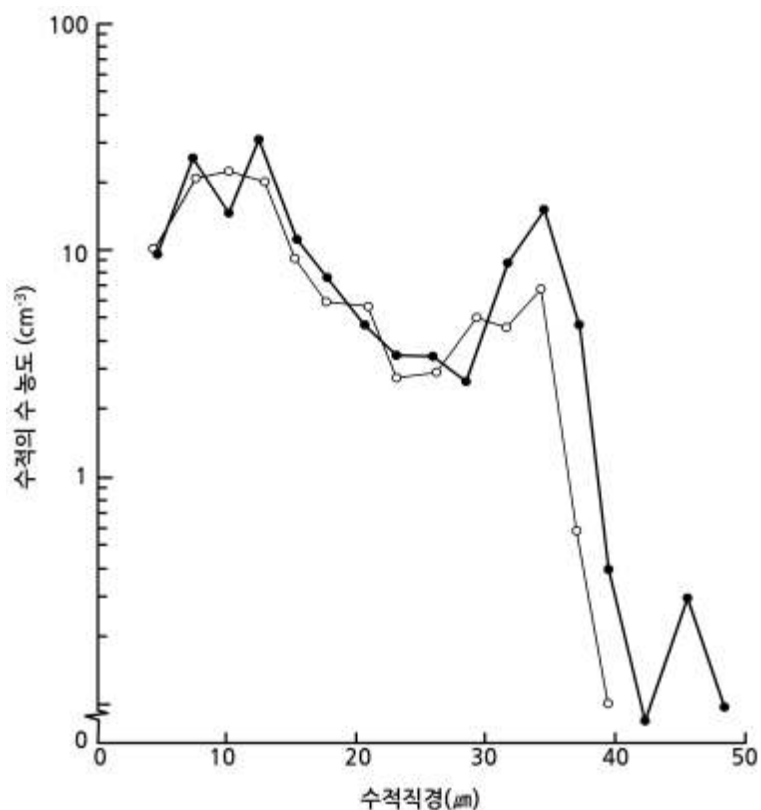
첫째는 수적크기 스펙트럼의 폭(Breadth)이 그림 9.6과 같이 고도에 따라 일반적으로 증가한다. 둘째는 측기에 의해서 관측할 수 있는 가장 작은 크기의 수적(직경:~5 μ m)이 구름의 모든 고도에서 관측된다. 셋째는 수적크기 스펙트럼의 분포에서 그림 9.7과 같이 2개의 첨두(Peak)가 나타난다. 경우에 따라 3개의 첨두가 수적크기 스펙트럼에 나타나기도 한다.

앞에 기술한 수적크기 분포의 3가지 관측 특성은 단일 상승하는 구름덩이에서 기대할 수 없는 수적크기 분포의 특성이다. 관측 결과를 설명하기 위해 수증기의 응결에 의한 수적 성장에 건조 공기의 유입(Entrainment)을 고려하였다. 건조 공기의 유입이 수적크기 스펙트럼에 미치는 효과에 대해서는 여러 가지 이론이 있으나 여기서는 ETEM(Entity Type Entrainment Mixing)을 이용하여 설명 하였다.

9.3 온난운의 강수발달

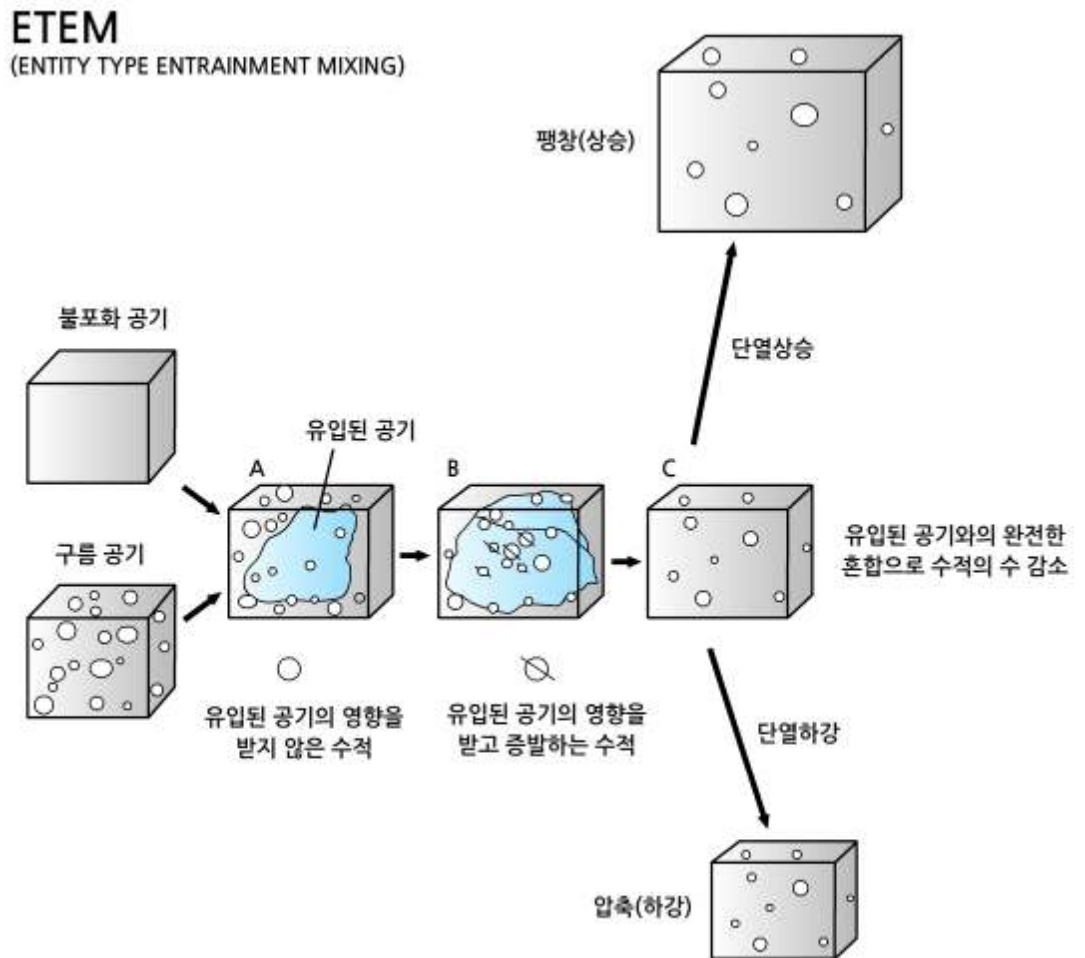
그림 9.8은 ETEM에 대한 기본적인 물리과정을 보여준다. 한 주어진 고도에서 유입된 불포화 공기가 구름 공기 내부로 유입된다(A). 이 과정에서 일부 수적이 불포화 공기로 들어오면서 그 중 어떤 것은 완전히 증발하고 나머지는 증발에 의해서 크기가 작아지거나 그대로 남을 수도 있다(B). 이 과정에서 수적의 증발로 유입된 불포화 공기는 포화 상태가 된다.

따라서 불포화 공기의 유입은 구름 내에 있는 수적의 수밀도(Number Density)의 감소와 일부 수적의 크기를 감소시킨다. 그림 9.8에서 상태 C가 이 단계에 해당된다. 여기서 상태 C의 구름 공기가 단열 상승하는 경우에는 초기보다 수적의 수가 적기 때문에 수증기의 응결에 의한 수적의 성장은 더욱 빨라진다. 또한 단열 상승에 따른 과포화로 인해 일부 작은 수적이 형성될 수 있다. 그림 9.6에 주어진 고도 증가에 따른 수적크기 분포의 특성, 즉 스펙트럼 폭의 증가와 수 농도의 감소는 ETEM으로 설명할 수 있다.



[그림 9.7] 운저고도 1.4km에서 100m 간격을 두고 측정한 두 개의 수적 스펙트럼(Warner, 1969)

9.3 온난운의 강수발달



[그림 9.8] ETEM에 의한 스펙트럼의 확장 개념모델(Telford et al., 1993)

9.3.3 충돌에 의한 수적성장

온난운의 수적성장 과정은 수증기의 응결과 수적 간의 충돌에 의한 2단계로 구분되며, 각 단계에서 수적의 성장률은 수적의 크기와 매우 밀접한 관계가 있다. 현재까지의 연구에 의하면, 수적의 반지름이 $20\mu\text{m}$ 보다 작은 경우에는 수증기의 응결에 의한 성장이 수적 간의 충돌·병합에 의한 성장을 능가하는 반면, 수적의 반지름이 $20\mu\text{m}$ 보다 큰 경우에는 충돌·병합에 의한 성장이 응결에 의한 성장을 능가하는 것으로 알려져 있다. 따라서 온난운에서 우적이 형성되려면 먼저 반지름이 $20\mu\text{m}$ 이상 되는 수적이 형성되어야 한다.

충돌에 의한 수적 성장은 수적의 크기에 따른 종단 낙하속도의 차이에 기인하다. 앞에 기술한 그림 9.3에서 보는 바와 같이 수적의 반경이 증가할수록 낙하속도도 증가한다.

9.3 온난운의 강수발달

큰 수적과 작은 수적이 대기 중에서 낙하하는 경우 큰 수적이 작은 수적보다 낙하 속도가 크므로 큰 수적이 그 운동 경로 상에 있는 작은 수적을 따라 잡으면서 충돌·병합하게 된다. 두 수적이 충돌 시에 충돌·병합(Collision-coalescence)은 충돌 효율(Collision Efficiency)과 병합 효율(Coalescence Efficiency)에 의존한다. 충돌 효율(E_{cs})은 그림 9.9에 주어진 두 수적의 기하학적인 충돌 단면적, $\pi(R+r)^2$ 에 대한 실제 충돌단면적 πY^2 의 비로서 다음과 같다.

$$E_{cs} = \frac{\pi Y^2}{\pi(R+r)^2} \quad (9.15)$$

식 (9.15)에서 Y 는 두 수적이 충돌이 겨우 일어 날 수 있는 스침궤적(Grazing Trajectory)상의 두 수적의 중심 간의 거리를 나타내며 최대 충돌모수(Max. Impact Parameter)라고 한다. 식(9.15)에 의하면 충돌 효율은 작은 포집자 수적(Collector Drop)에 대해서는 $E_{cs} < 1$ 이지만, 큰 포집자 수적에 대해서는 $E_{cs} > 1$ 이다. 그 이유는 큰 포집자 수적의 경우 운동 중 수적의 후면에서 작은 수적이 포획되는 후류 포획(Wake Capture)이 발생하기 때문이다. 병합 효율 E_{co} 은 큰 수적(반경 : R)에 충돌한 작은 수적(반경 : r)중에서 병합이 일어난 작은 수적의 비율을 나타낸다. 충돌 효율(E_{cs})과 병합 효율(E_{co})의 곱을 포착효율(Collection Efficiency)라고 한다.

그림 9.9은 반경 R 이고 낙하속도가 $w(r)$ 인 큰 수적이 반경(r)인 균일한 작은 수적으로 이루어진 구름층을 통과하는 것을 보여준다. 이 경우 작은 수적과의 충돌에 의한 큰 수적의 체적의 증가율(dV/dt)은 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{dV}{dt} = \frac{\pi}{3} \int_0^R (R+r)^2 [w(R) - w(r)] n(r) r^3 E_c(R, r) dr \quad (9.16)$$

여기서 $w(r)$ 이 작은 수적의 낙하속도, $n(r)$ 은 반경이 $r \sim r + dr$ 인 수적의 수농도, E_c 는 포착효율을 나타낸다. 식 (9.16)에서 적분의 상한을 R 로 정한 것은 크기가 동일한 수적의 경우 포착 효율이 0이 되기 때문이다. 식(9.16)에서 $dV = 4\pi R^2 dR$ 이므로 이를 적용하면 수적의 성장률 (dR/dt)은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

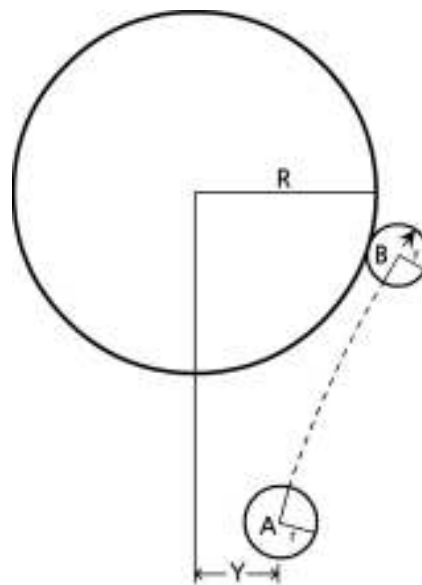
$$\frac{dR}{dt} = \frac{\pi}{3} \int_0^R \left(\frac{R+r}{R}\right)^2 [w(R) - w(r)] n(r) r^3 E_c(R, r) dr \quad (9.17)$$

9.3 온난운의 강수발달

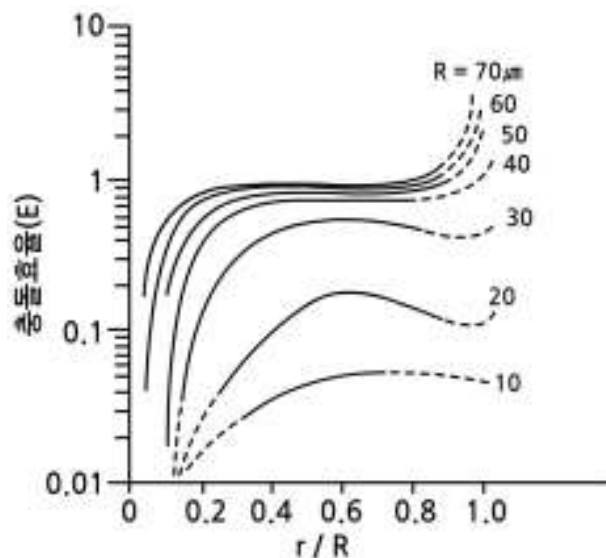
식(9.17)에서 작은 수적의 포집 수적에 비해 매우 작을 때에는 $R+r \approx R, w(r) \approx 0$ 로 근사하고 식(9.17)을 다음과 같이 표현 할 수 있다.

$$\frac{dR}{dt} = \frac{1}{4\rho_w} M_w w(R) E_{cm} \quad (9.18)$$

여기서 M_w 는 구름의 액체수 함량(Liquid Water Content)으로 단위체적속에 액체수의 질량을 나타내며, $M_w = \int_0^\infty \frac{4\pi}{3} \rho_w r^3 n(r) dr$ 으로 주어진다. 그리고 E_{cm} 은 포착효율의 평균값이다.



[그림 9.9] 큰 수적주위에 대한 작은 수적의 운동궤적



[그림 9.10] 포집자 수적(R)과 작은 수적(r)에 대한 충돌효율 (Klett and Davis, 1973)

9.3 온난운의 강수발달

식 (9.17)에 의하면 큰 수적의 성장률(dR/dt)은 큰 수적의 낙하 속도와 작은 수적의 낙하 속도의 차, $[w(R) - w(r)]$ 에 비례하며 다음과 같이 나타낼 수 있다

$$\frac{dR}{dt} \propto A[w(R) - w(r)] \quad (9.19)$$

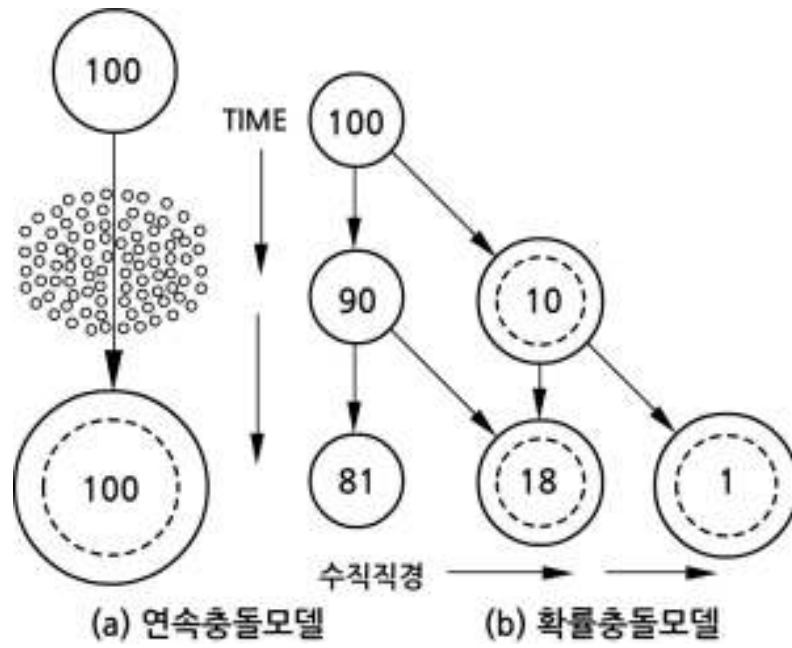
여기서 A 는 큰 수적과 작은 수적의 크기를 고려한 충돌 단면적으로 $A = \pi(R+r)^2$ 이다. 구름에서 빗방울이 효과적으로 단시간 이내에 형성되려면 작은 수적에서 큰 수적에 이르는 수적 크기 분포의 폭이 넓어야 한다. 그 까닭은 그림 9.3에서 보는 바와 같이, 수적의 낙하 속도는 그 크기에 따라 달라지므로 수적의 크기 분포의 폭이 넓을수록 단 시간 내에 우적의 형성이 가능하기 때문이다. 열대 해양성의 온난운은 구름이 생긴 지 30분 이내에 강수가 시작되는 경우가 많이 있는데, 그 원인은 수적의 크기 분포가 해양성 구름에서 대륙성 구름에서 보다 넓기 때문인 것으로 해석된다.

수적간의 충돌, 부착에 의한 수적의 성장은 연속 충돌(Continuous Collision) 모델과 확률충돌(Stochastic Collision) 모델이 있다. 연속 충돌 모델은 그림 9.11(a)와 같이 크기가 동일한 100개의 수적이 일정한 크기의 작은 수적으로 구성된 층을 통과 후에는 100개가 모두 동일한 크기의 수적으로 성장한다. 따라서 충돌 성장 후에는 수적 크기 분포에는 변화가 없고 다만 포집 수적의 크기가 약간 증가한다.

실제로 구름 속에서 수적간의 충돌에 의한 병합은 확률적이며, 확률과정이 연속과정보다 수적성장을 설명하는데 좀 더 적절하다. 확률충돌모델은 그림 9.11(b)와 같이 초기에 100개의 동일한 크기의 수적이 작은 수적 층을 통과한 후에는 충돌 병합의 확률과정으로 크기가 다른 세 개의 수적 집단이 형성된다. 그림 9.11(b)에서 각 단계에서 충돌·병합 확률은 10%로 가정하고 있다.

그림 9.11에서 두 모델에 의한 구름 수적의 스펙트럼을 살펴보면 연속충돌 모델에서는 100개의 큰 수적이 작은 수적 층을 통과한 후 100개의 수적 모두 그 크기가 같다. 그러나 확률충돌에서는 크기와 수가 서로 다른 3개의 수적 군이 형성된다. 그 결과 충돌 과정에서는 수적이 충돌에 의해서 성장할뿐 만 아니라 수적 스펙트럼의 폭도 확장된다.

9.3 온난운의 강수발달



[그림 9.11] 수적의 충돌에 의한 성장 과정 (Berry, 1967)

9.4 한랭운의 강수발달

한랭운은 대부분 과냉각 수적과 빙정으로 구성되어 있다. 한랭운에서 강수 발달 과정은 크게 과냉각 수적과 빙정의 공존 층에서 일어나는 빙정과정 (Ice Crystal Process), 즉 베르세론(Bergeron)과정과 구성 입자간의 충돌시 부착 또는 응집에 의한 성장으로 구분할 수 있다. 이장에서는 이 두 가지 과정을 중심으로 한랭운의 강수발달 과정을 기술한다.

9.4.1 빙정의 수밀도와 빙정증식

대기 중에 있는 자연 상태에서 빙정핵이나 균질 핵생성 또는 과냉각 수적의 동결에 의해 형성된 빙정을 1차 빙정(Primary Ice)이라고 한다. 대기의 온도가 0°C 이하이고 과포화 상태에서 활성화되는 빙정의 수는 Fletcher의 실험식에 의하면

$$N_{ice} = A \exp(\beta\Delta T) \quad (9.20)$$

으로 주어진다. 여기서 N_{ice} 는 과냉각상태에서 대기의 단위체적 당 형성되는 빙정의 수를 나타내며, 여기서 실험 상수는 $A=10^{-5}(L^{-1})$, $\beta=0.6^{\circ}C^{-1}$ 이다. 식(9.20)에서 $\Delta T=T_0-T$ 는 과냉각(Supercooling)을 나타낸다. 대기가 과포화 상태에서 기온이 -20°C , 즉 $\Delta T=20^{\circ}C$ 에서 활성화 되는 빙정핵의 수는 체적 1리터 당 1개 ($1L^{-1}$)로서 이를 1차 빙정의 수로 고려할 수 있다. 이 계산에 의하면 자연 상태의 대기에서 활성화 되는 빙정핵의 수는 응결핵에 비해 그 수가 매우 작으며 이로 인해 1차 빙정의 수 농도 역시 매우 작다. 그러나 실제 구름 속에 있는 빙정의 수를 관측하면 의외로 식(9.20)에 의한 빙정수보다 훨씬 많은 빙정이 있는 경우가 있다.

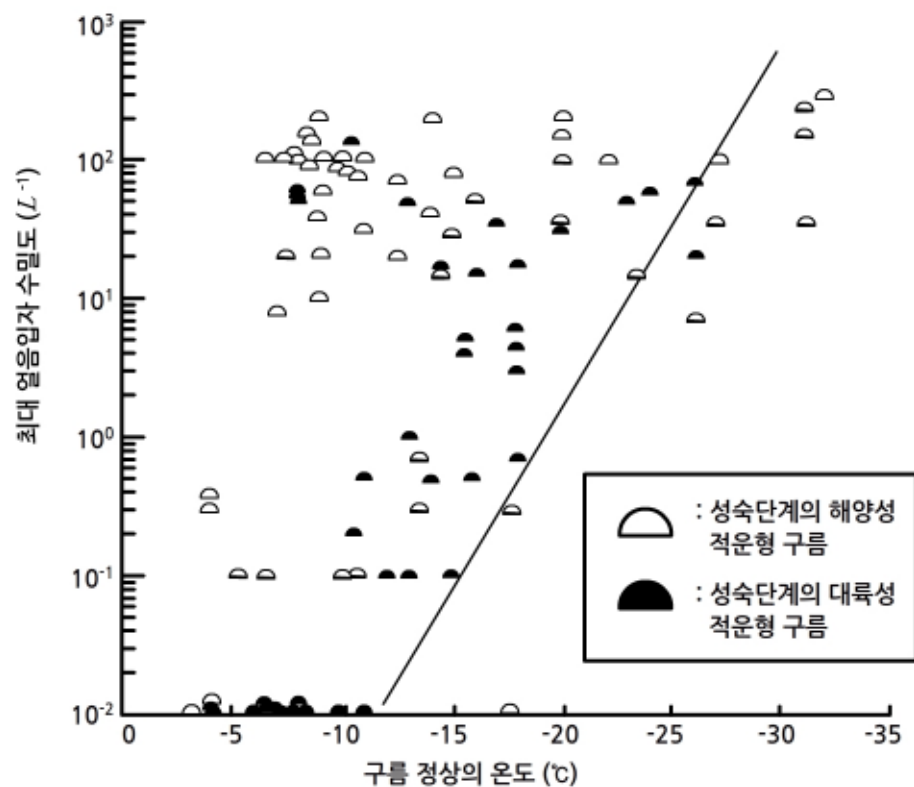
그림 9.12는 열대적운과 대륙적운에서 관측한 구름정상부의 온도에 대한 최대 빙정의 수 농도를 보여 준다. 그림에서 직선은 식(9.20)에 의한 빙정의 수 농도 곡선이다. 그림에서 보는 바와 같이 운정 온도가 -20°C 미만인 경우에는 빙정핵의 수와 빙정수 사이에는 커다란 차이가 없으나, 운정 온도가 -10°C 인 경우에 어떤 구름에서는 자연 빙정의 수 농도의 10^4 에 해당하는 많은 빙정이 구름에 존재하고 있다. 그러면 자연빙정의 수를 크게 능가하는 빙정의 수를 어떻게 설명할 수 있을까? 이에 대한 설명으로 구름의 빙정증식을 고려하고 있다.

빙정 증식은 빙정핵이나 과냉각수적의 동결에 의하지 않고 다른 원인에 의해서 빙정의 수가 증가하는 것을 의미하며, 이와 같이 형성된 빙정을 이차 빙정(Secondary Ice)라고 한다.

9.4 한랭운의 강수발달

현재 빙정 증식 과정으로 다음의 3가지 과정: (i) 빙정이 용해 고도 위·아래로 이동하는 경우 빙정의 작은 가지의 중간 부분이 녹아 부러지면서 생긴 이차빙정(Fracturing), (ii) 섬세한 구조를 가진 빙정들(예: 나무가지 모양, 별모양 빙정)이 충돌로 인해 빙정의 일부가 떨어져 나와 이차빙정이 생성되는 기계적 파편형성(Mechanical Fragmentation), 그리고 (iii) 빙정의 상고대(Riming)현상이 일어나는 동안 생긴 얼음파편(Ice Splinter)의 형성, 즉 Hallett-Mossop과정을 고려하고 있다.

Hallett-Mossop 과정에 의한 빙정 파편(Splinter)의 형성 조건은 다음과 같다 : ①대기 온도가 $-3^{\circ}\text{C} \sim -8^{\circ}\text{C}$ 의 범위에서 ②직경이 $13\mu\text{m}$ 이하와 $25\mu\text{m}$ 이상인 수적이 공존하며 ③직경이 적어도 0.5mm 이상 되는 싸락눈이 존재 하여야 한다.



[그림 9.12] 구름의 빙정 증식

9.4 한랭운의 강수발달



[그림 9.13] Hallett-Mossop과정의 모식도

이 경우, 기온 -5°C 에서 하나의 싸락눈에 250개의 수적($D \geq 25\mu\text{m}$)이 부착될 경우 하나의 빙정 과편이 형성된다.

그림 9.13은 Hallett-Mossop 과정에서 빙정 과편이 형성되는 과정을 보여주는 모식도이다. 그림에서 싸락눈에 부착된 작은 수적과 큰 수적은 각각 $D \leq 13\mu\text{m}$ 그리고 $D \geq 25\mu\text{m}$ 인 수적이다. 그림에서 A의 경우는 싸락눈에 작은 과냉각 수적이 부착·동결된 다음에 큰 수적이 부착된 경우이다. 이 경우에는 동결된 작은 수적으로 인해 큰 수적이 동결이 표면에서 내부로 서서히 진행되면서 매우 얇은 빙각(Ice Shell)을 형성한다. 그리고 수적의 동결 시 방출된 잠열로 인하여 내부 압력이 증가한다. 이로 인해 빙각이 깨어져 과편이 떨어져 나오면서 이차 빙정이 형성된다. 한편 그림 9.13에서 B의 경우는 싸락눈에 큰 과냉각 수적이 부착된 경우이다. 이 경우는 싸락눈과 과냉각 수적의 접촉면이 넓어서 과냉각 수적에서 동결 시 방출된 잠열이 싸락눈으로 바로 효과적으로 전달된다. 따라서 과냉각 수적이 빨리 동결되어 이차빙정이 형성되지 않는다. 이 모델에서 작은 수적은 이차빙정 형성에 결정적인 역할을 한다. 이차 빙정 형성 기구 중에서 충돌에 의한 기계적 과편 형성과 Hallett-Mossop 과정만이 상당한 양의 이차빙정을 생성할 수 있는 것으로 고려되고 있다.

빙정증식은 한랭운의 강수발달에 매우 중요하다. 그 이유는 빙정핵에 의해 형성된 빙정만으로는 강수 발달에 반드시 필요한 빙정간의 충돌에 의한 성장이 효과적으로 일어나지 않기 때문이다.

9.4 한랭운의 강수발달

9.4.2 상고대와 응집에 의한 성장

한랭운의 입자 간에 충돌에 의한 강수발달 과정은 상고대화(Riming)와 응집(Aggregation)이며, 성장 방정식은 입자간의 속도 차이에 의한 것이다. 상고대화(Riming)는 빙정이 구름 속에서 떨어질 때 과냉각 수적과 충돌한 후에 과냉각 수적이 빙정 위에서 얼어 버리는 현상을 말하며 결착 또는 부착(Accretion)이라고도 한다. 상고대화는 빙정을 급속히 성장 시키며, 이로 인해 낙하속도가 증가하여 상고대화를 더욱 증진시킨다. 상고대화에 의한 얼음입자의 성장은 다음 방정식으로 나타낼 수 있다.

$$\frac{dM_i}{dt} = A_c E_R M_w (w_c - w_d) \quad (9.21)$$

여기서 M_i 는 얼음입자의 질량, A_c 는 결착 시에 빙정의 유효단면적 E_R 은 결착효율(Riming Efficiency), M_w 는 과냉각수의 액체수 함량 그리고 w_c 와 w_d 는 각각 빙정과 수적의 낙하 속도를 나타낸다. 실제로 빙정과 수적의 충돌효율은 빙정의 모양과 크기 그리고 수적의 크기에 따라 다르다.

그림 9.14은 수적의 크기에 따른 얇은 판상(Thin Plate)의 빙정과 포집 효율(Collection Efficiency)을 보여준다. 그림 안에 있는 숫자는 판상 빙정의 크기이며 그 단위는 μm 이다. 그림에 의하면 크기가 $150\mu\text{m}$ 미만의 판상 빙정은 어떤 크기의 수적도 포집(Collect)하지 않은 것을 보여준다. 그림 9.14에서 보는 바와 같이 판상빙정의 크기가 증가 할수록 포집되는 수적의 직경 범위와 포집 효율도 증가한다. 예를 들면 크기가 $194\mu\text{m}$ 인 판상빙정은 반경 $10\sim 30\mu\text{m}$ 의 수적을 포집하며, 이 판상빙정이 반경 $\sim 20\mu\text{m}$ 이하의 수적에 대한 포집 효율은 0.5이다. 이는 크기가 $160\mu\text{m}$ 인 판상 빙정에 비해 포집 효율이 2.5배나 된다. 따라서 판상 빙정의 크기가 클수록 그 성장속도가 매우 빨라서 단 시간 내에 커다란 얼음 입자로 성장 할 수 있다.

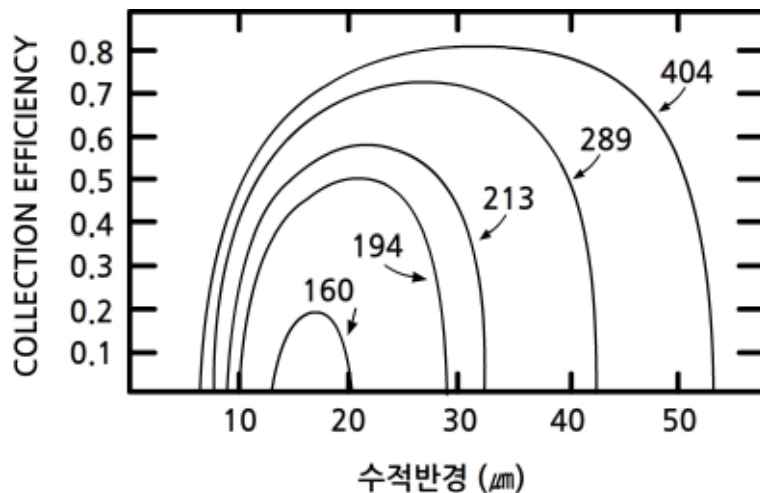
부착 또는 응집(Aggregation)은 두 개의 빙정이 충돌 하여 합쳐져서 더 큰 빙정을 형성 한다. 부착에 의한 빙정의 성장 방정식은 두 빙정간의 낙하 속도의 차(Δw)에 비례하며 다음과 같이 나타 낼 수 있다.

$$\frac{dM_i}{dt} = A E_a M_s \Delta w \quad (9.22)$$

여기서 A 는 빙정의 충돌 유효 단면적, E_a 는 부착효율 그리고 M_s 는 단위체 적에 있는 얼음입자에 의한 고체수 함량(Solid Water Content)을 나타낸다.

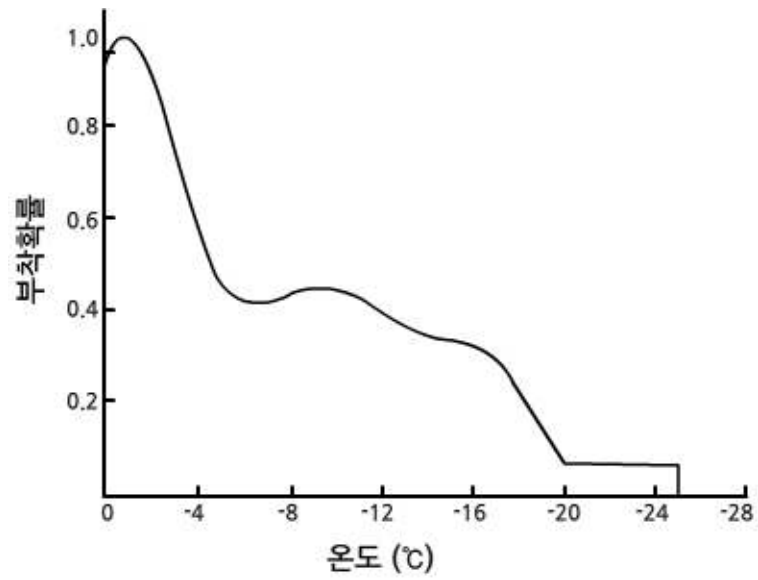
9.4 한랭운의 강수발달

부착에 의한 빙정의 성장은 그림 9.15에서 보는 바와 같이 빙정 표면 온도가 매우 낮아 그 표면이 건조한 경우보다 기온이 0°C 부근에서 물로 얇게 피복(Coating)되어 있을 때 쉽게 일어난다. 그림 9.15에서 온도에 따른 얼음입자의 부착확률이 -1°C 부근에서 거의 1이다. 따라서 구름에서 고도에 따른 온도분포가 한랭운의 강수발달에 매우 중요한 역할을 할 수 있다. 특히 운저 고도가 융해고도 보다 낮은 경우 한랭운의 강수발달에 매우 중요한 역할을 할 수 있다. 이와 같은 조건을 고려하면 큰 눈송이가 혹한의 겨울과는 반대로 초겨울에 덜 추울 때 더 자주 발생할 가능성이 높다. 상고대화와 응집은 수증기의 침적에 의한 빙정 성장 보다 훨씬 더 빨리 빙정을 성장시킨다. 사실 세 가지 과정의 결합(빙정과정, 상고대화, 응집)으로 초기 빙정 형성 후 약 30분 이내에 고체상태의 강수입자가 만들어 질 수 있다.



[그림 9.14] 수적과 얇은 판상빙정과과의 충돌 효율
(Pitter and Pruppacher, 1974)

9.4 한랭운의 강수발달

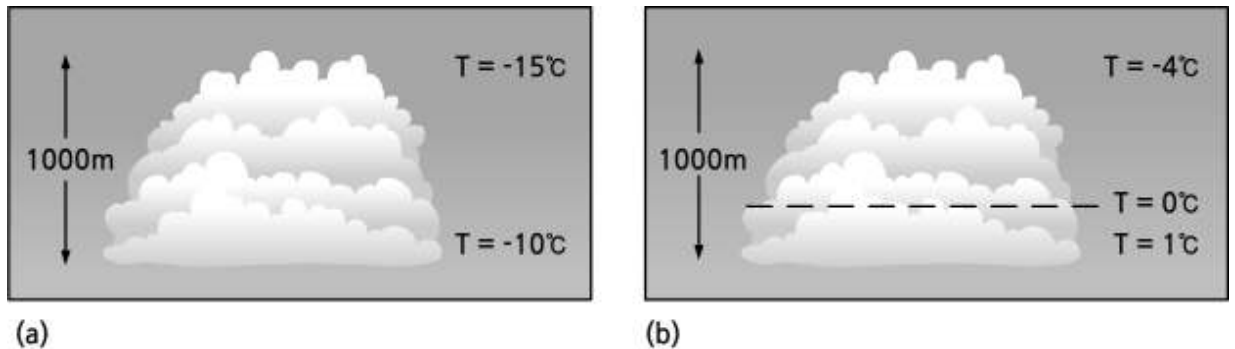


[그림 9.15] 온도에 따른 얼음입자의 부착확률(1973)

9.5 혼합운의 강수발달

구름의 정상부의 온도가 0°C보다 낮은 구름을 그림 9.16과 같이 두 가지 유형으로 나눌 수 있다. 그림에서 구름의 기저온도와 정상부의 온도가 함께 0°C보다 낮은 구름을 한랭운 또는 찬구름 (Cold Cloud)이라고 하며, 구름의 정상부의 온도는 0°C보다 낮으나 기저온도가 0°C보다 높은 구름을 서늘구름(Cool Cloud)이라고 한다. 찬구름과 서늘구름에서는 일반적으로 0°C 고도 이상의 구름층에서 과냉각수적과 빙정이 공존하며, 이와 같은 구름을 혼합운(Mixed Cloud)이라고 한다.

서늘구름은 일반적으로 중위도와 고위도 지방에서 발달하는 구름으로, 그 하부는 수적으로 되어 있고 상층은 주로 빙정으로 되어 있으며, 그 중간층에는 과냉각 수적과 빙정이 공존한다. 서늘구름의 경우 수적으로 구성된 0°C 고도 이하의 구름층이 두터운 경우에는 온난우가 발달할 수 있다. 한편 서늘구름에서 0°C 고도 이하의 구름층이 얇은 경우에 강수 발달은 베르세론 (Bergeron)과정과 구름입자간의 충돌과정으로 설명 할 수 있다.



[그림 9.16] 혼합운의 두 형태: (a) 찬구름, (b)서늘구름

서늘구름의 강수발달 과정을 설명하는데 이용되는 베르세론(Bergeron)과정은 빙정과정(Ice-crystal Process)이라고도 한다. 빙정과정을 이해하기 위하여 얼음에 포화 수증기압(e_{si})과 과냉각수에 대한 포화수증기압(e_{sw})의 비를 식(9.23)에 나타내었다.

$$\frac{e_{sw}(T)}{e_{si}(T)} = \exp \left[\frac{L_{iw}}{R_v T_0} \left(\frac{T_0}{T} - 1 \right) \right] \quad (9.23)$$

여기서 L_{iw} 는 융해잠열, R_v 는 수증기에 대한 기체 상수이며, T_0 는 273.16K 이다. 이 관계식은 과냉각수의 온도가 $T < 273K$ 인 경우에는 과냉각수에 대한 포화수증기압(e_{sw})이 얼음에 대한 포화수증기압(e_{si})을 능가함을 보여 준다. 한편 표9.2는 온도 $-40^\circ\text{C} \sim 10^\circ\text{C}$ 의 범위에서 온도에 따른 e_{sw} , e_{si} 의 값을 보여주며, $(e_{sw} - e_{si})$ 가 -15°C 부근에서 최댓값을 갖는다.

9.5 혼합운의 강수발달

빙정과정을 이해하기 위하여 먼저 그림9.17을 이용하여 다음과 같은 실험을 고려하자. 그림 9.17과 같이 상자 칸막이로 분리되어, 양쪽 부분의 공기가 서로 통하지 않는 상태에서 오른쪽 칸은 -10°C 의 과냉각수에 대하여 수증기로 포화되어 있고, 왼 칸은 -10°C 인 빙정에 대하여 포화되어 있다고 가정하자. 이 경우 표 9.2(또는 그림 9.18)에 의하면, 오른 칸의 포화 수증기압은 약 2.86hPa이고, 왼쪽 칸의 포화 수증기압은 약 2.59hPa로서, 오른쪽 칸의 수증기압이 오른쪽 칸보다 0.27hPa 높다.

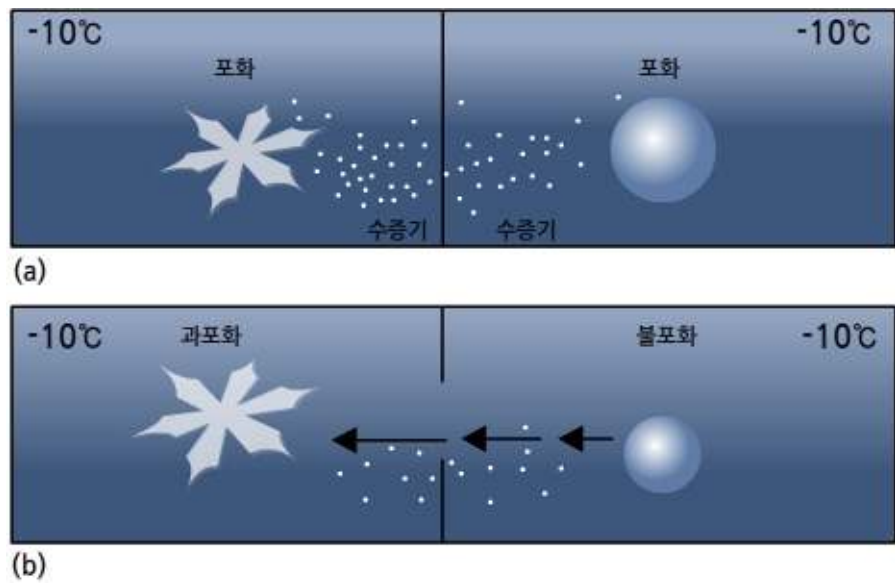
따라서 칸막이에 작은 구멍을 내어 양쪽 칸의 공기가 서로 통하도록 하면, 수증기는 포화 수증기압이 높은 곳에서 낮은 곳으로, 즉 과냉각수에서 빙정 쪽으로 이동하게 된다.

그 결과, 얼음이 있는 오른쪽 칸은 수증기의 과포화 상태가 되어 얼음 표면에서 수증기의 침적(Deposition)으로 인해 얼음은 차츰 커지는 반면, 과냉각수가 있는 왼쪽 칸은 수증기의 이동으로 인하여 불포화 상태가 되어 과냉각수는 계속 증발하여 물이 줄어들게 된다. 이 과정을 과냉각수와 빙정이 공존하는 구름에 적용하면, 과냉각수적은 그 표면에서 물의 증발로 인하여 그 크기가 차차 작아지는 반면, 빙정은 그 표면에서 수증기의 침적으로 인하여 계속 성장하게 되며, 이를 빙정과과정이라고 한다.

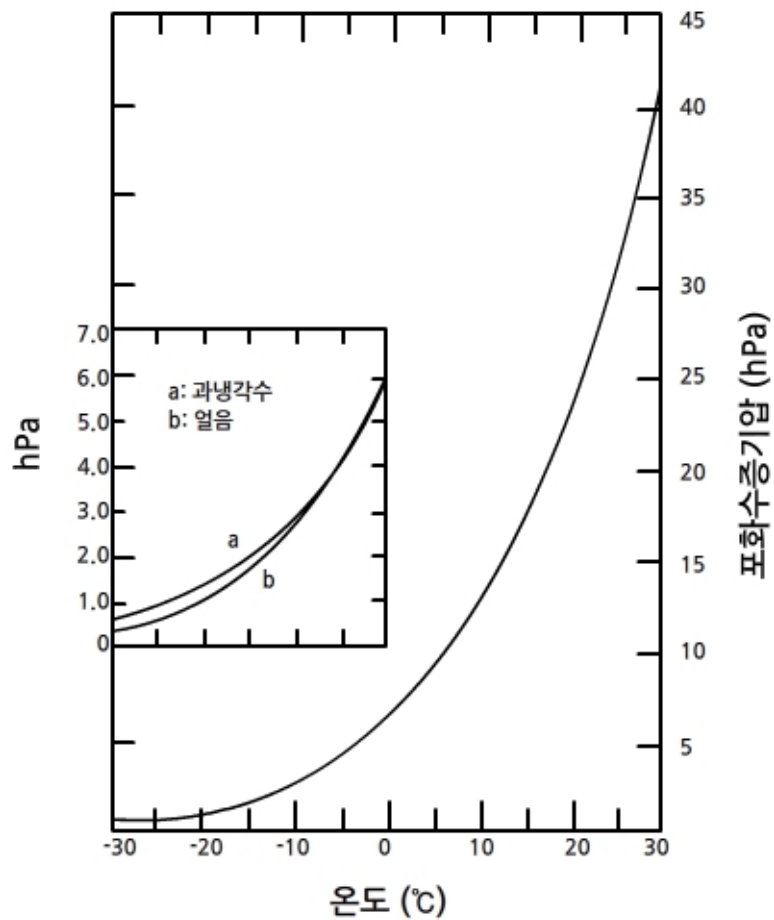
[표 9.2] 물에 대한 포화 수증기압(e_s)와 얼음에 대한 포화 수증기압(e_i)

T($^{\circ}\text{C}$)	$e_s(\text{Pa})$	$e_i(\text{Pa})$
-40	19.05	12.85
-35	31.54	22.36
-30	51.06	38.02
-25	80.9	63.3
-20	125.63	103.28
-15	191.44	165.32
-10	286.57	259.92
-5	421.84	401.78
0	611.21	611.15
5	872.47	
10	1227.94	

9.5 혼합운의 강수발달



[그림 9.17] 베르세론 (Bergeron)과정



[그림 9.18] 과냉각수와 얼음에 대한 포화 수증기압의 비교 (Byers, 1995)

9.5 혼합운의 강수발달

위의 실험 결과를 과냉각 수적과 빙정이 공존하는 구름에 적용하면, 과냉각 수적은 그 표면에서 물의 증발로 인하여 그 크기가 차차 작아지는 반면, 빙정은 그 표면에서 수증기의 승화로 인하여 계속 성장하게 된다.

그 결과 무거워진 빙정은 중력에 의해 낙하하게 되며, 이 때 낙하하면서 다른 빙정과 충돌, 병합하여 눈송이가 되기도 하고, 또는 과냉각 수적과 충돌하여 싹눈을 형성하기도 한다. 이렇게 형성된 눈은 지상 기온과 습도가 낮은 경우에는 그대로 눈으로 내리지만, 기온과 습도가 높은 경우에는 비가 되어 내리는데 이러한 비를 한랭우(Cold Rain)라고 한다. 한랭우의 발달 과정에 관한 이론을 빙정설이라고 하며, 1930년대에 베르세론(Bergeron)과 핀다이센(Findeisen)에 의해 제시되었다. 빙정설은 중위도와 고위도 지방의 강수 발달을 설명하는 데 적용되고 있다.

