บทที่ 2
หลักการพื้นฐานทางฟิสิกส์บรรยากาศ

ในการศึกษาปรากฏการณ์ทางธรรมชาติโดยเฉพาะขบวนการเกิดฝนนั้นต้องเข้าใจเกี่ยวกับตัวแปรต่างๆที่เกี่ยวข้องเช่น ความร้อนแฝง ความชื้นสัมพัทธ์ การควบแน่น(Condensation)และการเปลี่ยนสถานะจากไอน้ำเป็นน้ำแข็ง(Deposition) สมการอนุรักษ์ความชื้น สมการของโมเดล (Equation of model) Finite difference method (เพิ่มเติมรายละเอียดในภาคผนวก) การเคลื่อนที่เข้ามารวมกันในแนวราบและการเคลื่อนที่ในแนวดิ่ง(Convergence and vertical motion) กริดในแนวดิ่ง(Vertical grid) ค่าจีโอโพเทนเชียลในแนวดิ่ง (Geopotential altitude) ขบวนการชนและการรวมตัวกัน(Collision and coalescence process) ขบวนการเบอร์จีรอน (Bergeron process) ซึ่งทั้งหมดนี้จะทำให้เราได้เข้าใจทั้งระบบของการเกิดฝนได้ดังนี้

2.1 ความร้อนแฝง(Latent heat)

ในการควบแน่นและการหลอมเหลวจะมีพลังงานที่ถูกคายออกมาในการควบแน่นหรือพลังงานที่ถูกดูดกลืนในการหลอมเหลวตลอดขบวนการต่างๆเรียกพลังงานนี้ว่า ความร้อนแฝง (latent heat) ซึ่งความร้อนแฝงที่ถูกดูดกลืนเข้ามาทำให้ของเหลวกลายเป็นไอเรียกว่า ความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ(latent heat of evaporation)ซึ่งจะมีค่าเปลี่ยนไปตามอุณหภูมิตามสมการ

$$\frac{dL_e}{dT} = c_{p,V} - c_w \qquad (2.1)$$

เมื่อ $c_{p,V}$ คือความจุความร้อนจำเพาะของไอน้ำที่ความดันคงที่

c_w คือ ความจุความร้อนจำเพาะของน้ำ

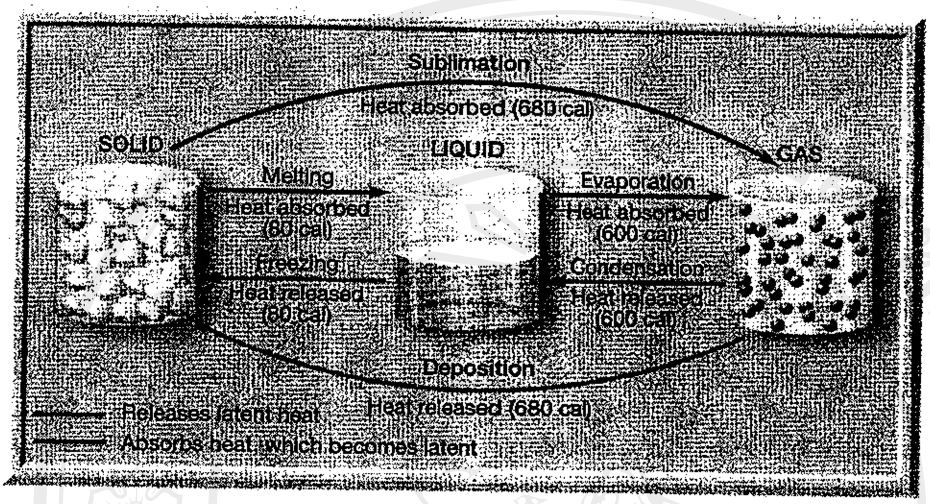
ความร้อนแฝงที่ถูกดูดกลืนเข้ามาเพื่อเปลี่ยนสถานะจากของแข็งเป็นไอ (Sublimation) เรียกว่าความร้อนแฝงของการระเหิด(Latent heat of sublimation) และความร้อนแฝงในการเปลี่ยนสถานะจากของแข็งกลายเป็นของเหลวเรียกว่า ความร้อนแฝงในการหลอมเหลว (Latent heat of melting) จะมีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามสมการที่ (2.2) และ (2.3)

$$\frac{dL_s}{dT} = c_{p,V} - c_I \qquad \text{(sublimation)} \qquad (2.2)$$

$$\frac{dL_m}{dT} = c_w - c_I \qquad \text{(melting)} \qquad (2.3)$$

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

เมื่อ c_I คือ ความจุความร้อนจำเพาะของน้ำแข็ง
ซึ่งค่าความจุความร้อนจำเพาะของน้ำ ไอน้ำ และน้ำแข็ง จะเปลี่ยนค่าตามอุณหภูมิด้วย



รูปที่ 2.1 การเปลี่ยนสถานะของน้ำ การกลายจากน้ำเป็นน้ำแข็ง(หรือการหลอมเหลวจากน้ำแข็งกลายเป็นน้ำ)ที่ 0 องศาเซลเซียส สูญเสียพลังงานออกไป(หรือดูดกลืนพลังงานเข้ามา)

333.5 J/g ส่วนการเปลี่ยนสถานะจากไอน้ำเป็นน้ำแข็ง(หรือการเปลี่ยนสถานะจากน้ำแข็งเป็นไอน้ำเลย)ที่ 0 องศาเซลเซียส จะสูญเสียพลังงาน(หรือดูดกลืนพลังงาน) 2835 J/g และการควบแน่น(หรือการกลายเป็นไอ) เป็นการสูญเสีย (หรือการดูดกลืน) พลังงาน 2510 J/g ที่ 0 องศาเซลเซียส และพลังงาน 2259 J/g ที่ 100 องศาเซลเซียส เนื่องจาก c_w และ $c_{p,V}$ มีค่าน้อยมากเมื่ออุณหภูมิสูงกว่า 0 องศาเซลเซียส ดังนั้นมักจะถูกกำหนดให้มีค่าคงที่เมื่อมีการคำนวณค่าความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอที่เปลี่ยนแปลงตามอุณหภูมิ
จาก

$$\frac{dL_e}{dT} = c_{p,V} - c_w \tag{2.4}$$

$$\int_{L_{e,0}}^{L_e} dL_e = -\int_{T_0}^{T} (c_w - c_{p,V})\, dT \tag{2.5}$$

$$L_e = L_{e,0} - (c_w - c_{p,V})(T - T_0) \tag{2.6}$$

$$L_e \approx 2.501\times 10^6 - 2370 T_c \tag{2.7}$$

และค่าความร้อนแฝงของการหลอมละลายที่อุณหภูมิต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียสคือ

$$L_m \approx 3.3358\times 10^5 + T_c(2030 - 10.46 T_c) \tag{2.8}$$

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

จะได้ว่า

$$L_s = L_e + L_m \approx 2.83458 \times 10^6 - T_c(340 + 10.46T_c) \qquad (2.9)$$

2.2 ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity) และ ความชื้นสัมบูรณ์ (Absolute Humidity)

Absolute Humidity

Equation of state ของไอน้ำเป็นไปตามสมการ

$$e = \rho_w \frac{R}{m_w} T \qquad (2.10)$$

ในที่นี้

ρ_w =absolute humidity or vapor density

ρ_{ws} =vapor density ที่ saturation state หน่วยเป็น $10^6\ g/m^3$

Relative Humidity

$$f = \frac{e}{e_s} \times 100 \qquad (2.11)$$

หรือ

$$f = \frac{\rho_w}{\rho_{ws}} \times 100$$

ในที่นี้

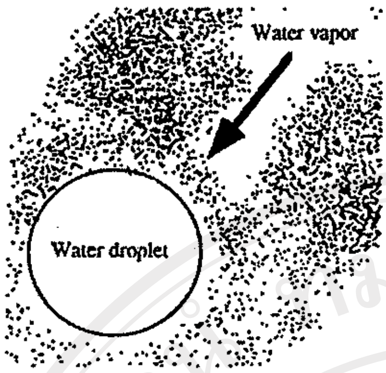
e = Equation of stateของไอน้ำ

e_s = Equation of state ที่ saturation state

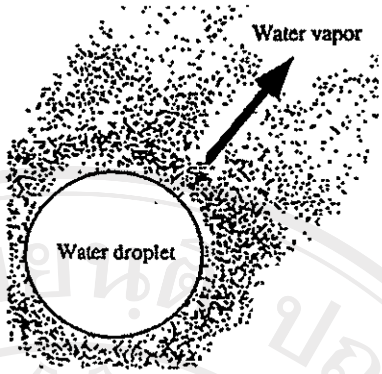
2.3 การควบแน่น (Condensation) และ การเปลี่ยนสถานะจากไอน้ำเป็นน้ำแข็ง (Deposition)

ค่าความดันไออิ่มตัวมีความสำคัญมากสำหรับใช้ในการคำนวณการควบแน่นของไอน้ำเป็นหยดน้ำหรือไอน้ำกลายเป็นน้ำแข็งเลยถ้าอุณหภูมิของอากาศอยู่สูงกว่าอุณหภูมิ ณ จุดเยือกแข็งของน้ำ(273.15K) และความดันไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศมีค่ามากกว่าความดันไอน้ำอิ่มตัวเหนือพื้นผิวของเหลว จะทำให้ไอน้ำควบแน่นกลายเป็นหยดน้ำ ($P_v > P_{v,s}$) แต่ถ้าหยดน้ำกลายเป็นไอน้ำนั่นคือ ($P_v < P_{v,s}$) จากรูปที่ 2.2 (ก) และ (ข) เป็นการเติบโตและการกลายเป็นไอของหยดน้ำ

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved



รูปที่ 2.2(ก) การเติบโตของหยดน้ำ



รูปที่ 2.2(ข) การกลายเป็นไอน้ำ

ความดันสูงจะไปหาความดันต่ำกว่าเสมอ

- ถ้าอุณหภูมิของอากาศต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง $P_v > P_{v,I}$ ความดันเพียงบางส่วนของน้ำมีค่ามากกว่าความดันอิ่มตัวด้วยไอน้ำเหนือพื้นผิวน้ำแข็งจะทำให้ไอน้ำกลายเป็นน้ำแข็งและ $P_v < P_{v,I}$ จะทำให้น้ำแข็งจะกลายเป็นไอน้ำแต่ถ้าในอากาศมีทั้งหยดน้ำและน้ำแข็งอยู่ด้วยกันจะได้ $P_{v,I} < P_{v,s} < P_v$ นั่นคือค่าความดันไอน้ำเหนือหยดน้ำมีค่ามากกว่าความดันไอน้ำเหนือก้อนน้ำแข็ง $P_{v,I} < P_{v,s}$ ที่อุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็งเดียวกันจะทำให้มีการเปลี่ยนสถานะของไอน้ำเป็นน้ำแข็งมากกว่าการเปลี่ยนสถานะจากไอน้ำเป็นหยดน้ำและเมื่อ $P_{v,I} < P_v < P_{v,s}$ หยดน้ำจะกลายเป็นไอน้ำและไอน้ำจะกลายเป็นน้ำแข็งตามรูปที่ 2.2