9.6 강수유형

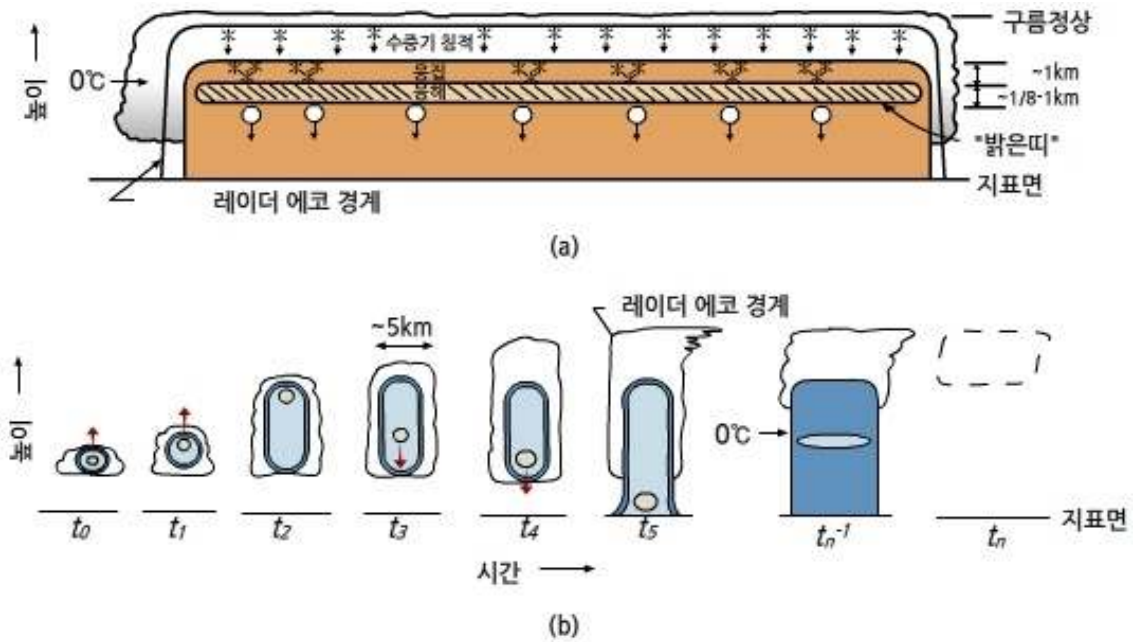
9.6.1 층상운과 대류운 강수

강수는 기본적으로 층상운강수(Stratiform Precipitation)와 대류운 강수(Convective Precipitation)로 나눌 수 있다. 층상운 강수는 난층운에서 형성되는 반면에 대류운 강수는 적운, 적란운에서 형성된다. 그림 9.19는 이 두 가지 강수 유형의 두드러진 특징을 비교한 것이다. 층상운 강수와 대류운 강수의 구분은 이들 강수계의 연직 속도의 규모로 정의할 수 있다. 층상운 강수는 구름내 공기의 연직 속도(w)가 빙정이나 눈의 종단낙하속도(V_{ice})보다 작은 경우, 즉 다음 조건을 만족하는 경우에 일어난다.

$$|w| < V_{ice} \quad (9.24)$$

여기서 V_{ice} 의 크기는 $\sim 1-3 \text{ m s}^{-1}$ 이다. 따라서 구름 상층부에 있는 빙정이 강수 발달 과정에 중요한 역할을 한다. 물론 운정 온도가 0°C 이상인 온난 층상운(Warm Stratiform Cloud), 예를 들면 층운, 층적운과 같은 구름은 이슬비(Drizzle)를 내릴 수 있다. 그러나 상당수 난층운의 운정 고도는 0°C 고도를 능가한다. 특히 빙정을 포함한 심층 난층운(Deep Nimbostratus)은 그림 9.19(a)와 같은 구조를 갖는다. 그림에서 보는 바와 같이 구름의 상층부에서는 수증기의 침적(Deposition)에 의해 빙정이 형성된다. 그리고 이 빙정은 낙하하면서 응집(Aggregation)에 의해서 그리고 0°C 고도 근처에서는 상고대(Riming)에 의해서 눈 입자로 성장한다. 이 눈 입자가 0°C 고도를 통과 시 그 크기를 유지하면서 표면이 녹아 수막을 형성하기 때문에 레이더 에코 상에서는 마치 커다란 물방울인 것처럼 강한 반사도(밝은 띠, Bright Band)를 나타내게 되고 지표 부근에서는 눈이 완전히 녹아 비가 된다.

9.6 강수유형



[그림 9.19] 층상운 강수(a)와 대류운 강수(b)의 연직 단면도(Houze, 1993)

대류운 강수는 그림 9.19(b)에 주어진 바와 같이 그 구조가 층상운 강수와 크게 다르다. 대류운 강수는 식(9.24)에서 대기의 연직속도(w)의 규모가 $1\sim 10\text{ms}^{-1}$ 이다. 이 연직 속도의 규모는 빙정이나 눈의 전형적인 낙하속도와 같거나 이보다 크다. 대류운에서 구름입자가 강수입자로 성장하는데 요구되는 시간은 제한되어 있으며, 때에 따라서 구름 형성 후 30분 이내에 지상에 강수가 있다. 이는 층상운에서 강수 입자가 형성되는 시간규모, 1~3시간에 비하면 매우 짧다.

따라서 강수 입자가 형성되어 성장하는 위치는 그림 9.19(b)의 시간 t_0 에서 보는 바와 같이 구름의 기저 부근이다. 강수 입자가 이때부터 성장이 가능한 것은 상승기류가 성장하고 있는 구름 입자들을 위로 이동시킬 수 있을 만큼 충분히 강하기 때문이다. 한편 상승기류에 의해 이동된 구름 입자들은 그 질량이 상승기류를 극복할 만큼 충분히 성장하게 되면 서서히 지면을 향해 낙하하기 시작한다. 대류운 강수에서는 입자의 충돌-부착에 의한 구름 입자의 빠른 성장이 요구된다. 대류운에서 빙정의 성장은 상고대(Riming)에 의해서 이루어진다. 이와 대조적으로 층상운 강수에서는 수직 입자간의 충돌-부착이 대류운만큼 중요하지 않다. 층상운 강수 발달에서 탁월한 미세 물리과정은 수증기의 침적과 빙정 입자간의 응집(Aggregation)이다.

9.6 강수유형

층상운 강수와 대류운 강수 시 레이더 에코(Echo)를 살펴보면 층상운 강수 중 밝은 띠는 0°C 고도아래에서 수평으로 넓게 발달 한다. 그러나 대류운 강수에서는 강한 상승기류의 수평 폭이 ~1km 또는 이보다 작다. 따라서 강한 대류와 관련된 강수에코의 중심부(Core)는 그림 9.19(b)와 같이 연직 방향으로 발달한 경계가 뚜렷한 모양을 갖는다. 그림 9.19(b)에서 보면 t_{n-1} 단계에는 대류운도 밝은 띠를 포함하여 층상운의 성격을 보인다.

9.6.2 강수효율

구름에는 강수운과 비 강수운이 있다. 대기 중의 수증기가 강수로 바뀌는 과정은 강수운에서 이루어진다. 그러나 모든 강수운이 수증기를 강수로 동일한 비율로 전환 하는 것은 아니며 구름에 따라 다르다. 구름 기저로 들어오는 수증기의 유입률 또는 구름에서 수증기의 응결률에 대한 지상의 강우 강도를 강수효율이라 정의 할수 있으나 이에 대해서는 여러 가지 정의가 있다. 강수효율(Precipitation Efficiency)은 매우 중요한 기상학적 모수이다. 그 이유는 강수효율이 강수량의 실황예보, 적운 모수화, 그리고 구름-기후 되먹임 과정에서 중요한 모수로 사용되고 있기 때문이다.

처음으로 Braham이 강수효율(Precipitation Efficiency)을 1952년에 정의한 이후 이에 대해 많은 연구가 진행되고 있다. 강수효율(PE)에 대한 정의는 다음 두 가지로 처음 기술되었다. 첫 번째 정의는 구름하부로 유입되는 수증기 플럭스를 고려한 것으로

$$(PE)_{wv} = \frac{\text{지상에 도달하는 강수율}}{\text{구름으로의 수증기의 유입률}} \quad (9.25)$$

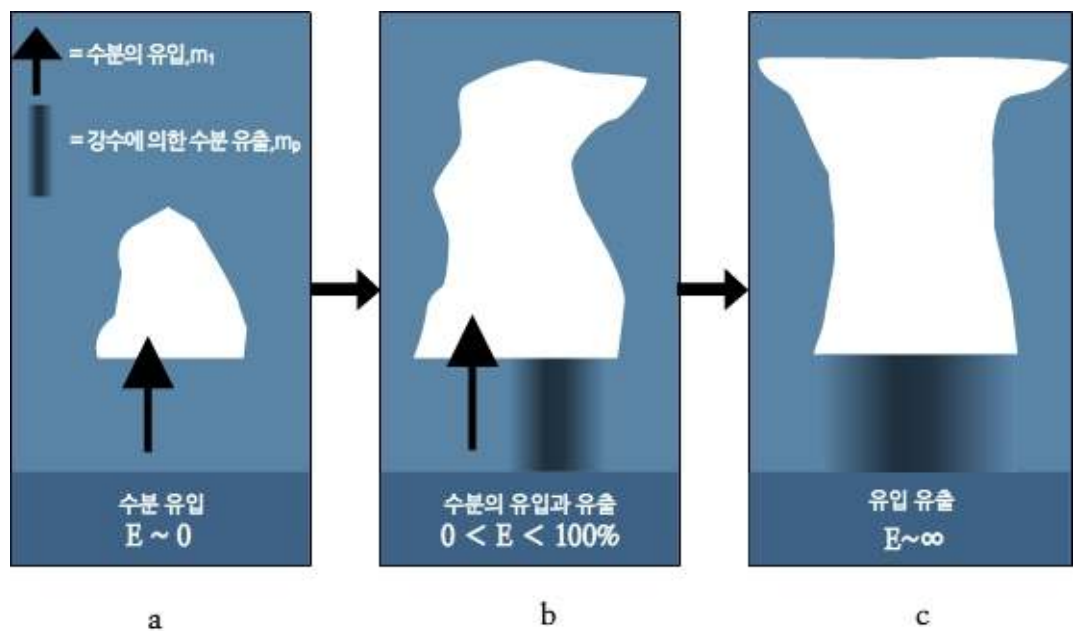
으로 정의한다. 두 번째 정의는 구름의 미세물리 관점에서 구름에서 수증기의 응결률에 대한 강수율로 다음과 같다.

$$(PE)_{cn} = \frac{\text{지상의 강수율}}{\text{구름에서의 수증기의 응결률}} \quad (9.26)$$

9.6 강수유형

Braham(1960)은 사례 연구를 통해 작은 규모의 뇌우의 경우 $(PE)_{wv}$ 는 11%, 그리고 $(PE)_{cn}$ 은 19% 임을 제시한 바 있다. 그러나 최근 Market al.(2003)은 강수효율을 시간 평균 가강수량에 대한 시간평균 강수량으로 다음과 같이 정의 하였다.

$$(PE)_{pw} = \frac{\text{시간평균 강수량}}{\text{시간평균가강수량}} \quad (9.27)$$



[그림 9.20] 구름 하부로 유입되는 수증기 플럭스의 변화와 강수 효율(E) (Market al, 2003)

그림 9.20은 구름하부로 유입되는 수증기 플럭스와 강수 강도를 고려했을 때 강수 효율을 나타낸 것이다. 좌측 그림에서는 수증기 플럭스는 있지만 강수가 없으므로 강수 효율은 0이다. 그리고 우측 그림의 경우에는 강수가 구름 하부 전체에 발달해 있어서 구름 하부를 통한 수증기 유입이 거의 0이므로 강수 효율이 무한대이다. 실제로 수증기 유입은 구름의 밑면뿐만 아니라 측면을 통해서도 일어난다. 따라서 강수 효율 계산 시 수평 바람에 의한 수증기속의 수렴을 고려해야 한다. 최근 Anip과 Market(2007)는 다음 전체 물수지 방정식을 이용하여 강수효율을 정의 하였다.

$$P = E - (\dot{W} + \nabla \cdot \vec{Q}) \quad (9.28)$$

9.6 강수유형

여기서 P 와 E 는 강수강도와 증발률을 나타낸다. 그리고 \dot{W} 와 \vec{Q} 는 각각 가강수량의 시간변화와 연직 적분한 수증기의 플럭스 벡터이며 다음과 같이 주어진다.

$$\dot{W} = \frac{1}{\rho_w g} \int_P^{P_0} \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right) dp \tag{9.29}$$

여기서 g 는 지구중력가속도, $\frac{\partial q}{\partial t}$ 는 비습의 국지적인 변화율 그리고 p 는 압력이고; p_0 는 지표의 압력을 표시한다.

$$\vec{Q} = \frac{1}{\rho_w g} \int_P^{P_0} q \vec{V}_H dp \tag{9.30}$$

식(9.30)에서 \vec{V}_H 는 수평바람 벡터를 나타낸다. 강수 시에는 대기의 상대 습도가 거의 100%이므로 대기가 거의 포화되어 증발율(E)이 매우 작다. 따라서 식(9.28)에서 물 수지를 고려한 강수효율은 다음과 같이 정의 할 수 있다.

$$(PE)_{wb} = \left[\frac{-P}{\dot{w} + \nabla \cdot \vec{Q}} \right] \tag{9.31}$$

식(9.31)에서 $(PE)_{wb}$ 값의 범위는 0~100%이다.

Anip과 Market(2007)의 연구에 따르면 강수효율은 계절에 따라 다르며 여름철은 평균 69%, 겨울철은 12%이다 (표 9.3). 그리고 대류운의 강수효율은 평균 59%이고 층상운의 강수효율은 29%로 대류운의 강수효율이 층상운의 2배나 높다. 대류운이 층상운보다 강수효율이 더 큰 이유는 강한 상승기류와 하강기류로 인해 구름 입자간 충돌에 의한 수적 성장이 활발하기 때문이다.

[표 9.3] 계절에 따른 구름의 강수 효율(Anip and Market, 2007)

Month	No.of Events	Season	Average PE(%)
Dec, Jan, Feb	6	Winter	12
Mar, Apr, May	9	Spring	51
Jun, Jul, Aug	8	Summer	69
Sept, Oct, Nov	7	Fall	43

9.6 강수유형

9.6.3 강수강도

강수강도는 질량 속(Mass Flux), 즉 단위시간동안에 단위면적에 내린 강수의 질량으로 나타내지만 통상적으로 단위시간에 내린 강수의 깊이(mmh^{-1})로 다음과 같이 정의한다.

$$R(mmh^{-1}) = 6\pi \times 10^{-4} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} w(D) D^3 N(D) dD \quad (9.32)$$

여기에서 $w(D)$ (ms^{-1})는 강수입자의 낙하 속도이며, D 는 강수입자 직경, $N(D)$ 는 강수입자의 크기분포를 나타낸다. 식 (9.32)에서 보는 바와 같이 강수강도는 강수 입자의 크기분포와 낙하속도에 비례한다. 강수입자의 크기 분포에서 작은 수적이 많은 부분을 차지하는 경우에는 레이더 반사도에 의해 추정된 강수 강도가 지상 우량계의 관측치보다 작게 나타난다. 그 이유는 레이더 반사도가 강수 입자의 직경의 6승에 비례하기 때문이다.

강수입자의 낙하 속도는 다음과 같이 입자의 직경의 멱(Power)에 비례한다. 따라서 입자의 속도가 클수록 강수강도도 증가한다.

$$w = aD^b \quad (9.33)$$

표 9.4는 강수 입자에 따른 각각의 낙하속도를 나타낸다. 표에서 보는 바와 같이 이슬비를 제외하고는 우적의 낙하속도는 눈 입자의 낙하 속도보다 2-4배 크다.

[표 9.4] 강수 입자의 낙하속도 (McIlveen, 1992)

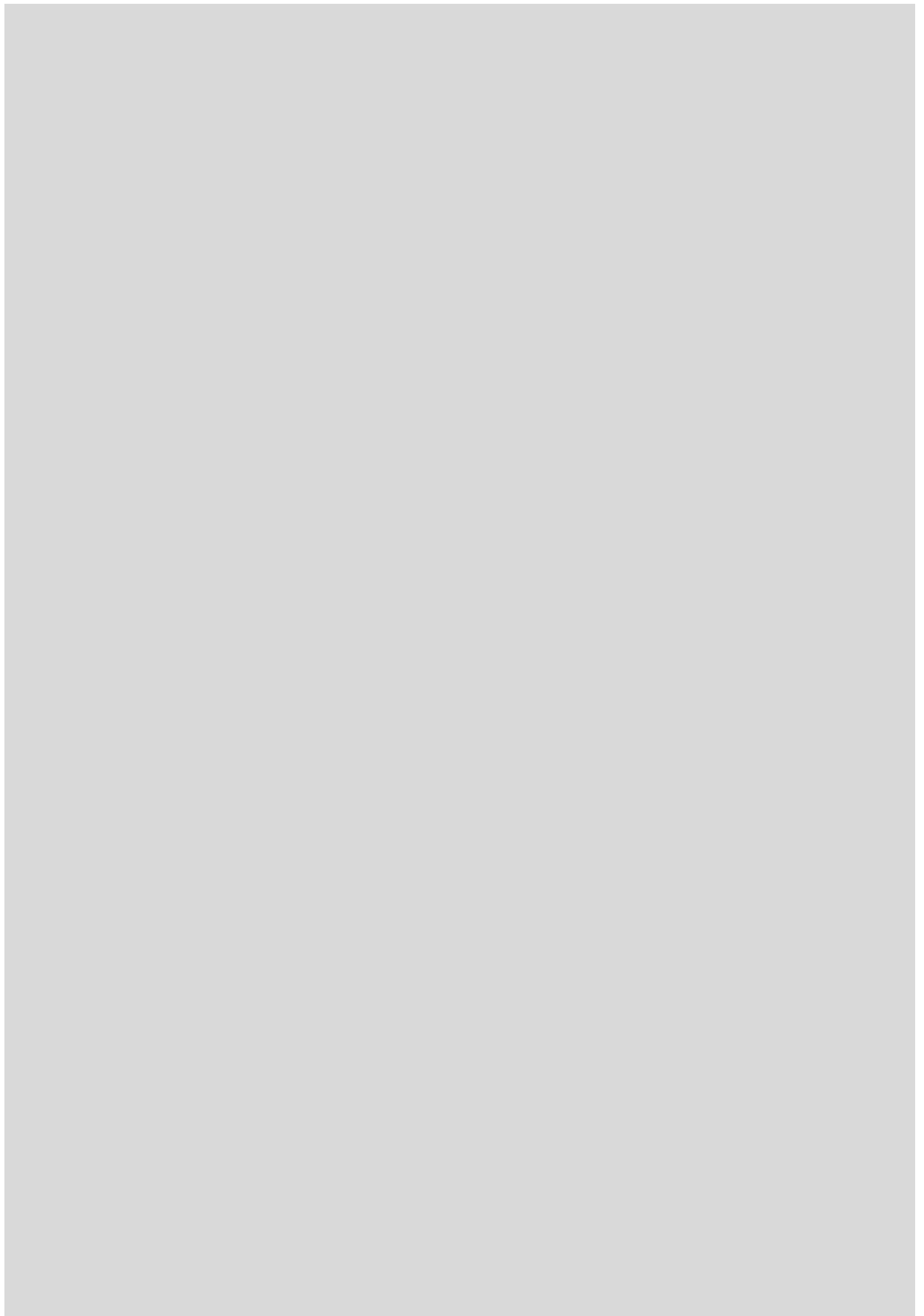
강수상태	수상체의 구분	직경(mm)	모양	낙하속도(ms^{-1})
물	이슬비(drizzle)	0.2	구형	0.8
	비(rain)	0.5	구형	4.0
	비(rain)	5	편평타원체(oblate spheroid)	9.0
얼음	눈결정(snow crystal)	0.2	프리즘, 판상(plate)	0.3
		5	별모양(stellar), 침상(needle)	0.7
	눈송이(snow flakes)	1	불규칙한 눈결정의 응집(aggregate)	0.5
		2		1.0
	싸락눈(graupel)	0.5	원추형(conical)	0.5
		5		2.5
우박(hail)	3	대체로 구형	8.0	
거대우박(giant hail)	20	구형이면서 표면이 울퉁불퉁함	2.0	

연습문제

1. 이슬비와 전형적인 운적, 우적의 반경은 얼마인가?
2. 수적의 종단속도를 3개의 영역으로 구분하고 반경으로 나타내시오.
3. 온난운에서 강수가 발달하려면 초기에 생성된 수적 Spectrum의 확장이 필요하다. 실제 구름 관측에서 얻어진 수적크기 분포에 대해 설명해야 할 3가지 사항에 대해서 기술하시오.
4. 구름에서 작은 수적과 큰 수적이 충돌 시에 충돌효율, 병합효율, 포착효율에 대해서 설명하시오.
5. 작은 수적과 큰 수적의 충돌할 경우 큰 수적의 성장률에 대한 방정식 (dR/dt)을 쓰고 설명하시오.
6. 이차빙정을 정의하고 빙정증식과정을 설명하시오.
7. 수적의 충돌에 의한 성장 모델 중 확률 충돌 모델에 대해서 설명하시오.
8. 기온이 -25°C 에서 대기가 수증기의 포화상태이다. 자연 상태에서 형성되는 빙정의 수는 1ℓ 당 대략 몇 개인가?
9. 상고대화(Riming)에 의한 빙정의 성장방정식을 기술하고 설명하시오.
10. 층상운과 대류운의 강수 특징을 설명하시오.
11. 강수효율에 관한 3가지 정의에 대해 기술 하시오.

참고문헌

1. Anip, M. and P. S. Market, 2007: Dominant factors influencing precipitation efficiency in a continental mid-latitude location. *Tellus*, 59A, 122-126.
2. Berry, X., 1967: cloud droplet growth by collection. *J. Atmos. Sci.*, 24, 688-701.
3. Braham, R. R., 1952: The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development. *J. Met.*, 9, 227-242.
4. Hobbs, P. V. and A. L. Rangno, 1985: Ice particle concentrations in clouds. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2523-2549. Houze Jr., R. A., 1993: *Cloud dynamics*. Academic Press, 570pp.
5. Iribarne, J. V. and H.-R. Cho, 1980: *Atmospheric Physics*, D. Reidel Publishing Co. 212pp.
6. Klett, J. D. and M. H. Davis, 1973: Theoretical collision efficiencies of cloud droplets at small Reynolds numbers. *J. Atmos. Sci.*, 30, 107-117.
7. Lamb, D. and J. Verlinde, 2011: *Physics and chemistry and clouds*. Cambridge, 584pp.
8. Market, P., Allen, S., Scofield, R., Kuligowski, R., and Gruber, A., 2003: Precipitation efficiency of warm season midwestern mesoscale convective systems. *Wea. Forecasting*. 18, 1273-1285.
9. Mcilveen, R., 1992: *Fundamentals of weather and climate*. Chapman and Hall, 497pp.
10. Mitchell, D. L., 1996: Use of mass- and area-dimensional power laws for determining precipitation particle terminal velocities. *J. Atmos. Sci.*, 53, 1710-1723.
11. Pitter, R. L. and Pruppacher, H. R., 1974: A numerical investigation of collision efficiencies of simple ice plates colliding with supercooled water drops, *J. Atmos. Sci.*, 31, 551-559.
12. Telford, J. W., K.-E. Kim, T. S. Keck and J. Hallett, 1993: Entrainment in cumulus clouds. II: Drop size variability. *Q. J. R. M. S.*, 119, 631-653.



10장 구름과 안개의 분류

10.1 구름의 분류 기준

10.2 위성관측에 의한 구름유형

10.3 구름의 발달기구

10.4 안개의 형성기구

10.5 구름과 안개의 소멸

학습목표

- 구름의 여러 가지 분류기준을 이해하고 구름의 10가지 기본 유형을 설명할 수 있도록 한다.
- 위성관측에서 광학적 두께에 따른 10종 유형의 고도 분포를 이해한다.
- 구름의 발달 기구인 국지적 대류, 대기의 수평수렴, 전선, 그리고 지형에 의한 구름 형성 과정을 이해한다.
- 대기의 안정도가 구름의 연직발달에 미치는 영향을 이해한다.
- 대기의 요란에 의한 구름의 다중구조 즉, 행성규모, 중관규모, 중규모 현상을 이해한다.
- 안개의 형성기구와 안개의 종류에 대해서 이해하고 설명할 수 있어야 한다.
- 구름과 안개의 소멸 과정을 이해한다.

10.1 구름의 분류 기준

하늘에 있는 구름의 유형에 따라 일기는 크게 달라 질 수 있다. 구름의 물리적 특성을 체계적으로 연구하기 위해서는 구름의 특성에 따라 그 명칭을 부여하고 분류를 하는 것이 편리하다. 이 장에서는 구름의 분류, 발달과 그 구조에 대해서 논의한다.

10.1.1 기본운형

구름은 다양한 모양과 크기를 가지며, 지표면 또는 높은 상공에서 발생한다. 대부분의 구름은 대류권내에서 발생하지만, 어떤 구름들은 성층권, 심지어는 중간권에서도 발생한다. 구름은 그 유형에 따라 수직, 빙정 그리고 이 두 입자의 혼합으로 구성될 수 있다. 구름층은 얇거나 두껍게 될 수 있으며 수직이나 빙정을 많이 또는 적게 포함할 수 있다. 처음으로 널리 통용된 구름 분류체계는 1803년 영국의 Luke Howard에 의해 만들어졌다. 이 분류 체계는 구름을 다음과 같이 4가지 기본 범주로 나눈다.

1. 권운 (Cirrus) - 매우 얇고, 술이 적은 깃털 같은 얼음구름
2. 층운 (Stratus) - 층상 구름
3. 적운 (Cumulus) - 연직으로 발달하는 구름
4. 난운 (Nimbus) - 비 또는 눈을 내리는 구름

현재의 분류체계는 Howard의 유형을 수정한 것으로, 4개의 두 범주간의 조합(예를 들어, 권층운은 권운과 층운의 특성을 가진다)도 고려하였다. 그 결과 고도와 형태에 따라 구름을 10가지 기본 운형으로 분류하고 있다. 표 10.1과 그림 10.1은 중위도에서 구름을 고도와 운형에 따라 분류한 기본 10종 운형을 보여준다. 표에 주어진 운저고도는 평균값으로, 계절과 대기 상태에 따라서 달라질 수 있다.

10.1 구름의 분류 기준

[표 10.1] 구름의 10가지 기본운형

구분	운형	운저고도 (중위도)	구름 입자	모양
상층운	권운(Ci)	6km 이상	빙정	섬유질의 흰색 베일, 말꼬리 모양
	권적운(Cc)		빙정	잔물결 또는 흰색의 둥글게 부푼 모양으로 긴 줄 형성, 물고기 비늘모양
	권층운(Cs)		빙정	우유 빛 하늘, 햇무리, 달무리 형성
중층운	고층운(As)	2~6km	빙정, 또는 수적(과냉각수적)	넓은 하늘에 희색 또는 청회색 구름, 하나 달이 희미하게 보임(얇은 해)
	고적운(Ac)			흰색 또는 회색의 부풀어 오른 모양, 띠 또는 줄을 형성
하층운	층적운(Sc)	2km 이하	수적	연직으로 약간 발달한 하층의 층상운, 때로는 조각, 둥근 형태로 나타남
	층운(St)		수적	하늘 전체를 가리는 짙은 회색의 구름
	난층운(Ns)		주로 수적	짙은 회색 구름으로 비나 눈을 동반
연직운	적운(Cu)	연직범위 1~5km 1~16km	수적	경계가 뚜렷하고 부풀어 오른 돛 또는 탑, 꽃양배추 모양을 함, 구름의 기저가 어둡게 보임
	적란운(Cb)		과냉각 수적, 빙정	구름의 정상부가 모루모양을 함, 천둥, 번개와 강수 때로는 우박과 토네이도 동반



[그림 10.1] 10가지 기본 운형

구름을 분류할 경우에는 모양, 고도, 형성 장소, 입자구성, 운정 온도, 강수의 유무 등을 고려한다. 그러나 실제로 구름 분류에는 위의 6가지 사항 중 하나를 택하거나 또는 하나 이상의 기준을 적용하여 분류한다.

10.1 구름의 분류 기준

현재 널리 사용하고 있는 가장 일반적인 구름의 분류는 운형과 구름의 고도, 강수 유무를 고려한 것이다. 구름은 주로 대류권에서 형성되며, 동일한 유형의 구름이라도 그 발달고도는 지역에 따라 다르다. 열대지역에서 가장 높은 구름은 고도 18km까지 도달 하지만, 중위도와 극지방에서 구름의 최고 고도는 각각 13km와 8km 정도이다. 표 10.1은 각 지역에 따른 상층운, 중층운, 하층운의 고도 분포이다. 대류권에서 발생하는 구름들은 분류하기 위해서 대류권을 세 층으로 구분하고 각 층에서 나타나는 겉보기 특성에 따라서 세분하고 있다. 그러나 여기서 한 가지 주의 할 점은 각 지방에 따라 별도로 구름을 분류하고 있으며 중층운과 상층운이 고도가 일부 겹쳐 있으며 각 지방에 따라 그 고도 또한 다르다. 그 이유는 계절에 따라 온도의 연직 분포의 변화가 커서 구름의 발달하는 고도 범위가 크기 때문이다. 표 10.1에서 강수를 동반하는 구름은 난층운과 적란운이며 난층운은 고도가 일정하지 않아 때에 따라서는 중층운으로 분류되기도 한다. 한편 구름높이(Cloud Height)와 구름고도(Cloud Altitude)를 구분해서 기술 한다. 전자는 지면에서 구름의 높이이고, 후자는 평균해수면에서 구름의 높이를 말하며, 이와 같은 구분은 항공기의 운항과 관련해서 중요하다.

구름을 입자의 상(相)에 따라 수적운, 빙정운, 그리고 혼합운(Mixed Cloud)으로 분류할 수 있다. 수적운과 빙정운은 각각 구름 전체가 수적과 빙정만으로 되어 있는 구름이고, 혼합운은 수적과 빙정 모두로 이루어진 구름을 말한다. 한편 구름은 운정의 온도에 따라 온난운(Warm Cloud)와 한랭운(Cold Cloud)으로 구분한다. 온난운은 운정의 온도가 0℃ 이상인 구름으로 수적으로 되어 있다. 한랭운은 운정의 온도가 0℃ 이하의 구름으로 과냉각 수적과 빙정이 공존할 수 있다.

구름을 10가지 기본운형에 대해서는 기초적인 많은 문헌에 자세히 설명되어 있으므로 여기서는 몇 가지 특이한 구름에 대해서 기술한다.

10.1 구름의 분류 기준

10.1.2 특이한 구름

10.1.2.1 채운

채운(彩雲 Iridescence)은 구름에 파스텔 색(Pastel Color)과 같은 분홍색, 녹색, 파란색이 얼룩진 형태로 고적운에서 나타나며 무지개와는 다른 현상이다(그림 10.2). 구름이 수직으로 구성되어 있는 얇은 구름층에서 주로 발생하며 구름입자의 크기와 분포상태에 따라 색깔이 달라진다. 채운은 구름 물방울에 의한 회절 현상으로 관측자를 중심으로 수직과 태양과의 각도가 20도 내에서 자주 발생한다(Neiman and Shaw, 2003). 아래 사진은 강릉에서 관측된 채운으로 지상고도 3km정도에 있는 고적운에서 태양광선의 회절(回折)로 인해 발생했다.



[그림 10.2] 채운(기상청 사진)

10.1 구름의 분류 기준

10.1.2.2 유방운

유방운(Mammatus Cloud)은 소의 젖통 또는 불룩한 주머니 모양을 하고 있다(그림10.3). 유방운은 종종 적란운의 모루구름아래 형성되지만 권운, 권적운, 고층운, 고적운, 층적운 밑에 형성될 수 있다. 유방운 발달에는 여러 가지 이론이 있으나 적란운의 모루구름 밑 부분에서 유방운 발달은 다음과 같이 설명할 수 있다. 강수입자를 포함한 상승기류가 구름의 정상부에 도달하면 대류권계면 하부에서 상향 운동량(Upward Momentum)의 상실로 수평방향으로 퍼지면서 일부가 모루구름을 형성한다. 이 구름을 형성하고 있는 포화 상태의 공기는 많은 빙정과 과냉각수적을 포함하고 있어서 주위 공기보다 무거우며, 이로 인해 지면을 향해 침강한다.

구름이 침강하면 습윤 단열적으로 온도가 상승하지만 그 안에 있는 빙정 또는 수적의 증발로 침강에 의한 가열이 재빨리 상쇄된다. 만일 침강에 의한 가열을 상쇄하는 것 이상으로 증발이 일어나면 침강하는 공기는 주위보다 더 온도가 낮아져 침강이 계속된다. 유방운을 구성하는 각 돌출부의 직경은 1~3km이며, 그 연직길이는 평균 0.5km, 평균 수명은 10분 정도이다.



[그림 10.3] 유방운

10.1 구름의 분류 기준

10.1.2.3 꼬리구름

꼬리구름(Virga 또는 Fallstreaks)은 구름 하부를 빠져나온 구름 입자(수적 또는 얼음 입자)가 지면에 도달하지 못하고 대기 중에서 증발하는 경우에 형성된다. 꼬리구름은 구름 하부가 매우 건조한 경우에 형성된다. 구름이 형성된 대기 중에 바람의 연직시어가 큰 경우에는 그림 10.4와 같이 갈고리 모양을 한다.



[그림 10.4] 꼬리구름

10.1 구름의 분류 기준

10.1.2.4 렌즈구름

습한 바람이 대기가 안정한 조건에서 높은 산을 통과하게 되면 강한 중력파가 형성된다. 이 때 산의 정상부를 통과하는 파의 마루에서 상승하는 공기가 포화되어 렌즈구름(Lenticular Cloud)이 그림 10.5와 같이 형성된다. 산과 바람에 의한 영향이 중력파의 마루를 동일 장소에 고정시켜서 렌즈구름을 정상 상태에 있게 된다. 렌즈구름의 모양은 비행접시(Flying Saucer)와 매우 유사하다.

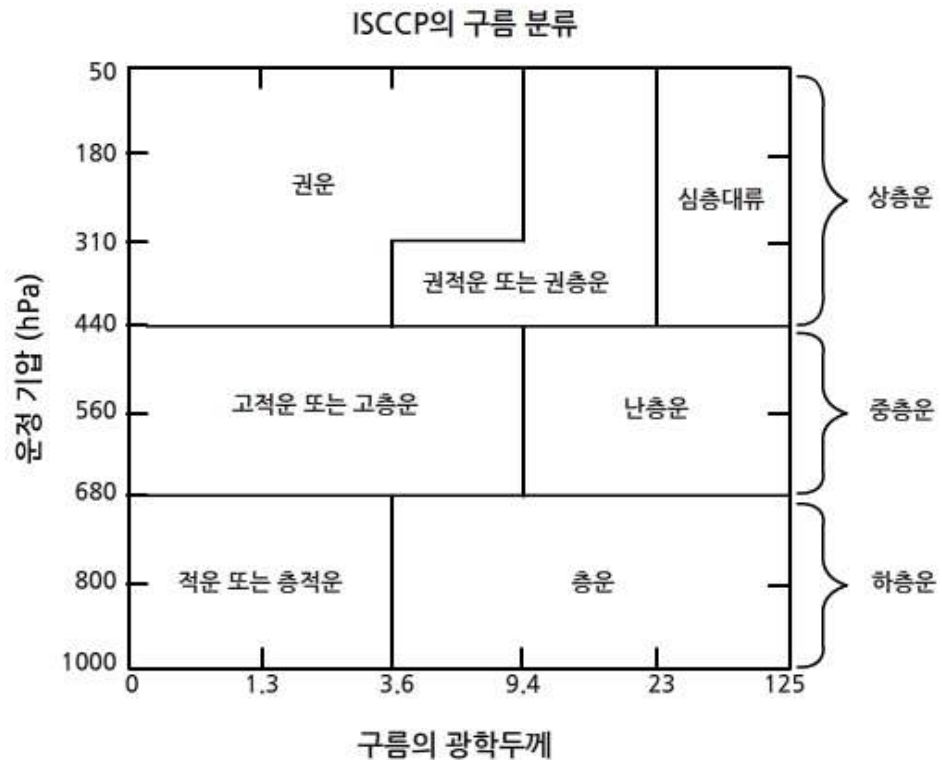


[그림 10.5] 렌즈구름

10.2 위성관측에 의한 구름유형

기상위성을 이용한 구름에 관한 연구는 국제위성구름기후학 프로젝트 (ISCCP: International Satellite Cloud Climatology Project)에 의해 많이 수행 되었다. 기상위성은 구름관측에 가시광선과 적외선을 이용한다. 가시광선은 구름에서 반사된 빛을 이용하여 구름에 관한 정보를 얻으므로 주간에만 이용 가능하다. 그러나 구름정상에서 방출되는 적외선을 이용한 구름 관측은 주, 야간 모두 가능하다.

그림 10.6은 ISCCP가 8년(1983-1991)에 걸쳐 구름 관측 자료를 복사모델에 적용하여 얻은 결과로서, 구름의 광학두께(Optical Thickness)와 적외선 관측에 의해 얻어진 구름 정상부의 온도를 이용하여 10종 유형을 분류한 것이다. 그림10.6에서 구름의 τ 는 가시광($0.6\mu\text{m}$)에 의한 구름의 광학두께(Optical Thickness)를 나타내며, 구름정상부의 기압(P_c)은 적외선($11\mu\text{m}$)을 이용하여 관측한 구름 정상부의 온도로 부터 추정된 것이다. 그림 10.6에서 가시광에 의한 τ 와 적외선에 의한 광학두께 (τ_{irr}) 사이에는 $\tau = 2.0\tau_{irr}$ 의 관계가 있다. 이 관계식을 이용하면 τ 를 τ_{irr} 로 바꿀 수 있다. 그림에서 권운은 $\tau < 3.6$, $P_c < 440\text{hPa}$ 이고 권층운은 $3.6 < \tau < 23.0$, $P_c < 440\text{hPa}$ 이며 심층 대류운 (Deep Convective Cloud)은 $\tau > 23.0$, $P_c < 440\text{hPa}$ 이다.



[그림 10.6] ISCCP에 의한 구름 분류 (Rossow and Schiffer, 1991)

10.3 구름의 발달기구

구름은 주로 대기의 연직운동에 의해서 형성되고 강수와 구름입자의 증발에 의하여 소멸된다. 이 장에서는 여러 가지 구름의 형성과 소멸 기구에 대해서 살펴보자.

10.3.1 구름의 발달기구

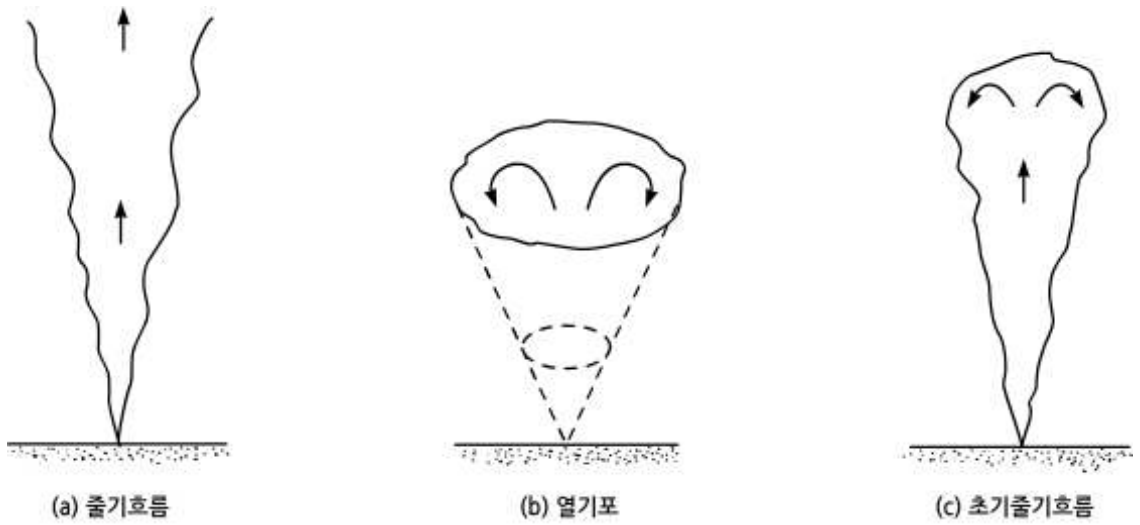
10.3.1.1 국지적 대류

대류는 국지적으로 유체의 밀도차가 있을 때 나타나는 유체덩이의 연직운동을 말한다. 대기 중에서 대류는 주로 가열된 지표면과 접해 있는 가열된 공기의 팽창으로 그 밀도가 주위 공기의 밀도보다 작을 때 형성된다.

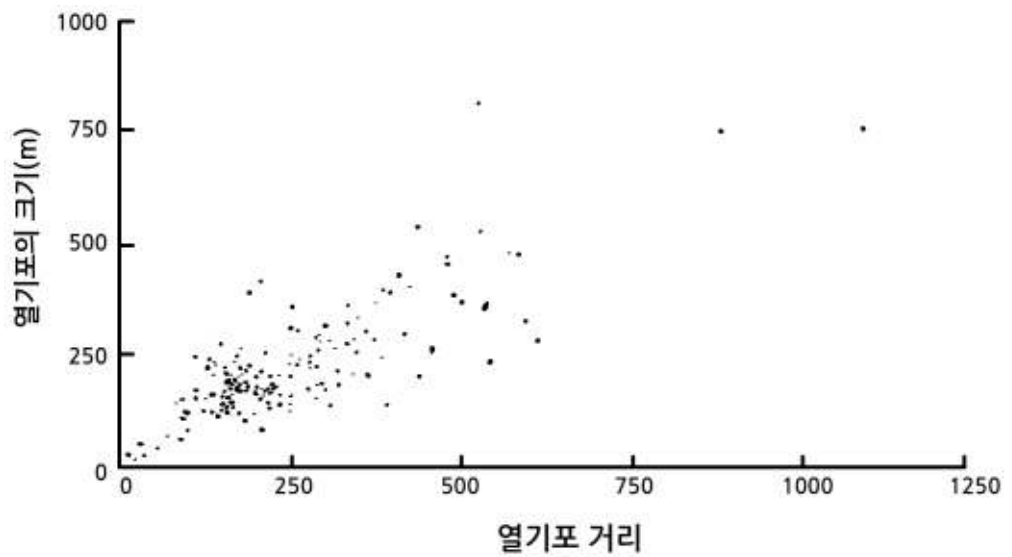
지상에서 대류 현상은 그림 10.7과 같이 열기포(Thermal)와 줄기흐름(Plume) 모델을 가정하여 설명하고 있다. 열기포는 지표면이 불균등한 가열로 인해 온도가 높은 공기 덩이가 지표에서 분리되어 부력에 의해 대기 중에 떠 있는 것으로서 우리 눈에는 보이지 않는다. 줄기흐름은 부력제트(Buoyant Jet)라고도 하며 부력이 서서히 공급이 될 때 나타날 수 있다. 이 경우 부력을 가진 공기 덩이가 부력을 공급하는, 즉 공기 덩이를 가열하는 지면과 연결되어 계속 부력을 공급 받을 수 있는 점이 열기포와 다르다.

그림 10.7에서 초기 줄기흐름(Starting Plume)은 부력을 가진 공기 덩이의 상부와 주위 공기와의 경계가 뚜렷한 점이 줄기흐름과 다르다. 그림에서 화살표는 부력을 가진 공기 덩이의 평균 운동을 나타낸다. 그림 10.8은 항공기가 대기경계층에서 일정한 고도를 유지하면서 온도를 관측한 결과이다. 이 관측결과는 열기포(또는 줄기흐름)의 직경과 열기포의 평균 거리를 보여 준다. 열기포의 직경은 대체로 200~300m이고 열기포와 열기포 사이의 거리는 열기포의 크기 정도이고 상승속도는 대략 1 m/s, 그리고 초기에 열기포와 주위 공기와의 온도차는 대략 1°C이다. 그림 10.9는 열기포에 의한 구름 형성의 모식도로서 열기포가 상승하여 응결고도에 도달 하면 구름이 형성되고, 구름 주위에는 상승기류를 보상하기 위해 하강기류가 존재함을 보여준다. 그림 10.10은 열기포에 의한 구름세포의 발달과정을 보여 준다. 나중에 형성된 세포가 먼저 형성된 세포위로 올라가면서 구름이 성장하고 있다.

10.3 구름의 발달기구



[그림 10.7] 열기포와 열기흐름(Turner, 1973)

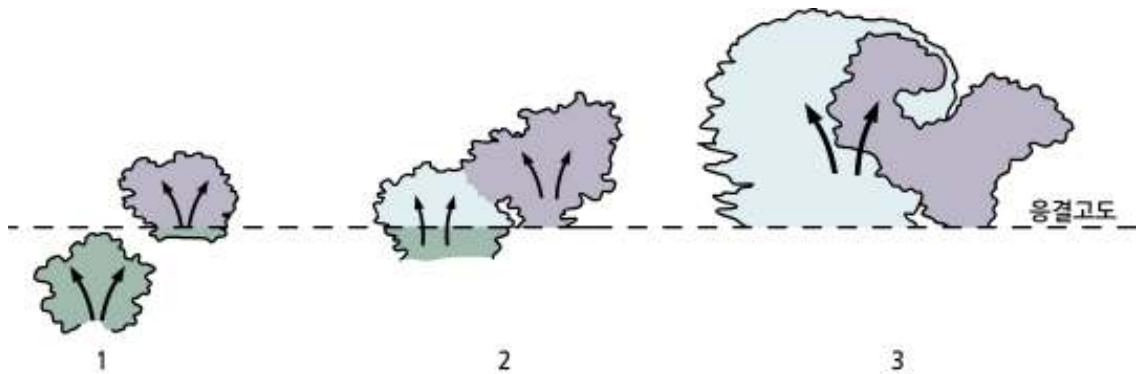


[그림 10.8] 열기포의 평균과 열기포간의 거리(Wagner and Telford, 1967)

10.3 구름의 발달기구



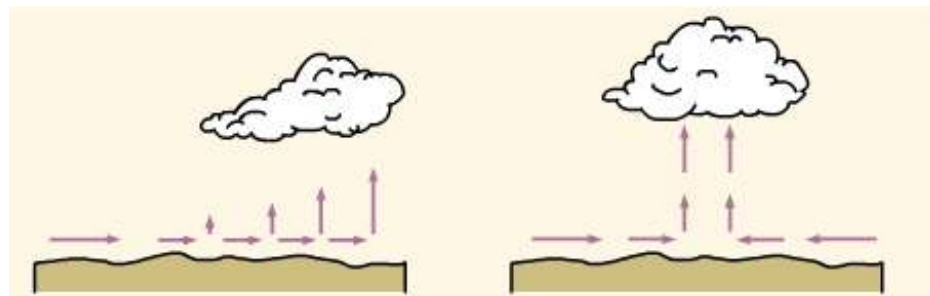
[그림 10.9] 국지적인 대류에 의한 구름 형성(Scorer and Wexler, 1963)



[그림 10.10] 열기포에 의한 구름 형성(Scorer and Wexler, 1963)

10.3.1.2 대기의 수평수렴

대기의 수평수렴은 넓은 지역에 구름을 형성하는 중요한 기구이다. 특히 대기의 수렴은 그림 10.11과 같이 대기 경계층 내에서 거리에 따라 수평풍속이 감소하거나 또는 저기압 중심 지역에서 나타난다.