ซึ่งเป็นไปตามสมมุติฐานของขบวนการ WegenerBergeron Findeisen(Bergeron)ของการเติบโตของเกร็ดน้ำแข็งในเมฆเย็น ในเมฆนี้จะมีหยดน้ำอยู่รวมกันกับเกล็ดน้ำแข็งที่อุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ถ้าอัตราส่วนของหยดน้ำในเมฆเทียบกับเกล็ดน้ำแข็งมีค่าน้อยกว่า 100,000:1 แต่ละเกล็ดน้ำแข็งจะได้น้ำจากหยดน้ำน้อยกว่า100,000หยดและเกล็ดน้ำแข็งไม่สามารถโตพอและหนักพอที่จะตกออกไปจากเมฆได้ แต่ถ้าอัตราส่วนมากกว่า1,000,000:1จะสามารถทำให้เกล็ดน้ำแข็งโตขึ้นและใหญ่พอสามารถตกจากเมฆก่อนที่หยดน้ำจะถูกใช้จนหมด และถ้าอัตราส่วนอยู่ระหว่าง 100,000:1และ1,000,000:1แต่ละเกล็ดน้ำแข็งจะรับหยดน้ำจาก 100,000ถึง1,000,000หยดผลลัพธ์มีฝนตกลงมา หยดน้ำในเมฆก็จะลดลงเรื่อยๆ

ตามรูปที่ 2.7 แสดงความแตกต่างที่ดีที่สุดระหว่างความดันไอน้ำอิ่มตัวเหนือหยดน้ำกับเหนือน้ำแข็งเกิดที่ อุณหภูมิเท่ากับ -15 องศาเซลเซียสเป็นอุณหภูมิที่เกล็ดน้ำแข็งเติบโตได้เร็วที่สุด

ความสัมพันธ์ระหว่างความดันไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศกับความดันไอน้ำอิ่มตัวเหนือพื้นผิวของเหลว มีความสำคัญสำหรับการคำนวณการควบแน่นของหยดน้ำ การดูความสัมพันธ์

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

นี้ดูได้จากค่า ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity) หามาจาก World Meteorological Organization (WMO)

$$f_r = 100\% \times \frac{\omega_v}{\omega_{v,s}}$$

$$= 100\% \times \frac{P_v(P_a - P_{v,s})}{P_{v,s}(P_a - P_v)}$$

$$f_r \approx 100\% \frac{P_v}{P_{v,s}} \tag{2.12}$$

ในที่นี้

ω_v คือ mass mixing ratio ของไอน้ำในอากาศ

$\omega_{v,s}$ คือ saturation mass mixing ratio ของไอน้ำเหนือพื้นผิวของเหลว

2.4 สมการอนุรักษ์ความชื้น(Moisture conservation equation)

ความสำคัญของความชื้นในขบวนการการเคลื่อนที่ในบรรยากาศคือเป็นตัวส่งผ่านความร้อนแฝงและเป็นปัจจัยทำให้เกิดเมฆฝน สำหรับการเคลื่อนที่แบบ dry adiabatic ระบบที่สมบูรณ์ของสมการต้องประกอบด้วย สมการการเคลื่อนที่ของเวกเตอร์ สมการการเคลื่อนที่ตามกฎข้อที่1 ทางเทอร์โมไดนามิกส์และสมการความต่อเนื่อง หรือทางอื่นคือ สมการการเคลื่อนที่ในแนวแกน x และแนวแกน y สามารถถูกแทนที่ได้โดยสมการ vorticity และ สมการ divergence

เมื่อความชื้น ถูกรวมเข้าไปด้วย ทำให้ต้องรวมสมการการอนุรักษ์ของน้ำเข้าไปด้วยและมีการปรับปรุงสมการการเคลื่อนที่ตามกฎข้อที่1 ทางเทอร์โมไดนามิกส์ตามความเหมาะสม โดยพิจารณาปริมาตรที่อยู่นิ่งที่มีขนาด $\delta x \delta y \delta z$ มีไอน้ำต่อ 1 หน่วยเวลาต่อ 1 หน่วยปริมาตรผ่านเป็นผลให้ การไหลทะลุผ่านพื้นที่ $\delta y \delta z$ คือ $-\frac{\partial(\rho_v u)}{\partial x}$ เมื่อ ρ_v คือความหนาแน่นของไอน้ำ

ถ้าพิจารณาทุกด้าน ของปริมาตรนี้จะได้

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial t} = -\vec{\nabla}_3 \cdot \rho \vec{V}_3 + S \tag{2.13}$$

S คือการไหลเข้าหรือการไหลของไอน้ำต่อ 1 หน่วยปริมาตรต่อหน่วยเวลา

V_3 คือความเร็วลมใน 3 มิติ

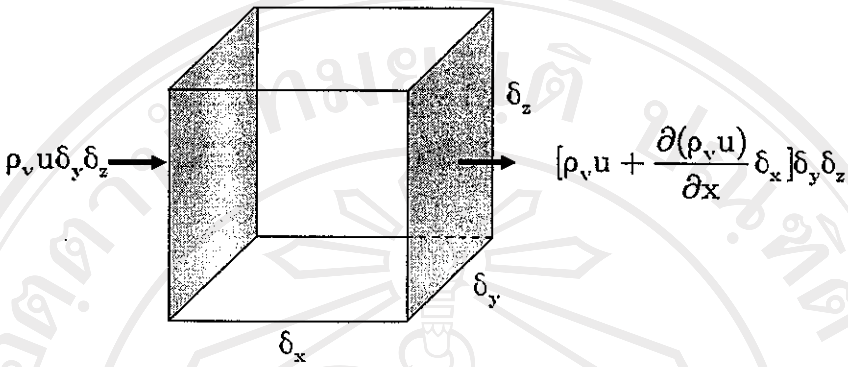
ρ คือ ความหนาแน่นของอากาศ

q คือ ความชื้นจำเพาะ

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

$$\rho_v = \rho q \tag{2.14}$$

จากรูปที่ 2.3 การอนุรักษ์ไอน้ำ



แทนสมการ 2.13 ในสมการ 2.14 จะได้ว่า

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} = -\vec{\nabla}_3 \cdot (\rho q \vec{V}_3) + S \tag{2.15}$$

จาก continuity equation

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\vec{\nabla}_3 \cdot (\rho \vec{V}_3) \tag{2.16}$$