[그림 10.11] 대기의 수렴에 의한 구름 형성

10.3 구름의 발달기구

대기 경계층에서 대기의 질량 보존은 비압축성유체의 연속방정식으로 나타낼 수 있고 수평수렴과 연직발산과의 관계는

$$-\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = \frac{\partial w}{\partial z} \quad (10.1)$$

과 같다. 식(10.1)에서 좌변은 대기의 수평 수렴을 우변은 연직 발산을 나타낸다. 광범위한 저기압 지역에 공기가 수렴할 경우에 상승기류의 속도는 $1\sim 10\text{cms}^{-1}$ 정도이고 일반적으로 층상운이 발달하며 강수는 장시간 넓은 지역에서 일어난다.

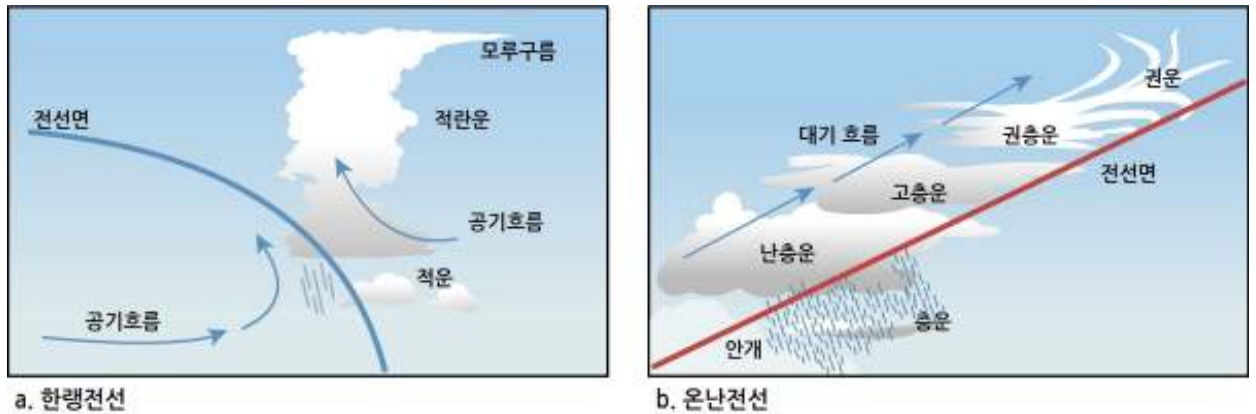
10.3.1.3 전선에 의한 구름 형성

전선은 온도와 습도가 다른 두 기단이 만나서 형성되므로 전선을 가로 질러서 열과, 수분이 이동하고 또 대기의 혼합이 일어난다. 그 결과 전선 상에서는 구름이 발생하고 강수가 나타난다. 그림 10.12는 전선에 의한 구름발달을 나타낸 모식도이다. 온난전선의 경우 온난한 기단이 한랭기단을 밀면서 그 위로 상승할 때 형성되는 구름이 형성된다. 찬 공기 위에 온난한 공기가 있으므로 기층이 안정한 상태가 되어 층운이 발달하고 온난전선의 기울기는 $1/100\sim 1/300$ 정도로 매우 완만하다. 온난전선이 접근 시에는 권운, 권층운이 먼저 나타나고 다음에 고적운, 고층운 그리고 난층운이 나타난다. 온난전선 발달 시 온난한 공기가 찬 공기 위를 타고 올라가면서 활발한 대류에 의한 적운형 구름이 우세하게 나타날 것으로 예상 되지만, 층운형 구름이 주로 나타나는 까닭은 대기 경계층 상부에서 대류권이 거의 대부분 정적으로 안정한 상태에 있기 때문이다. 온난전선이 접근 시에는 권층운과 고층운에서 햇무리나 달무리가 나타날 때가 있으며 이는 날씨가 흐릴 징조이다. 온난전선에서는 난층운에 의해 광범위한 지역에 장시간 비가 내린다.

한랭전선에서는 공기 밀도가 큰 한랭기단이 공기 밀도가 작은 온난기단 밀므로 파고들면서 온난한 공기를 강제 상승시킨다. 그 결과 한랭전선 앞에서는 공기의 급격한 상승으로 대기가 불안정하여 적운이나 적란운이 형성된다. 따라서 전선의 앞이나 바로 뒤에서는 소나기가 집중적으로 내리거나, 때에 따라서는 천둥과 번개, 또는 우박을 동반한 뇌우가 내리기도 한다. 한랭전선면의 경사는 $1/50\sim 1/150$ 정도이다.

10.3 구름의 발달기구

전선에 의해 구름이 형성 되어도 그 발달정도와 강수에 영향을 미치는 것은 대기의 상태와 대기의 안정도 전선의 기울기이다. 일반적으로 전선에서는 기온, 이슬점온도, 풍향, 풍속 등이 갑자기 변하며, 또한 구름이 형성되고 강수가 발생하는 경우가 많다.



[그림 10.12] 전선에 의한 구름 형성

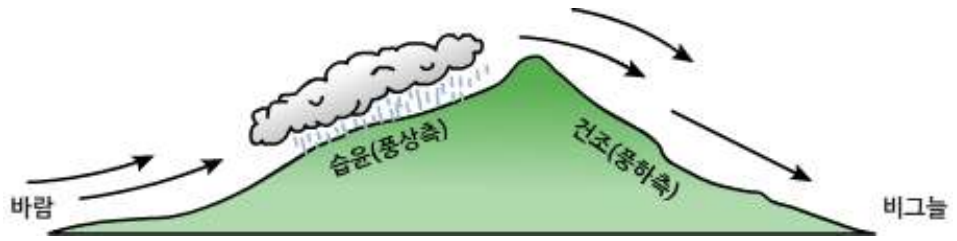
10.3.1.4 지형에 의한 구름 형성

지형에 의한 구름 형성은 대기상태(습도, 대기안정도)와 지형에 의한 대기의 상승과정에 따라 다르게 나타난다. 지형이 대기흐름에 미치는 효과는 (i) 지형적 치올림(Orographic Lifting), (ii) 열적강제력 그리고 (iii) 장애물 효과(Obstacle Effect) 즉 공기역학적 효과(Aerodynamic Effect)로 나눌 수 있다. 그림 10.13은 지형적 상승에 의한 구름 형성을 나타낸 것으로 풍상측에서 바람이 산의 사면을 따라 상승하고, 응결고도에서 수증기가 응결하면서 구름이 형성되고 있다. 수평 풍속이 u 인 바람이 경사각이 α 인 산의 사면을 따라 강제 상승할 때 지형의 강제력(Orographic Forcing)에 의한 공기의 연직 속도 w 는

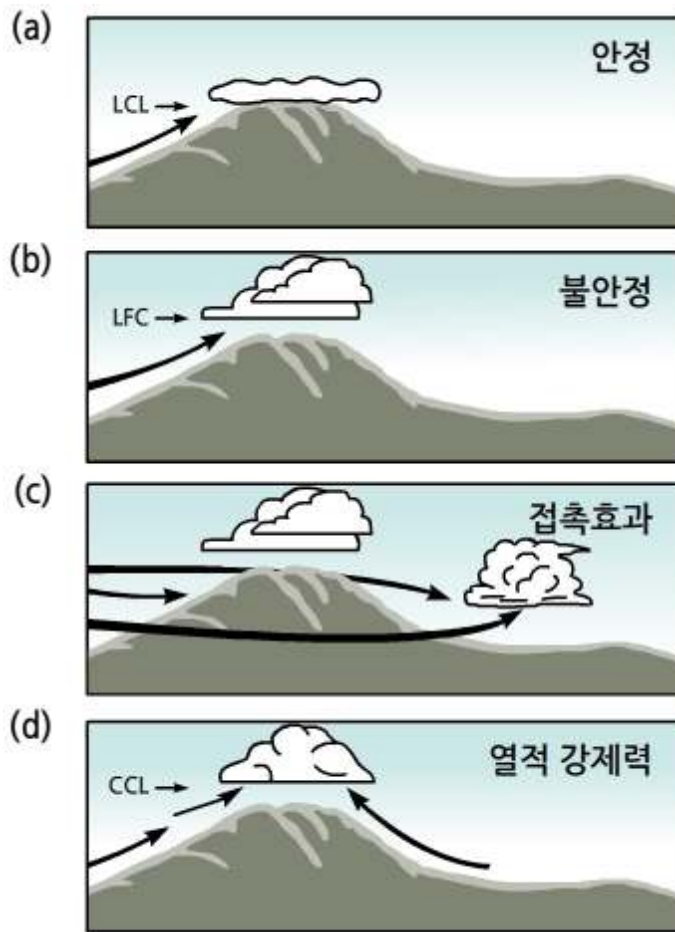
$$w = u \tan \alpha \quad (10.2)$$

으로 나타낼 수 있다. 산이 높은 경우 지형적 상승에 따른 구름 형성 시에 강수는 주로 풍상측(Windward)에서 발생하므로 풍하측(Leeward)에는 강수량이 적은 지역이 나타나는데 이를 비 그늘(Rain Shadow)이라고 한다 (그림 10.13).

10.3 구름의 발달기구



[그림 10.13] 지형에 의한 강수와 비그늘 형성



[그림 10.14] 지형 강제에 의한 구름 형성

그림 10.14는 산이 구름형성에 미치는 영향을 보여주는 것으로 그림 (a)에서 는 대기가 안정한 경우의 치올림에 의해 산 정상부에 층상운이 형성되어 있으며 (b)의 경우는 대기가 불안정한 상태에서 치올림 과정에 의해 공기가 자유대류고도(LFC) 이상으로 상승하여 대류운을 형성하고 있다. 그림(c)에서는 산으로 인해 그 전면에서 공기의 흐름이 분리된 후 산을 돌아서 그 후면에서 공기가 수렴하여 구름을 형성하고 있다.

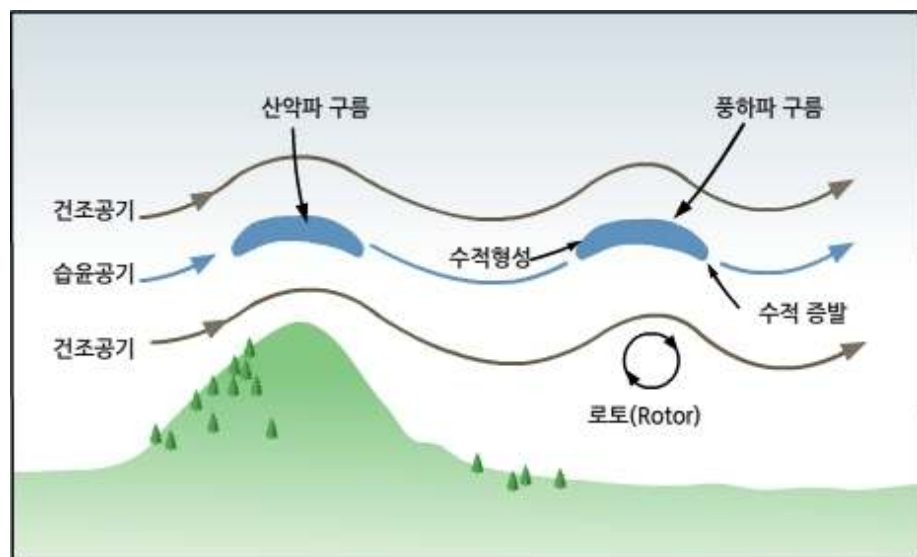
10.3 구름의 발달기구

그림(d)의 경우는 산정상의 일사에 의해 먼저 가열되어 산 밑에서 산의 경사를 따라 공기가 상승하여 구름이 형성되는 경우를 보여 준다.

대기가 안정한 경우에 산의 정상을 통과하는 바람은 그림 10.15와 같이 산의 정상에는 산악파(Mountain Wave) 그리고 풍하측에는 풍하파(Lee Wave)를 형성하기도 한다. 이 때 풍하파의 마루에는 렌즈형 구름(Lenticular Cloud)이 형성된다. 풍하파의 파장(λ)은

$$\lambda = \frac{2\pi u}{N_{BV}} \tag{10.3}$$

으로 주어진다. 여기서 u 는 바람의 수평 풍속이고 N_{BV} 는 브린트-베이사라(Brunt-Väisälä) 진동수이다. 식(10.3)은 풍하파의 파장은 산의 높이와 무관함을 보여준다.



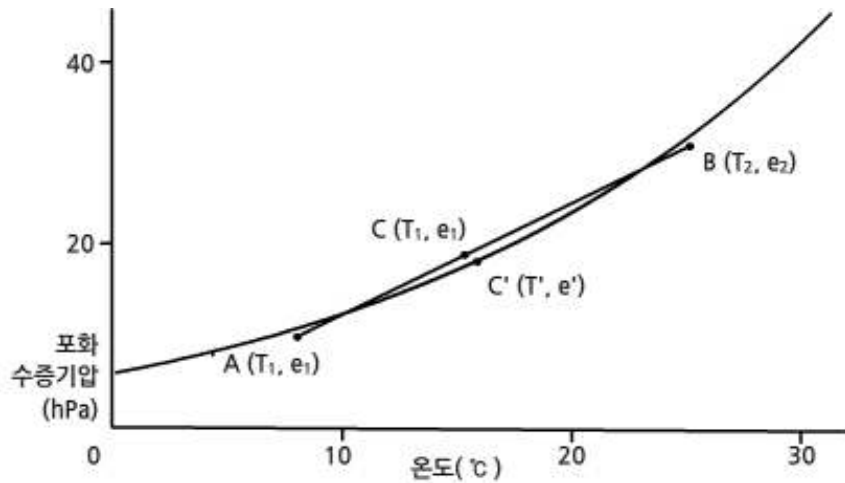
[그림 10.15] 렌즈형 구름의 형성

10.3.1.5 대기의 혼합에 의한 구름형성

물리적 성질이 다른 두 공기가 만나 수평 혼합(거의 등압과정) 또는 연직 혼합이 이루어질 경우 구름이 형성되는 경우가 있다. 그림 10.16은 등압과정에서 두 공기의 혼합에 의한 구름의 형성을 보여준다. 그림에서 두 점 $A(T_1, e_1)$, $B(T_2, e_2)$ 는 각각 불포화상태(C)에 있지만 혼합후에는 과포화상태가 되어 여분의 수증기의 응결이 일어난다. 그 결과 수증기압은 감소($e > e'$)하고 응결시 잠열방출로 온도는 증가($T' > T$)한다. 등압적 혼합에 의한 구름 형성으로는 김안개(Steam Fog)와 비행운(Contrail)을 들 수 있다.

10.3 구름의 발달기구

김 안개는 따뜻한 해수면 위를 찬 공기가 통과할 때 형성된다. 해수면의 온도와 찬 공기의 온도차는 매우 크다. 북극해 김안개의 경우 해수와 공기의 온도차는 $30^{\circ}C$ 이상 된다. 이 경우 해수면과 찬 공기가 접하고 있는 대기층에서의 기온감율은 건조단열감율보다 상당히 크므로 이 경우에는 대류가 강하게 일어날 수 있다. 그 결과 형성된 수적이 대기 중에 떠 있을 수 있다. 비행운은 비행기의 연료 연소를 위해 흡입한 공기속에 포함된 수증기가 비행기 엔진내에서 가열된후 기온이 $-40^{\circ}C \sim -50^{\circ}C$ 정도 되는 상공에서 방출되어 찬 공기와 혼합시에 형성된 빙정에 의해서 발생한다. 비행운은 대기 상층의 난류가 심하면 빨리 사라진다.

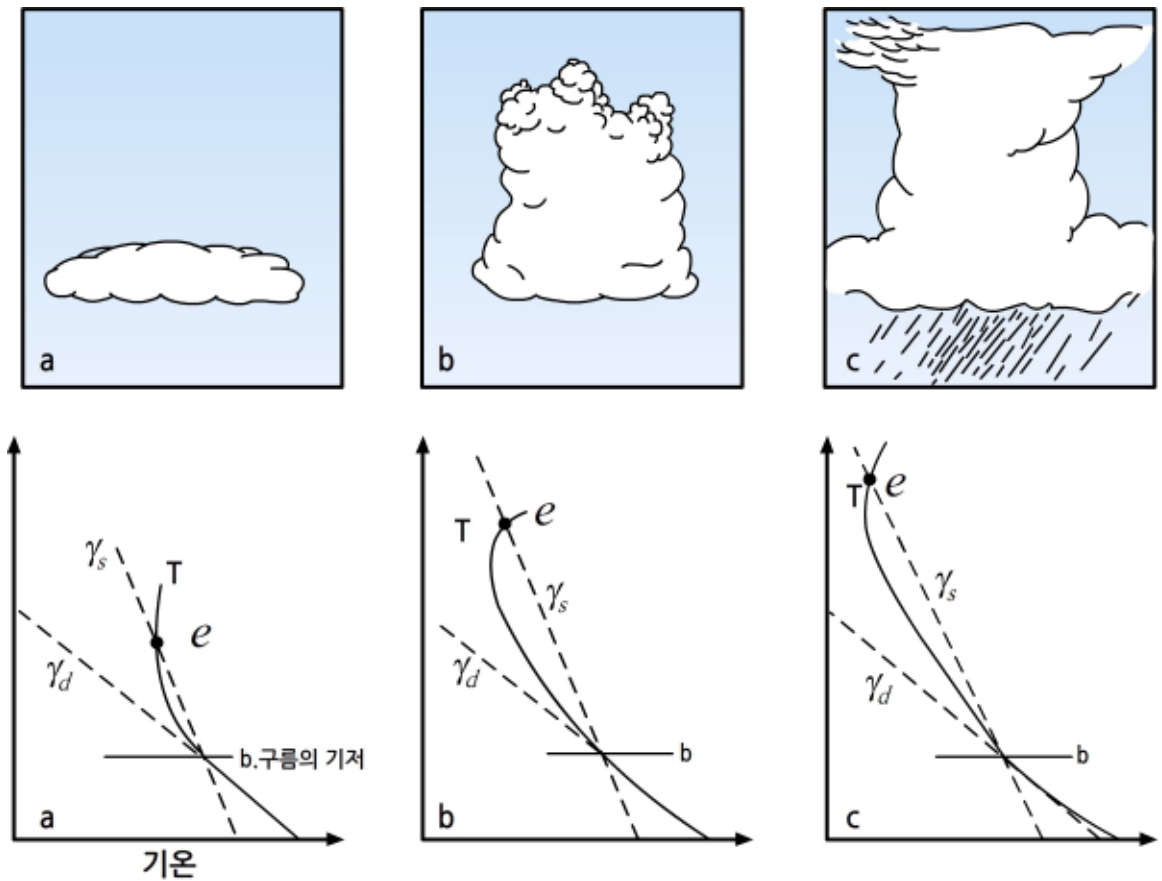


[그림 10.16] 등압상태에서 두 공기 덩이의 혼합에 의한 구름 형성

10.3 구름의 발달기구

10.3.2 대기의 안정도와 구름발달

대기 안정도는 구름의 연직 발달에 커다란 영향을 미친다. 그 까닭은 층상운은 대기가 안정한 기층에서 발달 하며, 대류운 대기가 전체적으로 불안정한 기층에서 발달하기 때문이다. 그림 10.17은 안정도에 따른 적운의 연직 발달 정도를 보여 준다. 세 개의 그림에서 지표부근에서 기온곡선(T)와 건조단열선(γ_d)의 교점인 구름의 기저 고도(b)는 동일하다. 그러나 습윤단열선(γ_s)과 기온곡선(T)이 만나는 교점인 평형고도(e)는 넓적 적운 < 웅대적운 < 적란운 순으로 높다.



[그림 10.17] (A) 넓적적운 (B)웅대적운 (C)적란운

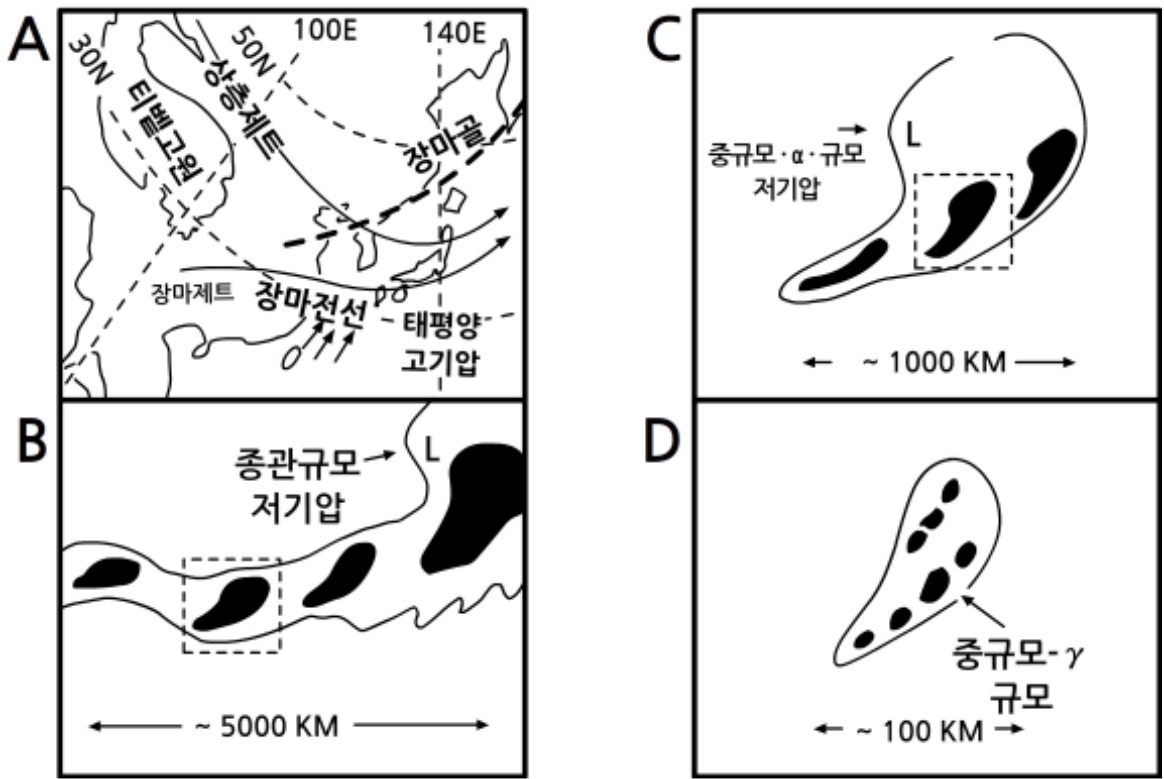
10.3 구름의 발달기구

10.3.3 구름의 다중구조

대기의 요란(Disturbance)이 중규모나 중관규모 이상으로 커지면 이와 관련되어 발달하는 구름계도 이에 따른 시·공간 규모를 갖는다. 그림 10.18은 동아시아의 중국, 한국, 일본에 걸쳐 장마전선이 발생했을 때 구름의 다중구조이다(Ninomiya and Akiyama, 1992).

그림 10.18(a)은 장마전선 발달 시 행성 규모의 대규모 기상 장에서 제트류의 위치와 기압배치도이다. 그림에서 상층제트, 장마골, 장마 제트와 전선, 그리고 아열대 고기압이 표시되어 있다. 그림 10.18(b)는 그림 10.18(a)에서 행성규모의 한 부분을 나타낸 중관규모에 해당된다. 그림에서 중관 규모의 저기압을 중심으로 중규모- α 규모의 저기압의 장마 전선의 한 부분이다. 점선의 사각형은 구름 무리(Cloud Cluster)를 나타낸다. 그림 10.18(c)는 중규모- α 규모의 저기압과 그 세부 구조를 보여 준다. 중규모 α 규모 대류계(1000 - 2000km)는 몇 개의 중규모 β 규모 대류계(100 - 200km)로 구성되어 있다. 그리고 그림 10.18(d)는 중규모 β 규모 대류계를 나타내며, 몇 개의 중규모 γ 규모 대류계(30 - 70km, 수명 ~3시간)로 구성되어 있음을 보여 준다. 그러나 이들 대류계의 수평 규모와 수명을 기초로 해서 살펴보면 다중구조를 구성하고 있는 것은 적란운의 군(Group)이다. 열대 대기의 요란(Disturbance)도 중규모나 중관규모 이상으로 커지면 그림 10.18과 유사한 구름계가 형성된다.

10.3 구름의 발달기구



[그림 10.18] 장마전선의 다층 구조, A: 행성규모, B: 종관규모, C: 중규모- α 규모, D: 중규모- β -규모(Ninomiya and Akiyama, 1992)

10.4 안개의 형성기구

안개는 지표와 접하고 있는 대기 중에 떠 있는 수적(또는 빙정)의 집합체가 눈에 보이는 현상으로 시정(Visibility)에 영향을 미친다. 국제적인 정의에 의하면 안개는 시정을 1km미만으로 감소시킨다.

10.4.1 안개의 형성 기구

안개는 일반적으로 다음 3가지 물리적 기구, 즉 1) 지표에 인접한 공기의 온도가 이슬점까지 냉각 2) 수증기의 첨가에 의한 지표에 인접한 공기의 포화, 그리고 3) 온도와 습도가 서로 다른 공기의 연직 혼합에 의해서 형성된다. 여기서 첫 번째 기구는 복사안개의 형성, 두 번째 기구는 증발안개와 전선안개의 형성, 세 번째 기구는 이류안개를 형성과정을 설명한다. 그러나 많은 경우에 이 3가지 중 어느 하나가 주된 기구로 작용하고 나머지 기구도 함께 안개 형성에 영향을 미친다. 여기서는 대기의 냉각과 수증기의 첨가에 의한 안개형성 과정을 좀 더 구체적으로 살펴보자.

10.4.1.1 대기의 냉각

공기의 냉각에 의한 안개 형성을 설명하기 위해서 열역학 제1법칙을 고려하자. 공기덩이의 온도변화 ΔT 는 열역학 제1법칙을 이용하면

$$\Delta T = \frac{\Delta q}{c_p} + \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{c_p} \quad (10.4)$$

으로 나타낼 수 있다. 여기서 Δq 는 공기덩이가 얻거나 잃은 열에너지의 양을 나타내며, c_p 는 공기의 정압비열, ρ 는 공기의 밀도 그리고 Δp 는 공기덩이의 압력변화이다. 식 (10.4)에 정역학 방정식 $\Delta p = -\rho g \Delta z$ 를 적용하면,

$$\Delta T = \frac{\Delta q}{c_p} - \frac{g}{c_p} \Delta z \quad (10.5)$$

를 얻는다. 이 식의 양변을 시간 간격 Δt 로 나누어주면

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{1}{c_p} \frac{\Delta q}{\Delta t} - \gamma_d w \quad (10.6)$$

으로 주어진다. 여기서 γ_d 는 건조 단열감율, w 는 공기덩이의 연직속도를 나타낸다. 식 (10.6)은 공기덩이가 열을 잃거나 단열 상승하는 경우에 온도가 감소함을 보여준다. 지면에서 공기가 수평방향으로 이동하고, 연직속도를 무시할 수 있는 경우에는 $w=0$ 로 둘 수 있다.

10.4 안개의 형성기구

이 경우에 안개는 공기의 열 손실($\Delta q/\Delta t < 0$)에 의해서만 형성된다. 공기의 열 손실은 ①바람이 없거나 약한 맑은 날 지표면이 많은 장파복사 방출에 의한 냉각이나, ② 따뜻한 지면에 있는 공기가 찬 지면으로 이동할 경우에 일어난다. 첫 번째 냉각 과정에 의해 형성된 안개를 복사안개, 그리고 두 번째 과정에 의한 안개를 이류안개(Advection Fog)라고 한다.

해수 온도의 일교차는 매우 작다. 따라서 해양에서는 복사안개가 잘 형성되지 않는다. 대부분의 해상 안개(Sea Fog)는 이류안개이다. 육지에서는 복사안개와 이류안개가 모두 발생한다. 육상 안개의 대부분은 온난, 습윤한 공기의 이류 후에 야간의 복사냉각이 뒤따를 때 발달한다.

10.4.1.2 수증기의 첨가

해양, 호수의 표면에서 물의 증발은 안개 형성을 유도한다. 그 과정을 살펴 보기 위하여 물의 온도를 T_w 그리고 이 온도에서 포화 수증기압을 E_{sw} 이라고 한다. 그리고 물 표면과 인접한 불포화 공기의 온도를 T , 그리고 이에 대한 포화 수증기압을 E_s , 실제 수증기압을 e 라고 한다. 지금 초기에 물의 온도가 공기의 온도보다 높다고 하면 $E_{sw} < E_s < e$ 의 관계가 성립한다. 대기와 인접한 물 표면에서 증발은 $(E_{sw} - e)$ 에 비례하므로 증발은 이 차이가 영이 될 때까지 계속될 것이다. 그리고 대기가 결국 포화 되었을 때의 수증기압은

$$e = E_{sw} > E_s \quad (10.7)$$

와 같다. 즉 실제 수증기압이 포화 수증기압보다 커져서 대기는 과포화 상태가 된다. 따라서 대기층에 응결핵이 충분히 있을 경우에는 수증기의 응결이 일어난다. 이 과정은 주위 공기보다 온도가 높은 물이 증발하면 안개가 쉽게 형성 될 수 있음을 보여준다.

물의 증발에 의한 안개에는 두 가지 유형이 있다. 첫째는 찬 공기가 따뜻한 수면 위를 이동할 때의 안개형성이다. 이 경우에는 물의 온도와 인접 하고 있는 공기의 온도차가 커야 안개 형성 가능성이 높다. 그 예로써 지독히 차가운 북극의 공기가 넓은 해양 위를 통과할 때 형성되는 북극 해연무(Arctic Sea Smoke)를 들 수 있다. 이 경우 찬공기와 수면의 온도차는 $30\text{ }^\circ\text{C}$ 이상 된다(Lutgens and Tarbuck, 2007). 둘째는 상공의 온난한 기층에서 낙하하는 빗방울이 지표부근의 온도가 낮은 찬 공기층을 통과 할 때 빗방울의 증발로 습도가 증가하여 안개가 형성될 수 있는데 이를 비안개(Rain Fog)라고 한다. 대부분의 경우 비안개는 전선면위에 있는 온난한 기층에서 비가 내릴 때 형성되므로, 이를 전선안개(Frontal Fog)라고 한다.

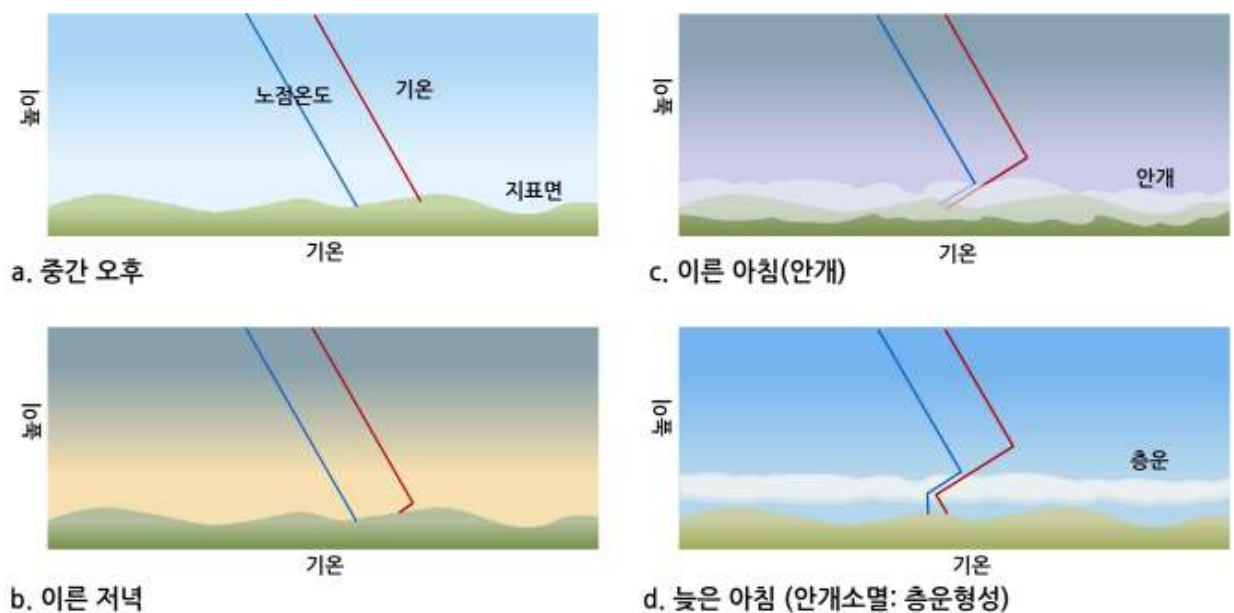
10.4 안개의 형성기구

10.4.2 냉각에 의한 안개

10.4.2.1 복사안개

복사안개(Radiation Fog)는 때때로 지표안개라고도 불리며, 야간에 장파복사에 의해 차가워진 지표와 접하고 있는 대기의 온도가 이슬점까지 하강할 때 발달한다(그림 10.19). 따라서 복사안개는 비단열 냉각(Diabatic Cooling)과정에 의해 형성 된다. 이슬처럼, 복사안개는 야간에 구름이 없어 지표로부터 장파복사가 보다 쉽게 대기 중으로 빠져 나갈 때 형성되기 쉽다. 이슬과 달리 안개는 완벽하게 바람이 없는 것보다 약 2.5 ms^{-1} 이하의 약한 바람이 불 때 더 잘 형성된다. 약한 바람은 저층 대기의 적당한 혼합을 촉진시키는데, 때에 따라서는 공기층에서의 혼합이 응결을 가능하게 하기 때문이다. 풍속이 2.5 ms^{-1} 보다 크면 난류가 역전층내의 온난한 공기와 찬 공기를 혼합시켜 기온이 이슬점까지 하강하는 것을 막는다. 따라서 이 경우에는 안개가 형성될 가능성이 낮다.

대부분의 복사안개는 대부분 일출 후 몇 시간 내에 소산된다. 안개는 그 주위와의 차등가열 때문에 중심보다는 가장자리부터 소멸한다. 안개를 통과한 햇빛이 지면을 가열하여 하층의 안개만 소멸하고 상층이 그대로 남게 되면 그림 10.19d와 같이 하층 층운으로 바뀐다. 복사안개가 잘 발달하면 유입되는 태양복사의 많은 부분을 산란시켜 지표에 도달하는 에너지의 양을 감소시킨다. 이로 인해 야간에 형성된 안개가 낮 동안 지속될 수 있는데, 특히 낮이 짧고 태양의 고도가 낮은 겨울철에 이러한 현상이 잘 일어나며 상황에 따라 소산되지 않고 며칠 동안 지속되기도 한다.



[그림 10.19] 복사안개와 층운 형성

10.4 안개의 형성기구

10.4.2.2 이류안개

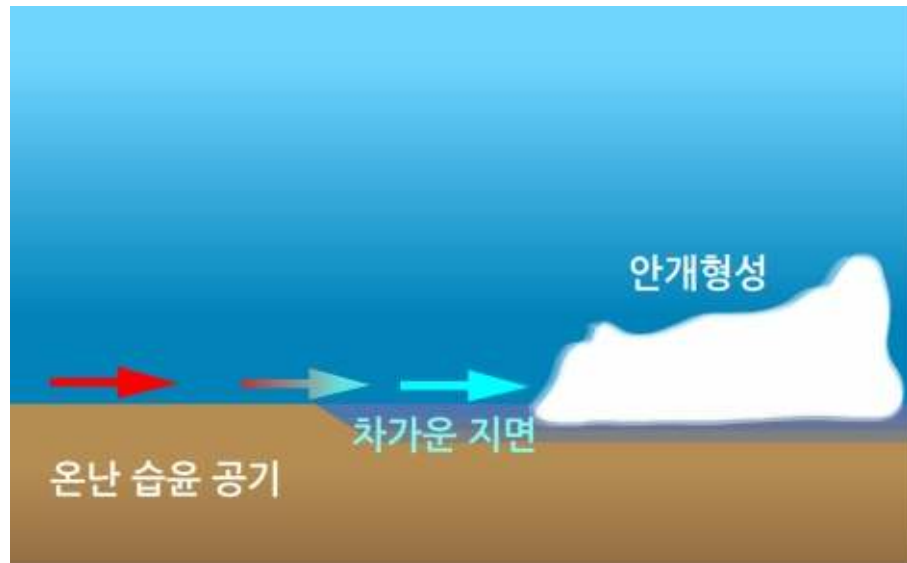
이류(Advection)는 대기의 수평이동을 뜻하며, 대기가 바람에 의해 한 지면에서 성질이 다른 지면으로 이동하는 동안 지표면과 접하고 있는 대기의 물리적 성질(온도와 습도)이 바뀌어 형성되는 안개를 이류안개라고 한다. 이류안개는 온난 이류 안개(Warm Advection Fog)와 한랭이류 안개(Cold Advection Fog)로 구분 할 수 있다. 상대적으로 따뜻하고 습윤한 공기가 더 차가운 지표 위를 수평적으로 이동할 때 온난 이류안개가 형성되며, 이와 반대로 차고 건조한 공기가 더 온도가 높은 수면 위를 통과할 때 한랭 이류안개가 형성된다(그림 10.20).

해양에서의 온난 이류안개는 상대적으로 온난한 해류에 있는 습윤한 공기가 차가운 해류 위를 통과할 때 형성된다. 여기서 따뜻한 공기가 차가운 표면 위를 통과함에 따라 열이 아래로 이동하면서 그 공기의 하부가 냉각된다. 이 경우에 만일 공기 온도가 이슬점 이하로 충분히 냉각되면 안개가 형성된다. 이런 안개는 상당한 거리를 이류 할 수 있고 발생한 지역의 풍하측에 장시간 지속된다.

이류안개 가운데서 유명한 것은 여름 동안에 미국 샌프란시스코 만에서 발생하는 안개이다. 상대적으로 온난한 태평양상의 대기가 동쪽으로 이동하면서, 남쪽으로 흐르는 좁고 차가운 캘리포니아 해류 위를 통과한다. 이 경우 해안에서 떨어진 해양에서 안개가 형성되고, 이 안개는 샌프란시스코를 향해 동쪽으로 이동한다. 이로 인해 샌프란시스코 만의 맞은편에 위치한 오클랜드와 버클리에는 온난하고 맑은 반면, 샌프란시스코는 안개로 덮이는 일이 흔하게 발생한다.

우리나라 서해안에서 발생하는 해무나 연안무의 경우 4월과 10월 사이에 집중적으로 발생하며, 특히 7월에 가장 많이 발생한다. 서해안은 조석, 간만의 차가 커지거나 바람에 의한 난류로 바닷물의 온도가 하강하여 차가운 해수면을 자주 형성하는데 이 때 찬 해수면 위로 남쪽으로부터 따뜻한 공기가 이동하여 오면서 이류 안개가 발생하기 좋은 조건을 형성한다. 그림 10.21은 이류에 의한 해무(부산 광안다리, 2010년 7월 2일)이다.

10.4 안개의 형성기구

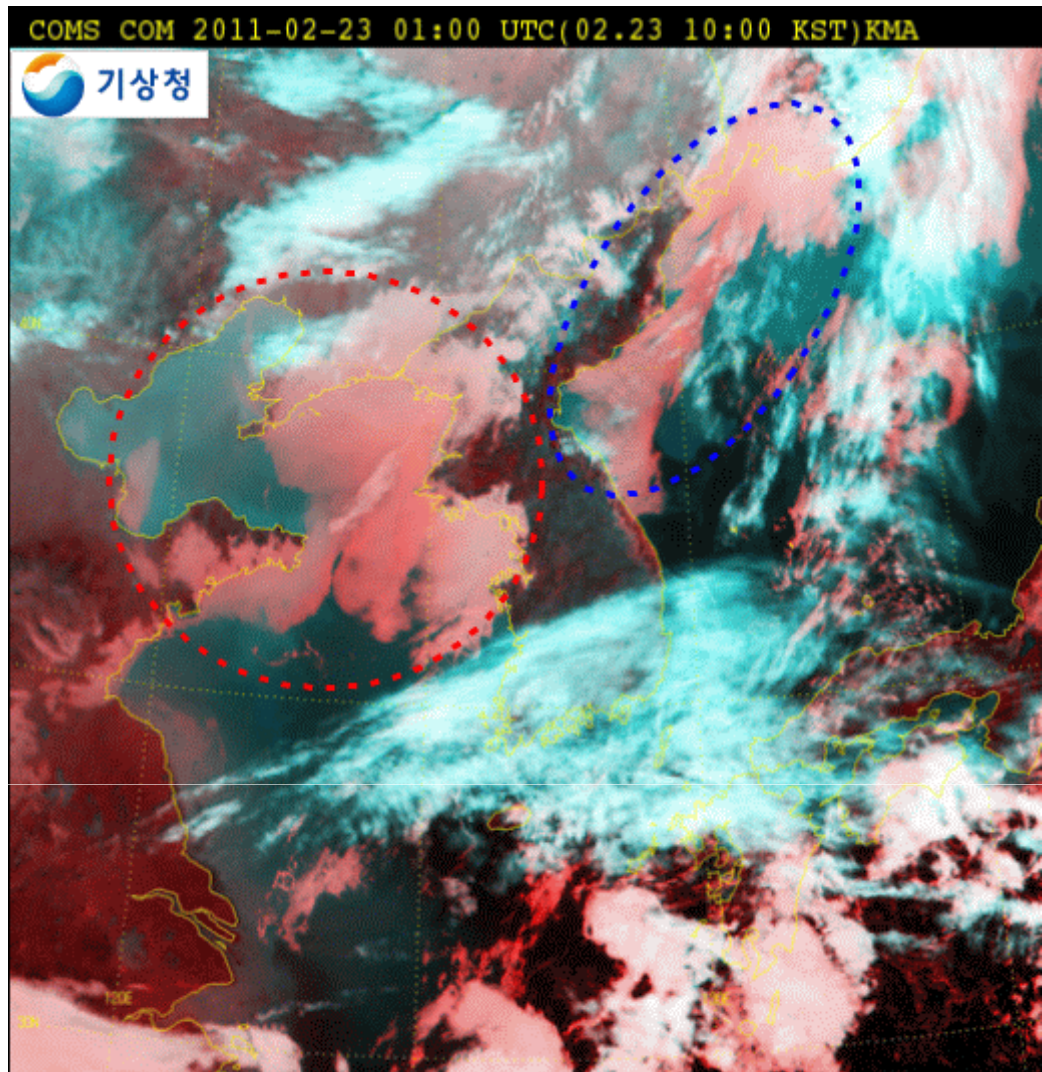


[그림 10.20] 한랭 이류안개의 형성



[그림 10.21] 이류에 의한 해무(부산 광안다리, 2010년 7월 2일)

10.4 안개의 형성기구



[그림 10.22] 천리안 위성으로 관측한 해무(점선부분) 2011.2.23.10AM

그림 10.22는 2011년 2월 23일 오전 10시에 관측된 천리안 위성 합성영상이다. 영상에서는 산둥반도에서부터 서한만과 경기만에 걸쳐 넓게 분포한 해무 및 안개 지역을 명확하게 확인할 수 있으며 강원 북부 및 북한 동해안 해상에서도 해무가 잘 탐지되었다.

위성영상 이용 안개/하층운 판별법

위성에서 구름의 밑바닥을 관측할 수 없기 때문에 하층운과 해무를 명확하게 구분할 수는 없다. 그러나 일반적으로 해무(안개)는 알베도가 높아서 가시영상에서 하얗게 보이며, 합성영상에서는 붉은 색으로 보이며, 위성영상에서 해무 영역은 표면이 매끄럽고 경계가 분명하며 시간에 따른 형태 변화가 완만한 특징이 있으므로 동영상을 이용하는 것이 효과적이다.

10.4 안개의 형성기구

10.4.2.3 활승안개

공기의 냉각으로 인한 세 가지 안개 유형 중에서, 활승안개(Upslope Fog)만이 단열냉각에 의해 형성된다. 그림10.23과 같이 수증기를 포함한 공기가 완만하게 경사진 지표를 따라 위로 올라감에 따라 팽창에 따른 냉각으로 형성되는 안개가 활승안개이다. 지면에서 보면 구름이지만 산에서는 안개이다.



[그림 10.23] 활승안개의 형성

10.4.3 증발에 의한 안개

두개의 불포화 공기덩이가 혼합하여 포화가 되어 형성되는 안개를 증발안개(Evaporation Fog)라고 하며 이를 다시 김안개와 전선안개로 구분할 수 있다.

10.4.3.1 김안개

김안개 또는 증기안개(Steam Fog)는 찬 공기가 따뜻한 물 위를 이동할 때 물 표면에서 수증기가 그 위에 있는 찬 공기를 포화시킬 수 있을 만큼 충분히 공급될 때 형성된다. 실제로 김안개는 수증기를 포함한 공기가 위로 올라가면서 찬 공기와 혼합·포화되어 형성된다(그림10.24). 이런 의미에서 김안개를 증발-혼합안개(Evaporation-mixing Fog)라고 하는 것이 보다 더 적합하다.

10.4 안개의 형성기구



[그림 10.24] 김안개 (소양댐, 2011.1.8)

10.4.3.2 전선안개

전선안개(Frontal Fog)는 전선과 동반된 강수 입자의 증발로 인해 발생하므로 전선안개를 강수안개(Precipitation Fog)라고도 한다. 전선안개는 전선통과전 안개 (Prefrontal Fog), 전선통과 안개(Frontal Passage Fog) 그리고 전선 통과후 안개(Post Frontal Fog)로 세분 할 수 있다. 전선통과전 안개는 온난전선 앞 지역에서 발생 한다. 그 이유는 온난전선 앞에 발달한 구름층에서 강수가 발달하기 때문이다. 따라서 전선통과전 안개를 온난전선 안개라고도 한다. 전선 통과후 안개는 한랭전선 후면 지역에 발달 한다.

10.4 안개의 형성기구

그 이유는 한랭전선 뒤에 발달한 구름층에서 강수가 발달하기 때문이다. 따라서 전선통과후 안개를 한랭전선 안개라고도 한다.

전선통과 안개는 전선이 통과하는 동안에 일시적으로 발달하는 안개이다. 바람이 약하고 물리적 성질이 서로 다른 두 기단이 접촉하면서 지면과 접하고 있는 대기가 포화되어 형성되는 안개이다. 그림 10.25는 강수안개 발달의 모식도이다. 그림에서 보는 바와 같이 강수입자의 증발로 지면과 접하고 있는 대기가 포화되어 안개가 형성된다. 강수가 있기 전 지표부근의 공기가 비교적 습도가 높은 상태에서 강수입자의 증발에 의한 수증기의 첨가와 증발에 의한 대기의 온도 하강으로 공기가 포화되어 안개가 형성된다.



[그림 10.25] 전선안개의 형성

앞에서 설명한 안개 외에도 빙무와 눈안개가 있다. 안개를 구성하는 입자가 모두 빙정인 경우를 빙무(Ice Fog or Diamond Dust)라고 한다.

기온이 -30°C 이하인 과냉각 수적이 동결되면서 작은 빙정을 형성할 경우에 빙무가 나타나며, 주로 극지방에 발생한다. 빙무는 수적에 의한 안개와는 달리 시정을 크게 감소시키지 않는다. 한편 눈이 증발하여 안개가 형성되는 경우도 있는데 이를 눈안개(Snow Fog)라고 한다.