กระจายสมการ 2.15 แล้วแทนค่า continuity equation ลงไปแล้วหารตลอดด้วย q จะได้ว่า

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V}_3 \cdot \vec{\nabla}_3 q = \frac{S}{\rho} \tag{2.17}$$

ถ้า ตลอดเวลาที่มีการควบแน่นทำให้มีการสูญเสียความชื้นไปดังนั้น

$$\frac{S}{\rho} = \frac{dq_s}{dt} \tag{2.18}$$

q_s คือความชื้นจำเพาะที่ระดับอิ่มตัว

จากการประมาณสมการด้านบนจะได้

$$q_s = \frac{0.622 e_s}{P} \tag{2.19}$$

e_s คือความดันไอน้ำอิ่มตัว

ถ้ามีการรบกวนการกระจายตัวของไอน้ำ เข้ามาพิจารณาด้วยดังนั้นต้องใส่เทอมของ $A_v \nabla^2 q$ และ $\frac{\partial (K_v \frac{\partial q}{\partial z})}{\partial z}$ เป็นการแสดงค่า Differential horizontal และ Vertical fluxes ของไอน้ำ

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

ตามลำดับน่าจะมีแหล่งไอน้ำอื่นที่มีการระเหยจากพื้นผิวถึงแม้ว่า การระเหยกลายเป็นไอ หรือ การควบแน่นจะเป็น fluxที่เกิดในแนวดิ่งจากพื้นผิว จะได้ว่า

$$\frac{1}{q_s}\frac{dq_s}{dt} = \frac{1}{e_s}\frac{de_s}{dt} - \frac{\omega}{P} \tag{2.20}$$

สมการ 2.20 นี้มาจากการแทนค่า สมการ 2.19 ใน $\frac{dq_s}{dt}$ เมื่อ $\omega = \frac{dP}{dt}$

จากสมการของ Clapeyron สัมพันธ์กับความดันไอน้ำอิ่มตัวและอุณหภูมิ

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{L}{R_v}\frac{dT}{T^2} \tag{2.21}$$

เมื่อ R_v เป็นค่าคงที่ของก๊าซของไอน้ำ

L เป็นความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ $(L_e + L_m)$

แทนค่า สมการ 2.21 ลงใน สมการ 2.20 จะได้ว่า

$$\frac{1}{q_s}\frac{dq_s}{dt} = \frac{L}{R_v T^2}\frac{dT}{dt} - \frac{\omega}{P} \tag{2.22}$$

สมมุติว่าการควบแน่นเกิดขึ้นจากผลการกระจายจาก adiabatic ทำให้กฎข้อที่ 1 ทางเทอร์โมไดนามิกส์จะเป็น

$$-L\frac{dq_s}{dt} = c_p\frac{dT}{dt} - \frac{RT}{P}\omega \tag{2.23}$$

เมื่อ c_p คือความจุความร้อนจำเพาะที่ความดันคงที่

R คือค่าคงที่ของก๊าซในอากาศ

ถ้าต้องการกำจัด $\frac{dT}{dt}$ ออกไปจากการแทนค่าสมการ 2.23 ลงในสมการ 2.22 จะได้ว่า

$$\frac{dq_s}{dt} = \frac{q_s T}{P}\left(\frac{LR - c_p R_v T}{c_p R_v T^2 + q_s L^2}\right)\omega \tag{2.24}$$

ซึ่งตามสมมุติฐานนี้ใช้ได้กับการควบแน่นและใช้กับ ω ที่เป็นค่าลบเท่านั้น (upward motion) จากสมการ 2.17 ซึ่งอยู่ในรูปพิกัด x, y, z, t ต่อไปจะเปลี่ยนให้อยู่ในรูปพิกัด x, y, P, t โดยใช้ประโยชน์จากสมการที่ 2.24 จะได้ว่า

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V}_3 \cdot \vec{\nabla}_3 q + \omega\frac{\partial q}{\partial P} = \frac{\delta F}{P}\omega \tag{2.25}$$

เมื่อ

$$F = q_s T\left(\frac{LR - c_p R_v T}{c_p R_v T^2 + q_s L^2}\right) \tag{2.26}$$

และ δ จะมีค่าเป็น

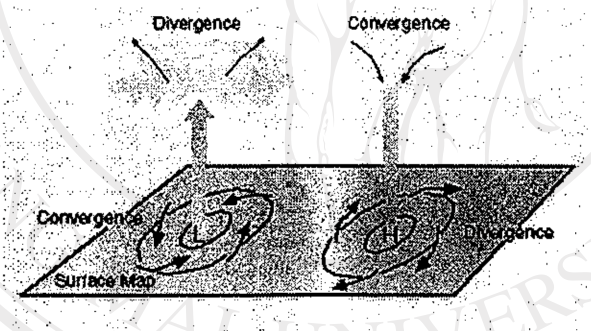
ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright © by Chiang Mai University
All rights reserved

$$\begin{aligned} \delta &= 1 \quad if \quad \omega < 0 \quad and \quad q \geq q_s \\ \delta &= 0 \quad if \quad \omega \geq 0 \quad and \quad q < q_s \end{aligned} \tag{2.27}$$

ตามปกติการควบแน่นจะคิดจากค่า ความชื้นสัมพัทธ์เท่ากับ 100%

2.5 การเคลื่อนที่เข้ามารวมกัน (Convergence) และ การเคลื่อนที่ขึ้นในแนวดิ่ง (Vertical Motion)

การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวราบมีความสำคัญต่อการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวดิ่งในกรณีของลมที่เกิดรอบๆบริเวณศูนย์กลางความกดอากาศต่ำ(cyclone)จะช่วยทำให้อากาศมีการเคลื่อนที่ในแนวดิ่งได้ เนื่องจากศูนย์กลางความกดอากาศต่ำ อากาศในแนวราบจะมีทิศทางการเคลื่อนที่เข้ามารวมกันบริเวณศูนย์กลาง เรียกว่า อากาศมี Horizontal convergence ดังนั้นอากาศบางส่วนจะถูกดันให้เคลื่อนที่ไปในแนวดิ่งได้ในชั้นบน เมื่ออากาศเคลื่อนที่ขึ้นไปได้ระดับหนึ่งอากาศจะมีการกระจายออกในทุกทิศทาง เรียกว่า อากาศมี Divergence เป็นลักษณะการหมุนเวียนของอากาศ (Circulation) เพื่อเป็นการชดเชยซึ่งกันและกันระหว่างบริเวณความกดอากาศต่ำ และความกดอากาศสูง



รูปที่ 2.4 การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวราบและในแนวดิ่ง

จากภาพแสดงการเคลื่อนที่ของอากาศบริเวณศูนย์กลางความกดอากาศต่ำ และศูนย์กลางความกดอากาศสูง การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวราบและการยกตัวขึ้นของอากาศในแนวดิ่งเป็นไปตามสมการ Continuity Equation

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \qquad \text{หรือ}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathrm{div}(\rho v) = 0 \tag{2.28}$$

ถ้ามวลของอากาศความหนาแน่นไม่เปลี่ยนแปลงตามเวลา

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \tag{2.29}$$

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

นั่นคือ $\mathrm{div}(\rho v) = 0$

จะได้ว่า

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z} \tag{2.30}$$

หรือ

$$\mathrm{div}_H V = -\frac{\partial w}{\partial z} \tag{2.31}$$

จากสมการแสดงได้ว่า เมื่อ $\mathrm{div}_H V$ มีค่าเป็นลบแสดงถึงมีการคอนเวอร์เจนท์ของอากาศเข้ามารวมกันบริเวณนั้นจะกลายเป็นศูนย์กลางความกดอากาศต่ำทำให้มีการยกตัวของอากาศขึ้นในแนวดิ่ง ค่า $\frac{\partial w}{\partial z}$ จะเป็นค่าลบ แต่ถ้า $\mathrm{div}_H V$ เป็นค่าบวกแสดงว่าอากาศจะมีการพัดออกจากบริเวณนั้นไปทุกทิศทาง ทำให้บริเวณนี้เป็นศูนย์กลางกดอากาศสูง จะมีอากาศจากด้านบนลงมาชดเชยอากาศที่หายไป $\frac{\partial w}{\partial z}$ จะเป็นค่าบวก

2.6 กริดในแนวดิ่ง (Vertical Grid)

Vertical Grid ใช้ Eta coordinate เป็นพื้นผิวแบบขั้นๆ (step) พื้นผิว Eta มีลักษณะรูปร่างที่แน่นอน ต่างจากพื้นผิวจริงที่ซับซ้อนไม่แน่นอน และพิกัดแบบ Eta มีความสัมพันธ์ดังนี้คือ

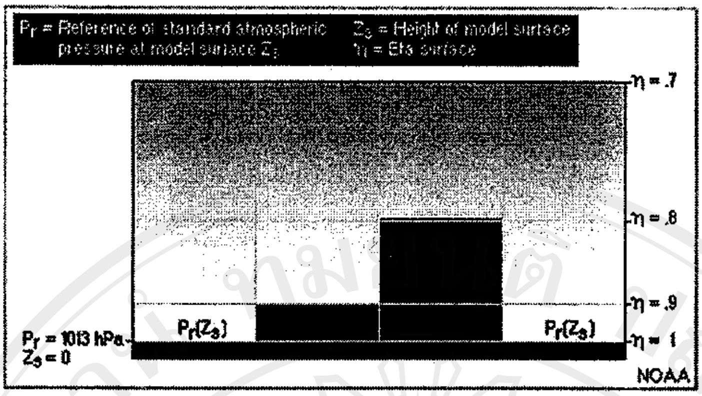
$$\eta_s = \frac{p_r(z_s) - p_t}{p(z=0) - p_t} \tag{2.32}$$

p_t คือความดันที่ตำแหน่งบนสุดของแบบจำลอง

$p_r(z=0)$ คือความดันบรรยากาศที่ระดับน้ำทะเล (1013 mb)

p_r คือความดันบรรยากาศที่ระดับความสูง z_s

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved



รูปที่ 2.5 แสดงลักษณะของ grid box ของ Eta-Vertical Coordinate

2.7 ค่าจีโอโพเทนเชียลตามระยะสูง (Geopotential Altitude)

ในแต่ละระดับที่ขนานกับระดับน้ำทะเลเฉลี่ยที่สูงขึ้นไปในแนวดิ่ง ด้วยค่าที่เท่ากัน ในสนามแรงโน้มถ่วงของโลกงานที่ทำกับมวล M จากระดับ z_1 ถึง z_2 มีค่า $Mg(z_2-z_1)$

$$W = \int_{z_1}^{z_2} Mgdz \tag{2.33}$$

งานที่ทำต่อหนึ่งหน่วยมวล

$$W = \int_{z_1}^{z_2} gdz \tag{2.34}$$

เมื่อ g เป็นค่าคงที่ในระดับความสูงจากระดับน้ำทะเลที่เท่ากันและละติจูดที่เท่ากัน
ถ้าเริ่มพิจารณาที่ระดับน้ำทะเล ค่า geopotential เขียนได้ว่า

$$\Phi = \int_{0}^{z} gdz \qquad d\Phi = gdz \tag{2.35}$$

ในทาง meteorology แสดงในรูปของค่า geopotential height(geopotential meters:gpm)
เมื่อ

g = 980 ที่ระดับน้ำทะเลที่ละติจูด 38°

z = เป็นระยะสูง(เมตร)