10.5 구름과 안개의 소멸

구름은 상대습도 100%대기에서 수적과 빙정으로 구성되었다. 따라서 구름을 소산시키는 방법을 세 가지로 고려할 수 있다. 첫째는 구름의 온도 상승, 둘째는 상대습도 100%미만의 외부 공기와의 혼합, 셋째는 구름을 포함한 기층의 침강(Sinking)이다.

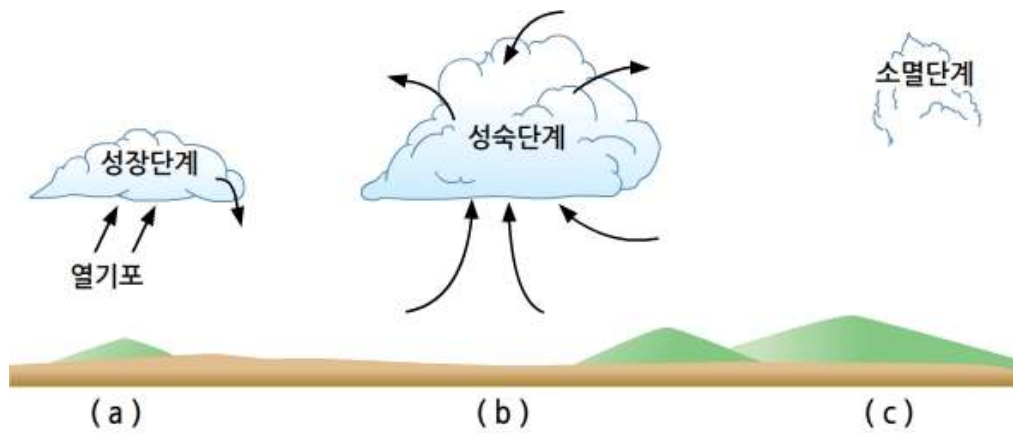
첫 번째 구름의 직접적인 온도상승은 주간에 일어난다. 낮에 구름이 태양복사를 흡수하고 지면의 장파복사를 흡수하는 경우 대기 경계층에 내부나 경계층 상부에 인접한 구름은 소멸할 수 있다.

두 번째 경우는 구름외부에 있는 불포화 공기가 구름 내부로 유입되어 혼합 과정에서 수적의 증발로 인해 구름이 부분적으로 소멸할 수 있다. 실제로 구름주위가 매우 건조한 경우는 상대습도의 차로, 구름의 가장자리가 점차 침식되어 희미해지면서 경계가 뚜렷하지 않다. 구름 외부에 있는 공기가 구름내부로 유입되는 이유는 구름 내부가 그 외부보다 난류가 강하기 때문이다.

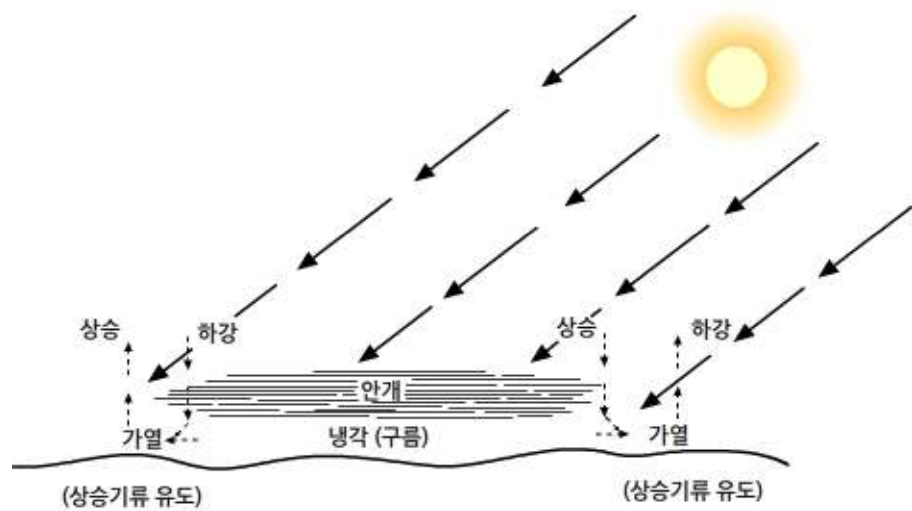
셋째 경우는 고기압지역에서 지표부근에서 대기의 발산으로 대기가 침강하는 경우이다. 이외에도 구름이 지면이 습한 지역에서 건조한 지역으로 이동한 경우이다. 이 경우에는 건조한 지면으로 인해 지면에서 구름으로 유입되는 공기가 구름을 유지하는데 충분한 수분을 공급하지 못하기 때문이다. 예를 들면 대도시에서 멀리 떨어진 지역에서 형성된 구름이 대도시로 이동하면서 소멸하는 것은 지면의 수분 공급의 차이로 설명할 수 있다. 그림 10.26은 구름의 형성, 발달 그리고 소멸과정을 보여 준다. 구름이 형성 시에는 구름의 기저가 거의 편평하다. 그러나 구름의 소멸 시기에 들면 구름의 기저가 수적의 증발로 침식되면서 불규칙 모양(c단계)이 된다.

자연과정에 의한 안개 소멸은 주로 안개 층의 태양복사의 흡수와 난류에 의한 대기의 연직 혼합에 의해서 이루어진다. 아침에 일사에 의한 지표의 가열에 따른 안개소산은 먼저 가장자리부터 이루어진다. 그 이유는 그림 10.27에서 보는 바와 같이 그 자체보다 그 주위가 먼저 가열되기 때문이다. 그림 10.28은 위성에서 1시간 간격으로 관측한 두 개의 가시영상이다. 좌측 영상에서 화살표는 안개의 경계를 표시한다. 한 시간 뒤에 관측한 우측의 가시영상을 보면 안개가 중심보다는 가장자리에서 안쪽으로 소산되고 있음을 알 수 있다. 안개가 소산하는데 걸리는 시간은 안개 층의 두께와 안개의 농도에 따라 다르다.

10.5 구름과 안개의 소멸

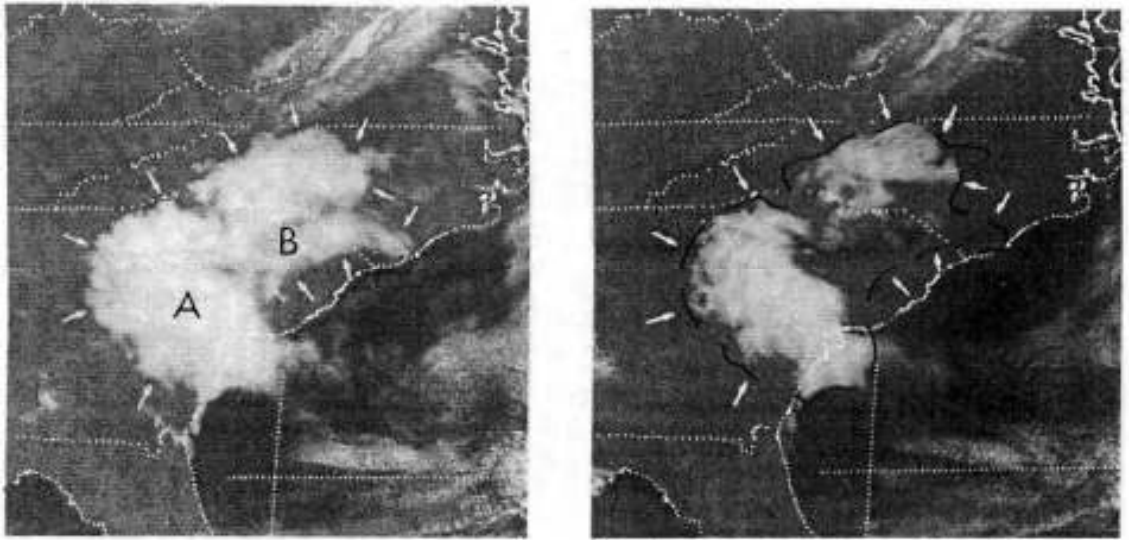


[그림 10.26] 대류경계층에서 구름의 형성, 발달과 소멸



[그림 10.27] 일사(아침)에 의한 안개 소산의 모식도 (Gurka, 1978)

10.5 구름과 안개의 소멸



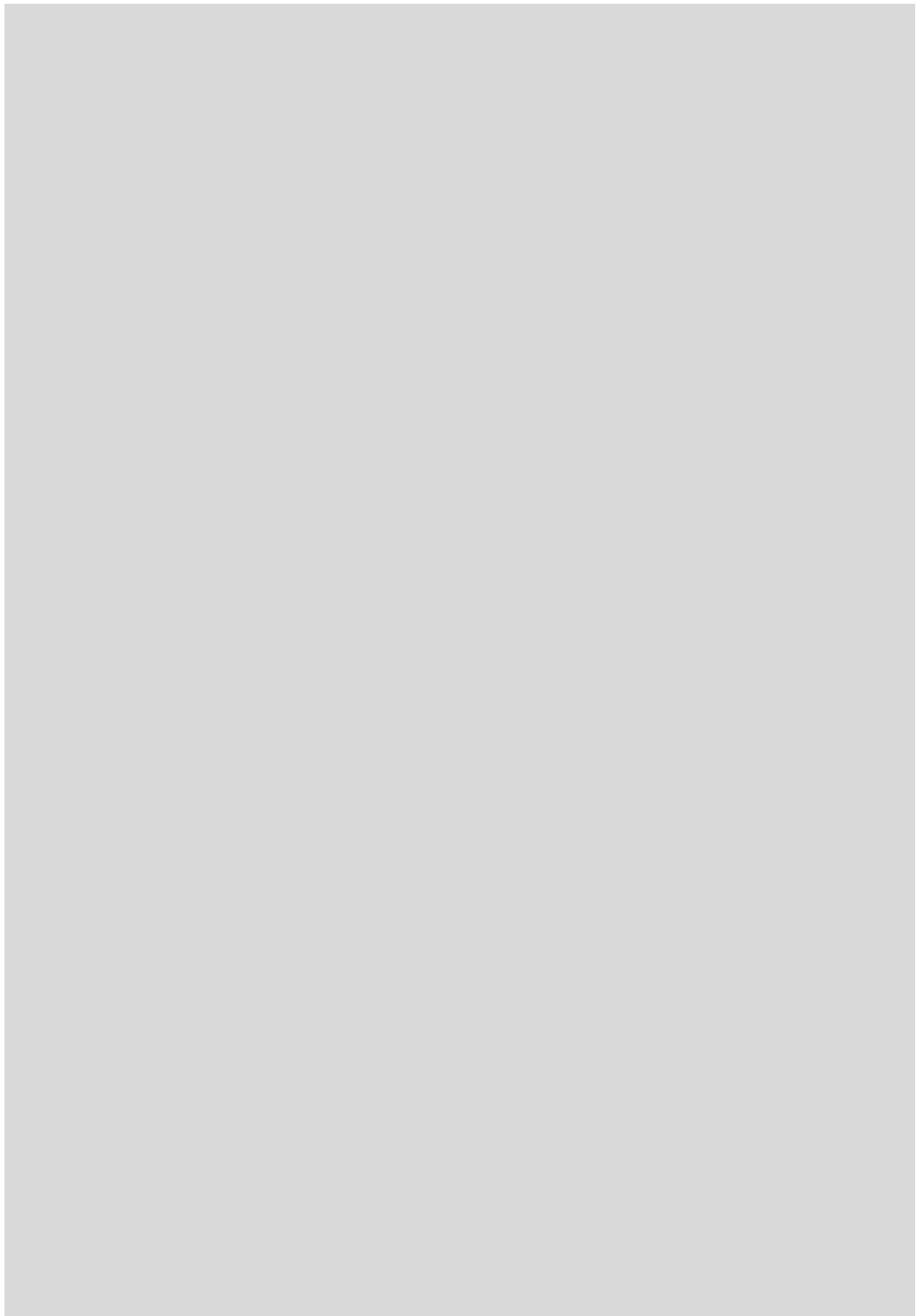
[그림 10.28] 가시영상에 의한 안개의 수평 분포: (a)1600UT (b) 1700UCT Jan. 1975 (Gurka,1978)

연습문제

1. 렌즈구름, 유방구름, 채운 그리고 꼬리구름에 대해서 설명 하시오.
2. 열기포와 줄기흐름에 대해서 설명 하시오.
3. 구름의 발달 기구에 대해서 설명 하시오.
4. 구름의 다중구조가 중규모- α , 중규모- β 그리고 중규모- γ 일 때 각 규모에 해당 하는 구름의 수평 길이는?
5. 안개를 정의하고 안개 연구의 중요성에 대해서 설명 하시오.
6. 안개 형성의 3가지 물리적 기구에 대해서 설명 하시오.
7. 대기의 냉각으로 인해 형성되는 복사안개, 이류안개 그리고 활승안개 형성시 냉각과정에 대해 설명 하시오.
8. 증발에 의해 형성된 김 안개와 전선안개에 대해서 설명 하시오.
9. 구름과 안개의 소멸을 일으키는 원인에 대해서 설명 하시오.

참고문헌

1. Day, J. A., 2003: The books of clouds. Silver Lining Books. 205 pp.
2. Jirak, I. L., W. R. Cotton, and R. L. McAnelly, 2003: Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2428-2449.
3. Gurka, J. G., 1978: The role of inward mixing in the dissipation of fog and stratus. *M. W. R.* 106, 1633-1635.
4. Lutgens, F. K. and E. J. Tarbuck, 2007: *The Atmosphere* 10th ed. Prentice Hall.
5. Neiman, P. J. and J. A. Shaw, 2003: Coronas and iridescence in mountain wave clouds over North Eastern Colorado. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 1373-1386
6. Ninomiya, T. and T. Akiyama, 1992: Multi-scale feature of Baiu, the summer monsoon over Japan and East Asia. *J. Met. Sos. Japan*, 70, 467-495.
7. Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1991: ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 2--20.
8. Scorer, R. and H. Wexler, 1963: *A color guide to clouds.* Pergamon Press, 63pp.
9. Turner, J. S., 1979: *Buoyancy effects in fluids.* Cambridge University Press, 368pp.
10. Warner, J. and J. W. Telford, 1967: Convection below cloud base. *J. Atmos. Sci.*, 24, 374-382.



11장 지상의 강수유형

11.1 강수유형의 예보

11.2 강수유형과 대기상태

11.3 강수유형의 예측방법

11.4 지형에 의한 강수발달 및 증가



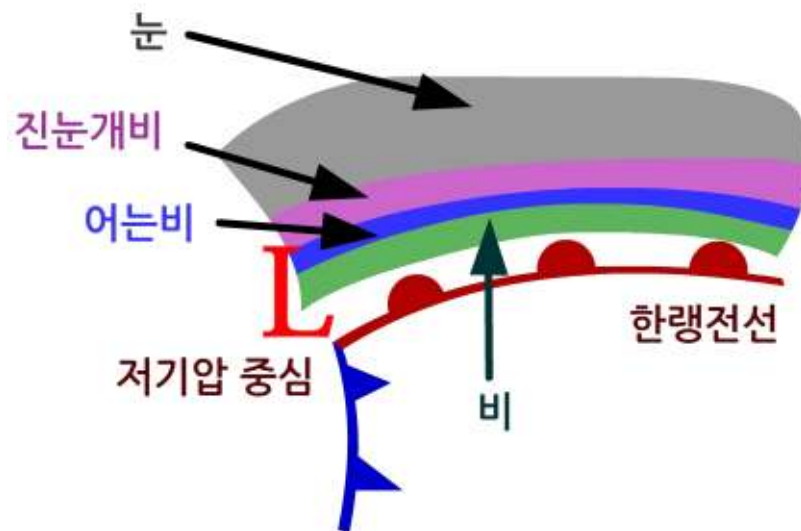
학습목표

- 강수유형은 크게 전선성 강수와 비전선성(Nonfrontal) 강수유형의 구분과 그 차이점을 이해한다.
- 강수유형은 기온과 습도의 연직 분포에 따라 바뀔을 이해한다.
- 강수입자는 그 상(Phase)에 따라서 크게 액체강수, 결빙강수, 동결강수로 구분되며 이를 설명할 수 있다.
- 지상의 기온과 상대 습도를 이용하여 강수유형을 분석하고 이를 실제 예보에 적용할 수 있다.
- 층후, 층후의 평균온도, Hands의 법칙 Boyden의 방법을 이용한 강수유형 예보를 이해하고, 실제 예보에 적용한다.
- 지형이 구름의 형성과 강수 발달에 미치는 효과를 이해한다.
- Seeder Cloud에 의한 Feeder Cloud의 강수 증대효과와 구름의 합침(Cloud Merging)에 의한 강수 발달을 이해한다.

11.1 강수유형의 예보

강수 유형 예측은 주어진 기간에 언제 어디에 어떤 강수 입자(비, 눈, 진눈개비 등)가 지상에 낙하하는가를 예측하는 것이다. 강수유형에 관련된 물리 과정에 대해서는 많은 부분이 알려져 있지만 대기관측 자료나 모델 결과를 이용하여 강수유형을 결정하는 것은 예보자에게 매우 도전적인 문제이다. 그 이유는 부정확한 관측 데이터와 수치 모델 데이터의 한계성, 그리고 강수 입자가 낙하 도중에 상변화를 할 수 있기 때문이다. 강수유형에 대한 예보는 강수량과 강수강도 추정에 반드시 필요하다.

실제 예보에서 지상의 강수유형을 국지적으로 정확하게 예보하는 것은 현재로서 상당히 어려운 문제이다. 강수유형은 강수발달의 미세물리에 따른 입자의 크기, 모양, 상승기류, 대기상태, 대기의 기온과 수분의 연직분포 그리고 강수시기에 따라서 달라질 수 있다. 그림 11.1은 온난전선 앞에 있는 강수지역에서 나타날 수 있는 강수유형의 4가지(비, 어는비, 진눈개비, 눈)를 보여준다. 실제로 강수유형의 지역에 따른 변화는 전선성 강수 뿐만 아니라 비전선성 강수(Non-frontal Precipitation)에서도 나타날 수 있다. 예를 들면 상층 기압골의 발달과 관련된 강수는 국지적인 대기 상태에 따라서 강수유형이 전선성 패턴과 크게 다를 수 있다.

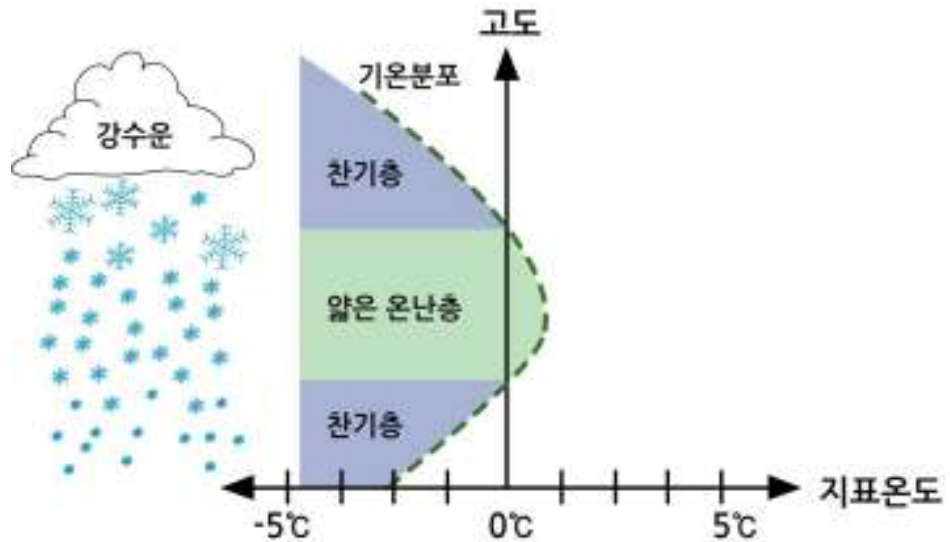


[그림 11.1] 온난전선전면에서 강수입자의 유형

11.2 강수유형과 대기상태

대류권의 중·하층의 연직기온 분포가 0℃ 이하이거나 또는 0℃ 이상인 경우는 강수 시 강수입자의 유형을 비교적 쉽게 추정 할 수 있다. 그러나 그림 11.2와 같이 기온이 0℃보다 낮은 고도에서 눈 입자가 낙하 하면서 0℃ 보다 기온이 높은 층과 그 아래에 있는 기온이 0℃ 보다 낮은 층을 통과 시에는 강수입자의 상태를 예측하기 어렵다. 그 이유는 그림 11.2에서 보는 바와 같이 0℃ 보다 낮은 기층(Δz_1)과 0℃ 보다 높은 기층의 두께(Δz_2)에 따라서 주로 강수입자의 유형이 결정되기 때문이다.

그림 11.3은 눈 입자가 용해층(Melting Layer)을 통과하면서 재 동결(Refreezing)할 경우 강수 입자의 유형이 어떻게 변화하는지를 보여 준다(Bourgouin, 2000). 그림 11.3에서는 예상되는 강수입자를 세분 한 것으로 습설(Wet Snow)은 눈 입자의 상당부분이 액체수로 구성 되어 있는 눈을 의미한다. 그리고 슬러쉬(Slush)는 눈송이(Snowflake)의 원래 형태를 분간 할 수 없을 정도로 물과 얼음이 혼합되어 있는 강수 입자이다. 얼음싸라기(Ice Pellet)는 직경 5mm 이하의 투명 또는 반투명한 얼음을 말한다. 액체 상태의 핵을 가진 얼음싸라기(Liquid Core Pellets)는 완전히 녹았다가 부분적으로 재 동결한 수적으로 중심은 물로 되어 있고 바깥은 얇은 얼음(Ice Shell)으로 되어 있다. 그림11.3에서 강수 입자의 유형 변화를 기온만으로 고려하고 있으나 실제로는 습도 또한 중요한 역할을 한다.



[그림 11.2] 기온의 연직분포에 따른 하강하는 강수입자의 유형 변화

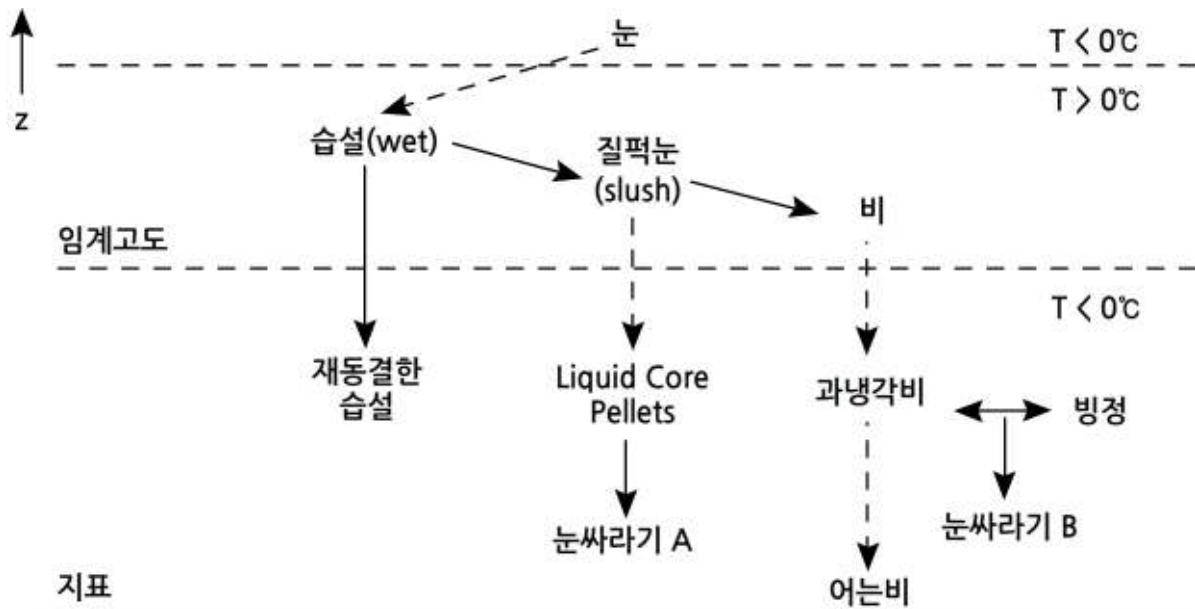
11.2 강수유형과 대기상태

강수는 강수 입자의 상(Phase)에 따라서 다음과 같이 3가지로 분류한다.

- (1) 액체강수(Liquid Precipitation): 안개비, 비
- (2) 결빙강수(Freezing Precipitation): 어는 이슬비(Freezing Drizzle), 어는비
- (3) 동결강수(Frozen Precipitation): 눈, 싸락눈, 우박

결빙강수는 대기 중에서 낙하하는 동안에는 액체 상태이지만 지상에 도달하면서 지표나, 나무 그리고 지상 구조물 등에 부딪히면서 결빙(Freezing) 현상을 보인다.

강수유형(Precipitation Type)에 영향을 미치는 요인으로 강수입자의 증발, 용해 그리고 대류를 들 수 있다. 강수입자가 불포화 대기층을 낙하 시에는 증발이 일어난다. 이때 증발에 필요한 열은 대기에서 공급된다. 따라서 수적의 증발에 따른 대기의 냉각으로 기온이 4~5℃ 낮아질 수도 있다. 이 경우에 강수입자가 상변화를 일으킬 수 있다. 강수입자의 용해 역시 대기층의 냉각을 일으키지만 온도이류가 약하지 않으면 많은 영향을 주지는 않는다. 대류는 대기 온도의 연직분포를 바꿀 수 있으며 강수입자의 유형에 영향을 미칠 수 있다.



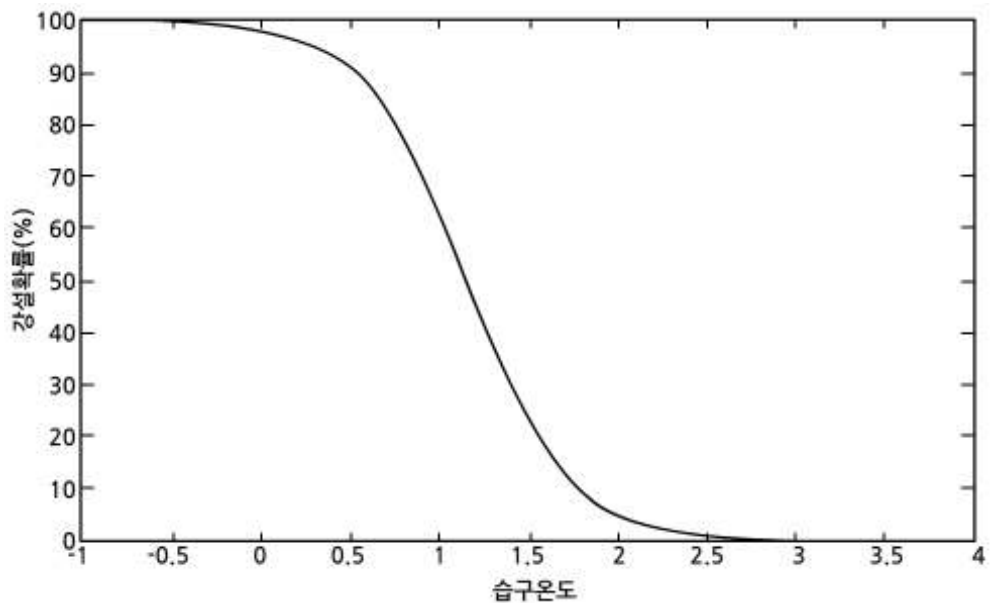
[그림 11.3] 기온의 연직분포에 따른 하강하는 눈 입자의 유형 변화 (Bourgouin, 2000)

11.3 강수유형의 예측방법

지표부근의 대기층의 열역학적 상태에 따른 강수유형에 대해 많은 연구가 수행 되었으며 이 중에서 일부는 실제 지상 강수 유형의 예측에 이용되고 있다. 이에 관한 선행연구를 살펴보면 다음과 같다. 강수유형 예측에 이용되는 자료는 대기의 열역학적 데이터(라디오존데, 수치모델)이다. 이들 자료는 대기의 습도분포와 보통 700hPa 고도 아래에서 기온이 0°C 이하인 층과 0°C 이상인 층의 존재와 그 층후를 구분하는데 이용된다. 지상에서 강수유형의 예측은 현재 대체로 두 가지 방법을 적용하고 있다. 첫째는 습구온도이고 둘째는 층후의 기온 분포를 이용한다. 기온이 0°C 이하인 1000~850hPa의 층후와 기온이 0°C 이상인 850~700hPa의 층후를 이용한다.

11.3.1 습구온도를 이용한 강수유형 예측

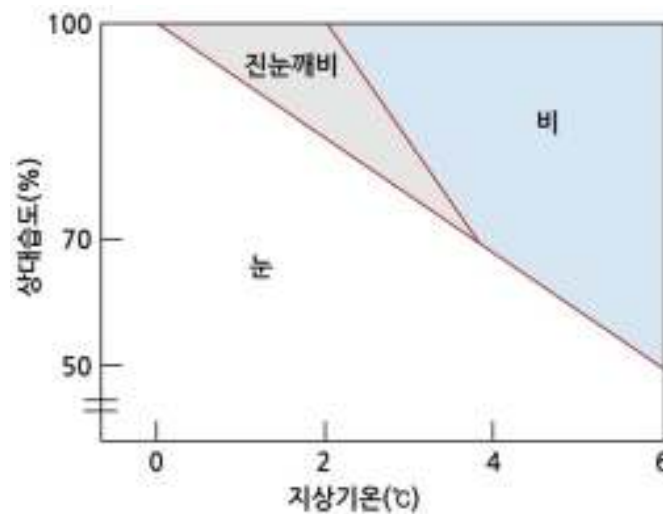
습구온도는 눈이 지상에 도달하기 전에 녹아서 비가 되는지 여부를 결정하는 한 요인으로 고려 할 수 있다. 그림 11.4는 종관 규모에서 관측한 지상 강수유형과 습구온도(T_{iw})와의 관계를 보여준다(Haggmark and Ivarsson, 1997). 그림 11.4에 의하면 기온이 1.3C 이상일 때 지상에 눈이 내릴 확률은 40% 이하이다. 바꾸어 말하면 지상기온이 1.3C일 때 지상에 눈이 내리지 않을 것으로 예상 할 수 있다.



[그림 11.4] 지상에 강설확률과 습구온도(T_{iw})와의 관계 (Haggmark and Ivarsson, 1997)

11.3 강수유형의 예측방법

그림 11.5는 일본에서 관측을 통해서 얻어진 다이어그램으로 기온과 상대 습도에 따라서 눈 입자가 녹아서 비가 되거나 진눈깨비가 됨을 보여준다. 그림 11.5는 강수유형이 기온과 상대습도에 따른 분포이다. 수치예보 자료(지상기온, 상대습도)를 그림 11.5에 적용하면 지상에서 강수 유형을 결정할 수 있다.



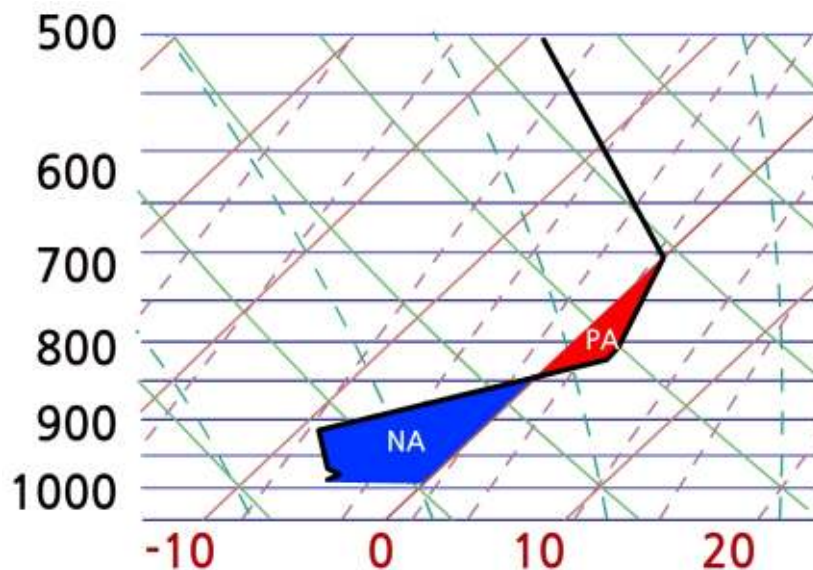
[그림 11.5] 지상의 기온과 상대 습도에 따른 강수 유형(일본기상학회, 2005)

11.3.2 Bourguoin의 방법

Bourguoin의 방법은 현재 캐나다 기상청에서 강수유형을 추정 하는데 이용되고 있다. 그림 11.6은 Bourguoin(2000)의 방법의 기본 개념을 보여 준다. 이 방법은 강수유형을 결정하는 모수로 기층의 평균온도와 이 층에서 수상체(Hydrometeor)의 체류시간(Residence Time)과 수상체의 종단속도를 고려한다. 기층의 두께와 종단 수상체의 낙하속도에 의해 수상체의 체류시간이 결정 되면 대기의 가용한 열 에너지가 수상체를 용해시킬 수 있는지 또는 동결 시킬 수 있는지를 결정 한다. 분석과정에서 필요한 기층의 평균온도는 레디오존데 관측 자료나 수치모델자료에 의한 예측된 기온의 연직분포에서 쉽게 구할 수 있다. 그러나 수상체의 체류시간은 기층의 두께, 수상체의 종단속도, 그리고 대기의 평균연직속도에 따라 달라진다. 특히 얼음입자의 연직속도는 그 형태에 따라서 크게 변하므로 이 방법이 매우 적절한 것은 아니다. 그러나 Bourguoin의 방법에서는 이와 같은 자세한 변화를 고려할 수 없으므로 얼음입자의 속도와 대기의 연직운동이 일정한 것으로 고려한다.

11.3 강수유형의 예측방법

Bourgouin(2000)의 분석 방법은 Skew T-log P 다이어그램(그림 11.6)에서 기온곡선과 0°C 등온선을 이용한다. 그림 11.6에서 0°C 선을 기준으로 위 부분은 0°C 보다 기온이 낮고, 그 아래 부분은 0°C 보다 기온이 높다. 따라서 그림에서 PA는 기온이 0°C보다 높은 양(+)의 영역을 나타내며, NA는 기온이 0°C 보다 낮은 음(-)의 영역을 표시한다. 여기서 강수유형(눈, 어는비, 눈싸라기, 비)은 PA와 NA의 크기에 따라 결정한다. 만일 두 가지 강수유형이 동일하게 나타날 가능성이 있을 경우에는 예보자의 경험에 따라 결정한다.



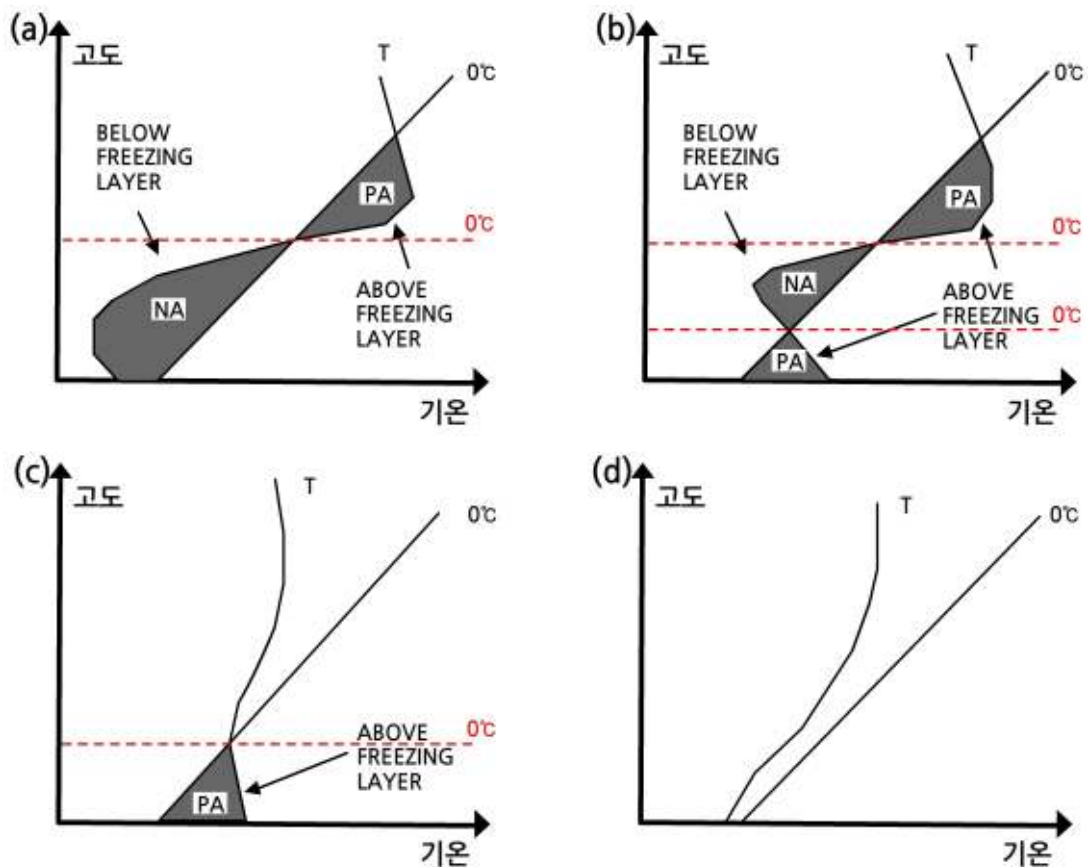
[그림 11.6] 기온의 연직분포와 0°C 등온선을 기준으로 PA와 NA의 구분

11.3.2.1 어는비와 얼음싸라기

어는비(Frozen Rain) 또는 얼음싸라기(Ice Pellet)는 그림 11.7(a)와 같은 기온분포에서 나타날 수 있다. 그 이유는 눈 입자가 먼저 기온이 0°C 보다 높은 층(PA)을 통과하면서 일부 또는 전체가 녹는다. 그러나 이어서 바로 0°C이하의 층 (NA)때문에 녹았던 강수 입자가 어는비(Freezing Rain) 또는 얼음싸라기(Ice Pellet)으로 바뀐다. 이와 같은 상황은 온대 저기압과 관련하여 지표 부근보다 상층에서 온난이류가 더 강한 경우에 발생한다. 계곡에 찬 공기가 갇혀 있거나 지형으로 인해 한기배출(Cold Air Drainage)과 관련하여 저층 한랭이류가 있을 경우에는 어는 비나 눈싸라기가 형성될 수 있는 조건이 좀 더 지속된다. 그림 11.7(a)에서 PA의 면적이 너무 작은 경우에는 강수 입자는 지상에서 눈이 될 수 있다.

11.3 강수유형의 예측방법

한편 그림 11.7에서 상층에 있는 PA의 크기에 따라 얼음입자가 완전히 녹거나 아니면 일부분 녹게 된다. 그리고 이 입자가 지면과 접하고 있는 NA 층을 통과하면서 어는 비나 눈싸라기가 될 수 있다. 이 경우에 그 판단은 그림 11.8을 이용한다. 그림에서 대각선을 중심으로 위는 눈 싸라기 아래는 어는비에 해당된다.



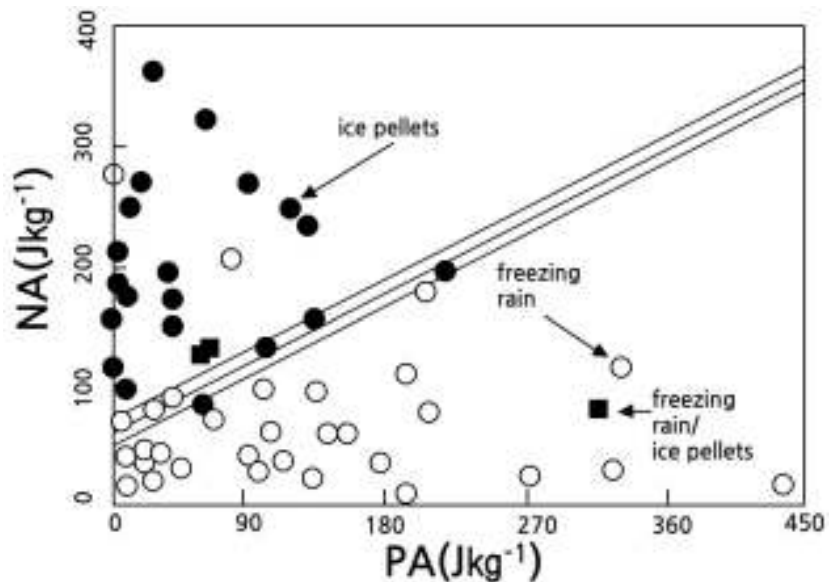
[그림 11.7] 기온의 연직분포와 강수입자의 유형: (a) 어는눈 또는 눈싸라기, (b) 눈싸라기 또는 비, (c) 눈 또는 비, (d) 눈 (Bourgouin, 2000)

그림 11.8에 주어진 세 직선은 위에서 차례로 ,
 $NA = 66 + 0.66PA$, $NA = 56 + 0.66PA$ 그리고 $NA = 46 + 0.66PA$ 이다. 이 세 직선을 중심으로 강수유형을 다음과 같이 구분한다.

- $NA > 66 + 0.66PA$: 눈싸라기
- $NA < 46 + 0.66PA$: 어는비
- $46 + 0.66PA \leq NA \leq 66 + 0.66PA$: 어는비 또는 눈싸라기
또는 두 강수입자의 혼합

11.3 강수유형의 예측방법

한편 지표가 0°C 이상으로 충분히 가열되어 지표 부근의 기층은 0°C 이상이지만 그 위에 층이 0°C 이하로 남아 있게 되면 연직 기온은 그림 11.7(b)와 같은 분포를 갖게 된다. 이 경우에 위에 있는 찬 기층의 두께가 충분히 두터운 경우에는 지상강수는 어는비(Freezing) 또는 얼음싸라기가 된다. 어는비는 지상의 물체에 부딪히면서 얼기 때문에 낙하 중에 수적은 과냉각 상태이다. 그림 11.7(c)의 경우는 지상에 인접한 기층의 온도가 0°C 보다 높지만 때에 따라서 눈이나 비가 될 수 있다. 그 이유는 지표 기온이 0°C 이상에도 상대습도가 낮을 경우에는 눈이 내린다(Matsuo et al., 1980). 그림 11.7(d)에서는 대기의 기온 분포가 0°C 이하이므로 항상 눈이 내린다.



[그림 11.8] PA와 NA의 평면에서 어는 비(직선 아래)와 눈싸라기(직선 위)의 구분 (Bourgouin, 2000)

11.3.2.2 눈싸라기와 비

그림 11.7(a)에서 지표 부근에 PA인 층이 존재하면 그림 11.7(b)가 된다. 이 경우 지표와 인접한 PA 바로 위에 있는 NA층에서 기대되는 강수 형태는 어는비 또는 눈 싸라기이다. 만일 어는비가 존재하면, 지표로 낙하하면서 과냉각 수적으로 남아 있게 된다. 특히 낙하속도가 큰 수적의 경우에 그 가능성이 더 크다. 따라서 지표와 인접한 기층이 PA인 경우 어는비가 내릴 가능성은 매우 낮다. 만일 그림 11.7(b)에 주어진 NA층에서 눈싸라기가 통과할 경우에 그 아래 PA층에서 눈싸라기는 녹아서 비가 되거나 아니면 눈싸라기로 그냥 남아있을 수 있다. 한편 상층 NA층이 얇은 경우에는 눈이 존재할 가능성이 있다. 따라서 그림 11.7(b)에서 기대되는 강수는 비, 눈싸라기, 비와 눈싸라기(또는 눈)의 혼합이 될 수 있다.

11.3 강수유형의 예측방법

그러나 Bourgoiuin 방법에서는 이와 같은 복잡성을 피하여 강수 형태를 눈
싸라기와 비고만 고려하고 있다.

11.3.2.3 강우와 강설

지표 부근의 기온 분포가 그림11.7(c)와 같이 PA만 있는 경우에 강설과 강
우가 예상된다. 이 경우에 0°C 고도 위에서는 눈 입자이지만 기온이 0°C이상
인 층을 통과하면서 눈이 녹아 비가 될 수 있고 그대로 눈으로 내릴수도 있
다. Bourgoiuin방법에 의하면 PA에서 구한 열에너지량이

$$PA < 5.6Jkg^{-1} : \text{눈}$$

$$PA > 13.2Jkg^{-1} : \text{비}$$

$$5.6Jkg^{-1} < PA < 13.2Jkg^{-1} : \text{비, 눈 또는 비와 눈의 혼합}$$

여기서 주의할 점은 Bourgoiuin 방법은 상층에 실제로 강설운이 형성되는
지 여부를 분석함이 없이 강수형을 다만 지표와 접한 대기층의 PA값만을
고려하여 강수유형을 결정해서는 안 된다는 것이다. 사전에 강설운의 존재
여부를 분석하지 않으면 경우에 따라서 강설운이 없는데도 불구하고 눈을
예측하여 예보에 오류를 범할 수 있다.

11.3.2.4 강설

대기의 역직 기온 분포가 0°C보다 낮을 경우 구름에서 강수는 일반적으로
눈이 기대된다. 그러나 때에 따라서는 어는 이슬비(Freezing Drizzle)가 나
타날 수도 있다(Huffman and Norman, 1988; Rauber et al., 2000) . 그
이유는 0°C 이하의 온도에서 과냉각상태의 작은 수적간의 충돌로 어는 이슬
비가 형성되기도 한다. 이 과정을 과냉각 온난우 과정(Supercooled Warm
Rain Process)이라고 한다.

11.3 강수유형의 예측방법

11.3.3 층후를 이용한 강수유형 예측

층후를 이용한 강수유형 진단에 관한 연구로는 Keeter와 Cline(1991), Cantin과 Bachand(1993) 그리고 Zerr(1997)을 들 수 있다. 이 방법은 측고 공식에서 구한 가운데와 두 기압면 사이의 지오펀셜 고도의 차이에 의한 층후를 이용하며 강수유형 판단기준은 다음과 같다.

- ① $\Delta Z(850 - 750\text{hPa}) \leq 1540$: 눈
- ② $\Delta Z(1000 - 850\text{hPa}) > 1310\text{m}$: 비
- ③ $\Delta Z(850 - 700\text{hPa}) > 1560\text{m}, T_w(\text{지표}) > 0^\circ\text{C}$: 비
 $\Delta Z(850 - 700\text{hPa}) > 1560\text{m}, T_w(\text{지표}) < 0^\circ\text{C}$: 어는비
- ④ $1540\text{m} < \Delta Z(850 - 700\text{hPa}) \leq 1560$: 눈싸라기

이 강수유형 분석방법은 다만 4개의 기준 등압면(Mandatory Level) 자료와 지상의 습구온도만을 이용하여 강수유형을 결정한다. 이러한 기준은 지역에 따라 구름형성의 미세물리 과정과 기온과 습도의 연직분포가 다르기 때문에 그 기준이 일부 바뀔 수 있다.

11.3.4 층후의 평균온도를 이용한 강수유형 예측

지상에서 강수유형의 추정에 지표에서부터 습구온도가 0°C 인 고도를 이용하고 있으며, 그 기준은 표 11.1과 같다.

[표 11.1] 습구온도 0°C 고도에 따른 강수유형 (Met. Office, 1024, 1966)

습구온도 0°C 고도	강수유형
930m 이상	거의 대부분 강우 강설은 드뭄
620m ~ 930m	대부분 강우, 강설은 기대되지 않음
310m ~ 620m	지속적인 비에서 쉽게 눈으로 바뀜
300m 이하	대부분 강설, 다만 가끔 경미한 강우

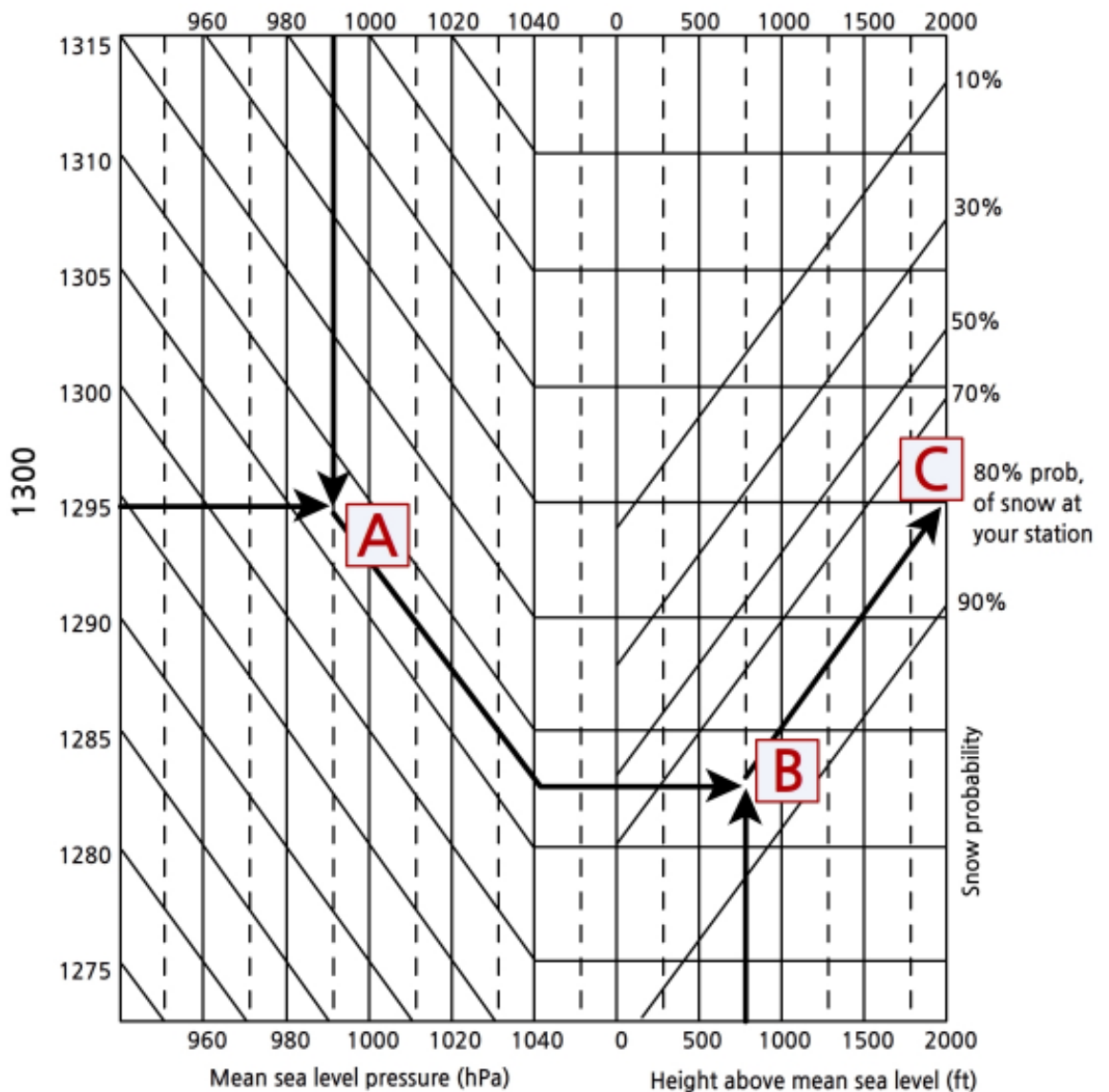
한편 지면기압(Pa)에서 ($P_0 - 100\text{hPa}$)고도 사이의 기층 평균온도를 이용하여 강수유형을 추정할 수 있다. 이 방법을 Hand의 법칙(Hand's rule)이라고 하며, 표 11.2와 같다.

11.3 강수유형의 예측방법

[표 11.2] Hand의 법칙에 의한 강수유형 (Met. Office, 1024, 1966)

지표기압에서 100hPa 고도까지 평균온도(°C)	지상의 강수유형
< -1.5°C	눈
-1.5°C ~ 0.5°C	진눈개비
> 0.5°C	비

그림 11.9는 Boyden의 방법에 의한 지상의 강설예측을 위한 계산도표(Nomogram)이다. 그림에서 맨 좌측의 눈금은 1000-850hPa의 층후를 나타내며 맨 우측의 눈금은 관측소에서 눈이 내릴 확률을 나타낸다.



[그림 11.9] 강설확률 예보 노모그램(Met. Office, 1024, 1966)

11.3 강수유형의 예측방법

그리고 그림의 상부와 하부는 각각 평균해면기압과 평균해면에서 관측소의 고도(단위: ft)를 표시한다. 지금 관측자의 관측 고도가 750ft(230m), 1000~850hPa의 층후는 1295gpm, 그리고 관측소의 지상 기압이 990hPa 인 경우를 고려하자. 이 경우 지상에 눈이 내릴 확률을 구하는 과정은 다음과 같다.

먼저 그림11.9의 좌측 그림에서 주어진 바와 같이 지상기압(990hPa)과 층후 값(1295m)이 만나는 점(A)를 구한다. 그리고 이점에서 층후선에 나란하게 이동하고 여기서 관측소의 고도에 해당하는 점(750ft)에서 위로 그은 선과 만나는 점(B)을 구한다. 그리고 B점에서 확률선에 나란하게 직선을 그어 우측 종축(확률)과 만나는 교점(C)의 값을 읽으면 이 값이 강설확률이다.

11.4 지형에 의한 강수발달 및 증가

지형에 상향경사 응결(Upslope Condensation): 산의 경사를 따라 강제 상승시 수증기의 응결에 의한 강수는 크게 6가지 유형으로 분류할 수 있다(그림 11.10).

- ① 상향경사 응결(Upslope Condensation): 산의 경사를 따라 강제 상승시 수증기의 응결에 따른 강수.
- ② 대류의 상향경사 유발(Upslope Triggering of Convection): 산의 경사를 따라 상승하는 공기가 잠재 불안정(Potential Instability)상태에 있을 때 지형에 의한 치올림(Lifting)은 불안정을 해소 시킨다. 이 경우에 형성되는 구름은 적운 또는 적란운이다.
- ③ 대류의 상류유발(Upstream Triggering of Convection)
- ④ 대류의 열적유발(Thermal Triggering of Convection): 주간 산 정상 가열로 인해 열 적인 직접 순환에 의한 구름이 발달한다.
- ⑤ 풍하측 대류의 증가 : 고립된 지형 주위에 대기 흐름이 낮은 프라우드 수(Froude Number)를 가질 때 산의 풍하 측에 구름이 발달한다.
- ⑥ 풍하측에 심층대류의 증대(Lee-side Enhancement of Deep Convection)는 산 정상을 통과하는 대기의 파동과 관련된 중층의 연직운동과 열적으로 유도된 상향 경사류 (Upslope Flow)가 결합된 효과이다. 이와 같은 효과는 미국의 Rocky산맥에서 상당히 많이 나타나며 이로 인해 중규모 대류 복합체(Mesoscale Convection Complex)가 형성 된다.

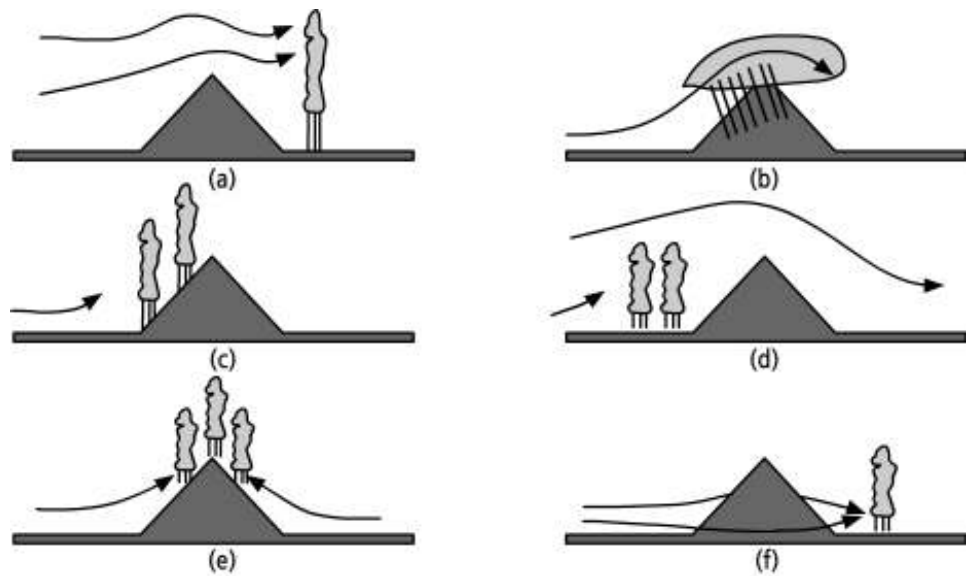
한편 산악 지방에는 지형성 구름에 의해 예상되는 강수량보다 강수량이 훨씬 많다는 것이 이론과 관측 연구에 의해서 알려져 있다 (Cotton et al, 2011). 그리고 이에 대한 설명으로 그림 11.11에 주어진 Seeder-feeder Process를 고려하고 있다. 그림 11.11은 산 정상에 적운이 있고 그 위에 층상 강수운이 있음을 보여준다. 층상운(Seeder)에서 강수입자가 낙하하면서 그 아래 있는 적운(Feeder)의 구름 입자와 충돌하면서 강수발달 과정이 더 촉진된다. 이로 인해 강수량과 강수강도가 증가 한다. 그림 11.11에서 Feeder Cloud는 습한 공기가 산을 넘으면서 산의 정상을 중심으로 거의 대칭으로 구름이 발달했음을 보여준다. 그리고 그 위에는 대기의 대규모 상승에 의해 형성된 층상형의 Seeder Cloud가 발달해 있다. 거대한 층상운에서 완만한 강우가 발달한 경우에 그 운저에서 강수강도를 $\frac{1}{10}$ 라고 하자. 이 강수가 구름이 없는 풍상측에 내릴 경우 낙하중에 강수 입자의 증발로 지상에 내리는 강수강도를 $\frac{1}{100}$ 보다 작을 이 된다.

11.4 지형에 의한 강수발달 및 증가

그러나 층상운이 운저에서 강수강도가 p_0 인 강수입자가 많은 액체수 함량이 큰 Feeder Cloud에 낙하하면, 강수입자와 수적안의 충돌로 강수 입자가 성장하여 산 정상에서 강수강도는 크게 증가하여 p_2 가 된다. 이 과정에서 Feeder Cloud에 의한 강수량은 $(p_2 - p_0)$ 만큼 증가하였다. 물론 여기서 중요한 가정은 층상운의 운저에서 낙하한 강수입자가 낙하 도중에 증발하지 않고 Feeder Cloud에 도달하는 것이다. Seeder-feeder 과정에 의한 지형성 강우의 증대(Enhancement)에 영향을 미치는 요인으로는 다음과 같은 것을 들 수 있다.

- ① 대기의 상대습도
- ② 바람방향에 직교한 산의 경사
- ③ 산에 직교한 바람성분의 세기
- ④ Feeder Cloud의 두께
- ⑤ Feeder Cloud에서 강수강도
- ⑥ Feeder Cloud에서 강수 생성률
- ⑦ Seeder Cloud의 액체수함량
- ⑧ Seeder Cloud의 수적의 부착률(Accretion Rate)

Seeder-feeder 과정이 가장 효과적인 곳은 온대 저기압의 온난역이다. 이 영역에서 가장 하층제트의 특성을 가진 온난하고 습한 온습대(Convery Belt)가 작은 언덕이나 산에 부딪 치면서 거의 포화가 된다.



[그림 11.10] 지형에 의한 강수 발달 (Houze, 1993)

11.4 지형에 의한 강수발달 및 증가

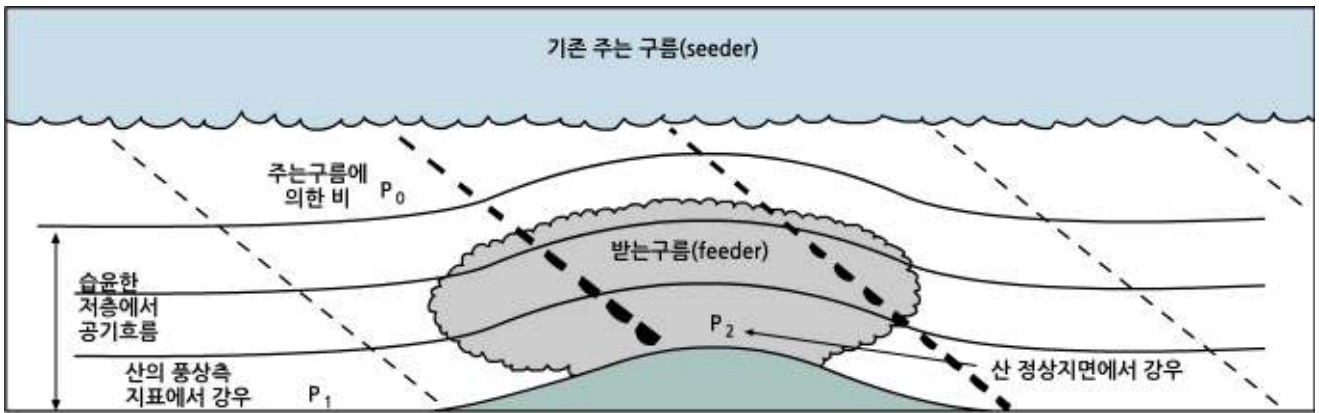
구름의 합침은 큰 대류운의 발달 및 강수 형성에 있어서 매우 중요하며, 합쳐진 계(Merged Systems)는 합쳐지지 않은 계보다 더 커지고, 더 오래 지속되며, 더 많은 비를 내린다(Changnon, 1976). 일본 Aichi 현에서 관측된 여름철 집중호우의 경우, 레이더 에코가 합쳐지는 시점과 강수량이 급격히 증가하는 시점이 일치하며, 레이더 에코가 합쳐진 후, 10~20분 후에 최대 강우강도가 나타났다(Obana, 1976). 이러한 구름간의 합침은 위성 또는 레이더에 의해 관측된 화상을 통하여 분석할 수 있다.

레이더 관측자료를 이용한 구름의 합침은 연구자에 따라 다르게 정의되었다. Cuning et al. (1982)은 합침을 레이더 반사도가 29dBZ 이상인 두 에코의 결합(Joining)으로 정의하였다. Turpeinen and Yau(1981)와 Turpeinen (1982)이 개발한 3차원 수치모델에서는 합침을 반사도가 23dBZ인 등치선에서 두 에코의 접합(Juncture)으로 정의하였다. Simpson(1980)과 Simpson et al. (1980)은 거리가 4~35km 정도 떨어진 두 구름에서 유출된 하강기류가 접근하거나 충돌하여 수렴을 증가시키고, 두 구름 사이에 새로운 구름이 형성되어 구름을 연결하는 과정을 구름 합침을 일으키는 하나의 메카니즘으로 지적하였다(그림11.12). 그리고 다른 하나의 메카니즘은 구름의 이동 속도 차이에 의해서 구름이 합쳐지는 것이다(Cuning et al., 1982; Westcott and Kennedy, 1989).

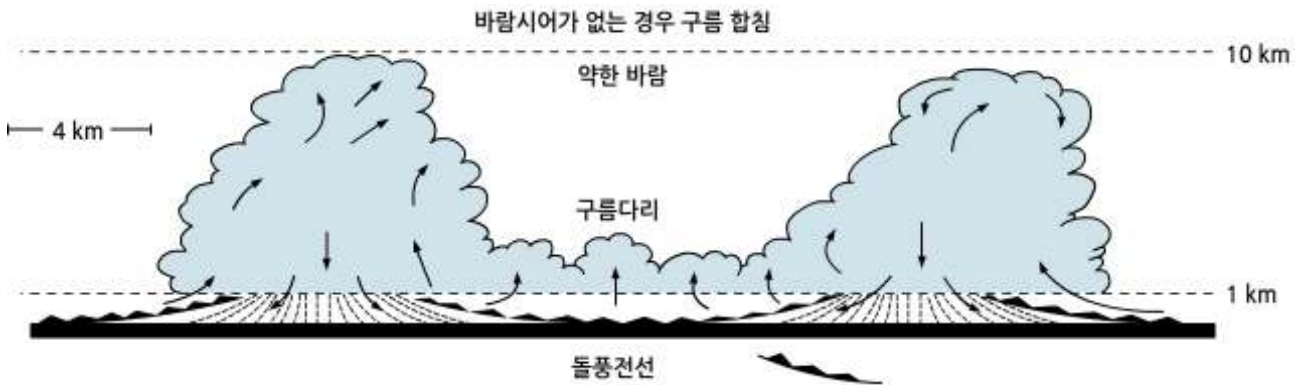
Harimaya et al. (1989)은 도플러 레이더를 이용하여 장마전선 상에서 구름의 합침에 의하여 대류운이 발달하는 경우를 조사한 결과, 두 에코의 이동속도 차이에 의해서 합침이 일어나는 것이 아니라, 두 에코의 이동속도는 같으니 두 에코 사이에 새로운 세포가 형성되면서 합침이 일어나는 것을 확인 하였다.

구름이 합쳐진 후에 에코의 핵이 계속 성장할 것인지를 결정하는 가장 중요한 요인은 두 에코의 성장 단계이며, 완전히 성숙하지 않은 에코일수록 합쳐진 후에 더욱 성장하는 경향이 있고, 에코 핵 중에서 약 45%~70%가 합침 바로 후에 성장하였다(Westcott, 1994).

11.3 강수유형의 예측방법



[그림 11.11] Seeder Cloud에 의한 Feeder Clouds의 강수 증대(Bourgouin, 2000)



[그림 11.12] 구름의 합침 (Simson et al., 1980)

연습문제

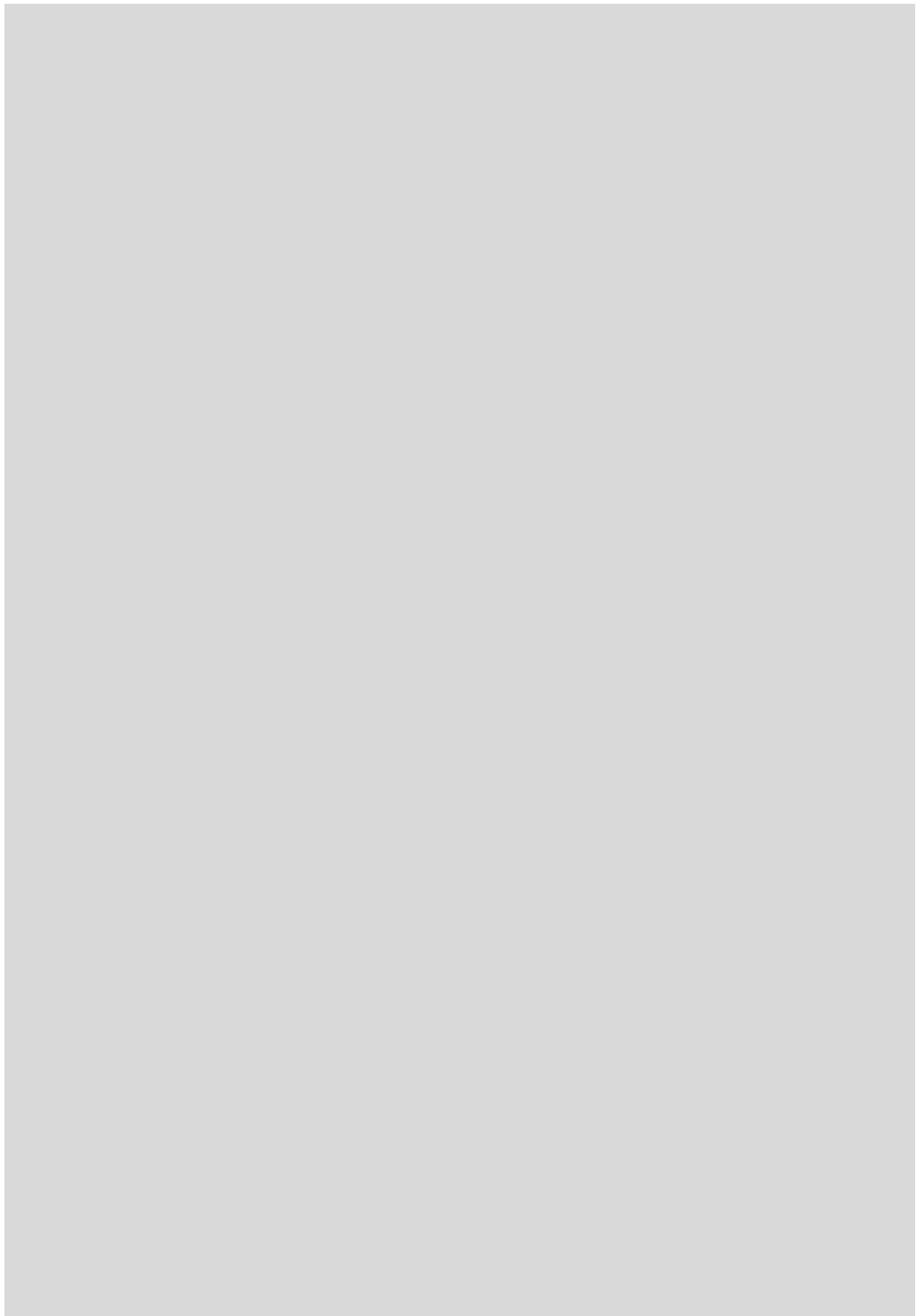
1. 겨울에 온난전선 전면에 강수가 있을 때 예상되는 강수입자의 유형에 대해서 기술 하시오.
2. 지상의 강우유형 예측에서 Bourgooin의 방법에 대해서 설명 하시오.
3. 강설운에서 눈이 내릴 때 지상의 습구 온도가 1°C 일 때 강설 확률은 얼마인가?
4. 구름에서 눈 입자가 낙하하고 있다. 지상의 기온이 2°C 이고, 상대습도가 70%일 때 예상되는 지상의 강수 유형은?
5. 관측자의 고도가 750ft(230m), 관측소의 기압이 980hPa, 1000-850hPa의 층후가 1300gpm이다. 강수가 예상될 때 강설확률은 몇 %인가?
6. 대기가 산의 경사를 따라 강제 상승시 수증기의 응결에 의한 강수는 크게 6가지로 나눌 수 있다. 이에 대해서 기술 하시오.
7. 구름 합침(Cloud Merging)이 강수발달에 미치는 영향에 대해서 기술 하시오.
8. 강수는 강수 입자의 상(Phase)에 따라서 이 3가지로 분류 할 수 있다. 이에 대해 기술 하시오.

참고문헌

1. 일본기상학회, 2005: 설편의 형성과 용해. 기상연구노트 207호 127PP.
2. Bourgooin, P.: 2000: A method to determine precipitation type. *Weather Forecasting*, 15, 583-592.
3. Cantin, A., and D. Bachand, 1993: Synoptic pattern recognition and partial thickness techniques as a tool for precipitation types forecasting associated with a winter storm. Centre Meteorologiquedu Quebec Tech. Note 93N-002, 9 pp.
4. Changnon, S. A., Jr., 1976: Effects of urban area and echo merging on radar echo behavior. *J. Appl. Meteor.*, 15, 561-570.
5. Cotton, W. R., G. H. Bryan and S. C. Van Den Heever, 2011: Storm and cloud dynamics. 2nd edition. Academic Press, 809pp.
6. Cunning, J. B., R. L. Holle, P. T. Gannon, and A. I. Wastson, 1982: Convective evolution and merger in the FACE experimental area: mesoscale convection and boundary layer interactions. *J. Appl. Meteor.*, 21, 953-977
7. Haggmark, L., and K-I Ivarsson, 1997: MESAN Mesoskalig analys, SMHI RMK Nr. 75,21-28.
8. [http://2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/cld/prcp/zr/fcst/fcst.xml](http://2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/cld/prcp/zr/fcst/fcst.xml)
9. Huffman, G. J., and G. A. Norman, 1988: The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2172-2182.
10. Keeter, K. K., and J. W. Cline, 1991: The objective use of observed and forecast thickness values to predict precipitation type in North Carolina. *Wea. Forecasting*, 6, 456-469.
11. Matsuo, T., Sasyo, Y.: 1980, 'Non-melting phenomena of snowflakes observed in subsaturated air below Freezing Level', *J. Meteo. Soc. Japan*. 59, 26-32.
12. Met. Office, 1024, 1966: Source book to the forecasters' reference book. Meteorological Office College.
13. Lee, D. S., R. D. Kingdon, J. A. Garland and B. M. R. Jones, 2000: Parameterization of the orographic enhancement of precipitation and deposition in a long term, long-range transport model. *Ann. Geophysicae*. 18, 1447-1466.
14. Matsuo, T., Y. Sasyo and Y. Sato, 1981: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 462-476.

참고문헌

15. Obana, R., 1976: Convergent radar echoes in the heavy rainfall over the Western Mikawa District, during 12-13 July, 1972. *Tenki*, 23, 347-361.
16. Rauber, R. M., L. S. Olthoff and M. K. Ramamurthy, 2000: The relative importance of warm rain and melting processes in freezing events. *J. of Appl. Meteor.* 1185-1194.
17. Simpson, J., 1980: Downdrafts as linkages in dynamic cumulus seeding effects. *J. Appl. Meteor.*, 19, 477-487.
18. Simpson, N. E., Westcott, R. J., Clerman, and R. A. Peilke, 1980: On cumulus mergers. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim., Ser. A*, 29, 1-40.
19. Turpeinen, O., 1982: Cloud interactions and merging on day 261 of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1238-1254.
20. Turpeinen, O., and M. K. Yau, 1981: Comparison of results from a three-dimensional cloud model with statistics of radar echoes on day 261 of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1495-1511.
21. Westcott, N. E., 1984: A historical perspective on cloud mergers. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 65, 219-226.
22. Westcott, N. E., 1994: A merging of convective clouds: cloud initiation, bridging, and subsequent growth. *Mon. WEa. Rev.*, 122, 780-790.
23. Westcott, and P. C. Kennedy, 1989: Cell development and merger in an Illinois. *J. Atmos. Sci.*, 46, 117-131.
24. Zerr, R., 1997: Freezing rain, an observational and theoretical study. *J. Appl. Meteor.*, 36, 1647-1661.



12장 뇌우와 스콜라인

12.1 뇌우의 형성과 발달기구

12.2 단세포 뇌우의 특징

12.3 다세포 뇌우의 특징

12.4 거대세포 뇌우

12.5 스콜라인

12.6 중규모 대류 복합체

학습목표

- 뇌우의 분류체계를 이해하고 이와 관련된 중요한 특징을 설명한다.
- 단세포 뇌우, 다세포 뇌우 그리고 초대형 세포 뇌우가 발달하는 대기상태를 이해한다.
- 우박의 정의와 성장과정을 이해한다.
- 우박의 성장체제에서 진로 건조 성장체제와 습윤 성장체제를 이해한다.
- 토네이도의 특징과 두 가지 형성과정을 이해한다.
- 중위도 스콜라인과 열대스콜라인의 특징을 이해한다.

12.1 뇌우의 형성과 발달기구

뇌우는 적란운에 의해서 형성되는 천둥과 번개를 동반한 폭풍우로서 때로는 돌풍전선(Gust Front)과 우박을 동반하는 중규모 대류계의 한 유형이다. 그리고 때에 따라서는 심한 격렬 뇌우는 토네이도(Tornado)를 동반하기도 한다.

뇌우의 발달과정은 크게 두 단계의 과정으로 고려할 수 있다. 첫 단계는 스톰(Storm)이 형성될 수 있도록 초기에 공기를 상승시키는 외부영향 또는 과정으로 이를 유발기구(Triggering Mechanism)라고 한다. 유발 기구에는 지표면의 불균등한 가열, 전선 역에서 공기의 상승, 역학적인 대기의 수렴, 대기 중력과, 해풍전선(Sea Breeze Front), 지형에 의한 공기의 수렴과 상승 등이 있다. 둘째는 발달기구(Development Mechanism)로서 유발 기구에 의해 상승한 공기가 뇌운으로 발달할 수 있도록 도움을 주는 것으로서 대기의 불안정, 조건부 불안정, 연직 바람시어, 하층에서 구름의 지속적인 성장에 필요한 수증기의 공급 등이다. 따라서 뇌우가 발달하려면 유발 기구와 발달 기구가 함께 유기적으로 연관 되어야 한다.

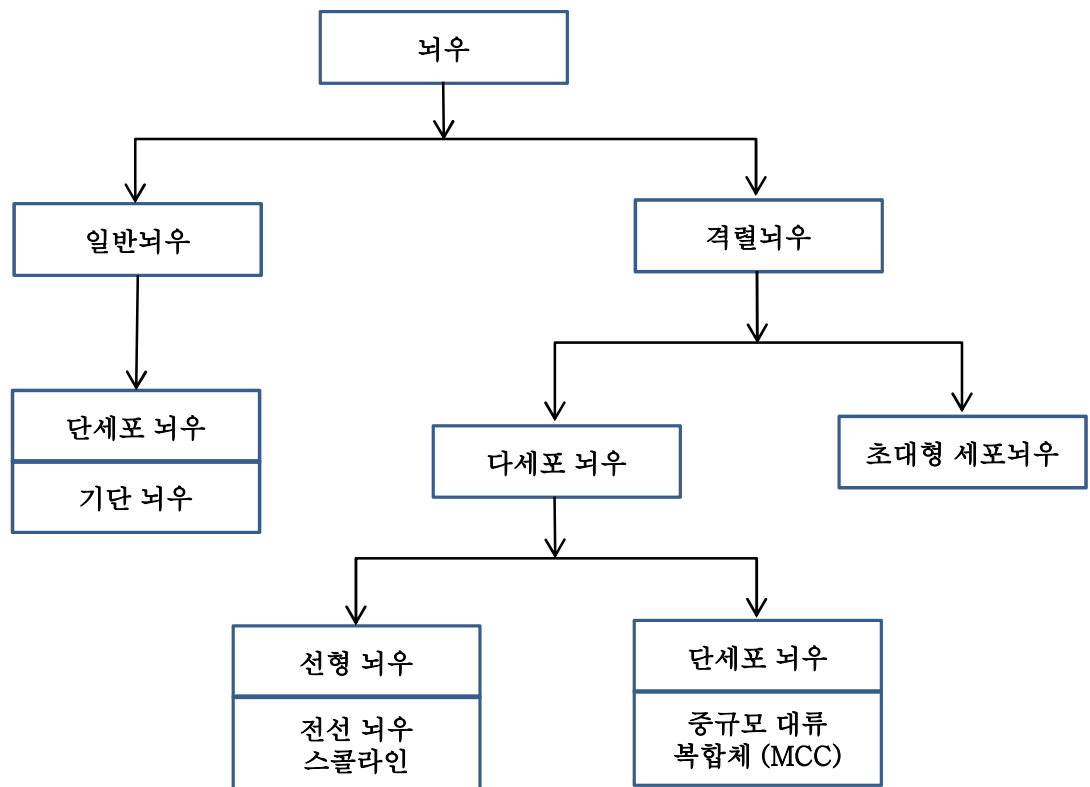
12.1.1 뇌우의 분류

뇌우는 중규모 대류계(Mesoscale Convective System)의 한 유형이지만 그 특성에 따라 여러 가지로 분류할 수 있다. 그림 12.1은 뇌우를 중심으로 선정하여 강도·유형에 따라 크게 일반뇌우(Ordinary Thunderstorm)과 격렬뇌우(Severe Thunderstorm)로 구분한 것이다. 일반 뇌우는 강풍이나 우박 등을 동반하지 않는 주로 여름철에 산발적으로 발생하는 뇌우로 기단 뇌우가 여기에 속한다. 그러나 격렬 뇌우는 강풍, 돌발홍수, 우박, 때로는 토네이도를 동반하며 인명이나 재산에 커다란 피해를 준다. 미국 기상국(National Weather Service: NWS)에 의하면 뇌우 발달 시에 1) 직경이 1.9cm 이상인 우박, 2) 풍속이 24 ms^{-1} 이상의 강풍, 3) 토네이도 가운데서 어느 하나만 발생해도 이를 격렬 뇌우라는 용어를 사용하고 있다. 이외에도 격렬 뇌우 발생 시에는 집중호우로 인한 돌발홍수 등이 발생한다. 그러나 이것 또한 격렬뇌우를 정의하는 데 필요한 것은 아니다. 그림 12.1에 주어진 분류는 뇌우 그 자체의 특성에 의한 분류이며, 대부분의 문헌에서는 (1) 전선과의 관련 여부와 (2) 대류세포의 수에 따라 뇌우를 분류하며 이에 대한 설명은 다음과 같다.

12.1 뇌우의 형성과 발달기구

12.1.1.1 기단뇌우와 전선뇌우

뇌우는 전선과의 관련여부에 따라서 기단뇌우(Airmass Thunderstorm), 전선뇌우(Frontal Thunderstorm)로 구분한다. 기단뇌우의 유발기구는 일반적으로 한 기단 내에서 지표면의 부등가열이다. 따라서 여름철 오후에 일사가 강하고, 대기 중의 습도가 높은 조건에서 발생한다. 기단뇌우의 직경은 15~20km 정도이고 수명은 보통 1시간 정도이다. 기단뇌우가 발생 시에 바람의 연직시어(Vertical Shear)는 작다. 한편 전선뇌우는 주로 한랭전선 상에서 대기가 강제 상승할 때 형성된다. 따라서 전선뇌우의 1차적인 유발기구는 전선에 의한 강제 상승이다.



[그림 12.1] 뇌우의 분류

12.1 뇌우의 형성과 발달기구

12.1.1.2 뇌우세포의 수에 의한 분류

뇌우를 구성하는 구름세포의 수에 따라서 단세포(Single Cell), 다세포(Multicell), 그리고 초대형세포(Supercell)뇌우로 구분한다. 일반적으로 일반 뇌우는 단세포뇌우에 속한다. 그러나 다세포 뇌우는 그 모양에 따라 크게 스콜라인(Squall Line)과 중규모 대류복합체(Mesoscale Convective Complex)로 구분한다. 스콜라인은 한랭전선 상이나 또는 한랭전선에서 적어도 100km정도 앞에 다수의 뇌우가 선상구조를 이루고 있는 것을 말한다. 미국대륙에서는 건조선(Dry Line)이 발달 시에 그 앞에 나타난다. 중규모 대류복합체(MCC)는 적외선 위성사진에서 확인할 수 있는 타원형의 강한 대류가 나타나는 영역으로 다수의 뇌우로 구성되어 있다.

초대형세포 뇌우는 단세포 뇌우로 볼 수 있지만 가장 강력하고 치명적인 토네이도를 일으킨다. 따라서 폭풍의 구조는 일반뇌우에 속하는 단세포 뇌우와는 달리 매우 복잡한 구조를 갖는다.

12.2 단세포 뇌우의 특징

기단뇌우에 속하는 단세포 뇌우는 일반적 대류권 전반에 걸쳐 바람이 약하며, 바람의 연직시어가 작은 경우에 발생한다. 따라서 뇌우의 모양은 연직 방향에 대해서 거의 대칭으로 뇌우가 풍하 측으로 크게 기울지 않고 거의 연직방향으로 발달한다. 단세포뇌우의 발달과정은 그림 12.2와 같이 크게 적운단계, 성숙단계, 소멸단계로 구분한다. 적운단계는 초기에 대기 경계층에서 부력을 가진 공기의 상승기류 형성으로 적운이 발달한다. 단세포 뇌우는 바람의 연직시어가 적은 경우에 형성되며 각 단계별 특징은 다음과 같다.

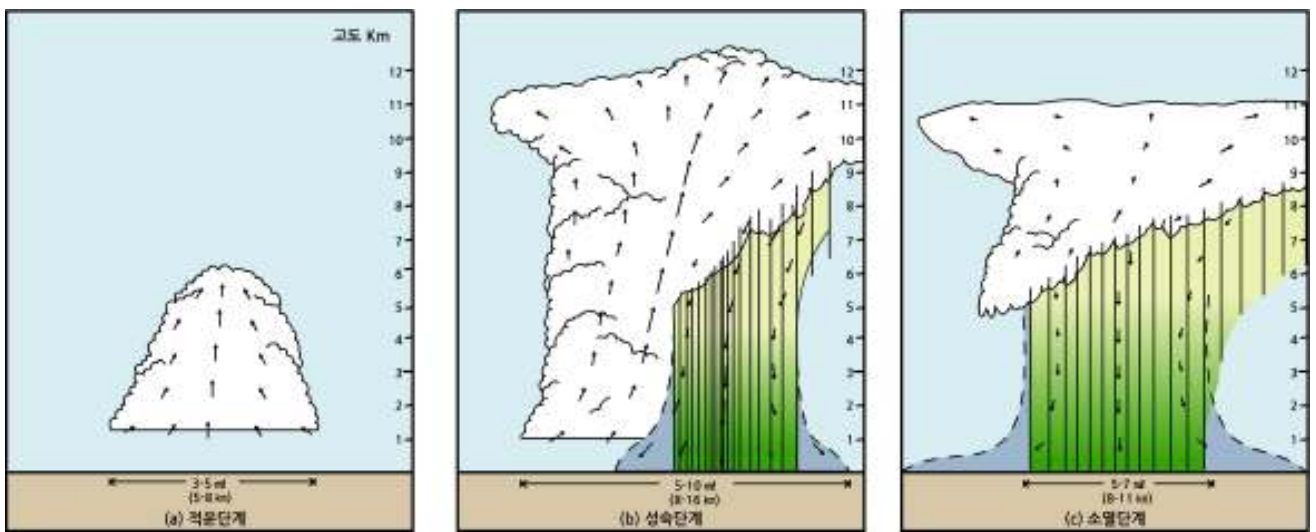
적운단계 : 발달하는 적운에서 10 ms^{-1} 이상의 상승기류가 나타나며 대류 세포는 거의 기울어짐이 없이 성장한다. 이 단계에서는 하강 기류가 없으며 강수 입자는 구름 상층에서 발달하고 있으며 상승기류에 의해 떠 있다.

성숙단계 : 구름이 거의 대류권계면까지 도달한다. 그리고 대류권계면 부근에서 모루구름(Anvil Cloud)이 형성되어 주위로 퍼진다. 강수하중(Precipitation Loading)과 하강 기류 내에 있는 수적의 증발로 공기의 증발냉각(Evaporative Cooling)이 일어나 하강 기류가 발달한다. 그리고 지상에 강수가 나타난다. 적란운의 외곽에 있는 하강 기류가 지면에 도달하여 지면을 따라 이동하여 유출류(Outflow)에 의해 돌풍전선(Gust Front)을 형성한다. 상승기류가 0°C 고도를 능가하면서 빙정이 형성된다. 그리고 구름의 정상부 근처에서 과냉각 수적이 빙정으로 바뀌는 빙정화(Glaciation)가 나타난다. 이 단계에서는 천둥과 번개가 나타나지 않는다. 성숙단계(Mature Stage)의 특징은 강수의 시작과 구름내부에 상승기류와 하강기류의 공존 그리고 돌풍전선(Gust Front) 발달이다. 강수가 시작되는 이유는 0°C 고도 이상에서 적운단계에서 계속 성장한 구름입자가 너무 커져서 상승기류가 이제 구름입자들을 계속 대기 중에 떠 있을 수 없기 때문이다.

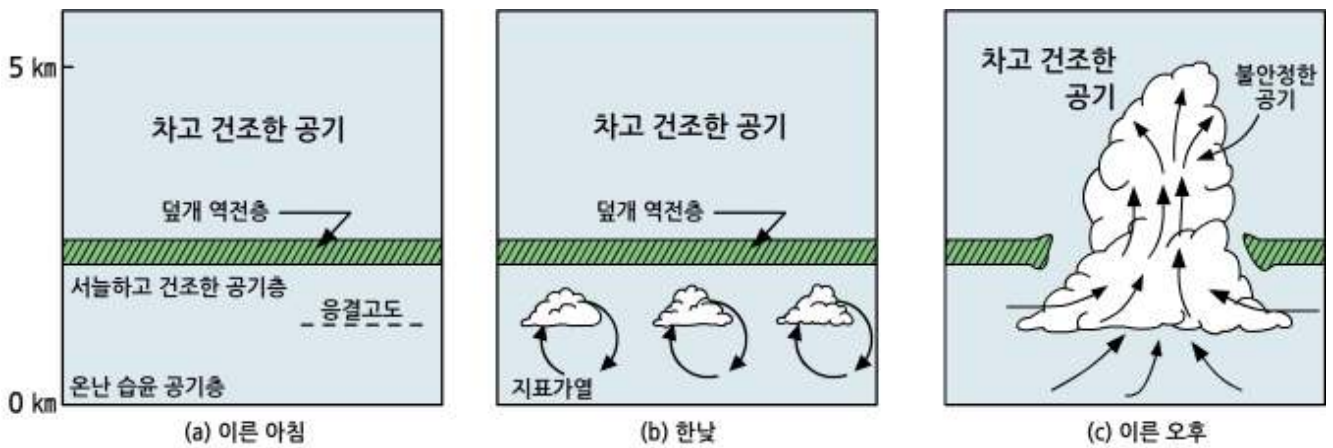
소멸단계: 강수와 하강기류가 구름의 중, 상층까지 확대되면서 더 이상 지상에서 상승기류가 나타나지 않는다. 약한 하강기류가 구름에서 지배적이며 지상에는 약한 강수가 있다. 성숙단계에서 하강기류가 형성되는 이유는 두 가지 이유이다. 첫째는 구름내부에 있는 강한 난류로 인해 난류강도가 약한 구름주위에 있는 불포화공기가 구름내부로 유입(Entrainment)된다. 유입된 불포화공기는 주위 구름입자를 증발시키면서 그 온도가 주위보다 낮아진다. 그 결과 유입된 공기는 음(-)의 부력을 갖게 된다. 이 무겁고 차가운 공기가 아래로 내려가면서 하강기류가 형성되기 시작한다. 또한 낙하하는 구름입자들은 주변 공기의 일부를 끌어당겨 하강기류가 강화된다.

12.2 단세포 뇌우의 특징

차가운 하강기류가 지면에 도달하여 지면위로 흐를 경우 그림 12.2(b)와 (c)와 같이 찬 하강기류가 상대적으로 따뜻한 주위 공기를 치켜 올리면서 상승기류를 형성한다. 이 때 상승하는 온난한 공기와 찬 기류사이에 경계가 형성되는 이를 돌풍전선(Gust Front)이라고 한다. 돌풍전선에 의해 형성된 상승기류는 새로운 구름을 형성할 수 있다.



[그림 12.2] 단세포 뇌우의 발달: (a)적운단계, (b)성숙단계, (c)소멸단계(Doswell, 1985)

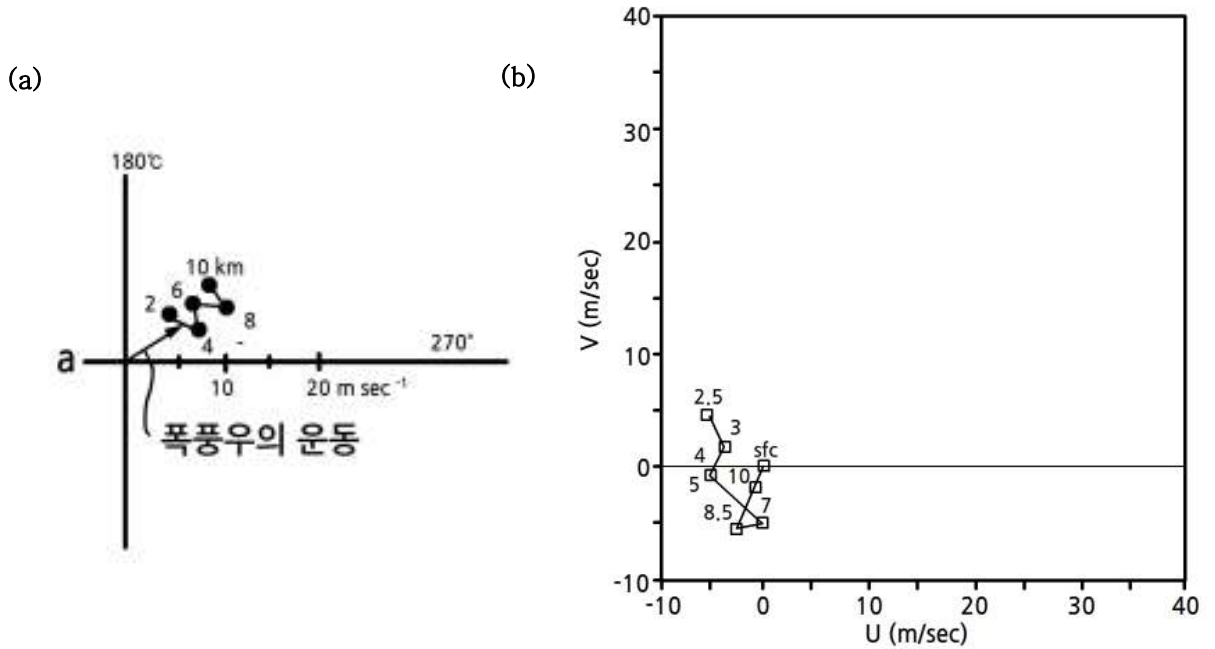


[그림 12.3] 뇌우 발달에 있어서 역전층의 역할

뇌우 발달 시 항상 대기 경계층에서 역전층이 있는 것은 아니지만 역전층은 격렬한 뇌우 발달에 중요한 역할을 한다. 그림 12.3(a)에서 이른 아침에 지표에서 고도 ~2km 지점에 덮개 역전층(Capping Inversion)이 존재하고 있다. 그림 12.3(b)에서 일출 후 지표의 가열로 형성된 대류가 강한 역전층 때문에 역전층을 뚫고 나가지 못하고 그 안에 갇혀 있으면서 계속 가열되고 있다.

12.2 단세포 뇌우의 특징

이 과정에서 어느 시점에 이르러 가열된 공기가 충분한 연직운동 에너지를 가지게 되면 그림 12.3(c)와 같이 일시에 역전층이 붕괴 되면서 강한 상승기류가 형성된다. 그리고 이 상승기류는 단열상승 하면서 구름 형성 시 방출되는 잠열로 인해 더욱 부력을 얻게 되어 뇌운으로 발달한다. 뇌우의 유형과 바람의 연직시어와는 밀접한 관계가 있다. 그림 12.4(a)는 캐나다 앨버타(Alberta)에서 관측한 단세포 뇌우와 12.4(b)는 광주에서 관측한 기단 뇌우의 호도그래프(Hodograph)이다. 그림에서 보는 바와 같이 단세포 뇌우가 발달시에는 바람이 약하며 바람의 연직시어가 매우 작다.