จะได้

$$\Phi = \frac{1}{9.8}\int_{0}^{z} gdz \tag{2.36}$$

แทนค่า geopotential ในสมการ hydrostatic equation

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

$$dP = -g\rho dz = -\rho d\Phi = -\frac{Pm}{RT}d\Phi$$

$$\int_{P_1}^{P_2}\frac{dP}{P} = -\frac{m}{R}\int_{z_1}^{z_2}\frac{1}{T^*}gdz = -\frac{m}{R}\int_{\Phi_1}^{\Phi_2}\frac{1}{T^*}d\Phi \qquad (2.37)$$

เมื่อ

T^* = virtual temperature

$$\overline{T}^* = \frac{\int_{P_2}^{P_1} T^* d(\ln P)}{\int_{P_2}^{P_1} d(\ln P)} = \text{mean virtual temperature}$$

จะได้

$$\ln P_2 - \ln P_1 = \frac{-m}{\overline{T}^* R}(\Phi_2 - \Phi_1) \qquad (2.38)$$

ดังนั้นค่า geopotential height เท่ากับ

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \frac{R\overline{T}^*}{m}\frac{\ln P_1 - \ln P_2}{9.8\times 10^4} \qquad (2.39)$$

2.8 ขบวนการชนและการรวมตัวกัน (Collision and Coalescence Process)

ในเมฆอุ่นเป็นเมฆที่มีอุณหภูมิสูงกว่า $0^{\circ}C$ ดังนั้นในขบวนการสร้างเมฆอุ่นอุณหภูมิในก้อนเมฆจะสูงกว่า $0^{\circ}C$ การเกิดหยดน้ำจะมาจากเมื่อไอน้ำควบแน่นกลายเป็นหยดน้ำในก้อนเมฆ แล้วหยดน้ำแต่ละหยดจะมีการชนกันและรวมตัวกัน ในกรณีที่หยดน้ำมีเส้นผ่านศูนย์กลางค่าเดียวกันแต่ละหยดจะมีความเร็วปลายค่าเดียวกันจึงไม่เกิดการชนกัน แต่ถ้าหยดน้ำมีเส้นผ่านศูนย์กลางคนละค่าจะมีความเร็วปลายต่างกันทำให้เกิดการชนกันของหยดน้ำบ่อยกว่า การตกลงมาสู่พื้นโลกของหยดน้ำอยู่ภายใต้สนามแรงโน้มถ่วงของโลกดังนั้นการเคลื่อนที่ภายใต้ความเร่งจากสนามโน้มถ่วงจะหาได้จาก buoyancy force มีค่าเท่ากับ resistance force : $F = F_r$

$$F = \frac{4}{3}\prod\rho_L r^3 g - \frac{4}{3}\prod\rho r^3 g \qquad (2.40)$$

เทอมแรกเป็นน้ำหนักของหยดน้ำ

เทอมที่สองเป็นน้ำหนักของอากาศที่เคลื่อนที่ขึ้นถูกแทนที่ด้วยหยดน้ำในปริมาตรที่เท่ากัน

$$F = \frac{4}{3}\prod r^3 g(\rho_L - \rho) \qquad (2.41)$$

สำหรับ resistance force กับหยดน้ำเขียนได้ว่า

$$F_r = 6\prod \eta r v N \qquad (2.42)$$

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

เมื่อ η = the dynamic viscosity of the medium (air) มีหน่วย $gcm^{-1}sec^{-1}$

v = relative speed of the sphere and the medium

$N = \dfrac{C_d \, Re}{24}$; C_d=drag coefficient , Re = Reynolds number

ตัวอย่าง หยดน้ำที่ขนาดรัศมี 40 μm

$$Re = 24/C_d$$
$$F_r = 6\pi\eta r v$$
$$N = 1$$

จะได้ว่า

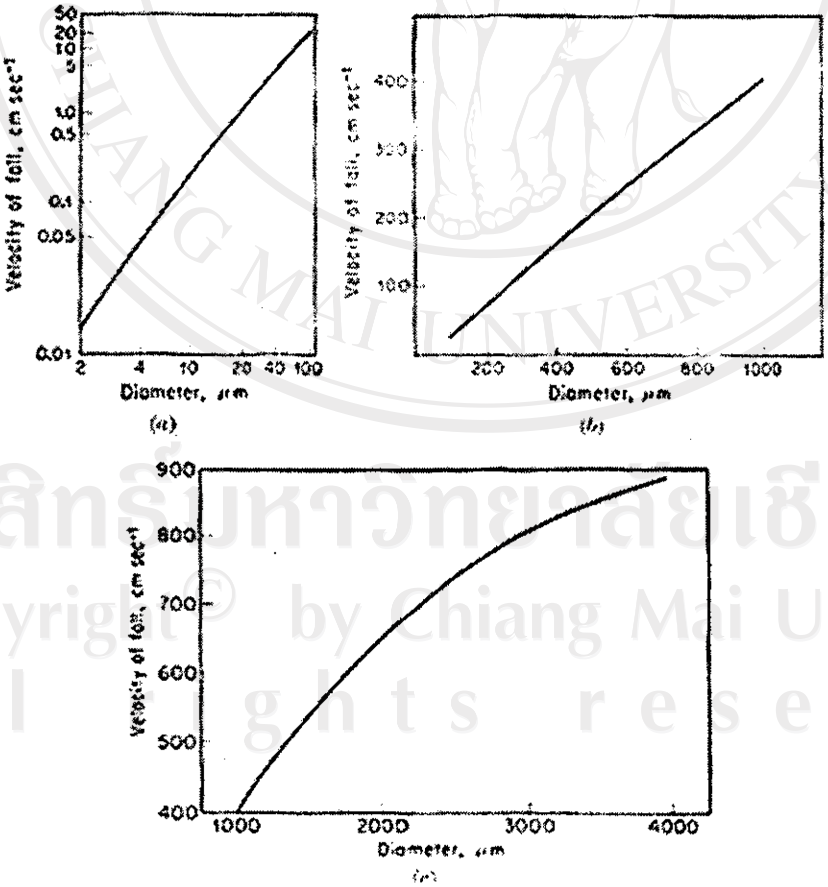
$$\frac{4}{3}\Pi r^3 g(\rho_L - \rho) = 6\Pi \eta r v_T \tag{2.43}$$