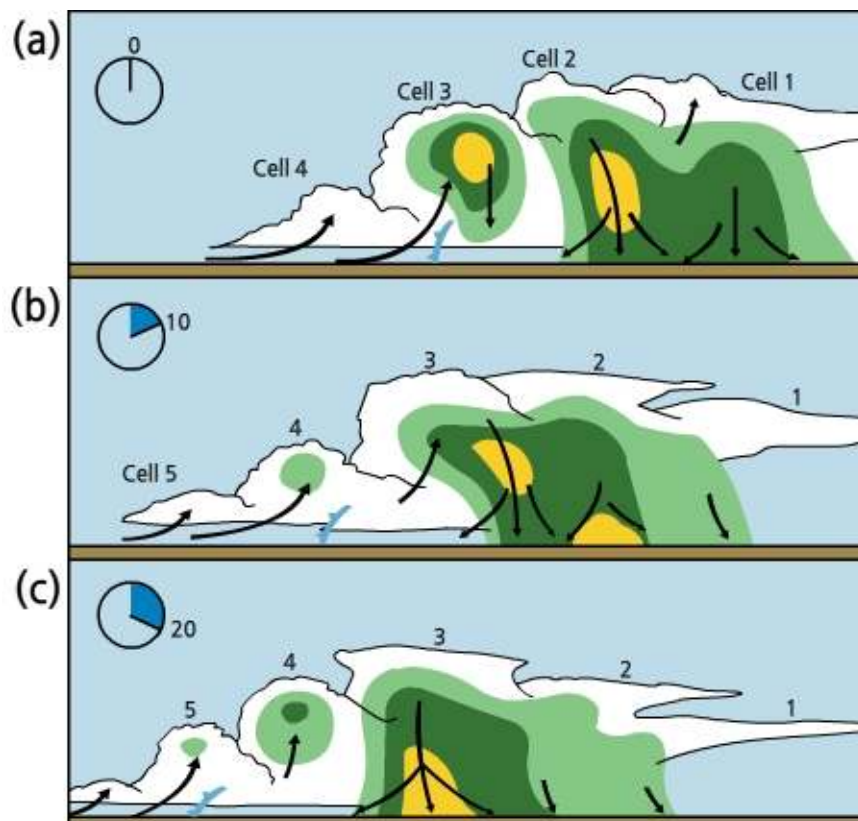


[그림 12.4] 단세포 뇌우 발달시의 호도그래프
(a: Chisholm and Renic, 1972; b: 김경익·이홍란, 1994)

12.3 다세포 뇌우의 특징

다세포 뇌우는 그림 12.1에서 보는 바와 같이 그 형태에 따라서 스콜라인과 중규모 대류복합체로 구분한다. 다세포 뇌우를 뇌우의 집단(Thunderstorm Cluster) 이라고도 하며 보통 24개의 세포로 구성되어 있다. 다세포 뇌우의 경우, 각 세포는 서로 다른 발달 단계에 따라 적운단계, 성숙 단계 그리고 소멸단계로 구분한다. 따라서 각 세포에 따라 하강기류와 상승기류, 강수 발달정도가 다르다. 그 결과 다세포 뇌우의 수명은 단세포 뇌우보다 길어서 4~5 시간 지속된다.

그림 12.5는 20분 동안에 다세포 뇌우의 발달 과정을 보여 준다. 그림 12.5에서 맨 위 그림은 $t=0$ 일 때 다세포 뇌우의 모식도이다. 그림에서 4개의 구름 세포 중 세포 1이 가장 먼저 생성되었고 세포 4가 가장 늦게 생성되었다. 그림에서 화살표는 상승기류와 하강 기류를 표시하며 전선은 뇌우의 유출류(Outflow)에 의해 형성된 돌풍전선(Gust Front)를 나타낸다. 그림 12.5(b)에서 $t=10$ 분 일 때 다세포 뇌우의 변화를 보면 구름 세포 1에서 하강기류가 이전 보다 약해졌고 세포 4를 이어서 세포 5가 새로 생성되었다. 뇌우 관측 후 20분이 지난 맨 아래 모식도에는 세포 1은 상당부분 소멸되고 상층부의 모루(Anvil)만 남아 있다. 그리고 세포 3,4,5가 계속 성장한 반면에 세포 2는 소멸 단계에 있다.



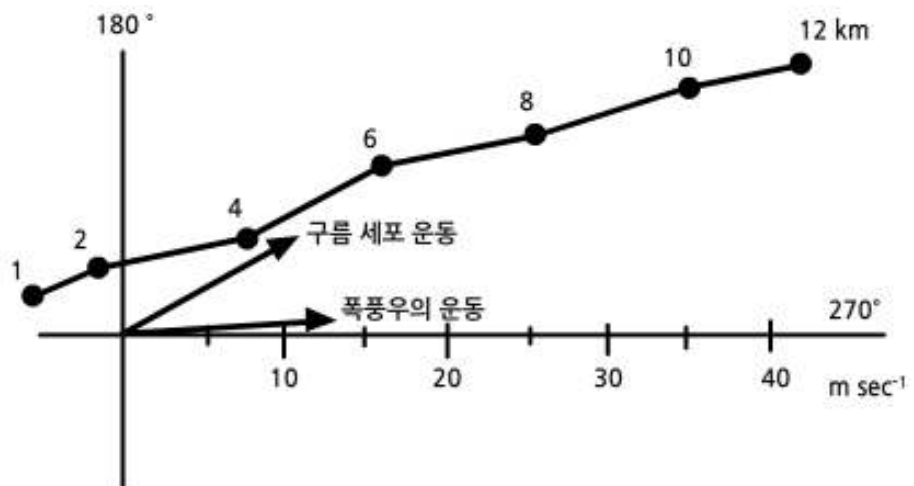
[그림 12.5] 다세포 뇌우의 세포의 이동방향, 풍향과 그리고 스톰의 운동 방향과의 관계 (Doswell, 1985)

12.3 다세포 뇌우의 특징

그림 12.5에서 각 색깔은 레이더 반사도를 나타내며 연한녹색, 녹색, 노란색 순으로 레이더 반사도가 증가 한다. 시간이 $t=0$ 일 때 잠시 세포 2가 강한 에코가 그 중심에 나타났으나, 10분 후에는 강한 에코의 중심이 지면과 접하면서 호우가 발생했다. 세포3의 경우도 강한 에코가 상층에 있다가 점점 하강 하면서 강수를 내린다. 그림 12.6는 그림 12.5(c)의 $t=20$ 일 때 다세포 뇌우의 모습이다.



[그림 12.6] 다세포 뇌우의 모습 (그림12.5에서 $t=20$ 분의 모습)



[그림 12.7] 다세포 뇌우 발달시 호도그래프, 구름세포의 운동과 폭풍우의 운동

12.3 다세포 뇌우의 특징



[그림 12.8] 성숙단계의 뇌우의 연직 단면도와 돌풍전선 (Ahrens, 2009)

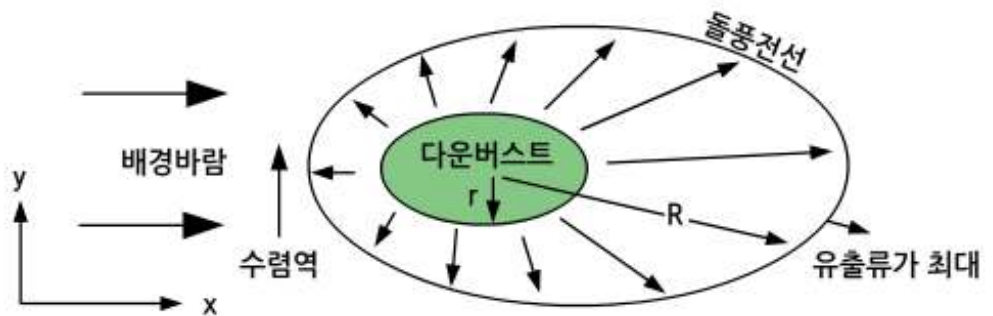
그림 12.7은 다세포 뇌우가 발달하기 전에 관한 바람의 호도그래프이다. 그림에서 보는바와 같이 바람의 연직시어가 존재하지만 스톰의 이동방향과 거의 평행하게 연직시어가 발달해 있다. 연직 바람시어의 이와 같은 구조는 다세포 뇌우의 발달에 적절한 환경을 제공한다.

그림 12.8은 성숙단계에서의 뇌우의 연직단면도이다. 그림에서 보면 지표 부근과 그 위 상층의 풍향이 다르며, 풍속은 고도에 따라 증가하고 있다. 뇌우 내부에 있는 점선은 하강기류와 상승기류의 경계를 표시한다. 강수는 뇌운하부 거의 전부에 걸쳐있다. 상층의 풍상 측에서 뇌운의 측면에서 건조공기가 유입되어 하강기류를 형성하고 있음을 보여준다. 이 하강기류는 강수입자의 증발·냉각으로 더욱 강화된다. 그림 12.8에서 돌풍전선 뒤에 있는 두루마리구름(Roll Cloud)는 돌풍전선과 연관되어 형성되었으며, 튜브(Tube)모양의 아치구름(Arcus Cloud)이다.

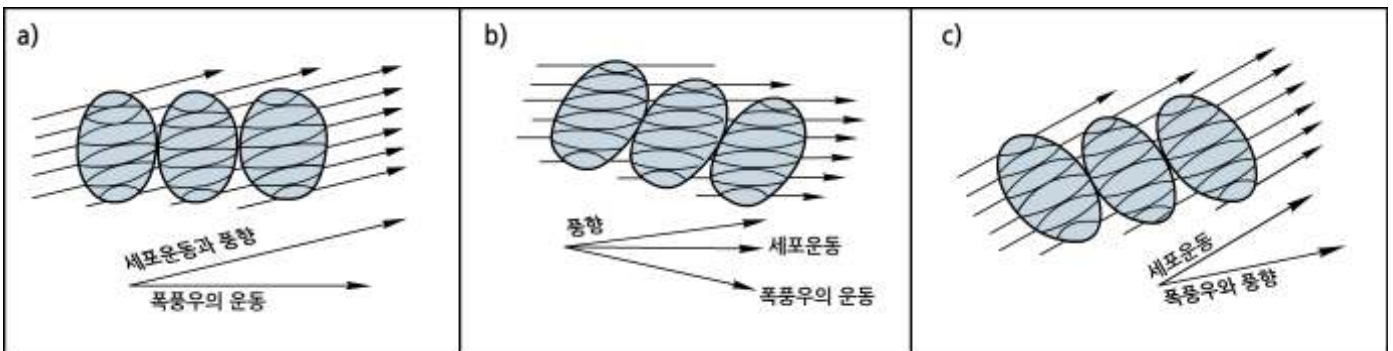
Roll Cloud는 뇌우의 기저와 완전히 분리되어 있다. 선반구름(Shelf Cloud) 역시 돌풍전선으로 인해 형성되었으며 저층에 수평방향으로 쐐기(Wedge)모양을 하고 있다. Shelf Cloud는 Roll Cloud와는 달리 뇌우의 기저와 연결되어 있다. 과도진입 정상부(Overshooting Top)는 뇌운의 성숙단계에서 나타나는 모루구름보다 더 높이 돔(Dome)모양으로 보이는 부분이다. 강한 상승기류가 대류권계면을 뚫고 대류권계면 보다 위로 과도 진입할 때 형성되는 구름이다. 지상에서 뇌우 근처에 있는 관측자는 너무 가까워서 과도진입 정상부를 볼 수 없다.

12.3 다세포 뇌우의 특징

그림 12.9은 뇌우에서 돌풍전선이 발달 하는 과정을 나타낸 모식도이다. 그림에서 강우역에 하강기류가 형성되어 있다. 하강 기류에서 강한 부분을 다운버스트(Downburst)라고 하며 수평 규모가 0.5~5km 이내의 바람이 강한 지역으로 항공기 이·착륙에 주의가 필요하며 위험이 되는 지역이다. 다운버스트의 강도는 주로 구름 내 건조공기 유입과 강수입자의 증발에 의한 대기의 냉각에 의해 결정된다. 그림에서와 같이 뇌운에서 하강기류 또는 다운버스트(Downburst)가 지표에 도달하면 찬 기류는 그림 12.9과 같이 수평으로 퍼져나간다. 이 때 지상에 공기의 풀(Pool)이 되는데 이를 유출류(Outflow)라고 하며, 유출류의 선단부(Leading Edge)를 돌풍전선(Gust Front)이라고 한다. 그림에서 돌풍전선 위를 온난하고 습한 공기가 상승하면서 새로운 세포가 형성된다. 돌풍 전선의 길이는 100~1000m, 폭은 5~100km이고 2~20분에 걸쳐 지속된다. 돌풍 전선의 전파 속도는 보통 $5\sim 15\text{ms}^{-1}$ 이다. 그림에서 보는 바와 같이 다운버스트를 중심으로 돌풍 전선의 전파 속도는 풍상 측에서는 최소인 반면에 풍하 측에서 최대이다. 그리고 강한 수렴이 예상되는 곳은 풍상 측에 다운버스트에서 나가는 유출류와 지상풍이 수렴하는 곳이다. 돌풍 전선은 위성영상과 레이더 영상에서 그 위치를 확인할 수 있다.



[그림 12.9] 다운버스트와 돌풍전선의 수평 단면도(Stull, 2000)



[그림 12.10] 풍향, 세포 그리고 스톰의 진행방향에 대한 모식도(Marwitz, 1972)

12.3 다세포 뇌우의 특징

스름의 이동 방향은 레이더 영상에서 주로 PPI(Plan Position Indicator)와 지상의 자세한 강우 관측을 통해서 분석할 수 있다. 다세포 뇌우의 경우 각각의 구름세포는 대체로 평균 풍을 따라 이동한다. 그러나 스름 전체의 이동 방향과 각 세포의 이동 방향과 상당히 차이가 있을 수 있다. 그 이유는 세포의 이산적 재 발달(Discrete Redevelopment) 때문이다.

그림 12.10은 세 지역에서 관측한 다세포 뇌우에 대한 세포의 이동방향, 풍향 그리고 폭풍의 이동방향을 보여 준다. 그림 12.10(a)는 세포의 이동방향과 풍향은 일치하지만 스름은 세포의 이동방향에 대해서 약 30° 우측으로 진행한다. 그림 12.10(b)에서는 세포, 풍향, 그리고 스름의 이동방향이 전부 다르다. 그림 12.10(c)에서는 그림 12.10(a)와 대조적으로 스름의 이동방향과 풍향은 같지만 세포의 이동방향이 스름의 이동방향과 다른 경우를 보여 준다.

12.4 초대형 세포 뇌우

12.4.1 초대형세포 뇌우의 특징

초대형 세포(Supercell)라는 용어는 1962년, 영국의 기상학자 K. Browning 의해 처음 사용되었다. 초대형세포 뇌우는 주로 대기 중에 강한 연직바람 시어가 존재할 때 발생하며 준정 상태(Quasi-state)의 회전 운동을 하는 대류세포로 구성되어 있다. Doswell(2001)은 초대형 세포 뇌우 발달 환경의 특징으로 (i) $\Delta U = U_{6km} - U_{sfc} > 15 - 20 m s^{-1}$, (ii) $10 < Richardson \text{ 수} < 50$, (iii) $1000 m^2 s^{-2} < CAPE < 3500 m^2 s^{-2}$ 을 제시 하였다.

초대형세포 뇌우의 경우 상승기류와 하강기류에 의한 순환이 장시간(1~4 시간)동안 폭풍의 구조를 유지하며, 종종 우박과 토네이도를 동반한다. 초대형세포 뇌우는 뇌우 중에서 가장 격렬한 뇌우로서 이로 인해 많은 재산과 인명 피해가 발생한다. 그 이유는 초대형 세포 뇌우는 강한 회오리바람, 큰 우박, 강한 번개, 토네이도 중 어느 하나를 동반한다. 초대형 세포뇌우가 이와 같이 격렬한 기상현상을 동반하는 이유는 뇌우의 성장하는 기상 상태에 기인한다.

초대형 세포 뇌우는 1) 대기의 조건부 불안정과 2) 대류권 중, 상층에서 바람의 연직시어가 큰 경우에 주로 발생하기 때문이다. 다른 유형의 뇌우와 비교해서 초대형 세포의 두드러진 특징은 회전하는 상승기류이다.

초대형 세포 뇌우는 크게 세 가지, 1) 전형적인(Classic: CL) 초대형 세포, 2) 강한 강수(High Precipitation: HP) 초대형 세포, 3) 약한 강수(Low Precipitation: LP) 초대형 세포로 구분한다.

이 세 가지 유형에서는 도플러 레이더 영상, 토네이도의 강도, 우박의 강도가 서로 다르게 나타난다. CL형의 초대형 세포는 호우, 크기가 큰 우박, 지상의 강풍, 대부분의 경우 토네이도를 동반하는 뇌우 세포로서 악기강과 관련된 전반적인 요소를 수반한다. 따라서 CL초대형 세포는 초대형 세포뇌우의 전형적인 모델이라고 할 수 있다. HP형의 초대형 세포에서는 뇌우의 중심부에 호우와 크기가 큰 우박이 낙하한다.

HP유형의 초대형 세포에서는 빈번히 강한 하강기류(Down Burst)와 돌발 홍수(Flash Flood)가 발생한다. 토네이도가 발생할 경우에는 강수의 중심에서 발생하는 경향이 있으므로 관측이 어렵다. LP유형의 초대형 뇌우세포는 그 특징이 약한 강수이다. LP유형의 구름의 기저고도는 HP나 CL보다 높다.

12.4 초대형 세포 뇌우

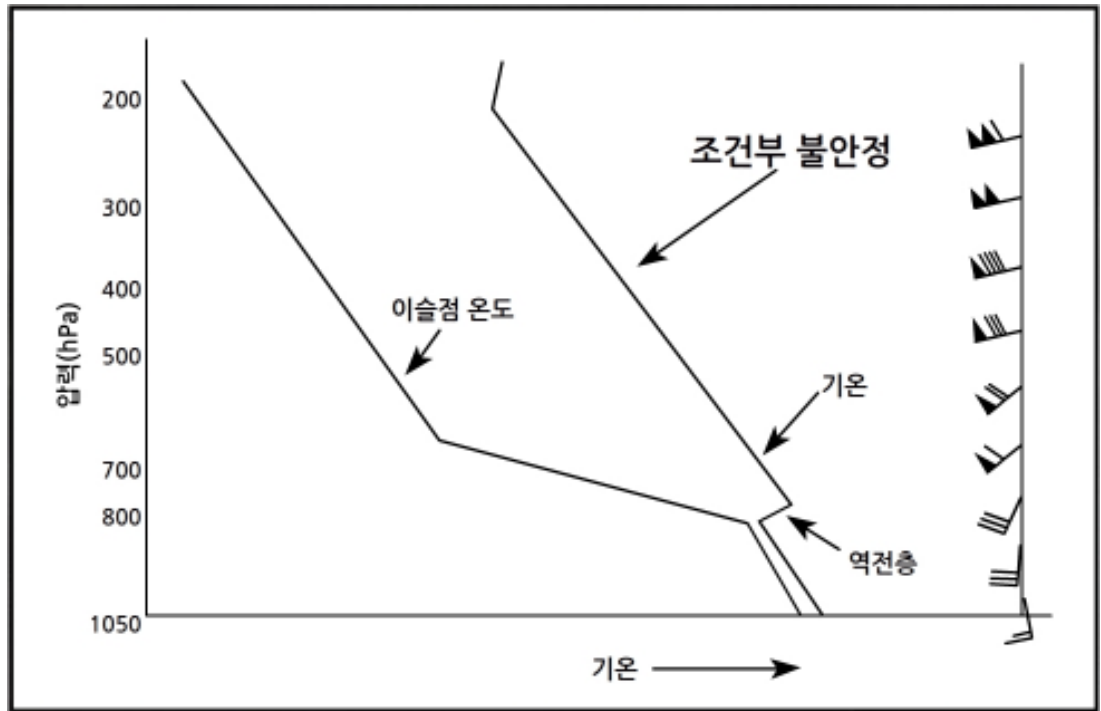
그리고 토네이도의 강도는 다른 유형에 비해서 약하며 발생 시에는 강수가 약하므로 토네이도를 육안으로 볼 수 있다. 일반적으로 초대형 세포뇌우가 토네이도를 동반할 때는 뇌운의 기저에서 회전하는 부분이 하강한 벽 구름(Wall Cloud), 중규모 저기압(Mesocyclone), 깔때기 구름(Funnel Cloud)이 관측된다. 육지에서 관측되는 토네이도와 비슷한 현상이 해상에서도 관측되는데 이를 용오름(Water Spout)이라고 한다.

거대세포 뇌우는 열역학적으로 조건부 불안정 상태에서 발생한다. 즉, 지표 부근에 온난, 습윤한 공기가 존재하고 상층에 건조하고 매우 찬 공기가 분포하는 경우이다. 그림 12.11은 초대형세포 뇌우가 발생한 때의 종관 상태이다. 초대형세포 뇌우는 전형적으로 강한 온대저기압과 관련해서 발달하며, 그림에서 보는 바와 같이 온난구역(Warm Sector)에서 발달하며, 상층 전선, 건조선(Dry Line)과 상층전선을 따라 발달할 수 있다.

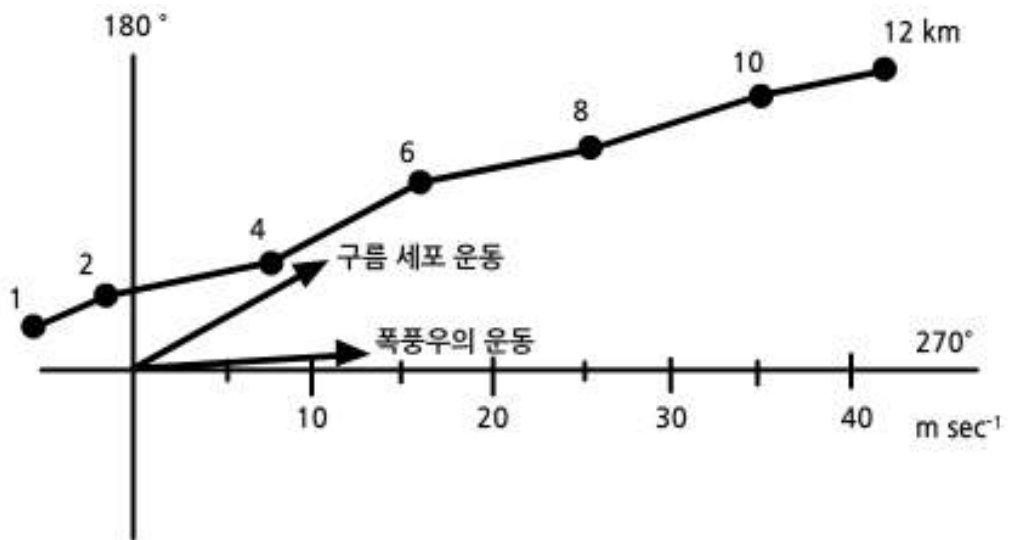
그림 12.11은 초대형 세포 발달시의 전형적인 대기 상태로서 하층제트는 지표에서 보통 고도 3km이내에 존재하며 두 가지 역할을 한다. 첫째는 대기 하층에 있는 따뜻하고 습한 공기를 빨리 북서쪽으로 이동시키는 역할을 한다. 이 공기는 나중에 잠열방출을 통해 스톰의 성장하는데 기여한다. 둘째는 하층제트는 스톰이 회전을 일으키는데 필요한 저층 바람시어(Low Level Wind Shear)를 제공한다. 초대형세포 뇌우는 그림 12.11에서 보는 바와 같이 조건부 불안정하고 저층 바람시어 벡터가 우선회(Veering)하는 경우에 발생한다(그림 12.12참조).

이와 같은 바람시어는 스톰의 저기압성 회전을 발달시키는데 좋은 조건이 된다. 그리고 그림 12.11에 있는 대기경계층 상부에 위치한 덩개 역전층은 심층대류(Deep Convection)를 발달시키는데 매우 중요한 역할을 한다. 그림 12.11에서 온난하고 습한 역전층(남풍)위에 있는 공기는 경계층 내의 공기와 완전히 다른 성질을 가진 공기이다. 그 이유는 이 공기(풍향: 남서)는 전형적으로 매우 건조하고 온도가 낮기 때문이며, 기압골의 축을 중심으로 서쪽의 상부 대류권에서 유래한 공기로서 경계층 상부에서 대류권 전반에 걸쳐 존재한다.

12.4 초대형 세포 뇌우

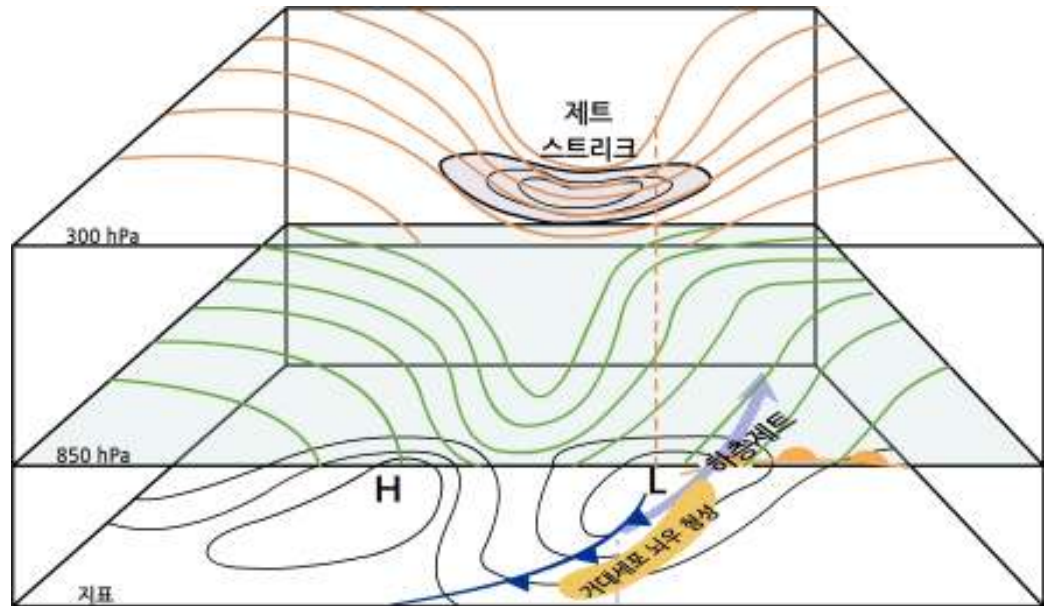


[그림 12.11] 초대형세포 뇌우 발달시 기온, 노점온도 및 바람 분포 (Rauber et al., 2002)

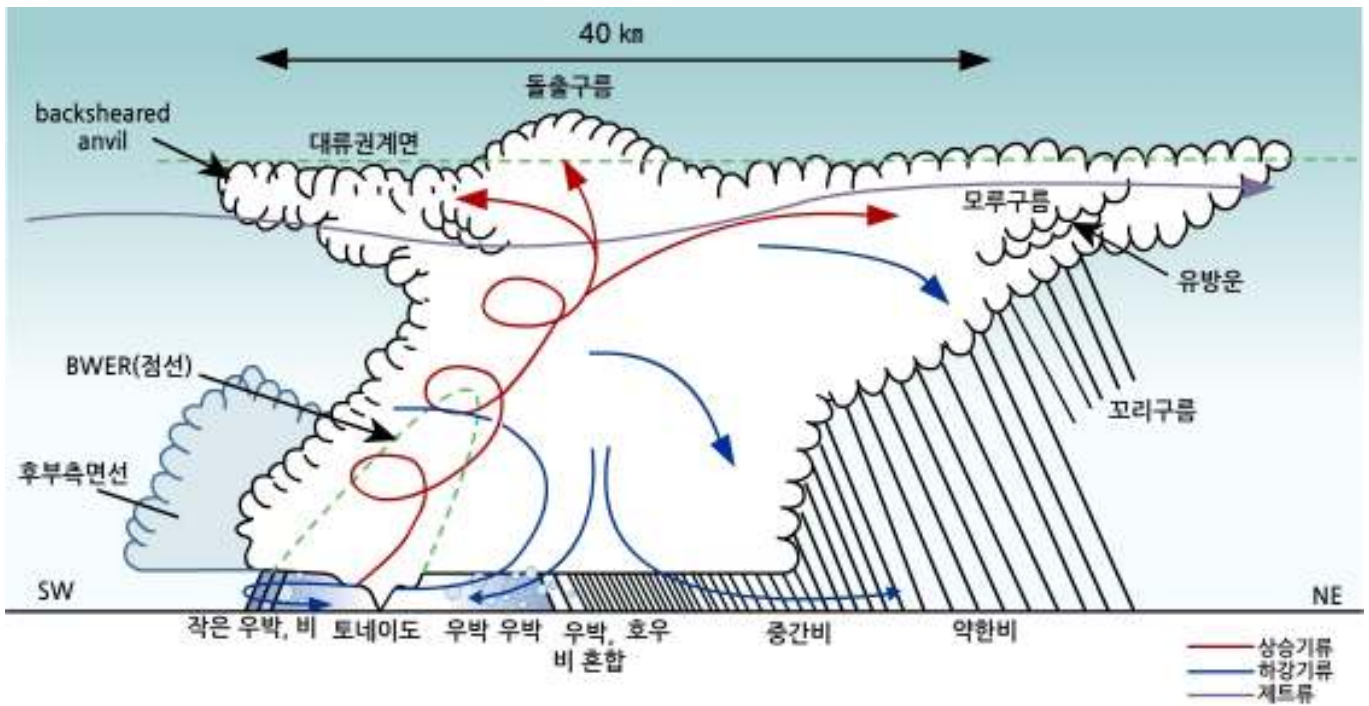


[그림 12.12] 초대형세포 뇌우 발달 시 호도그래프 (Rauber et al., 2002)

12.4 초대형 세포 뇌우

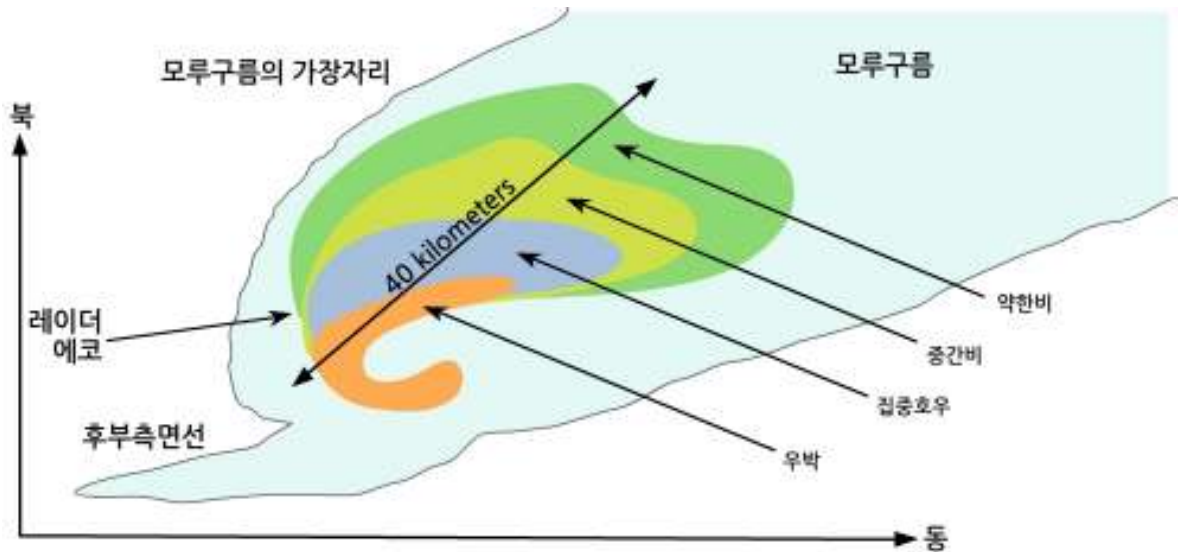


[그림 12.13] 초대형 세포 뇌우 발달의 연직 단면도 (Rauber et al., 2002)



[그림 12.14] 초대형세포 뇌우 발달의 연직 단면도 (Rauber et al., 2002)

12.4 초대형 세포 뇌우



[그림 12.15] 초대형세포 뇌우 발달의 연직 단면도 (Rauber et al., 2002)
 그림에서 강수 구분은 레이더 반사 의한 것임

그림 12.13에서 300hpa 고도면의 기압골에 위치한 Jet Streak의 풍속은 전형적으로 50ms^{-1} 를 능가한다. 이 때 제트류는 대류권계면 바로 아래 위치한다. 초대형세포 뇌우 발생시 300hpa에서 상층골은 통상 존재하며, 이 때 제트스트리크는 그림 12.13에서 보는 바와 같이 골의 아래 부분에 위치한다. 가장 강한 거대 세포는 기압골의 발산 부분, 즉 제트 스트리크의 출구의 왼쪽 아래에서 발생한다. 이 때 유발 기구인 전선이 습하고 온난한 공기를 자유대류고도까지 강제 상승시켜주어야 하나의 거대 세포가 발달한다.

그림 12.14은 거대세포 뇌우의 남서-북동 방향에서의 연직단면도이다. 이러한 형태의 거대 세포 뇌우는 미국 중앙평원(Central Plains)에서 발달한다. 그림 12.14에서 좌측에 위치한 후부측면선(Rear Flanking Line)은 주된 상승기류(Main Updraft)에 의해 끌리어 상승하는 따뜻한 공기에서 형성된 좀 작은 규모의 적운 또는 적란운이 하나의 선을 이룬 것을 나타낸다. 그리고 그림 12.14에서 좌측에 하층에서 중층에 걸쳐 있는 점선은 BWER(Bounded Weak Echo Region)을 나타낸다. BWER은 레이더 반사도가 다른 부분에 비해 낮은 곳이다. 이에 대해서는 두 가지 관점에서 설명이 되고 있다. 하나는 상승기류가 너무 강한 나머지 구름 기저에서 이곳까지 구름 입자가 이동하는 동안 충분히 성장할 시간을 갖지 못해서 작은 수적만으로 이루어져 레이더 반사도가 낮다는 것이다. 다른 하나는 강한 상승기류로 인해 비교적 큰 구름 입자들이 이 부분으로 하강하지 못해서 큰 입자들의 결빙으로 인해 레이더 반사도가 낮다고 해석하고 있다.

12.4 초대형 세포 뇌우

그림 12.15는 거대 세포의 구름과 강수의 수평 분포를 나타내는 단면도이다. 그림에서 우박이 있는 부분이 레이더 반사도가 가장 높게 나타난다. 그림에서 갈고리 에코(Hook Echo)는 토네이도를 일으키는 거대 세포 뇌우의 특징이며 토네이도는 이 에코의 중심 부근에 위치할 수 있다.

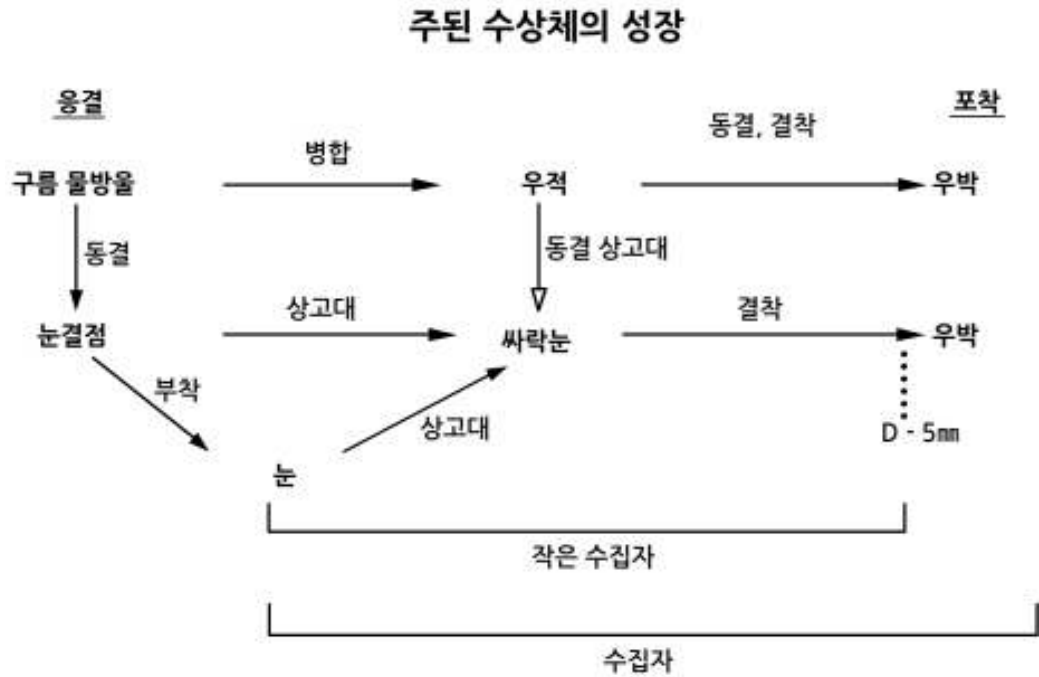
12.4.2 우박의 형성

우박(Hail)은 둥근 공 모양 또는 불규칙한 모양을 한 직경 2 mm 이상인 고체 상태의 강수입자로 항공기, 농작물, 가축과 인명 등에 커다란 피해를 준다. 우박의 씨눈(Embryo)에 해당 하는 것은 그림 12.16에서 보는바와 같이 싸락눈과 동결된 우적이다. 우박은 그림 12.17와 같이 강한 상승기류에서 번갈아 상하운동을 하면서 많은 과냉각 수적과 충돌하면서 적란운에서 성장한다. 강한 상승기류는 우박이 구름 속에 장시간 있을 수 있도록 하는 역할을 한다. 그리고 많은 액체수량은 단시간에 씨눈에서 우박으로 성장할 수 있도록 해준다. 우박의 크기는 보통 1cm(콩알) ~ 5cm(골프공) 정도이지만, 크기가 20cm 이상 되는 것도 관측된다. 우박이 지상에 떨어질 때 큰 피해를 주는 것은 커다란 낙하속도 때문이다. 직경이 3cm인 우박의 종단 낙하속도는 35 ms^{-1} (시속 126km)이다. 따라서 사람이나 가축이 우박을 맞게 되면 목숨을 잃을 수 있다.

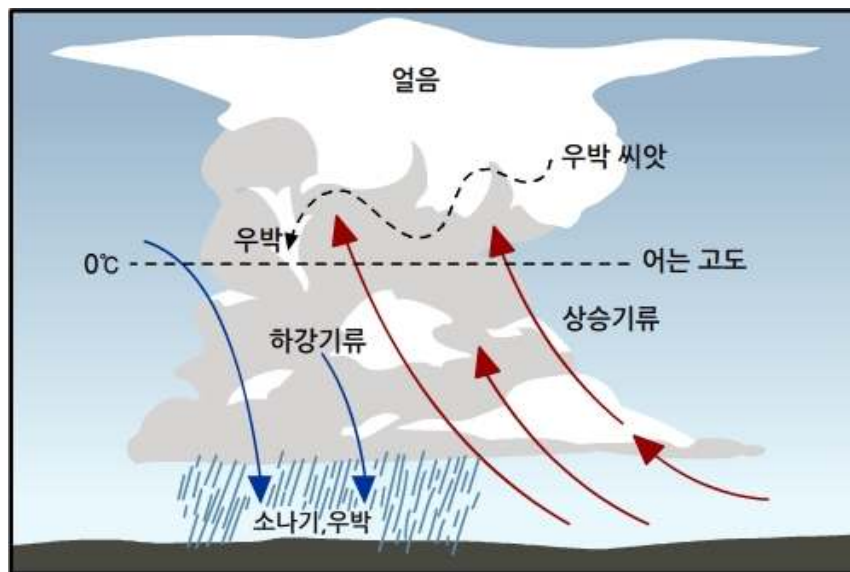
우박의 단면을 살펴보면 그림 12.18과 같이 투명한 층과 우윳빛 층이 동심원 구조로 번갈아 나타난다. 우박이 이와 같은 구조를 가지는 이유는 우박 표면에서 과냉각수의 결빙속도와 관계가 있다. 이에 대해서는 2가지 우박의 성장체제(Growth Regime 또는 Mode)로 설명할 수 있다. 불투명한 우윳빛 층은 얼음의 밀도가 낮고 작은 많은 기공으로 되어 있다. 이 부분은 온도가 0°C 보다 낮은 우박에 과냉각 수적이 충돌 시 급속히 동결 되는 과정에서 공기가 빠져 나가지 못하여 갇히면서 기공(氣孔)이 형성되고 불투명한 우윳빛 층을 형성 한다. 물론 과냉각 수적이 동결하면서 잠열 방출로 우박 표면의 온도는 증가하여도 그 온도가 0°C 미만으로 유지된 경우이다. 이 경우에 우박의 표면은 물기가 없는 건조한 표면 상태를 유지하므로 이를 건조 성장체제(Dry Growth Regime)라고 한다. 한편 밀도가 더 큰 투명한 층은 우박이 일시에 많은 과냉각 수적 포집(Collection)되어 동결 시 많은 잠열이 방출된다. 그 결과 우박 표면의 온도가 0°C 까지 증가하여 과냉각 수적의 일부만 동결된다. 그리고 나머지 동결되지 않은 과냉각 수적은 우박 표면으로 퍼지면서 천천히 동결하여 투명한 층을 형성한다. 그 결과 얼음 층에 기포가 형성되지 않아서 얼음은 투명한 층이 된다.

12.4 초대형 세포 뇌우

이 경우 우박이 성장 시 그 표면에 물기가 있으므로 이를 습윤 성장체제 (Wet Growth Regime)이라고 한다. 습윤 성장 상태에 있는 얼음과 물로 구성된 우박을 스펀지 우박(Spongy Hail)이라고 한다.



[그림 12.16] 적란운에서 우박의 생성과정 (Knight and Knight, 2001)



[그림 12.17] 적란운에서 상승·하강운동 시 과냉각 수적과 빙정의 부착에 의한 우박 성장

12.4 초대형 세포 뇌우



[그림 12.18] 우박의 단면도(<http://www.answers.com/topic/hail>)

12.4.3 우박의 성장 방정식

우박의 성장은 과냉각 수적의 부착(Accretion)과 수증기의 침적(Deposition)에 의해서 이루어진다. 따라서 우박의 총 질량 증가율 $(dm/dt)_{tot}$ 은 다음과 같이 주어진다.

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)_{tot} = \left(\frac{dm}{dt}\right)_{ac} + \left(\frac{dm}{dt}\right)_{de} \quad (12.1)$$

여기서 $(dm/dt)_{ac}$ 는 부착에 의한 성장률이며, $(dm/dt)_{de}$ 는 수증기의 침적에 의한 성장률을 나타낸다. 과냉각 수적의 부착에 의한 우박 성장을 다음과 같이 구분한다. 우박이 과냉각 수적의 부착에 의해 성장 할 경우 과냉각 수적의 동결로 잠열이 방출되고 우박의 표면 온도가 주위 공기의 온도보다 높게 된다. 그 결과 전도에 의해서 열이 주위공기로 전달되면서, 그리고 주위 공기가 불포화 시 우박 표면에서 수증기의 증발로 우박 표면은 열을 잃게 된다. 이때 두 가지 경우를 고려 할 수 있다. 하나는 우박 표면의 온도가 $0^{\circ}C$ 보다 낮아져서 부착된 과냉각 수적이 모두 동결 하면서 우박이 성장 하는 경우를 우박의 건조 성장체제라고 한다. 다른 하나는 과도한 과냉각 수적의 부착으로 동결 시 과도한 잠열방출로 인해 우박 표면의 온도가 $0^{\circ}C$ 로 접근하면 부착된 과냉각 수적 중 일부는 떨어져 나가고 그 나머지가 동결하여 우박이 성장 하는 것을 습윤 성장체제라고 한다. 우박의 부착성장을 건조 성장체제와 습윤 성장체제로 구분해서 기술한다.

12.4 초대형 세포 뇌우

12.4.3.1 건조 성장체제

수적의 낙하속도와 크기가 우박의 낙하속도와 크기에 비해 무시할 수 있다고 가정한다. 이 경우 종단낙하 속도가 $u_h(\infty)$ 인 우박의 건조 성장체제에서 부착에 의한 성장률은

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)_{dac} = E_c A_H(t) w_l u_h(\infty) \quad (12.2)$$

로 주어진다. 여기서 우박의 모양은 편구(Oblate Spheroid)로 가정하며, 이때 우박은 편구의 장축에 연직 방향으로 낙하한다. 식(12.2)에서 E_c 는 포집 효율(Collection Efficiency)이며, 그리고 w_l 은 과냉각 수적에 의한 액체수 함량(Liquid Water Content)이다. 우박이 회전 하지 않는 경우 A_H 는 편구의 수평단면적으로 다음과 같이 주어진다.

$$A_H(t) = \left(\frac{\pi}{4}\right) d_h^2(t) \quad (12.3)$$

그러나 회전하는 우박(Gyrating Hail)의 경우 A_H 는

$$A_H = \left(\frac{\pi}{4}\right) \kappa d_1(t) d_2(t) \quad (12.4)$$

으로 주어진다. 여기서 κ 는 선회인자(Gyration Factor)이며 편구의 경우 $\kappa = 1.0793$ 이다. 그리고 d_1 과 d_2 는 각각 우박의 장축과 단축의 길이이다. 식(12.3)에서 d_h 는 편구의 수평직경으로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$d_h^2 = (6\pi m / \pi(AR)\rho_h)^{2/3} \quad (12.5)$$

여기서 AR (장축에 대한 단축의 비)은 편구의 축비(Axis Ratio)이고 ρ_h 는 우박의 밀도이다. 건조 성장 체제에서 수증기의 침적에 의한 성장 방정식은 다음과 같이 주어진다.

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)_{dc} = \frac{\Omega_H D_v M_W N_{SH}}{d_H R^*} \left(\frac{e_\infty}{T_\infty} - \frac{e_s}{T_s}\right) \quad (12.6)$$

여기서 Ω_H 는 축비가 0.67인 선회하는 편구 우박의 표면적으로 $\Omega_H = 0.789 d_h$ 이며 N_{SH} 는 Sherwood Number이다. D_v 는 공기 중에 수증기의 확산계수, M_W 는 물의 분자량, R^* 은 보편기체 상수이다. 그리고 e_∞ 와 T_∞ 는 우박 주위의 수증기압과 온도이며, T_s 와 $e_s(T)$ 는 성장 중인 우박의 표면 온도와 표면 온도에서의 포화 수증기압이다.

12.4 초대형 세포 뇌우

12.4.3.2 습윤 성장체제

과냉각 수적의 부착에 의한 우박의 습윤 성장 방정식을 유도하기 위해서는 다음의 열수지 방정식을 고려해야 한다. 그 이유는 정상상태에서 우박의 습윤 성장체제를 고려하기 때문이다.

$$\left(\frac{dq}{dt}\right)_{fr} + \left(\frac{dq}{dt}\right)_{dfm} + \left(\frac{dq}{dt}\right)_{ac} = \left(\frac{dq}{dt}\right)_{dfh} \quad (12.7)$$

여기서 좌변의 첫째 항은 부착된 과냉각 수적의 동결 시 잠열 방출에 의한 가열율이며 건조 성장체제에 대해서 다음과 같이 주어진다.

$$\left(\frac{dq}{dt}\right)_{fr} = L_f \left(\frac{dm}{dt}\right)_{vac} = L_f E_c A_H w_l u_h(\infty) \quad (12.8)$$

여기서 L_f 는 과냉각 수적의 동결 시 잠열을 나타낸다. 그리고 식(12.7)의 좌변의 두 번째 항은 수증기의 침적 성장 시 방출된 잠열에 의한 우박의 가열율이며

$$\left(\frac{dq}{dt}\right)_{dfm} = L_s \left(\frac{dm}{dt}\right)_{de} = \frac{\Omega_H D_v M_W N_{SH}}{d_H R^*} \left(\frac{e_\infty}{T_\infty} - \frac{e_s}{T_s}\right) \quad (12.9)$$

좌변의 셋째 항은 우박 표면에 부착된 과냉각 수적의 온도는 우박 표면의 온도보다 낮으므로 그 온도를 높여주기 위해서 우박 표면에서 수적으로 이동되어야 할 열의 양을 나타낸다. 따라서 그 식은 다음과 같이 주어진다.

$$\left(\frac{dq}{dt}\right)_{ac} = -c_w (T_s - T_\infty) \left(\frac{dm}{dt}\right)_{vac} \quad (12.10)$$

끝으로 식 (12.7)의 우측 항은 우박에서 공기를 통해서 이루어지는 열의 소산율을 나타내며 다음과 같이 주어진다.

$$\left(\frac{dq}{dt}\right)_{dfh} = \frac{\Omega_H k_a N_u (T_s - T_\infty)}{d_H} \quad (12.11)$$

여기서 k_a 는 공기의 열전도이고, N_u 는 Nusselt 수이다. 우박의 성장이 습윤 성장체제를 따를 경우 부착된 과냉각수적 중 동결된 부분을 제외한 나머지는 모두 떨어져 나간다고 고려하자. 이 경우 우박의 성장률은 단위 시간에 동결한 과냉각수적의 질량으로 주어지며, 방출된 잠열이 대기 중으로 소산되는 비율도 우박의 성장률에 의해서 결정된다,

따라서 식 (12.8) ~ (12.11)을 식 (12.7)에 대입하여 정리한다.

12.4 초대형 세포 뇌우

그리고 우박의 표면온도 T_s 대신에 T_0 를, 그리고 L_s 대신에 L_c 를 적용하면 습윤 성장체제에서 과냉각수적의 부착에 따른 우박성장방정식을 얻을 수 있다.

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)_{wac} = \frac{(\Omega_H \kappa_a N_u / d_h)(T_0 - T_\infty) + (L_c \Omega_H D_v N_{Sh} / d_H)(\rho_{vs} - \rho_{v\infty})}{L_f - c_w(T_0 - T_\infty)} \quad (12.12)$$

여기서 c_w 는 물의 비열이며, ρ_{vs} 와 $\rho_{v\infty}$ 는 각각 우박 표면과 그 주위에서 포화 수증기의 밀도와 주위 수증기 밀도이다. 우박에 부착된 과냉각 수적이 모두 동결하는 것은 아니다. 우박에 부착된 과냉각 수적이 전부 얼음으로 바뀌면서 그 온도가 $0^\circ C$ 가 되는 과냉각수 함량 (Supercooled Liquid Water Content)의 한계를 슈만-러드램 한계(Schmann-Ludlam Limit)라고 한다(Pruppacher and Klett, 1998; Young, 1933). 과냉각수 함량 (gm^{-3})이 적어도 슈만-러드램 한계를 만족 하여야만 우박의 습윤 체제로 성장 가능하다. 따라서 슈만-러드램 한계는 우박의 건조성장 체제와 습윤 성장 체제를 구분하는 경계가 된다. 슈만-러드램 한계는 우박 주위의 온도와 우박의 직경에 따라 달라진다.

12.4.3.3 우박의 종단 낙하속도

물체가 대기에서 낙하 시에는 중력과 공기에 의한 저항력(Drag Force)을 받는다. 우박의 종단 낙하 속도(Terminal Fall Velocity)는 우박에 작용하는 중력과 저항력이 균형을 이룰 때의 속도이다. 질량이 m_h 인 우박이 종단 속도 U_t 로 낙하 할 경우 힘의 균형은 다음 식으로 주어진다(Knight and Knight, 2001).

$$m_h g = \frac{1}{2} C_D \rho_a A_h U_t^2 \quad (12.13)$$

여기서 g 는 지구 중력 가속도, C_D 는 저항계수(Drag Coefficient), ρ_h 는 우박의 밀도 그리고 ρ_a 는 공기밀도를 나타낸다. 우박을 구형으로 고려 할 경우 식(12.13)에서 다음의 종단 속도가 구해진다.

$$U_t = \left(\frac{4g\rho_h D}{3C_D \rho_a} \right)^{1/2} \quad (12.14)$$

여기서 D 는 우박의 직경으로 구형이 아닌 경우에는 상당 직경(Equivalent Diameter)을 사용한다. 식 (12.14)에서 C_D 는 우박의 모양이 비구형(Nonspherical)의 정도, 표면의 거칠기, 낙하하는 동안 구르기(Tumbling)의 정도에 따라 다르다. 보통 $C_D = 0.55$ 를 적절한 근사치로 적용하고 있다.

12.4 초대형 세포 뇌우

우박관련 용어

- 우박(Hail) 또는 우박덩이(Hailstone) : 적란운이나 웅대 적운(Cumulus Congestus)에서 성장 하는 직경 5mm이상의 얼음입자나 이들이 내리는 현상
- 강박(Hailfall, Hailstorm) : 우박이 내리는 현상
- 우박 씨앗(Hail Embryo) : 싹락눈(Graupel Particle) 또는 언 빗방울(Frozen Raindrop)

12.4.4 토네이도

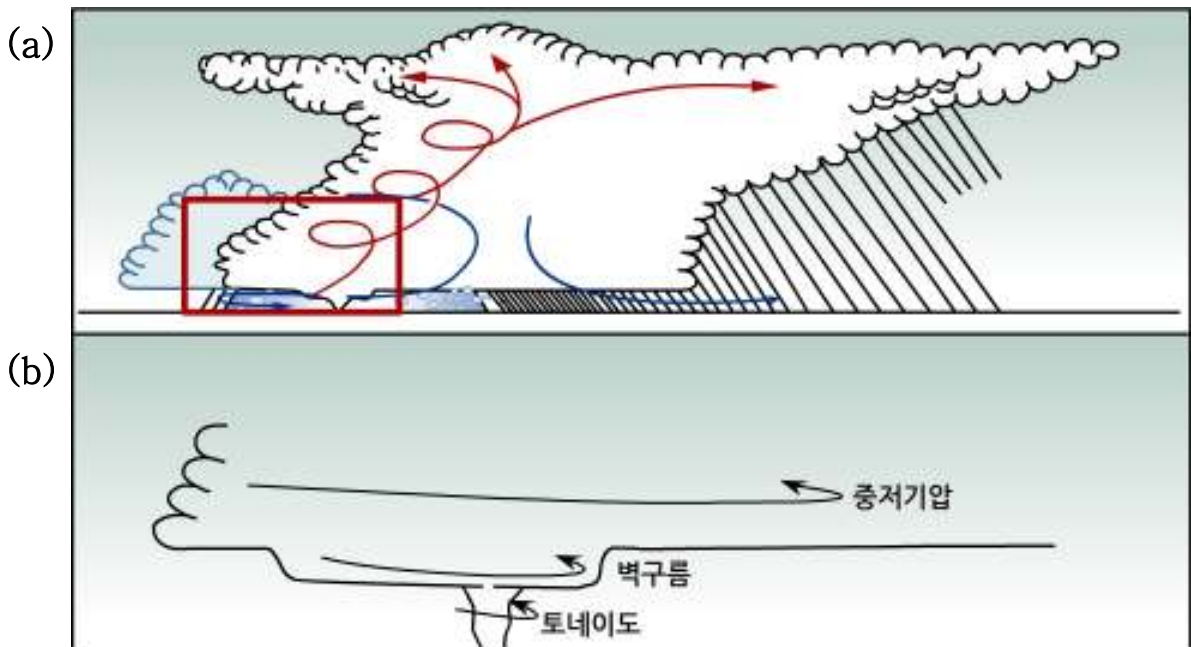
토네이도(Tornado)는 적란운 또는 적운 형 구름에서 깔때기(Funnel) 또는 로프(Rope) 모양으로 비어져 나온 강한 회전을 하는 공기 기둥으로, 그 기둥의 밑변은 지면과 접하고 있다. 깔때기 구름(Funnel Cloud)도 회전하는 토네이도와 비슷하지만 그 하부가 지면과 접하고 있지 않다. 토네이도 직경은 대체로 수백 미터이고 최대 접선 속도는 140 ms^{-1} 나 된다(Lin, 2007). 토네이도는 초대형세포 뇌우에서 발생하지만 모든 초대형세포 뇌우가 토네이도를 발생시키는 것은 아니다. 토네이도 형성은 두 가지로 구분 할 수 있다.

하나는 초대형 세포 토네이도(Supercell Tornado)와 다른 하나는 비 초대형 세포 토네이도(Nonsupercell Tornado)이다. 초대형세포 토네이도의 형성은 그림 12.19(b)와 같이 적란운의 하부에 벽 구름(Wall Cloud) 그리고 구름 내부에 중 저기압(Mesocyclone)을 동반한다. 벽 구름은 초대형 세포의 구름 내부에서 회전하는 부분이 구름 밑면 아래로 확장된 것으로 이 부분에서 강수는 없다. 중저기압은 직경이 2~10km인 저기압성 회전을 하는 연직와도의 크기가 종종 0.01 s^{-1} 정도이며 이보다 큰 경우도 있다. 중저기압은 초대형세포 뇌우에서 종종 상승기류와 연관되어 나타난다.

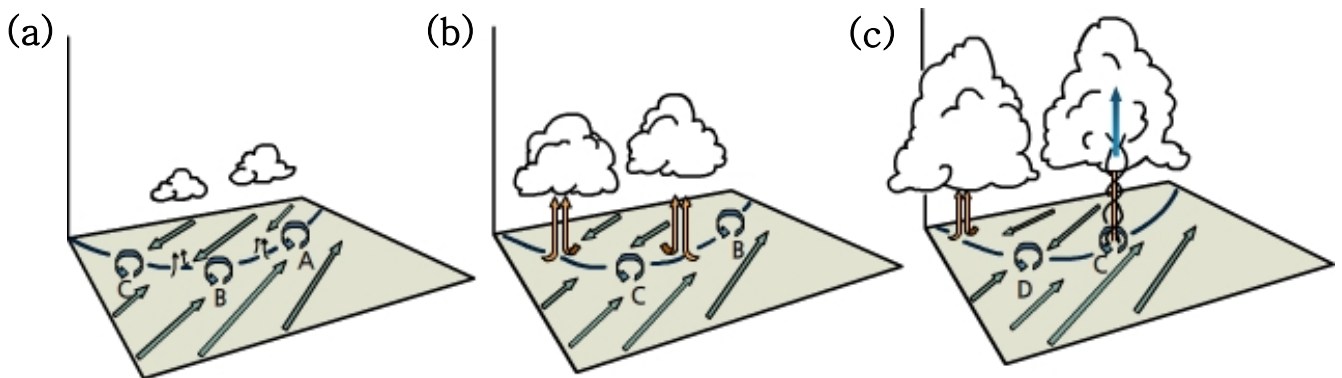
비 초대형 세포 토네이도는 초대형 세포 토네이도와 달리 벽 구름 또는 구름의 중층에 중규모 저기압이 있다. 비 초대형 세포 토네이도는 비교적 약하긴 해도 일반 뇌우는 물론 강력한 다세포 뇌우와 함께 발생할 수 있으며, 여러 가지 방식으로 형성된다.

12.4 초대형 세포 뇌우

뇌우의 밑바닥에서 눈에 보이는 깔때기 구름 형태로 시작하는 것도 있고, 또는 깔때기 구름이 없는 상태에서 지상에서 출발하여 위로 뻗어가는 토네이도도 있다. 한편 뇌우의 유출류(Outflow)가 온난하고 습한 공기를 밀어 올리는 돌풍전선을 따라 형성되는 토네이도도 있으며, 이를 돌풍 토네이도(Gustnadoes)라고 한다. 비 초대형 세포 토네이도의 예로서 육지 용오름(Land Spout)과 용오름(Water Spout)을 들 수 있다. 육지 용오름은 육지에서 발생하는 토네이도로서 강도가 약하고 수명이 짧다. 그리고 용오름은 대형호수 또는 해상에서 발생하며 육지 용오름과 같이 수명이 짧고 강도는 약하다.



[그림 12.19] 적란운 하부에 형성된 토네이도, 벽 구름과 중저기압. 그림(b)는 그림(a)를 확대한 것임



[그림 12.20] 비 초대형 세포 토네이도의 발달과정(Wakimoto and Wilson, 1989)

12.4 초대형 세포 뇌우



[그림 12.21] 대류운 하부에 형성된 용오름(울릉도 인근, 2011.11.10.)

그림 12.20은 비초대형세포 토네이도의 발달 과정에 대한 모식도이다. (Wakimoto and Wilson, 1989). 초기 단계(a)에서 수렴선(Convergence Line)을 중심으로 양쪽에 불어오는 바람의 풍향과 풍속의 차이로 시어 불안정(Shearing Instability)이 발생한다. 그리고 이로 인해 세 지점(A, B, C)에서 저기압성 와동(Vortex)이 형성된다. 그림에서 지면에 있는 실선은 레이더에서 관측할 수 있는 수렴 경계선을 나타낸다. 이와 동시에 강제 상승에 의해 수렴 경계에서 적운이 발달한다. 발달단계(b)에서는 와동 간에 상호작용으로 병합(Merging)이 일어나면서 적운규모가 커지고 상승기류도 더욱 강해진다. 그리고 이 때 시작단계에 형성된 와동은 바람의 영향으로 수렴선을 따라 이동한다. 성숙단계(c)에서는 와동(C)가 탑상 적운(Towering Cumulus)의 상승 기류와 동일한 위치에 있다. 여기서 와동(C)는 구름 내에서 대류에 의한 와동의 신장(Vortex Stretching)의 영향으로 토네이도로 바뀐다.

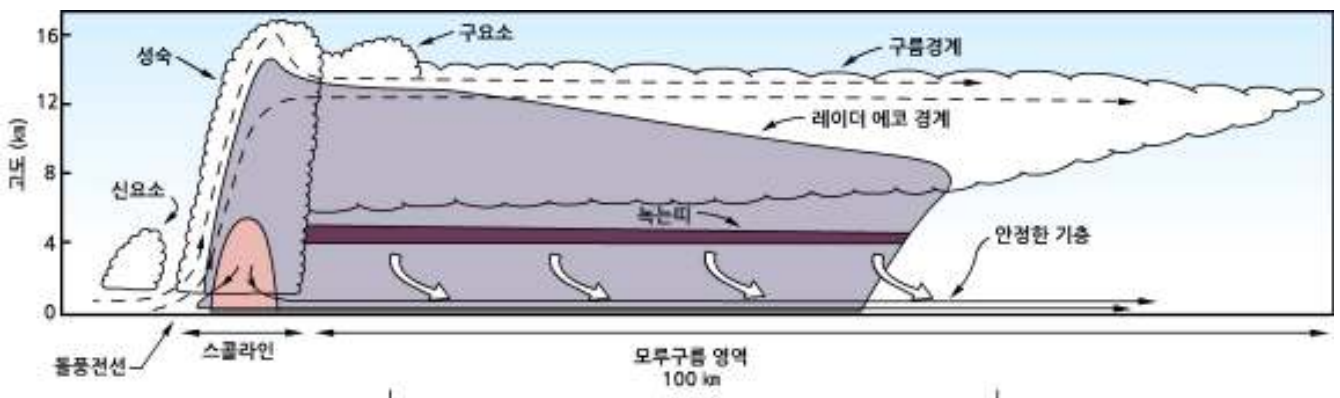
그림 12.21은 2011년 11월 10일 9시 50분부터 10시 1분까지 11분간 울릉도 인근바다에서 발달한 용오름현상이다. 이 용오름은 상층(1.5km 내외, 7~8℃)에 찬 공기가 머무르면서 상대적으로 따뜻한 수온(21~22℃)에 의한 대기가 불안정상태에서 발생하였다.

12.5 스콜라인

스콜라인(Squall Line)은 중규모 대류계의 한 유형으로 뇌우가 선상으로 발달하면 열대 스콜라인과 중위도 스콜라인으로 구분한다. 열대 스콜라인은 열대에서 발달하며 보통 서쪽으로 이동하는 반면에 중위도 스콜라인은 보통 동쪽으로 이동한다. 발달하는 지역은 다르지만 그 특징은 상당부분 비슷하다. 상당부분 비슷하지만 두 개의 스콜라인을 비교하여 그 특징을 살펴보자.

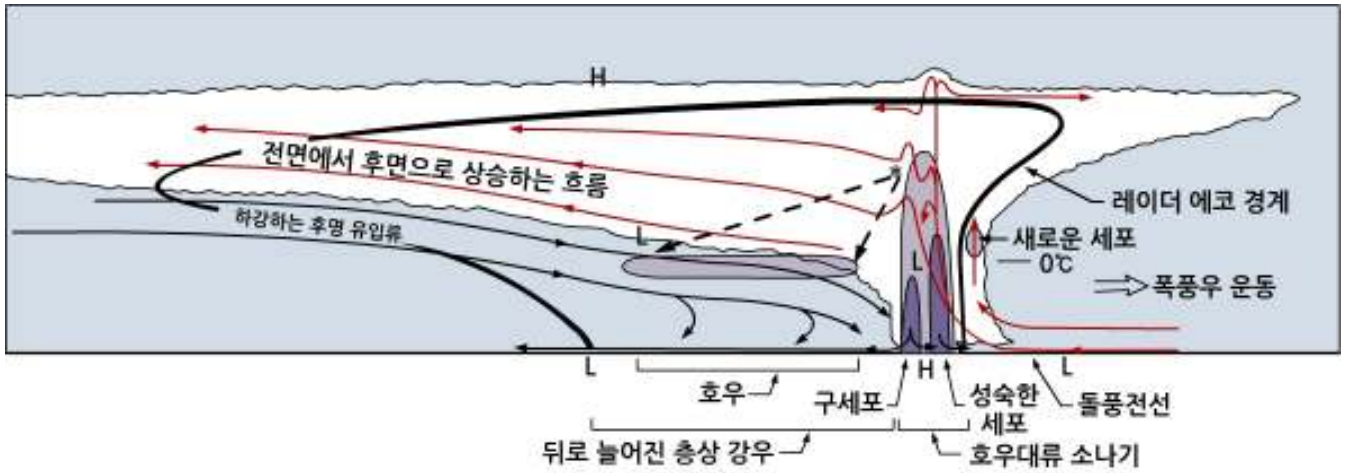
그림 12.22는 열대 스콜라인의 연직단면도이다. Houze(1977)는 이 단면도에서 세 개의 뚜렷한 형태학적 요소를 확인하였다. 첫째는 가장 작은 규모인 적란운으로 이는 스콜라인의 한 구성원으로 길이는 60~100km, 폭은 30km에 이른다. 그림 12.22에서 세포는 스콜라인의 전면에서 형성된다. 이 부분은 지상풍과 유출류가 수렴하는 경계이다. 그림에서 가장 특징적인 것은 풍하 측에 발달한 모루구름(Anvil)과 맑은 띠(Bright Band)이다. 중위도 스콜라인은 보통 한랭전선과 거의 나란하게 전선 앞에 형성된다.

그림 12.23은 중위도 스콜라인의 연직단면도이다(Houze et al., 1989). 그림 12.24은 한랭전선 앞 수백 km앞에 발생하는 전선 앞 스콜라인(Prefrontal Squall Line)의 형성 과정을 보여준다(Danielsom et al., 2003). 그림 12.24(a)는 전선의 치올림(Frontal Lifting)에 의해서 뇌우가 형성된다. 그리고 전선 보다 빠른 속도로 바람에 의해서 뇌우가 이동하면서 딸세포(Daughter Cell)가 형성된다. 그림 12.24(b)는 한랭전선 위를 통과하는 바람에 의해서 유도된 대기과동이 뇌우의 발달을 유도할 수 있음을 보여준다.

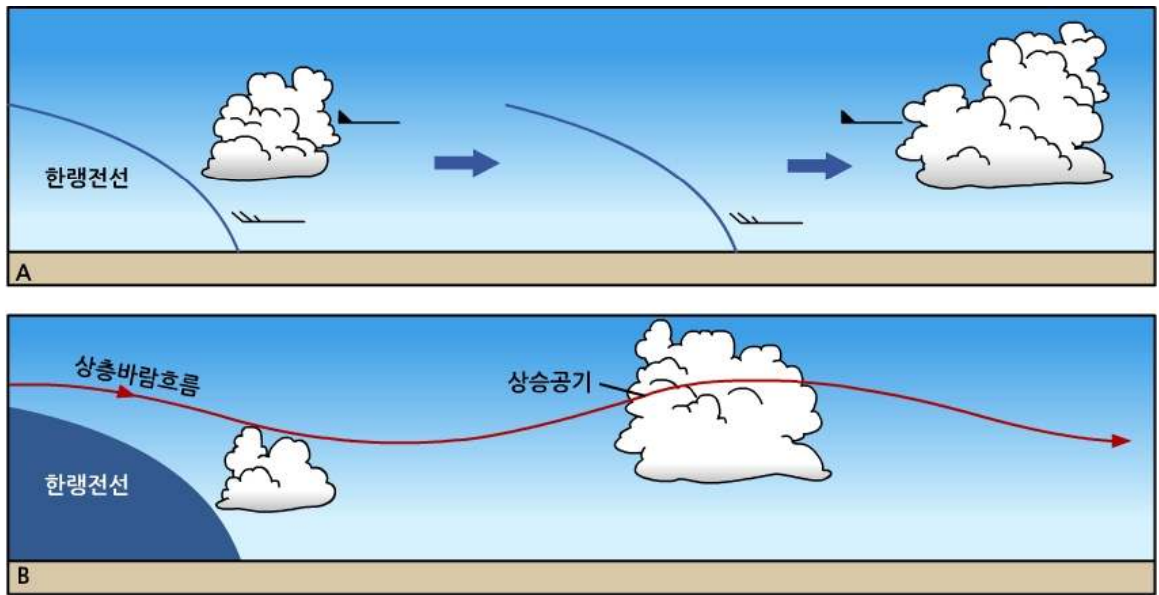


[그림 12.22] 열대 스콜라인의 연직단면도 (Houze, 1977)

12.5 스콜라인



[그림 12.23] 중위도 스콜라인의 연직단면도 (Houze et al., 1989)



[그림 12.24] 스콜라인의 형성기구: (a) 강한 상층풍이 전선뇌우를 한랭전선 전방으로 이동 (b) 한랭 전선위를 통과하는 바람에 의해 형성된 파동이 하류에서 대기의 상승으로 뇌우 성장을 돕는 경우 (Danielson et al., 2003)

12.5 스콜라인

<p>단속적 선형 (BROKEN LINE) (14 Cases)</p>			
<p>후방 형성형 (BACK BUILDING) (13 Cases)</p>			
<p>단속 면적형 (BROKEN AREAL) (8 Cases)</p>			
<p>내재 면적형 (EMBEDDED AREAL) (5 Cases)</p>			
	$t=0$	$t=\Delta t$	$t=2\Delta t$

[그림 12.25] 스콜라인의 형성과 유형 (Bluestein and Jain, 1985)

그림 12.25는 미국 남부 평원에 관측을 바탕으로 한 스콜라인의 형성과 유형이다.

그림에서 (i) 단속적 선형(Broken Line)은 한랭전선 상에서 가장 빈번히 발달하며, 처음에 상당한 간격을 두고 선상으로 각 세포가 형성된다. 그러나 시간이 경과하면서 기존의 세포 사이에서 새로운 세포가 형성되면서 하나의 연속적 선형으로 발달하며 각 세포의 면적도 확장된다.

(ii) 후방 형성형(Back Building Formation)은 기존의 세포에 대해 상류에 새로운 세포를 형성한다. 그리고 발달과정에서 각 세포의 면적도 증가한다.

(iii) 단속 면적형 (Broken-areal)의 스콜라인은 그림 12.25와 같이 불규칙한 공간을 둔 선형 면적이 점차적인 합병으로 그 면적이 확장 된다. 그리고 뇌우 발달 시 풍하 측 시어(Down Shear) 방향에서 돌풍전선 간의 합병으로 인해 단속면적 형 스콜라인이 형성된다.

(iv) 약한 증상은 강수역이 내재되어 있는 대류선(Convective Line)이 대류선-내재 면적형 스콜라인은 발생 빈도가 가장 낮다. 대류세포가 초기에는 분리되어 형성 되어 있으나 나중에는 하나로 된다.

12.6 중규모 대류 복합체

중규모 대류 복합체(MCC)는 다수의 뇌우세포로 구성되어 있는 뇌우의 집단으로 기상위성의 적외영상에서 관측되는 온도가 -52°C 이하이고 면적이 $50,000\text{km}^2$ 이상의 면적을 가지며 지속시간은 6시간 이상이다. Maddox(1980)는 표12.1에 기준을 적용하여 MCC를 처음으로 정의하였다.

[표 12.1] 중규모 복합체의 정의 (Maddox, 1980)

판정조건	물리적 특징
크기	A: 구름 실드의 적외선온도가 -32°C 보다 낮은 면적이 10만 km^2 이상인 것 B: 온도가 -52°C 보다 낮은 구름 면적이 5만 km^2 이상인 것
지속시간	조건 A와 B가 6시간 이상 지속할 것
모양	온도가 -32°C 보다 낮은 구름 실드가 최대 넓이에 도달했을 때, 편평도 (단경과 장경의 비)가 0.7 이상
발생	조건 A와 B가 처음으로 만족되었을 때
소멸	조건 A와 B가 더 이상 만족되지 않게 되었을 때

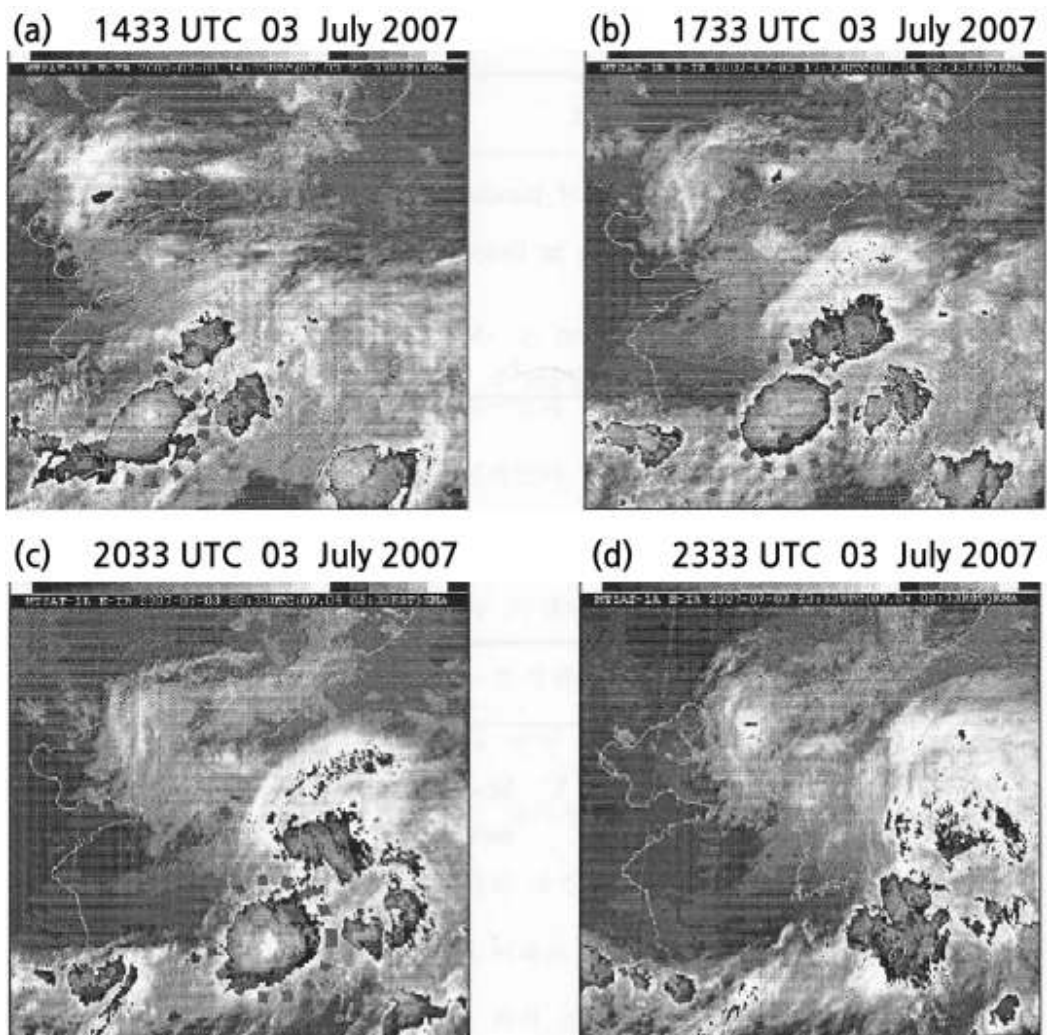
MCC는 스콜라인과 달리 장시간 지속하는 데 강한 바람 연직시어를 필요로 하지 않는다. 오히려 대기하층에서 충분한 수증기의 공급이 MCC가 장시간 지속하는 데 필수적이다. 한국의 경우 MCC는 주로 장마철에 발달하며 대부분 집중호우를 동반하지만 한반도 인근에서는 자주 발생하지 않는다. 그림 12.26은 2007년 7월 3일 MCC 발달시 1433 UTC에서 2333 UTC까지 3시간 간격의 강조적외영상이다(고혜영, 2008). 강조영상에서는 등온선이 -43°C 에서 -70°C 까지 4°C 간격으로 흰색에서 검은색으로 표시된다. 본 사례의 MCC는 평균 24.3ms^{-1} 로 동진하며, 최성기인 2000UTC에는 -52°C 이하의 기온을 가지는 면적이 94000km^2 , 이심률은 0.75이다. -52°C 이하의 기온을 가지는 면적이 50000km^2 이상으로 지속되는 시간은 약 6시간 정도이므로 MCC 분류(표 12.1)와 비교하였을 때 이 중규모 대류계는 MCC의 조건을 만족하고 있다.

그림 12.26에 따르면 2007년 7월 3일 0533 UTC에 화중지역과 동중국해 주변으로 얇은 구름이 넓게 퍼져 있으며, 산발적으로 높은 구름이 발달해 있다. 0833 UTC에는 동중국해와 화중지역으로 북동쪽에서 남동쪽 지역으로 대류 세포가 발달하는 모습을 보인다. 시간이 지남에 따라 점점 발달한 대류 세포는 1433 UTC에 거의 둥근 형태로 발달하고, 1733 UTC에는 타원형의 MCC가 제주도 지역을 통과하고 있다.

12.6 중규모 대류 복합체

이때 그림 12.26(b)의 온도와 제주도 고산의 라디오존데 자료를 비교하여 추정 한 MCC의 운정 고도는 약 16km이다. 제주도를 지난 후에 MCC는 점차 영역을 넓혀 가다가 3일 2333UTC 전후로 형태를 잃어가면서 소멸하는 양상을 보인다.

이 사례를 분석한 연구 결과에 의하면 장마전선 상에서 MCC 형성 및 발달과 관련하여 유발기구는 대류권계면 접힘이고, 발달기구는 하층제트에 의한 온난하고 습윤한 공기의 이류이다. 대류권계면 접힘에 의해서 소용돌이도가 큰 성층권 공기가 유입되어 지상의 저기압성 소용돌이도를 강화시켜 강한 상승류를 발달 시켰고, 더불어 온난하고 습윤한 공기의 이류로 인해 수증기량이 증가하고 경압성의 강화와 열적으로 불안정한 대기를 형성하여 MCC가 형성된 것으로 판단된다.



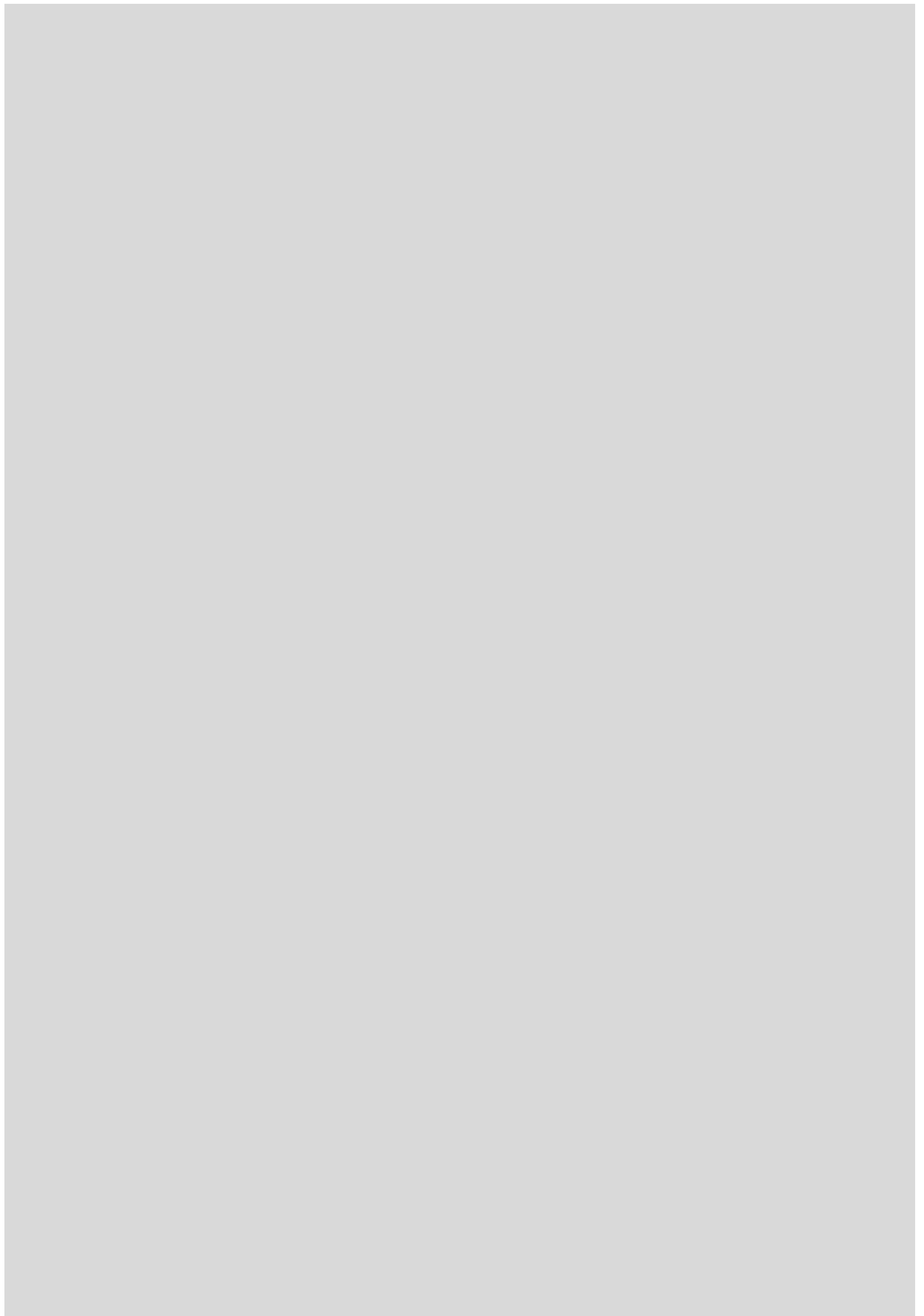
[그림 12.26] MCC 발달시 위성영상: 2007. 7. 3 (1433 ~ 2333 UTC).
그림(a), (b) 그리고 (c)에서 굵은 점선으로 둘러싸인 부분이 MCC

연습문제

1. 뇌우를 일반 뇌우와 격렬 뇌우로 구분하고, 이를 세포의 수 그리고 형태에 따라 분류하시오.
2. 단세포 뇌우의 발달 단계에 대해 설명 하시오.
3. 다세포 뇌우의 특징에 대해서 설명 하시오.
4. 뇌우발달 시 형성되는 다운버스트, 유출류 그리고 돌풍전선에 대해서 설명 하시오.
5. 우박형성의 건조성장 체제와 습윤성장 체제에 대해서 설명 하시오.
6. 우박의 낙하 속도에 대해서 설명 하시오.
7. 토네이도 형성에 있어서 초대형 세포 토네이도와 비 초대형 세포 토네이도에 대해서 설명 하시오.
8. 주위도 스콜라인과 열대 스콜라인에 대해서 설명 하시오.
9. 중규모 대류 복합체에 대해서 설명 하시오.

참고문헌

1. 김경익·이홍란, 1994: 광주지역에서 발달한 하계기단 뇌우의 발달기구. 한국기상학회지. 30. 597-613.
2. 고희영, 2008: 장마전선상의 중규모 대류복합체 형성 기구에 대한 사례 연구. 경북대학교 천문대기과학과 석사학위논문, 58pp.
3. Ahrens, C. D., 2009: Meteorology Today 9th ed. Brooks/Cole, 549pp.
4. Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., 42, 1711-1732.
5. Chisholm, A. J. and J. H. Renic, 1972: The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. Alberta hail studies, Res. Council of Alberta Hail Studies, Rep. 72-2, Edmond Canada, 24-31.
6. Danielson, E. W., J. Levin and E. Abrams, 2003: Meteorology 2nd ed. McGraw Hill, 558pp.
7. Doswell, C. A., 1985: The operational meteorology of convective weather. Vol. 2. storm scale analysis. NOAA Tech. Memo ERL. ESG-15.
8. Doswell, C. A., 2001: Severe Convective Storms. Meteor. Monograph, 28 Amer. Meteor. Soc., 561pp.
9. Houze, R. A., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line. Mon. Wea. Rev., 105, 1540-1567.
10. Houze, R. A., Jr., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff and B. F. Smull., 1989: Interpretation of Doppler weather-radar displays in midlatitude mesoscale convective systems. Bull., Amer. Meteor. Soc., 70. 608-619.
11. Knight, C. A. and N. C. Knight, 2001: Hail Storms, Chap. 6. Severe Convective Storms, C. A. Doswell III, Editor. Amer. Met. Soc. Chap.6. 223-254.
12. Marwitz, J. D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. II. Multi-cell storms. J. App. Met., 11, 180-188.
13. Stull, R. B., 2000: Meteorology Today. 2nd edition. 502pp.



바로 수록. 연습문제 해설



1장 연습문제

1. 열역학에서 계, 외계(또는 주위) 그리고 우주의 정의를 기술하시오.

해설: 열역학에서 연구 대상을 계라고 하며, 주위와 물질, 일 그리고 에너지를 교환한다. 이 경우에 계의 주위를 외계(外系: Surroundings)라고 하며, 계와 외계를 합한 것을 열역학적 우주(Thermodynamic Universe)라고 한다.

2. 이상기체의 상태방정식을 비기체 상수와 보편기체상수를 써서 기술하고 그 차이점에 대해서 설명하시오.

해설: 기체의 종류에 관련된 상수로서 비기체상수(Specific Gas Constant)라고 하며 상태방정식, $pV = mRT$ 에서 R 로 주어지며, 기체의 종류에 따라 그 값이 다르다. 보편기체상수(Universal Gas Constant)는 상태방정식, $pV = nR^*T$ 에서 $R^* = 8.3143(\text{J mole}^{-1}\text{K}^{-1})$ 로 일정한 값을 갖는다. 두 상수간의 관계는 $R^* = MR$ 로 주어지며, 여기서 M 은 기체의 분자량이다.

3. 주위와 계 사이의 일의 교환이 이루어질 경우 내부에너지가 증가하는 경우와 내부에너지가 감소하는 경우를 예를 들어 설명하시오.

해설: 내부에너지가 증가하는 경우: 단열압축(공기덩이의 단열하강)
내부에너지가 감소하는 경우: 단열팽창(공기덩이의 단열상승)

4. 개체의 정압비열이 정적비열보다 더 큰 이유를 설명하시오.

해설: 정압비열(C_p)이 정적비열(C_v)보다 더 큰 이유는 열이 계에 주어졌을 경우 정적과정에서는 그 열이 모두 계의 온도 상승(즉 내부 에너지의 증가)에만 사용되는 반면에, 정압 과정에서는 그 열의 일부만이 온도 상승에 사용되기 때문이다.

1장 연습문제

5. 열역학 제1법칙에서 유도되는 4가지 열역학 과정에 대해서 설명하시오.

해설: 열역학 제1법칙은 두 가지 다음 식으로 나타낸다.

$$dq = c_v dT + p d\alpha$$

$$dq = c_p dT - \alpha dp$$

여기서 다음의 4가지의 등압, 등온, 등체적, 단열과정을 고려하면 다음과 같다.

(i) 등압과정(Isobaric Process) : $dp = 0$, $dq = c_p dT = (c_p/c_v) du$

(ii) 등온과정(Isothermal Process) : $dT = 0$, $dq = -\alpha dp = p d\alpha = dw$

(iii) 등체적과정(Isochoric Process) : $d\alpha = 0$, $dq = c_v dT = du$

(iv) 단열과정(Adiabatic Process) : $dq = 0$, $c_v dT = -p d\alpha = -dw$,
또는 $c_p dT = \alpha dp$

2장 연습문제

1. 지표에서 고도가 증가함에 따라 물의 끓는점의 온도가 감소하는 이유를 설명 하시오.

해설: 물의 끓는점의 온도는 물이 끓을 때 기포 내의 수증기 압력이 대기 압력과 같아질 때 물의 온도이다. 따라서 기압이 고도에 따라 감소하면 이에 따라서 물의 끓는점의 온도도 감소하게 된다. 이론적 계산에 의하면 지구 대기에서 고도 1km 상승할 때마다 물의 끓는점은 대략 3.5℃씩 감소한다.

2. 물의 삼중점에 대해서 설명 하시오.

해설: 포화 수증기압 곡선, 융해곡선, 승화곡선이 한 지점에서 만나는데 이를 삼중점이라고 한다. 삼중점에서 온도와 수증기압은 각각 273.16K와 6.11hPa이고, 열역학 평형상태에서 기체, 액체, 고 상태의 물이 공존하는 유일한 점이다.

3. 냉각수에 대한 포화수증기압은 얼음에 대한 포화수증기압보다 높은 이유를 설명하시오.

해설: 냉각수에 대한 포화수증기압은 얼음에 대한 포화수증기압보다 높다. 그 이유는 얼음을 구성하는 분자들 간의 결합력보다 과냉각수를 구성하는 분자들 간의 결합력이 더 작기 때문이다. 그 결과 과냉각수에서 물 분자의 이탈이 얼음에서 보다 더 쉬워지고 이로 인해 포화수증기압이 더 높다.

4. 엔탈피와 잠열의 관계를 설명하시오.

해설: 비엔탈피(Specific Enthalpy), $h = u + p\alpha$ (u : 내부 에너지, p : 압력, α : 비체적)를 이용하면 잠열은 다음과 같이 주어진다.

$$L_{12} = h_2 - h_1$$

여기서 L_{12} 는 상 2에서 상 1로 바뀔 때 방출된 잠열이다. 앞에 주어진 식은 잠열은 계의 두 상의 엔탈피 차이와 같다는 것을 보여준다.

2장 연습문제

5. 라울의 법칙(Raoult's Law)에 대해서 설명 하시오.

해설: 수용액의 수증기압 강하는 몰 분율(Mole Fraction)에 비례하며, 이를 라울의 법칙(Raoult's Law)이라고 한다. 온도가 일정한 n_w 몰의 물에, 용질(예 : 소금) n_a 몰이 녹아 있을 경우 용액에 대한 포화 수증기압(e_a)은 라울의 법칙에 의하면 $e_a = X_w e_s$ 으로 주어진다. 여기서 e_s 는 순수한 물의 포화 수증기압이고, X_w 는 물의 몰분율로서 $X_w = n_w / (n_a + n_w)$ 으로 주어지며 1보다 작다.

3장 연습문제

1. 지표에서 기압이 1000hPa, 기온이 15°C인 체적 1m³의 공기덩이에 5g의 수증기가 포함되어 있다. 다음을 구하시오. 건조공기와 수증기에 대한 기체상수는 각각 $R_d = 287\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이고, $R_v = 461\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 이다.

- (1) 수증기와 건조공기의 압력 (2) 건조공기의 밀도 (3) 비습과 혼합비
(4) 가온도

해설: (1) 수증기의 압력 : $e = \rho_v R_v T = 0.005 \times 461.5 \times (273 + 15) = 6.64\text{hPa}$

건조공기의 압력 : $p_d = p - e = 1000 - 6.64 = 993.36\text{hPa}$

(2) 건조공기의 밀도 : $\rho_d = \frac{p_d}{R_d T} = \frac{993.36 \times 100}{287 \times (273 + 15)} \approx 1.21\text{kg/m}^3$

(3) 비습 : $x (\text{g/kg}) = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} = \frac{5}{1.21 + 0.005} \approx 4.12\text{g/kg}$

혼합비 : $w (\text{g/kg}) = \frac{m_v}{m_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{5}{1.21} \approx 4.13\text{g/kg}$

(4) 가온도 $T_v = (1 + 0.61x) T = (1 + 0.61 \times 4.12) \times (273 + 15) = 289\text{K}$

2. 대기의 습도를 나타내는 상대습도, 절대습도, 혼합비 그리고 비습에 대해서 설명 하시오. 이 중에서 건조 단열과정에서 보존되지 않는 것은 어느 것인가?

해설: (1) 상대습도 : 현재의 기온에서 대기가 포함할 수 있는 포화수증기량에 대해 실제 대기가 포함하고 있는 수증기량과의 비를 상대습도(Relative Humidity)라고 한다.

(2) 절대습도 : 단위 체적의 공기 중에 포함되어 있는 수증기의 질량으로, 수증기의 공간 밀도가 절대습도(Absolute Humidity)이며 그 단위는 gm^{-3} 이다.

(3) 혼합비 : 주어진 대기의 체적에 포함된 건조공기의 질량에 대한 수증기의 질량의 비로서 그 단위는 $w(\text{g/kg})$ 이다.

(4) 비습 : 주어진 대기의 체적 속에 포함된 습윤공기의 질량에 대한 수증기의 질량의 비가 비습이며 그 단위는 $w(\text{g/kg})$ 이다. 앞에 주어진 4가지 습도변수중 건조 단열과정에서 보존되지 않는 것은 상대습도와 정대 습도이다. 같다는 것을 보여준다.