เมื่อ v_T = terminal velocity

จะได้

$$v_T = \frac{2(\rho_L - \rho) g r^2}{9\eta} \tag{2.44}$$

ซึ่งถ้าเป็นค่ารัศมีอื่นๆก็จะมีพจน์ 1/N อยู่ทางขวาด้วย



ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright © by Chiang Mai University
All rights reserved

รูปที่ 2.6 เป็นภาพความเร็วปลายของหยดน้ำที่เส้นผ่านศูนย์กลางต่างกัน

ซึ่งในก้อนเมฆนั้นหยดน้ำที่มีขนาดเล็ก มีโอกาสชนกับหยดน้ำที่มีขนาดใหญ่กว่า

ให้ r_i = รัศมีของหยดน้ำในก้อนเมฆ

χ = มวลของหยดน้ำใน 1 หน่วยปริมาตรที่มีหยดน้ำอยู่ n_i หยด

จะได้

$$\chi = \frac{4}{3}\Pi\rho_L\sum_i n_i r_i^3 \tag{2.45}$$

สำหรับหยดน้ำที่มีขนาดใหญ่กว่ามีรัศมี r กำลังตกลงมาด้วยระยะทาง dz เป็นปริมาตรทรงกระบอกมีค่า

$$dV = \Pi r^2 dz = \Pi r^2 v_T dt \tag{2.46}$$

ดังนั้นมวลทั้งหมดของหยดน้ำเท่ากับ

$$dM' = \chi dV = \chi \Pi r^2 v_T dt \tag{2.47}$$

ซึ่งในกรณีที่ตกลงมานั้นจะมีการชนกันของหยดน้ำที่มีขนาดต่างกันอยู่ตลอดเวลา นั่นคือ dM' จะแสดงการเพิ่มขึ้นของมวลในหยดน้ำนั่นเอง แต่ในการตกลงมาของปริมาตรทรงกระบอกนั้น ต้องพิจารณาถึงค่า collection efficiency

จะได้

$$dM = \chi E \Pi r^2 v_T dt \tag{2.48}$$

ทำให้เกิดการเพิ่มขึ้นของ spherical shell ที่มีความหนา dr จะได้

$$dM = 4\Pi\rho_L r^2 dr \tag{2.49}$$

นำสมการ (2.48) เท่ากับ (2.49) จะได้

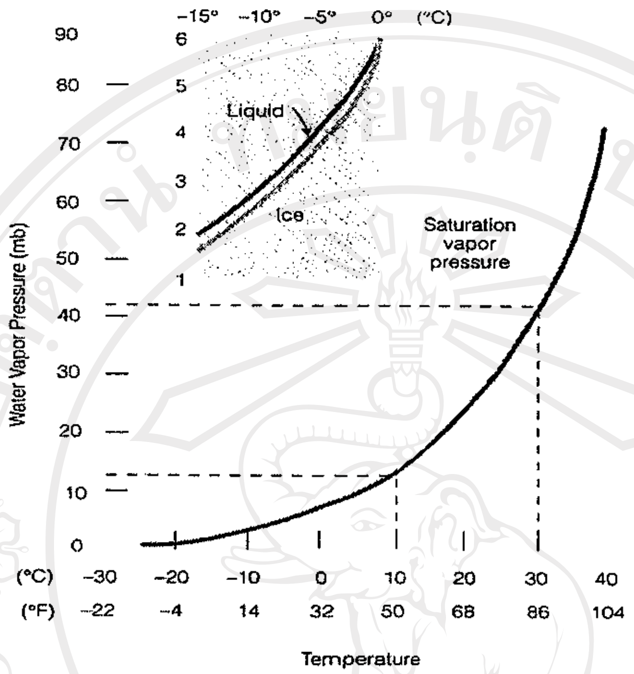
$$\frac{dr}{dt} = \frac{E\chi v_T}{4\rho_L} \tag{2.50}$$

ดังนั้นขบวนการ Collision-Coalescence จะทำให้หยดน้ำเล็กๆหลายหยดรวมกันและพัฒนาไปเป็นน้ำฝนตกลงสู่พื้นโลก

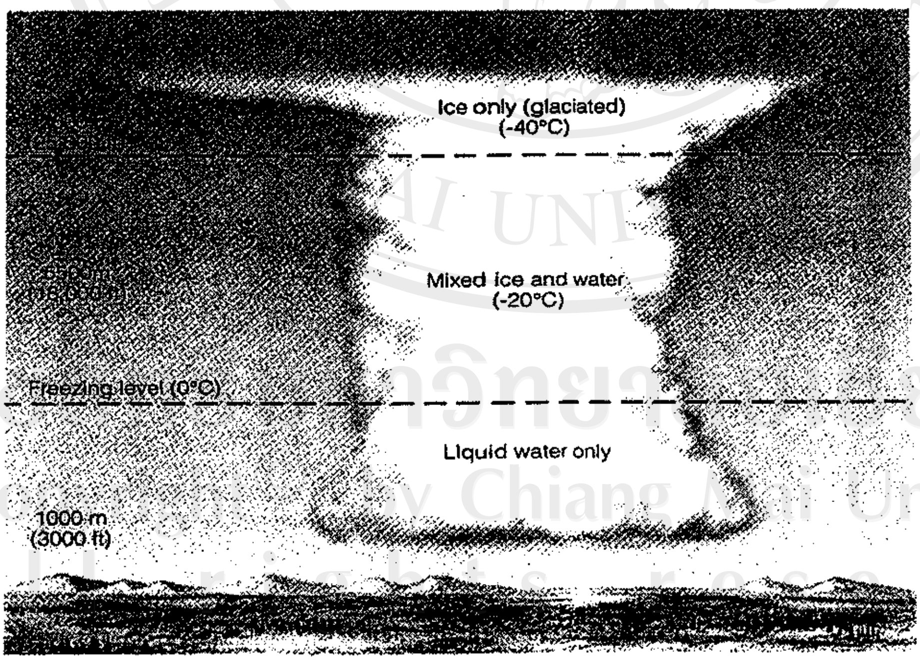
ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