3장 연습문제

3. 대기상층으로 갈수록 습윤단열감률이 건조단열감률에 가까워진다. 그 이유는 무엇인가?

해설: 단열 상승시 공기덩이 내 수증기의 지속적인 응결로 인해 응결 가능한 수증기량이 감소되어 잠열방출이 계속 감소한다. 그 결과 습윤단열감률이 건조단열감률에 가까워진다.

4. 상대 습도가 100%미만인 경우 습구온도가 건구온도보다 항상 낮은 이유를 설명 하시오.

해설: 불포화 대기를 포화시키기 위해 습구에 물이 증발되어야하며 이 과정에서 필요한 잠열이 대기에 공급되므로 습구온도는 건구온도보다 낮아진다.

4장 연습문제

1. Skew T-log P 다이어그램의 좌표축 설정에 대해서 설명하십시오.

해설: Skew T-log P 다이어그램의 좌표축은 가로축은 와 세로축은 로 주어진다. 이 두 변수(T , $-\ln p$)를 좌표축으로 이용한 Skew T-log P 다이어그램은 열역학선도의 기본 조건을 만족한다. 열역학선도에서 축과 T축은 일반적으로 서로 직각을 유지하고 있으나 skew T-log P 다이어그램에서 이 두 개의 축은 45°의 각을 유지하고 있다. 그 이유는 등온선이 단열선과 이루는 각을 크게 하기 위한 것으로, 이로 인해 대기의 안정도 분석이 용이하다.

2. 건조단열선과 습윤단열선에 대해서 설명하십시오.

해설: 건조단열선(Dry Adiab)은 온위(θ)가 일정한 값을 갖는 등치선으로 불포화공기가 단열적으로 상승 또는 하강할 때의 온도변화를 나타내며 그 값은 가역과정에서 보존된다. 포화단열선(Saturation Adiab)은 포화상태의 공기덩이가 위단열과정(Pseudo-adiabatic Process)에 의해 상승할 때의 온도 변화를 나타내며, 습윤단열선(Moist Adiab)이라고도 하며 Skew T-log P 다이어그램에서 가장 큰 곡률을 가진다.

3. 포화혼합비선에 대해서 설명 하시오.

해설: 포화혼합비(ω_s)가 일정한 선으로 압력과 온도가 주어질 경우 $\omega_s = e_s(T)/(p - e_s(T))$ 를 이용하여 구할 수 있다. 단열도에서 포화혼합비의 단위는 [g/kg]이다. Skew T-log P 다이어그램에서 포화혼합비선은 기압 축에 대해서 오른쪽으로 대략 40° 정도 기울어진 점선으로 표시되어 있다.

4. 유의고도(Significant Level)에 대해서 설명하십시오.

해설: 유의고도는 기준등압면이 아닌 고도로서 기압, 온도, 노점 온도의 고도 분포를 정확하게 나타내는데 요구되는 고도를 말한다. 보통 분포 곡선의 기울기가 크게 바뀌는 고도이다.

4장 연습문제

5. 지오폠펀셜과 지오폠펀셜 고도(Geopotential Height)를 정의하시오.

해설: 지오폠펀셜(ϕ)은 평균해수면에 있는 단위질량의 물체를 주어진 고도까지 들어 올리는데 필요 한 에너지로 정의한다. 따라서 그 단위는 Jkg^{-1} 또는 m^2s^{-2} 이다. 기상현상을 분석하는 데는 지오폠펀셜 고도(Geopotential Height)를 이용하며 그 정의는 다음과 같다.

$$z = \frac{\phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz$$

여기서 $g_0 = 9.8\text{m/s}^2$ 이며, 지오폠펀셜 고도의 단위는 gpm이다.

5장 연습문제

1. 열역학 다이어그램을 이용하여 다음 문제에 답하시오.

- (a) 1000hPa, 10°C(R.H. : 100%), (b) 900hPa, 12°C, (c) 800hPa, 5°C
 (d) 700hPa, 0°C, (e) 600hPa, -12°C, (f) 550hPa, -10°C
 (g) 460hPa, -20°C, (h) 400hPa, -25°C

(1) 해뜨기 전 새벽에 기압이 1000hPa, 기온은 10°C, 상대습도는 100%였다. 이때 가능한 것은 안개 또는 이슬 중 어느 것인가? 그 이유는?

(2) 태양이 떠오르면서 지표가 가열되고 이로 인해 지표 부근의 공기가 가열될 경우 상대습도는 증가하는가, 또는 감소하는가? 만일 이때 지표 부근에서 부분적으로 가열된 공기덩이의 온도가 13°C이면 이 공기덩이의 상대습도는 얼마인가?

(3) 국지적인 가열로 대류에 의해 13°C인 공기덩이가 연직 상승할 경우 도달할 수 있는 최대고도는 몇 hPa인가? 이 고도에서 응결이 일어나는가?

(4) 국지적인 가열로 20°C인 공기덩이가 상승할 경우 도달할 수 있는 최대고도는 몇 hPa인가? 그리고 이 고도에서 응결이 일어나는가?

해설: (1) 안개(역전층 형성)

(2) 10°C, 상대습도 98%이다. 10°C에서 포화 혼합비는 7.7g/kg이다. 수증기의 혼합비가 일정하다고 가정할 경우 일출 후에는 지표의 가열에 그 부근의 공기가 가열되어 온도가 더 높아진다. 따라서 포화수증기압의 증가로 상대습도는 감소한다. 고도 1000hPa에서 기온이 13°C일 때 포화혼합비는 9.5g/kg이다.

상대습도(R.H.)는 $RH = \frac{7.7}{9.5} \times 100 = 81\%$ 이다.

(3) 960hPa, 응결이 안 일어남(불포화)

(4) 도달고도 : 약 900hPa < 대류응결고도(840hPa) : 응결이 안 일어남

5장 연습문제

2. 기압이 900hPa인 고도에 온도가 15°C, 상대습도가 50%인 공기덩이가 있다. Skew T-log P 다이어그램을 이용하여 다음을 구하시오.
- (1) 이 공기덩이의 이슬점온도는?
 - (2) 이 공기덩이의 치올립 고도는?
 - (3) 이 공기덩이의 습구온도와 상당온도는?
 - (4) 이 공기덩이의 온위, 습구온위, 상당온위는?
 - (5) 고도 1000hPa와 900hPa사이의 습윤단열감률은 얼마인가?

해설: (1) 먼저 900hPa, 15°C 선을 통과하는 포화 혼합비선의 값을 읽으면 12g/kg을 얻는다. 상대습도가 50%이므로 현재 혼합비는 6g/kg이다. 노점온도는 현재의 혼합비를 포화혼합비로 하는 온도이므로 900hPa 등압선과 포화혼합비의 값이 6g/kg인 등치선이 만나는 점의 온도를 읽으면 이 값이 노점온도이며 그 값은 4.7°C이다.

(2) Skew T-log P 다이어그램을 이용하여 구하면 치올립 고도는 770hPa이다.

(3) Skew T-log P 다이어그램을 이용하여 구하면
 $T_w = 9.3^\circ\text{C}$, $T_e = 32.5^\circ\text{C}$

(4) $\theta = 297\text{K}(24^\circ\text{C})$, $\theta_w = 289.6\text{K}(13.6^\circ\text{C})$, $\theta_e = 315\text{K}(42^\circ\text{C})$

(5) 1000hPa에서 T_w 는 13.6°C이다. 그리고 지표 부근에서 고도가 10m 증가 할 때마다 기압은 대략 1hPa씩 감소한다. 따라서 습윤단열감률 : $(13.6 - 9.3)/1000(\text{°C/m}) = 4.3^\circ\text{C/km}$

6장 연습문제

1. 부력을 정의 하고, 공기덩이에 미치는 부력을 공기덩이의 온도와 주위 온도를 이용하여 나타내시오.

해설: 부력은 물체가 유체 내에 있을 때 물체와 유체의 밀도 차에 의해서 나타나는 힘으로 연직 방향으로 작용한다. 체적 V , 밀도가 ρ_p 인 공기덩이가 밀도 ρ_e 인 대기 중에 있을 때 공기덩이에 미치는 중력은 $\rho_e Vg$ 이다. 한편 아르키메데스의 원리에 의해 공기덩이에 미치는 상향의 부력은 이다. 따라서 공기덩이가 연직운동 시에 주위 공기로 인한 저항을 무시할 경우 공기덩이에 대한 연직방향의 부력은 $ma_b = \rho_e Vg - \rho_p Vg$ 으로 주어진다. 여기서 m 은 공기덩이의 질량이다.

2. 대기의 절대안정, 절대 불안정, 조건부 불안정에 대해서 설명 하시오.

해설: 포화공기덩이의 안정도는 건조공기와 마찬가지로 기온감률(γ), 습윤단열감률(γ_s) 그리고 건조단열감률(γ_d)을 고려하면 절대불안정, 조건부불안정, 절대안정은 다음과 같이 주어진다.

$$\begin{aligned} \gamma > \gamma_d & : \text{절대불안정} \\ \gamma_s < \gamma < \gamma_d & : \text{조건부 불안정} \\ \gamma < \gamma_s & : \text{절대안정} \end{aligned}$$

3. 국지적 안정도와 비국지적 안정도를 비교 설명 하시오.

해설: 대기의 정적 안정도는 국지적 안정도(Local Stability)와 비국지적 안정도(Nonlocal Stability)를 적용하여 판단할 수 있다(Stull, 2000). 국지적 안정도는 각 기층에 대하여 γ 와 γ_d 또는 γ 와 γ_s 를 서로 비교하여 대기층의 안정도를 결정한다. 한편 비국지적 안정도는 Stull(1991)이 제안한 것으로 θ 또는 θ_v 의 연직 분포에서 다음의 두 가지 조건 (i) θ 나 θ_v 의 고도에 따른 변화와 그리고 (ii) 공기덩이의 연직운동을 동시에 고려하여 대기의 안정도를 결정한다.

6장 연습문제

4. K 지수에 대해서 설명하십시오.

해설: K 지수(K-index)는 연직 기온감률과 대기하층의 습기의 양, 습기의 연직 분포를 고려한 안정도 지수이다. 연직 기온감률은 850 및 500hPa의 기온차를 이용하고, 850hPa의 이슬점 온도(T_d)는 대기하층의 습도의 양을 나타내며, 그리고 상층의 700hPa의 습도는 기온-이슬점차 $T_{700} - T_{d700}$ 로서 표시한다. 이들 분포를 조합하여 만든 것이 K 지수이며 다음과 같이 주어진다.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

K 지수는 주로 기단뇌우의 발생 가능성을 분석 하는데 이용된다.

7장 연습문제

1. 기단 발원지는 주로 고기압 지역이다. 그 이유를 설명하시오.

해설: 기단이 최초로 형성되기 시작하는 곳을 발원지(Source Region)라고 한다. 거대한 기단이 일정한 특성을 가지려면 발원지는 대체로 지면이 평탄한 곳, 균일한 조성, 약한 지상풍 등이 조건을 구비해야 한다. 기단은 발원지 상공에 오래 정체해 있을수록 지상의 특성이 대기로 잘 전달된다. 따라서 이상적인 발원지는 통상 고기압권에 위치한 곳이다. 눈과 얼음이 덮인 겨울철의 북극 평원과 여름철의 아열대 해양 및 사막지대가 좋은 발원지이다. 지상기온과 습도에 상당한 변화가 있는 중위도 지역은 기단 발원지로 적합하지 않다.

2. 기단변질(Air Mass Modification)에 대해서 설명하시오. 겨울철 중국 내륙에서 형성된 기단이 서해를 통과하는 경우 기단변질로 구름 형성에 미치는 효과를 설명하시오.

해설: 겨울에 중국내륙에서 형성된 기단이 서해를 통과하면서 변질된다. 기단이 상대적으로 따뜻한 해수면을 통과하면서 원래의 찬 성질을 잃어 비교적 따뜻한 기단으로 변질된다. 찬 기단이 따뜻한 지역으로 이동해 오면 해면에서 수분과 열을 공급받아 기층은 불안정해지고 대기경계층의 수분량이 크게 증가한다. 이와 같은 경우에는 내륙에서 지에서 보다 응결고도가 낮아질 수 있으며 적운형 구름이 생기기 쉽다.

7장 연습문제

3. 우리나라에 영향을 미치는 오호츠크 해 기단과 양쯔강 기단에 대해서 설명하시오.

해설: (1) 오호츠크 해 기단 : 해양성 한대기단으로 발원지는 오호츠크해이다. 주로 장마기 한랭다습하다. 동해안 지역을 흐리게 하고 비를 내리게 한다.

2) 양쯔강 기단 : 대륙성 열대기단으로 발원지는 양쯔강 남쪽 지역이다. 봄과 가을 온난건조하다. 이동성 고기압과 함께 동진해 와서 따뜻하고 건조한 일기를 나타낸다.

8장 연습문제

1. 구름입자의 형성에서 핵생성을 정의하고 그 종류에 대해서 기술하시오.

해설: 대기 중의 수증기 또는 과냉각 수적이 상변화에 의하여 수적 또는 빙정이 형성되는 과정을 핵생성이라고 한다. 핵생성은 균질핵생성(Homogeneous Nucleation)과 비균질핵생성(Heterogeneous Nucleation)으로 구분한다.

2. 켈빈의 방정식에 대해서 설명하시오.

해설: 켈빈의 방정식은 다음과 같다.

$$r_c = \frac{2\sigma}{\rho_l R_v T \ln S} \quad \text{또는} \quad e_s(r) = e_{s,\infty} \exp\left(\frac{2\sigma}{\rho_l R_v r T}\right)$$

위 식에서 r_c 가 감소할수록 포화비($S = e_s(r)/e_{s,\infty}$)는 증가한다. 즉 수적의 반경이 작을수록 수적표면에 대한 포화 수증기압 또는 평형 수증기압이 더욱 커진다.

3. Raoult의 법칙에 대해서 설명하시오.

해설: 평면의 용액에서 포화수증기압(e')은 평면의 물에서 포화수증기압($e_{s,\infty}$)보다 낮아지며 이를 라울의 법칙(Raoult's Law)이라고 한다. 이 법칙에 의하면 용액이 n_0 몰의 물과 n 몰의 비휘발성 용질로 구성되어 있을 경우 용액평면에서 포화수증기압(e')은

$$\frac{e'}{e_{s,\infty}} = \frac{n_0}{n_0 + n}$$

와 같이 주어진다. 용액이 농도가 매우 낮은 경우 즉, $n \ll n_0$ 인 용액의 경우엔

$$\frac{e'}{e_{s,\infty}} \approx 1 - \frac{n}{n_0}$$

으로 근사할 수 있다.

8장 연습문제

4. 켈러곡선(Kohler Curve)의 방정식을 기술하고 설명하시오.

해설:

$$\frac{e'_s(r)}{e_{s\infty}} = 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3}$$

을 켈러곡선(Kohler Curve)의 방정식이라고 하며, 주어진 용질의 질량과 온도에서 용액방울의 표면에서의 포화수증기압의 수적의 크기에 의존함을 보여준다. $\frac{a}{r}$ 는 곡률항(Curvature Term)으로써, 평면의 물과 비교해서 곡면을 가진 물에서 포화 수증기압의 증가 효과를 나타낸다. 그리고 $\frac{b}{r^3}$ 항은 용액항(Solution Term)으로 물에 용질이 용해되어 있을 경우 이로 인한 포화수증기압의 감소를 나타낸다.

5. Fick의 제 1법칙을 기술하고 설명하시오.

해설: 수증기의 수 농도가 위치에 따라 다를 경우 수증기 분자는 수 농도가 높은 곳에서 낮은 곳으로 이동하며, 수증기의 분자의 속(Flux)은 픽(Fick)의 제 1법칙에 의해

$$\vec{J} = -D \nabla n$$

로 주어진다. 음(-)의 부호는 수증기의 알짜 속(Net Flux)의 방향이 ∇n 의 방향과 반대 방향임을 나타낸 것으로서 수 농도가 높은 곳에서 낮은 곳으로 수증기 분자가 이동함을 의미한다.

6. 수증기의 응결에 의한 수적의 질량 방정식을 기술하고 설명하시오.

해설:

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi r D(\rho_\infty - \rho_r)$$

수적 주위에 수증기의 밀도(ρ_∞)가 수적표면에서 수증기의 밀도(ρ_r)보다 큰 경우에는 응결이 일어나서 수적 질량이 증가하고, 그 반대인 $\rho_\infty < \rho_r$ 인 경우에는 수적이 증발하여 질량이 감소한다.

8장 연습문제

7. 수적성장의 통풍효과에 대해서 설명하시오.

해설: 수적의 확산성장 방정식에서 고려해야 할 다른 하나의 효과는 수적의 자유낙하속도가 $2\sim 3\text{ cm s}^{-1}$ 정도가 되면, 수적 주위에 구대칭의 수증기장(Vapor Field)이 왜곡된다. 이로 인해서 수적이 낙하하는 그 전면에 수증기 밀도 경도(Vapor Density Gradient)가 커지고 열과 질량이동이 증가하는데 이를 통풍효과(Ventilation Effect)라고 한다. 이로 인해서 통풍 효과가 없을 때보다 구름 속에서 수적 성장률은 더 큰 반면에 구름 기저 아래에서 수적이 낙하 시에는 증발율이 더 커진다.

8. 단열상승하는 구름덩이(Cloud parcel)가 과포화되는 이유를 설명하시오.

해설: 구름덩이의 과포화도는 단열상승에 의한 과포화의 생성과 수적 성장시 응결에 의한 과포화의 감소에 의해서 결정된다. 이를 간단한 식으로 나타내면

$$\frac{dS}{dt} = P - C$$

로 주어진다. 여기서 S는 과포화비, P는 과포화를 증가시키는 생성(Production) 그리고 C는 과포화를 감소시키는 응결(Condensation)을 표시한다. 이 때 $P > C$ 이므로 구름덩이는 과포화 상태를 유지할 수 있다.

8장 연습문제

9. 비균질 핵생성에 의한 빙정의 형성과정에 대해서 설명하시오.

해설: 비균질 핵생성은 빙정핵에 의한 빙정형성 방법에 따라 다음 4가지로 구분한다.

(1) 침적 핵생성 (Deposition Nucleation) : 과냉각수에 대해서는 불포화이지만 얼음에 대해서는 과포화인 경우 수증기가 빙정핵 표면에 흡착되어 빙정이 되는 것을 침적 핵생성이라고 한다. 여기서 침적 핵생성에 관여한 핵을 침적핵이라고 하며, 수증기 분자가 충돌하여 달라붙는 핵의 표면을 접촉기면이라고 한다.

(2) 접촉 핵생성 (Contact Nucleation) : 주어진 조건에서 바로 빙정을 형성할 수 없는 빙정핵이 과냉각수적에 의해 포획된 후에 빙정이 형성되는 과정을 접촉 핵생성이라고 한다.

(3) 응결·동결에 의한 핵생성 (Condensation Followed by Freezing): 수증기가 과냉각수에 대해 과포화 상태에서 일어난다. 빙정핵을 중심으로 수적이 형성된 후에 수적이 동결 되면서 빙정이 형성된다. 이 경우 빙정 형성과정에서 수적형성은 매우 짧게 일시적으로 일어나는 과정이다.

(4) 잠입 핵생성 (Immersion Nucleation) : 수적 속에 장시간 동안 머물러 있던 빙정핵이 주위 조건이 바뀌면서 수적이 빙정으로 변하는 것을 말한다. 일반적으로 잠입 핵생성은 수적 온도가 점차적 하강하는 경우에 나타난다.

10. 눈 결정의 기본 유형을 결정하는 요인에 대해서 기술하시오.

해설: 눈 결정의 기본 유형을 결정하는 1차 요인은 온도이고, 기본 유형에 구조의 복잡성을 일으키는 요인은 과포화도이다. 과포화도가 눈의 결정 모양에 미치는 영향을 살펴보면 주어진 온도 범위에서 얼음에 대해 과포화일 때는 결정 모양이 단순하나 과냉각수에 대해서 과포화이니 상태에서는 결정모양이 좀 더 복잡해진다.

9장 연습문제

1. 이슬비와 전형적인 운적, 우적의 반경은 얼마인가?

해설: 전형적인 운적 반경 : $10\mu m$

이슬비의 반경 : $100\mu m$

전형적인 우적 : $1000\mu m$

2. 수적의 종단속도를 3개의 영역으로 구분하고 반경으로 나타내시오.

해설: 낮은 레이놀즈 영역 ($0 < r < 30\mu m$) : $w_t = k_1 r^2$

중간 레이놀즈 영역 ($40\mu m < r < 0.6mm$) : $w_t = k_3 r$

높은 레이놀즈 영역 ($0.6mm < r < 2mm$) : $w_t = k_2 r^{1/2}$

3. 온난운에서 강수가 발달하려면 초기에 생성된 수적 spectrum의 확장이 필요하다. 실제 구름 관측에서 얻어진 수적크기 분포에 대해 설명해야 할 3가지 사항에 대해서 기술하시오.

해설: ① 수적크기 스펙트럼의 폭은 고도에 따라 일반적으로 증가한다.

② 측기에 의해서 관측할 수 있는 가장 작은 크기의 수적(직경: $\sim 5\mu m$) 이 구름의 모든 고도에서 관측된다.

③ 수적크기 스펙트럼의 분포에서 2개의 첨두가 나타난다. 경우에 따라 3개의 첨두가 수적크기 스펙트럼에 나타나기도 한다.

9장 연습문제

4. 구름에서 작은 수적과 큰 수적이 충돌 시에 충돌효율, 병합효율, 포착효율에 대해서 설명하시오.

해설: (1) 충돌효율(E_{cs}): 수적의 기하학적인 충돌 단면적, $\pi(R+r)^2$ 에 대한 실제 충돌단면적 πY^2 의 비로서 다음과 같다.

$$E_{cs} = \frac{\pi Y^2}{\pi(R+r)^2}$$

충돌효율은 작은 포집자 수적에 대해서는 $E_{cs} < 1$ 이지만, 큰 포집자 수적에 대해서는 $E_{cs} > 1$ 이다. 그 이유는 큰 포집자 수적의 경우 운동 중 수적의 후면에서 작은 수적이 포획되는 후류 포획이 발생하기 때문이다.

(2) 병합효율(E_{co}): 큰 수적(반경:R)에 충돌한 작은 수적(반경:r) 중에서 병합이 일어난 작은 수적의 비율을 나타낸다.

(3) 포착효율(E_c): 충돌효율과 병합효율의 곱을 포착효율이라고 한다.

5. 작은 수적과 큰 수적의 충돌할 경우 큰 수적의 성장률에 대한 방정식 (dR/dt)을 쓰고 설명하시오.

해설:

$$\frac{dR}{dt} \propto A[w(R) - w(r)]$$

여기서 A는 큰 수적과 작은 수적의 크기를 고려한 충돌 단면적으로 $A = \pi(R+r)^2$ 이다. 위 식으로 보면 큰 수적의 성장률은 큰 수적의 낙하속도와 작은 수적의 낙하속도의 차, $w(R) - w(r)$ 에 비례한다.

9장 연습문제

6. 이차빙정을 정의하고 빙정증식과정을 설명하십시오.

해설: 빙정증식은 빙정핵이나 과냉각수적의 동결에 의하지 않고 다른 원인에 의해서 빙정의 수가 증가하는 것을 의미하며, 이와 같이 형성된 빙정을 이차빙정(Secondary Ice)라고 한다. 빙정증식 과정은 다음의 3가지 과정이 있다.

- (i) 빙정이 용해고도 위·아래로 이동하는 경우 빙정의 작은 가지의 중간 부분이 녹아 부러지면서 생긴 이차빙정(Fracturing)
- (ii) 기계적 파편형성(Mechanical Fragmentation) : 섬세한 구조를 가진 빙정들(나뭇가지 모양, 별 모양)이 충돌로 인해 빙정의 일부가 떨어져 나와 이차빙정이 생성
- (iii) Hellett-mossop과정 : 빙정의 상고대(Riming) 현상이 일어나는 동안 생긴 얼음파편(Ice Splinter)의 형성

7. 수적의 충돌에 의한 성장 모델 중 확률 충돌 모델에 대해서 설명하십시오.

해설: 수적간의 충돌, 부착에 의한 수적의 성장은 연속충돌(Continuous Collision) 모델과 확률충돌(Stochastic Collision) 모델이 있다. 실제 구름 속에서 수적간의 충돌에 의한 병합은 확률적이므로, 확률과정이 연속과정보다 수적성장을 설명하는데 좀 더 적절하다. 확률충돌모델은 초기에 100개의 동일한 크기의 수적이 작은 수적 층을 통과한 후에는 충돌병합의 확률과정으로 크기가 다른 수적 집단이 형성된다. 이렇게 확률충돌모델에서는 수적이 충돌에 의해 성장할 뿐만 아니라 수적 크기 스펙트럼의 폭도 확장된다.

9장 연습문제

8. 기온이 -25°C 에서 대기가 수증기의 포화상태이다. 자연 상태에서 형성되는 빙정의 수는 1ℓ 당 대략 몇 개인가?

해설: 대기의 온도가 0°C 이하이고 과포화 상태에서 활성화되는 빙정의 수는 Fletcher의 실험식에 의하면

$$N_{ice} = A \exp(\beta \Delta T)$$

으로 주어진다. 여기서 N_{ice} 는 과냉각상태에서 대기의 단위체적 당 형성되는 빙정의 수를 나타낸다. 여기서 실험 상수 $A = 10^{-5}(\text{L}^{-1})$, $\beta = 0.6^{\circ}\text{C}^{-1}$ 이다. $\Delta T = T_0 - T$ 는 과냉각(Supercooling)을 나타낸다.

기온이 -25°C 에서 $\Delta T = 0^{\circ}\text{C} - (-25^{\circ}\text{C}) = 25^{\circ}\text{C}$ 이므로 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$N_{ice} = 10^{-5} \text{L}^{-1} \times \exp(0.6^{\circ}\text{C}^{-1} \times 25^{\circ}) = 32.69 \text{L}^{-1}$$

그러므로 기온 -25°C 에서 형성되는 1차 빙정은 대략 33개이다.

9. 상고대화(riming)에 의한 빙정의 성장방정식을 기술하고 설명하시오.

해설: 상고대화에 의한 얼음입자의 성장은 다음 방정식으로 나타낼 수 있다.

$$\frac{dM_i}{dt} = A_c E_R M_w (w_c - w_d)$$

여기서 M_i 는 얼음입자의 질량, A_c 는 결착 시에 빙정의 유효단면적 E_R 은 결착효율(riming efficiency), M_w 는 과냉각수의 액체수 함량 그리고 w_c 와 w_d 는 각각 빙정과 수적의 낙하 속도를 나타낸다. 실제로 빙정과 수적의 충돌효율은 빙정의 모양과 크기 그리고 수적의 크기에 따라 다르다. 위 식에서 알 수 있듯이 상고대화에 의한 빙정의 성장방정식은 입자간의 낙하속도 차이에 의해 결정된다. 상고대화는 빙정을 급속히 성장시키므로, 이로 인해 낙하속도가 증가하여 상고대화를 더욱 증진시킨다.

9장 연습문제

10. 층상운과 대류운의 강수 특징을 설명하시오.

해설: 층상운 강수는 난층운에서 형성되는 반면에 대류운 강수는 적운, 적란운에서 형성된다. 층상운 강수와 대류운 강수의 구분은 이들 강수계의 연직 속도의 규모로 정의할 수 있다. 층상운 강수는 구름내 공기의 연직 속도(w)가 빙정이나 눈의 종단낙하속도(V_{ice})보다 작은 경우, 즉 다음 조건을 만족하는 경우에 일어난다.

$$|w| < V_{ice}$$

여기서 V_{ice} 의 크기는 $\sim 1-3 \text{ m s}^{-1}$ 이다. 따라서 구름 상층부에 있는 빙정이 강수 발달 과정에 중요한 역할을 한다. 대류운 강수는 대기의 연직속도(w)의 규모가 $1-10 \text{ m s}^{-1}$ 이다. 이 연직 속도의 규모는 빙정이나 눈의 전형적인 낙하속도와 같거나 이보다 크다. 대류운에서 구름 입자가 강수입자로 성장하는데 요구되는 시간은 제한되어 있으며, 때에 따라서 구름 형성 후 30분 이내에 지상에 강수가 있다. 이는 층상운에서 강수 입자가 형성되는 시간규모, 1~3시간에 비하면 매우 짧다.

11. 강수효율에 관한 3가지 정의에 대해 기술하시오.

해설: 1) 구름하부로 유입되는 수증기 플럭스를 고려한 것으로

$$(PE)_{wv} = \frac{\text{지상에 도달하는 강수율}}{\text{구름으로의 수증기의 유입률}}$$

으로 정의한다. 2) 구름의 미세물리 관점에서 구름에서 수증기의 응결률에 대한 강수율로 다음과 같다.

$$(PE)_{cn} = \frac{\text{지상의 강수율}}{\text{구름에서의 수증기의 응결률}}$$

3) 강수효율을 시간 평균 가강수량에 대한 시간평균 강수량으로 다음으로 정의할 수 있다.

$$(PE)_{pw} = \frac{\text{시간평균 강수량}}{\text{시간평균 가강수량}}$$

10장 연습문제

1. 렌즈구름, 유방구름, 채운 그리고 꼬리구름에 대해서 설명 하시오.

해설: 1) 렌즈구름(Lenticular Cloud)은 습한 바람이 대기가 안정한 조건에서 높은 산을 통과하게 되면 강한 중력파가 형성된다. 이 때 산의 정상부를 통과하는 파의 마루에서 상승하는 공기가 포화되어 렌즈구름이 형성된다. 산과 바람에 의한 영향이 중력파의 마루를 동일 장소에 고정시켜서 렌즈구름을 정상 상태에 있게 된다. 렌즈구름의 모양은 비행접시(Flying Saucer)와 매우 유사하다.

2) 유방운(Mammatus Cloud)은 소의 젖통 또는 불룩한 주머니 모양을 하고 있다. 유방운은 종종 적란운의 모루구름아래 형성되지만 권운, 권적운, 고층운, 고적운, 층적운 밑에 형성될 수 있다. 적란운의 모루구름 밑 부분에서 유방운 발달은 다음과 같이 설명할 수 있다. 강수입자를 포함한 상승기류가 구름의 정상부에 도달하면 대류권계면 하부에서 상향 운동량(Upward Momentum)의 상실로 수평방향으로 퍼지면서 일부가 모루구름을 형성한다. 이 구름을 형성하고 있는 포화 상태의 공기는 많은 빙정과 과냉각수적을 포함하고 있어서 주위 공기보다 무거워서, 이로 인해 지면을 향해 침강한다.

3) 채운(彩雲 Iridescence)은 구름에 파스텔 색(Pastel Color)와 같은 분홍색, 녹색 파란색이 얼룩진 형태로 고적운에서 나타나며 무지개와는 다른 현상이다. 구름이 수적으로 구성되어 있는 얇은 구름층에서 주로 발생하며 구름입자의 크기와 분포상태에 따라 색깔이 달라진다. 채운은 구름 물방울에 의한 회절 현상으로 관측자를 중심으로 수적과 태양과의 각도가 20도 내에서 자주 발생한다

4) 꼬리구름(Virga 또는 Fallstreaks)은 구름 하부를 빠져나온 구름 입자(수적 또는 얼음 입자)가 지면에 도달하지 못하고 대기 중에서 증발하는 경우에 형성된다. 꼬리구름은 구름 하부가 매우 건조한 경우에 형성된다. 구름이 형성된 대기 중에 바람의 연직시어가 큰 경우에는 갈고리 모양을 한다.

10장 연습문제

2. 열기포와 줄기흐름에 대해서 설명 하시오.

해설: 열기포(Thermal)는 지표면이 불균등한 가열로 인해 온도가 높은 공기 덩이가 지표에서 분리되어 부력에 의해 대기 중에 떠 있는 것으로서 우리 눈에는 보이지 않는다. 줄기흐름(Plume)은 부력제트(Bouyant Jet)라고도 하며 부력이 서서히 공급이 될 때 나타날 수 있다. 이 경우 부력을 가진 공기 덩이가 부력을 공급하는, 즉 공기 덩이를 가열하는 지면과 연결되어 계속 부력을 공급 받을 수 있는 점이 열기포와 다르다.

3. 구름의 발달 기구에 대해서 설명 하시오.

해설: 1) 국지적 대류
 2) 대기의 수평수렴
 3) 전선에 의한 구름 형성
 4) 대기의 혼합에 의한 구름형성
 5) 지형에 의한 구름 형성

4. 구름의 다중구조가 중규모- α , 중규모- β 그리고 중규모- γ 일 때 각 규모에 해당 하는 구름의 수평 길이는?

해설: 중규모- α : 200-2000km
 중규모- β : 20-200km
 중규모- γ : 2-20km

5. 안개를 정의하고 안개 연구의 중요성에 대해서 설명 하시오.

해설: 안개는 지표와 접하고 있는 대기 중에 떠 있는 수적(또는 빙정)의 집합체가 눈에 보이는 현상으로 시정(Visibility)이 1km미만으로 제한되는 경우이다.

안개 연구의 중요성: 항만, 고속도로, 비행기의 이착륙, 농작물

10장 연습문제

6. 안개 형성의 3가지 물리적 기구에 대해서 설명 하시오.

해설: 안개는 일반적으로 1) 지표에 인접한 공기의 온도가 이슬점까지 냉각
2) 수증기의 첨가에 의한 지표에 인접한 공기의 포화, 그리고 3) 온도와 습도가 서로 다른 공기의 연직 혼합에 의해서 형성된다.

7. 대기의 냉각으로 인해 형성되는 복사안개, 이류안개 그리고 활승안개 형성 시 냉각과정에 대해 설명 하시오.

해설: 복사안개 : 지표에 인접한 대기의 장파복사 냉각

이류안개 : 습한 공기가 찬 지면으로 이동 시 지면과의 접촉 시 전도에 열손실

활승안개 : 습한공기가 산을 따라 상승 시 공기의 단열 팽창에 의한 냉각

8. 증발에 의해 형성된 김 안개와 전선안개에 대해서 설명 하시오.

해설: 1) 김안개 또는 증기안개(Steam Fog)는 찬 공기가 따뜻한 물 위를 이동할 때 물 표면에서 수증기가 그 위에 있는 찬 공기를 포화시킬 수 있을 만큼 충분히 공급될 때 형성된다.

2) 전선안개(Frontal Fog)는 전선과 동반된 강수 입자의 증발로 인해 발생하므로 전선안개를 강수안개(Precipitation Fog)라고도 한다. 전선안개는 전선통과전 안개 (Prefrontal Fog), 전선통과 안개(Frontal Passage Fog) 그리고 전선 통과 후 안개(Post Frontal Fog)로 세분할 수 있다.

10장 연습문제

9. 구름과 안개의 소멸을 일으키는 원인에 대해서 설명 하시오.

해설: 구름을 소산시키는 방법을 세 가지로 고려할 수 있다. 첫째는 구름의 온도 상승, 둘째는 상대습도 100%미만의 외부 공기와의 혼합, 셋째는 구름을 포함한 기층의 침강(Sinking)이다. 첫 번째 구름의 직접적인 온도상승은 주간에 일어난다. 낮에 구름의 태양복사를 흡수하고 지면의 장파복사를 흡수하는 경우 대기 경계층에 내부나 경계층 상부에 인접한 구름은 소멸할 수 있다. 두 번째 경우는 구름외부에 있는 불포화 공기가 구름 내부로 유입되어 혼합과정에서 수적의 증발로 인해 구름의 부분적으로 소멸 할 수 있다. 실제로 구름주위가 매우 건조한 경우는 상대습도의 차로, 구름의 가장자리가 점차 침식되어 희미해지면서 경계가 뚜렷하지 않다. 구름 외부에 있는 공기가 구름내부로 유입되는 이유는 구름 내부가 그 외부보다 난류가 강하기 때문이다. 셋째 경우는 고기압지역에서 지표부근에서 대기의 발산으로 대기가 침강하는 경우이다.

11장 연습문제

1. 겨울에 온난전선 전면에 강수가 있을 때 예상되는 강수입자의 유형에 대해서 기술 하시오.

해설: 그림 11.1 참고. 전선에서 멀어짐에 따라서 비, 어는비, 진눈개비, 눈이 예상된다.

2. 지상의 강우유형 예측에서 Bourgooin의 방법에 대해서 설명 하시오.

해설: Bourgooin(2000)의 분석 방법은 Skew T-log P 다이어그램에서 기온곡선과 0°C 등온선을 이용한다. 단열도에서 0°C 선을 기준으로 위 부분은 0°C 보다 기온이 낮고, 0°C 보다 그 아래 부분 0°C 보다 기온이 높다. 그림에 PA는 기온이 0°C보다 높은 양(+)의 영역을 나타내며, NA는 기온이 0°C 보다 낮은 음(-)의 영역을 표시한다. 그리고 강수유형(눈, 어는비, 눈싸라기, 비)은 PA와 NA의 크기에 따라 결정한다. 만일 두 가지 강수 유형이 동일하게 나타날 가능성이 있을 경우에는 예보자의 경험에 따라 결정한다.

3. 강설운에서 눈이 내릴 때 지상의 습구 온도가 1°C 일 때 강설 확률은 얼마인가?

해설: 그림 11.4를 이용 하면 강설 확률은 약 60%이다.

4. 구름에서 눈 입자가 낙하하고 있다. 지상의 기온이 2°C 이고, 상대습도가 70%일 때 예상되는 지상의 강수 유형은?

해설: 그림 11.5를 이용하면 지상에서 강수유형은 눈이다.

5. 관측자의 고도가 750ft(230m), 관측소의 기압이 980hPa, 1000-850hPa의 층후가 1300gpm이다. 강수가 예상될 때 강설확률은 몇 %인가?

해설: 그림 11.9(Nomogram)를 이용하면 강설 확률은 약 70%이다.

11장 연습문제

6. 대기가 산의 경사를 따라 강제 상승 시, 수증기의 응결에 의한 강수는 크게 6가지로 나눌 수 있다. 이에 대해서 기술 하시오.

해설: 산의 경사를 따라 강제 상승시 수증기의 응결에 의한 강수는 크게 6가지 유형으로 분류할 수 있다.

- 1) 상향경사 응결(Upslope Condensation)
- 2) 대류의 상향경사 유발(Upslope Triggering of Convection)
- 3) 대류의 상류유발(Upstream Triggering of Convection)
- 4) 대류의 열적유발(Thermal Triggering of Convection)
- 5) 풍하측 대류의 증가
- 6) 풍하측에 심층대류의 증대
(Lee-side Enhancement of Deep Convection)

7. 구름 합침(Cloud Merging)이 강수발달에 미치는 영향에 대해서 기술 하시오.

해설: 구름의 합침은 큰 대류운의 발달 및 강수 형성에 있어서 매우 중요하며, 합쳐진 계(Merged Systems)는 합쳐지지 않은 계보다 더 커지고, 더 오래 지속되며, 더 많은 비를 내린다. 구름간의 합침은 위성 또는 레이더에 의해 관측된 화상을 통하여 분석할 수 있다.

8. 강수는 강수 입자의 상(Phase)에 따라서 이 3가지로 분류할 수 있다. 이에 대해 기술 하시오.

해설: (1) 액체강수(Liquid Precipitation): 안개비, 비
 (2) 결빙 강수(Freezing Precipitation): 어는 이슬비(Freezing Drizzle), 어는비
 (3) 동결강수(Frozen Precipitation): 눈, 싸락눈, 우박

12장 연습문제

1. 뇌우를 일반 뇌우와 격렬 뇌우로 구분하고, 이를 세포의 수 그리고 형태에 따라 분류하시오.

해설: 그림 12.1 참고.

세포의 수에 따른 구분 : 단세포 뇌우, 다세포 뇌우

형태에 따른 구분 : 선형뇌우, 원형, 타원형 뇌우

2. 단세포 뇌우의 발달 단계에 대해 설명 하시오.

해설: 1) 적운단계 : 발달하는 적운에서 $10ms^{-1}$ 이상의 상승기류가 나타나며 대류세포는 거의 기울어짐이 없이 성장한다. 이 단계에서는 하강기류가 없으며 강수 입자는 구름 상층에서 발달하고 있으며 상승기류에 의해 떠 있다. 2) 성숙단계 : 구름이 거의 대류권계면까지 도달한다. 그리고 대류권계면 부근에서 모루구름(Anvil Cloud)이 형성되어 주위로 퍼진다. 강수하중(Precipitation Loading)과 하강 기류 내에 있는 수적의 증발로 공기의 증발냉각(Evaporative Cooling)이 일어나 하강 기류가 발달한다. 그리고 지상에 강수가 나타난다. 적란운의 외곽에 있는 하강 기류가 지면에 도달하여 지면을 따라 이동하여 유출류(Outflow)에 의해 돌풍전선(Gust Front)을 형성한다. 3) 소멸단계: 강수와 하강기류 구름의 중, 상층까지 확대되면서 더 이상 지상에서 상승기류가 나타나지 않는다. 약한 하강기류가 구름에서 지배적이며 지상에는 약한 강수가 있다.

3. 다세포 뇌우의 특징에 대해서 설명 하시오.

해설: 다세포 뇌우는 그 형태에 따라서 스콜라인과 중규모 대류복합체로 구분한다. 다세포 뇌우를 뇌우의 집단(Thunderstorm Cluster) 이라고도 하며 보통 2~4개의 세포로 구성되어 있다. 다세포 뇌우의 경우, 각 세포는 서로 다른 발달 단계에 따라 적운단계, 성숙 단계 그리고 소멸단계로 구분한다. 따라서 각 세포에 따라 하강기류와 상승기류, 강수 발달정도가 다르다. 그 결과 다세포 뇌우의 수명은 단세포 뇌우보다 길어서 4~5시간 지속된다.

12장 연습문제

4. 뇌우발달 시 형성되는 다운버스트, 유출류 그리고 돌풍전선에 대해서 설명 하시오.

해설: 뇌우의 강우 역에는 하강기류가 형성되어 있다. 하강 기류에서 강한 부분을 다운버스트(Downburst)라고 하며 수평 규모가 1~10km 이내의 바람이 강한 지역이다. 다운버스트의 강도는 주로 구름 내 건조 공기 유입과 강수입자의 증발에 의한 대기의 냉각에 의해 결정된다. 뇌운에서 하강기류 또는 다운버스트(Downburst)가 지표에 도달하면 찬 기류는 수평으로 퍼져나간다. 이 때 지상에 공기의 풀(Pool)이 되는데 이를 유출류(Outflow)라고 하며, 유출류의 선단부(Leading Edge)를 돌풍전선(Gust Front)이라고 한다.

5. 우박형성의 건조성장 체제와 습윤성장 체제에 대해서 설명 하시오.

해설: 과냉각 수적의 부착에 의한 우박 성장을 다음과 같이 구분한다. 우박이 과냉각 수적의 부착에 의해 성장 할 경우 과냉각 수적의 동결로 잠열이 방출로 우박의 표면 온도가 주위 공기의 온도보다 높게 된다. 그 결과 전도에 의해서 열이 주위공기로 전달되면서, 그리고 주위공기가 불포화 시 우박 표면에서 수증기의 증발로 우박 표면은 열을 잃게 된다. 이때 두 가지 경우를 고려 할 수 있다. 하나는 우박 표면의 온도가 0°C 보다 낮아져서 부착된 과냉각 수적이 모두 동결 하면서 우박이 성장 하는 경우를 우박의 건조 성장체제라고 한다. 다른 하나는 과도한 과냉각 수적의 부착으로 동결 시 과도한 잠열방출로 인해 우박 표면의 온도가 0°C로 접근하면 부착된 과냉각 수적 중 일부는 떨어져 나가고 그 나머지가 동결하여 우박이 성장하는 것을 습윤 성장체제라고 한다.

12장 연습문제

6. 우박의 낙하 속도에 대해서 설명 하시오.

해설: 우박을 구형으로 고려 할 경우 우박의 종단 속도는 다음 식으로 주어진다.

$$U_t = \left(\frac{4g\rho_h D}{3C_D \rho_a} \right)^{1/2}$$

여기서 g 는 지구 중력 가속도, C_D 는 저항계수(Drag Coefficient), ρ_h 는 우박의 밀도 그리고 ρ_a 는 공기밀도를 나타낸다. D 는 우박의 직경으로 구형이 아닌 경우에는 상당 직경(Equivalent Diameter)을 사용한다. C_D 는 우박의 모양이 비구형(Nonspherical)의 정도, 표면의 거칠기, 낙하하는 동안 구르기(Tumbling)의 정도에 따라 다르다. 보통 $C_D = 0.55$ 를 적절한 근사치로 적용하고 있다.

7. 토네이도 형성에 있어서 초대형 세포 토네이도와 비 초대형 세포 토네이도에 대해서 설명 하시오.

해설: 토네이도 형성은 두 가지로 구분 할 수 있다. 하나는 초대형 세포 토네이도(Supercell Tornado)와 다른 하나는 비 초대형 세포 토네이도(Nonsupercell Tornado)이다. 초대형세포 토네이도의 형성은 적란운의 하부에 벽 구름(Wall Cloud) 그리고 구름 내부에 중 저기압(Mesocyclone)을 동반한다. 벽 구름은 초대형세포의 구름 내부에서 회전하는 부분이 구름 밑면 아래로 확장된 것으로 이 부분에서 강수는 없다. 중 저기압은 직경이 2~10km인 저기압성 회전을 하는 연직 와도의 크기는 종종 $0.01s^{-1}$ 정도이며 이보다 큰 경우도 있다. 중 저기압은 초대형세포 뇌우에서 종종 상승기류와 연관되어 나타난다. 비 초대형 세포 토네이도는 초대형 세포 토네이도와 달리 벽 구름 또는 구름의 중층에 중규모 저기압이 있다. 비 초대형 세포 토네이도는 비교적 약하긴 해도 일반 뇌우는 물론 강력한 다세포 뇌우와 함께 발생할 수 있으며, 여러 가지 방식으로 형성된다. 뇌우의 밑바닥에서 눈에 보이는 깔때기 구름 형태로 시작하는 것도 있고, 또는 깔때기 구름이 없는 상태에서 지상에서 출발하여 위로 뻗어가는 토네이도도 있다.

12장 연습문제

8. 주위도 스콜라인과 열대 스콜라인에 대해서 설명 하시오.

해설: 스콜라인(Squall Line)은 중규모 대류계의 한 유형으로 뇌우가 선상으로 발달하면 열대 스콜라인과 중위도 스콜라인으로 구분한다. 열대 스콜라인은 열대에서 발달하며 보통 서쪽으로 이동하는 반면에 중위도 스콜라인은 보통 동쪽으로 이동한다. 발달하는 지역은 다르지만 그 특징은 상당부분 비슷하다.

9. 중규모 대류 복합체에 대해서 설명 하시오.

해설: 중규모 대류복합체(MCC)는 Maddox(1980)에 의해 정의되었으며, 다수의 뇌우세포로 구성되어 있는 뇌우의 집단으로 기상위성의 적외 영상에서 관측되는 온도가 -52°C 이하이고 면적이 $50,000\text{km}^2$ 이상의 면적을 가지며 지속시간은 6시간 이상이다.