2.9 ขบวนการของเบอร์จีรอน (Bergeron process)

ขบวนการนี้จะเป็นขบวนการที่อธิบายการเกิดหยดน้ำฝนในละติจูดกลางและละติจูดที่สูงๆขึ้นไป ซึ่งจะอธิบายการเกิดเมฆเย็น ที่เกิด ณ อุณหภูมิต่ำกว่า 0°C (32°F) ซึ่งขบวนการนี้จะแสดงถึงการเกิดและอยู่ร่วมกันของไอน้ำ เกร็ดน้ำแข็ง (ice crystal)และ supercooled water droplet ส่วนใหญ่แล้วในการเกิดน้ำแข็งตามธรรมชาติได้นั้นอุณหภูมิต้องไม่ต่ำกว่า -9°C ดังนั้นเมฆที่อยู่ภายใต้ อุณหภูมิระหว่าง 0°C ถึง -9°C จะเกิด supercooled water droplet เพียงอย่างเดียว และอุณหภูมิระหว่าง -10°C ถึง -20°C เมฆจะมีการผสมอยู่ระหว่าง supercooled water droplet เป็นส่วนใหญ่กับเกร็ดน้ำแข็งบางส่วน และที่อุณหภูมิต่ำกว่า -20°C ภายในก้อนเมฆก็จะมีเกร็ดน้ำแข็งเพียงอย่างเดียว ตามรูปที่ 2.7 และรูปที่ 2.8



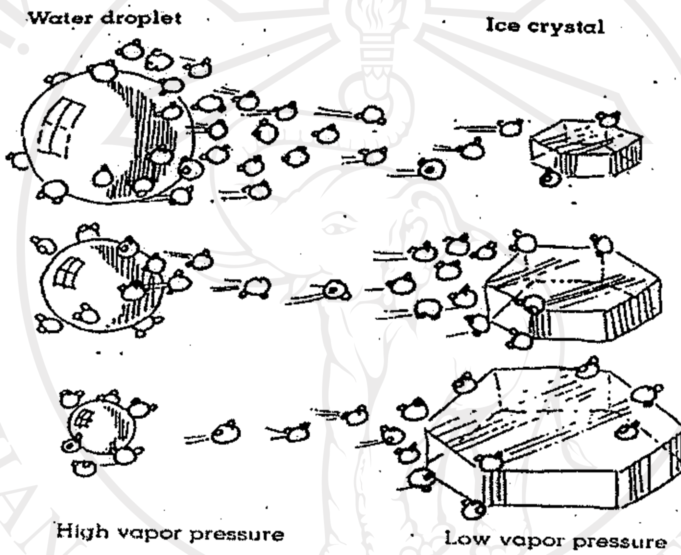
รูปที่ 2.7 ความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิและความดันไอน้ำอิ่มตัว



รูปที่ 2.8 อุณหภูมิและอนุภาคภายในเมฆเย็น

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright by Chiang Mai University
All rights reserved

ในการเกิด supercooled water droplet กับ ice crystal จะเกิดทางแนวดิ่งในก้อนเมฆ เช่น เมฆแบบ Cumulonimbus จะมีองค์ประกอบต่างกันที่ความสูงต่างกันขึ้นกับการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงในแนวดิ่งภายในก้อนเมฆ โดยทั่วไป เกร็ดน้ำแข็งจะอยู่ในบริเวณที่อุณหภูมิต่ำมากๆ ส่วนหยดน้ำจะอยู่บริเวณใกล้กับฐานเมฆ บริเวณตรงกลางจะมีการผสมระหว่าง supercooled water droplet กับเกร็ดน้ำแข็ง นอกจากนี้การพัดหยดน้ำขึ้นไปในระดับที่สูงขึ้นในก้อนเมฆจะทำให้เกร็ดน้ำแข็งมากขึ้นด้วย แต่จำนวนเกร็ดน้ำแข็งมีปริมาณน้อยกว่าหยดน้ำมาก และมีการเกิดตามรูปที่ 2.9



จากรูปที่ 2.9 เป็นการเปลี่ยนสถานะจากหยดน้ำ (supercooled water droplet) เป็นเกร็ดน้ำแข็ง (ice crystal)

เนื่องจากความดันไอน้ำอิ่มตัวเหนือน้ำมีค่ามากกว่า ค่าความดันไอน้ำอิ่มตัวเหนือน้ำแข็งทำให้ไอน้ำเคลื่อนที่จากบริเวณที่มีความดันไอสูงไปสู่บริเวณที่มีความดันไอต่ำกว่า ทำให้ไอน้ำรอบหยดน้ำ (supercooled droplet) จะเคลื่อนตัวไปสู่บริเวณไอน้ำรอบเกร็ดน้ำแข็ง (ice crystal) เมื่อไอน้ำรอบหยดน้ำลดลงไป ระบบจะพยายามรักษาสมดุลเดิมคือให้มีจำนวนไอน้ำรอบหยดน้ำเท่าเดิมดังนั้น หยดน้ำต้องระเหยกลายเป็นไอน้ำทำให้หยดน้ำมีขนาดเล็กลงไปเรื่อยๆ ทำนองเดียวกัน บริเวณรอบเกร็ดน้ำแข็งจะมีไอน้ำอยู่รอบๆจำนวนหนึ่ง เมื่อมีไอน้ำจากบริเวณอื่นมาเพิ่มทำให้ระบบเสียสมดุลไปไอน้ำส่วนเกินนั้นก็จะเปลี่ยนสถานะจากไอน้ำกลายเป็นเกร็ดน้ำแข็ง ทำให้เกร็ดน้ำแข็งโตขึ้นเรื่อยๆ

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved