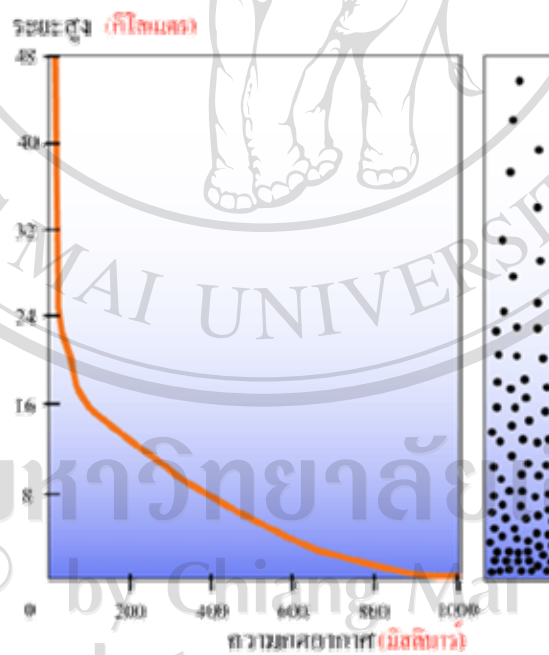


บทที่ 2 ทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง

2.1 โครงสร้างและส่วนประกอบของบรรยากาศ

2.1.1 ความดันและความหนาแน่นของบรรยากาศ

ความดันอากาศหรือความกดอากาศ (Air pressure) คือ น้ำหนักของอากาศที่อยู่เหนือระนาบใด ๆ หาด้วยพื้นที่ของระนาบนั้น หากพิจารณาความดันอากาศของระนาบที่อยู่สูงขึ้นจากเดิม น้ำหนักของอากาศที่อยู่เหนือระนาบดังกล่าวย่อมมีค่าน้อยลง นั่นแสดงว่าความดันอากาศจะมีค่าลดลงเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น และในความเป็นจริงแล้วในบรรยากาศ ความดันอากาศจะลดลงแบบเอกซ์โพเนนเชียล (exponential) กับความสูง ดังแสดงในรูป 2.1 โดยค่าความดันอากาศมาตรฐานที่ระดับน้ำทะเล (standard sea-level surface pressure) มีค่าประมาณ 1013.25 มิลลิบาร์



รูปที่ 2.1 ความดันอากาศตามความสูง(ซ้าย) และความหนาแน่นของอากาศ (ขวา)

ที่มา : <http://www.lesaproject.com>

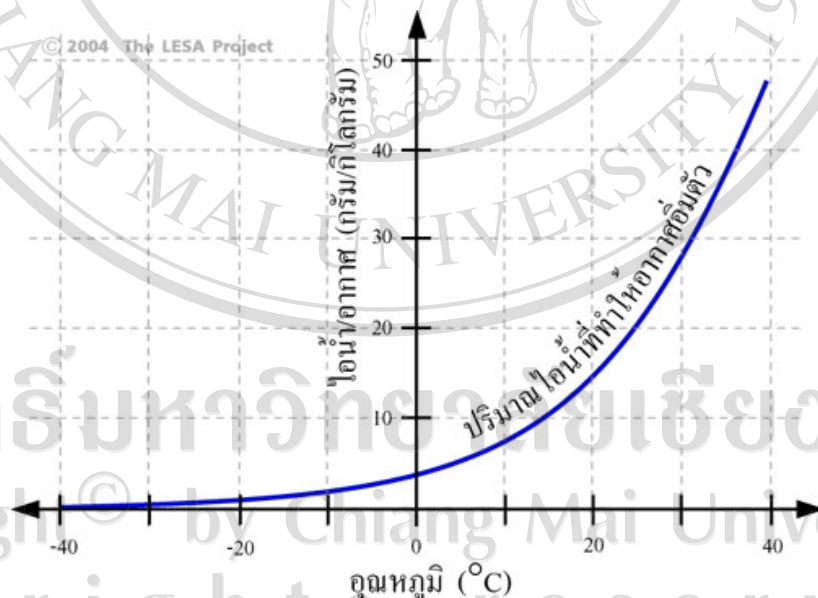
ความหนาแน่นอากาศ (air density) คือมวลอากาศต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศ ความหนาแน่นของอากาศจะมีค่ามากที่สุดใกล้ๆพื้นผิวและลดลงตามความสูงเช่นเดียวกับความดันอากาศ ดังแสดงในรูปที่ 2.1 (คอลัมน์ขวา) ความดันอากาศมีค่าแปรผันตรงกับความหนาแน่นของอากาศ (Air density) ยิ่งความดันอากาศสูง ความหนาแน่นของอากาศก็ยิ่งสูงตาม

2.1.2 ความชื้นในอากาศ

อากาศชื้น คือ อากาศแห้งที่มีไอน้ำรวมอยู่ด้วย ไอน้ำที่อยู่ในอากาศชื้นจะมีปริมาณมากน้อยเพียงใดขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของอากาศขณะนั้น กล่าวคือ ปริมาณไอน้ำจะมีอยู่ในอากาศได้มากขึ้นเมื่ออากาศขณะนั้นมีอุณหภูมิสูงขึ้น ในทางตรงกันข้ามปริมาณไอน้ำจะมีอยู่ในอากาศได้น้อยลงเมื่ออากาศขณะนั้นมีอุณหภูมิต่ำลง

ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity) หมายถึง อัตราส่วนของปริมาณไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศ ต่อ ปริมาณไอน้ำที่จะทำให้อากาศอิ่มตัว ณ อุณหภูมิเดียวกัน ค่าความชื้นสัมพัทธ์แสดงในรูปของร้อยละ (%)

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = (\text{ปริมาณไอน้ำที่อยู่ในอากาศ} / \text{ปริมาณไอน้ำที่ทำให้อากาศอิ่มตัว}) \times 100\%$$



รูปที่ 2.2 ความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิ และปริมาณไอน้ำที่อากาศสามารถรับได้สูงสุด

ที่มา : <http://www.lesaproject.com>

2.1.3 อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew point temperature)

ปริมาณของไอน้ำในอากาศอิ่มตัวขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของอากาศ อากาศร้อนสามารถเก็บไอน้ำได้มากกว่าอากาศเย็น ดังนั้นหากเราลดอุณหภูมิของอากาศจนถึงจุดๆ หนึ่ง จะเกิดอากาศอิ่มตัว (Saturated air) อากาศไม่สามารถเก็บกักไอน้ำไว้ได้มากกว่านี้ หรือกล่าวได้ว่า อากาศมีความชื้นสัมพัทธ์ 100% ดังนั้นหากอุณหภูมียังคงลดต่ำลงอีก ไอน้ำจะเปลี่ยนสถานะเป็นของเหลว อุณหภูมิที่ทำให้เกิดการควบแน่นนี้เรียกว่า อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew point temperature)

2.2 สมการพื้นฐานทางฟิสิกส์บรรยากาศ

2.2.1 สมการสถานะ (Equation of state)

สมการสถานะใช้อธิบายความสัมพันธ์ระหว่าง ความดัน ปริมาตร และ อุณหภูมิของก๊าซ โดยในการนำมาวิเคราะห์จะถือว่าอากาศเป็นก๊าซในอุดมคติ (Ideal gas) เนื่องจากในบรรยากาศจะมีอันตรกิริยาระหว่างโมเลกุลน้อยมาก จึงใช้สมการสถานะของก๊าซอุดมคติในการคำนวณกรณีอากาศจริงได้ดังนี้

$$pV = nRT$$

หรือ

$$p\alpha = RT$$

(2.1)

เมื่อ $\alpha = \frac{V}{M} = \frac{1}{\rho}$ คือ ปริมาตรจำเพาะ (specific volume)

M , V และ ρ คือ มวล ปริมาตร และ ความหนาแน่นของก๊าซตามลำดับ

2.2.2 Virtual Temperature

เนื่องจากในบรรยากาศนั้นประกอบไปด้วยก๊าซชนิดต่างๆ เช่น ไนโตรเจน ออกซิเจน ไอน้ำ เป็นต้น ดังนั้น ความดันบรรยากาศหรือความกดบรรยากาศจึงเป็นผลมาจากความดันย่อยจากองค์ประกอบต่างๆ ในบรรยากาศ เราจึงสามารถใช้กฎของดอลตัน (Dalton's law) ซึ่งกล่าวว่าความดันรวมของก๊าซผสมเท่ากับผลรวมของความดันย่อยต่างๆ เข้ามาประยุกต์กับสมการสถานะในบรรยากาศซึ่งเป็นของผสมระหว่างก๊าซและไอน้ำ ทำให้อากาศมีทั้งอากาศแห้งและอากาศชื้น จึงไม่สะดวกที่จะคิดมวลของอากาศแห้งและอากาศชื้นแยกจากกัน จึงพิจารณาก่อนอากาศหนึ่ง ถ้าหากเราเพิ่มอุณหภูมิก่อนอากาศก่อนนี้ ย่อมมีโอกาสทำให้ความหนาแน่นและความดันของอากาศก่อนนี้เท่ากับอากาศชื้น จึงนิยาม Virtual Temperature ว่าอุณหภูมิของอากาศแห้งที่มีความดันและความหนาแน่นเท่ากับอากาศชื้น ซึ่งมีที่มาดังนี้

เมื่อพิจารณาสมการ(2.1) กับอากาศแห้งและไอน้ำ จะให้ความหนาแน่นของอากาศแห้งและไอน้ำดังนี้

$$\rho_w = \frac{e m_w}{RT}$$

$$\rho_d = \frac{p_d m_d}{RT}$$

สัญลักษณ์ w แทนไอน้ำ และ d แทนอากาศแห้ง ทำนองเดียวกันความหนาแน่นรวมของอากาศชื้นเท่ากับผลรวมของความหนาแน่นของอากาศแห้งและไอน้ำ

$$\rho = \rho_w + \rho_d = \frac{e m_w + p_d m_d}{RT}$$

$$\rho = \frac{e m_w + (P - e) m_d}{RT}$$

เมื่อ $P = p_d + e$ คือ ความดันรวมของอากาศชื้น

$$\rho = P m_d \frac{\frac{e m_w}{P m_d} + \left(1 - \frac{e}{P}\right)}{RT}$$

$$\rho = \frac{P m_d}{RT} \left(1 - \frac{3 e}{8 P}\right)$$

ซึ่งรูปแบบคล้ายคลึงกับ $\rho = \frac{P m}{RT}$

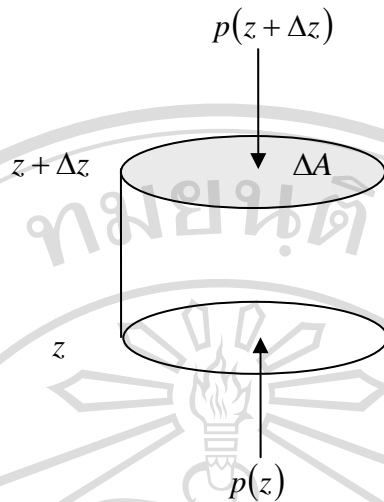
เมื่อ $\frac{m_w}{m_d} = \frac{18}{28.9} = \frac{5}{8}$ โดยประมาณ

จะได้ Virtual temperature = $T^* = \frac{T}{1 - \frac{3}{5}q}$ (2.2)

เมื่อ $q = \frac{e}{P}$ คือ specific humidity หรือ ปริมาณไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศหน่วยกรัม

2.2.3 สมการอุทกสถิตศาสตร์ (Hydrostatic equation)

ในบรรยากาศที่หยุดนิ่ง แรงลัพธ์ที่กระทำต่อก้อนอากาศจะเป็นศูนย์ เมื่อพิจารณาลำอากาศรูปทรงกระบอกดังรูปที่ 2.4



รูปที่ 2.3 แรงที่กระทำต่อลำอากาศในแนวตั้ง

โดยที่ $p = \frac{F}{A}$ และ F, A, Z คือ แรง, พื้นที่ผิวที่แรงกระทำต่อก้อนอากาศ, ความสูงของลำอากาศ ตามลำดับ

จะได้ว่า
$$g\rho\Delta A\Delta z = p(z)\Delta A - p(z + \Delta z)\Delta A$$

ใช้ Taylor expansion โดยคิดผลแค่สองพจน์แรก ได้ว่า

$$p(z + \Delta z) \approx p(z) + \frac{dp}{dz} \Delta z$$

ดังนั้น จะได้สมการอุทกสถิตศาสตร์คือ

$$\left(\frac{dp}{dz}\right) = -\rho g \quad (2.3)$$

โดยปกติความกดอากาศของอากาศลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น ซึ่งเป็นไปตามหลักการด้านอุทกสถิตศาสตร์ (hydrostatic principle) ที่กล่าวว่า เกรเดียนต์ (gradient) ของความดันเทียบกับความสูงลดลงตามความหนาแน่นของอากาศและความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก

2.2.4 กฎข้อที่หนึ่งของอุณหพลศาสตร์ (First Law of Thermodynamics)

กฎข้อที่ 1 ของอุณหพลศาสตร์แสดงถึงการอนุรักษ์พลังงาน โดยที่พลังงานของระบบ คือ ความสามารถของระบบที่จะทำงานได้ พลังงานไม่สามารถสร้างขึ้นหรือทำลายได้ เพียงแต่เปลี่ยนรูปไปเท่านั้น พิจารณาระบบที่การเปลี่ยนแปลงสถานะหนึ่งไปอีกสถานะหนึ่ง โดยมีการถ่ายเทความร้อนและงานให้กับระบบ ดังความสัมพันธ์

$$dq = du + dw \quad (2.4)$$

เมื่อ dq คือ การถ่ายเทพลังงานความร้อนต่อหนึ่งหน่วยมวลของก้อนอากาศ ถ้า $dq > 0$ ก้อนอากาศมีการรับพลังงานจากสิ่งแวดล้อม ถ้า $dq < 0$ ก้อนอากาศมีการสูญเสียความร้อนให้แก่สิ่งแวดล้อม

du คือ การเปลี่ยนแปลงพลังงานภายในของก้อนอากาศ พลังงานภายในเพิ่มขึ้นเป็นบวก(+) และลดลงเป็นลบ(-)

dw คือ งานที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงปริมาตรของระบบต่อหนึ่งหน่วยมวล ถ้าก้อนอากาศทำงานต่อสิ่งแวดล้อม $dW > 0$ ก้อน ถ้า สิ่งแวดล้อมทำงานต่อก้อนอากาศ $dW < 0$

จากสมการ (2.4)

$$dq = du + dw$$

แทน $du = C_v dt$ และ $dw = p d\alpha$

$$dq = C_v dt + p d\alpha \quad (2.5)$$

โดยที่ C_v คือ ค่าความจุความร้อนจำเพาะที่ปริมาตรคงที่

C_p คือ ค่าความจุความร้อนจำเพาะที่ความดันคงที่

Differentiate สมการ (2.1) $d(p\alpha) = d(RT)$

$$p d\alpha + \alpha dp = R dT \quad (2.6)$$

นำ (2.6) แทน (2.5)
$$dq = C_v dt + R dT - \alpha dp \quad (2.7)$$

จาก $C_p - C_v = R$ จะได้ $C_p = R + C_v$

ดังนั้นสมการ (2.7) จะได้
$$dq = C_p dt - \alpha dp \quad (2.8)$$

เมื่อพิจารณาให้อากาศที่มีการเคลื่อนที่ขึ้น แล้วเกิดการขยายและหดตัวของปริมาตรก้อน

อากาศด้วยการเปลี่ยนแปลงพลังงานภายในโดยไม่คิดผลของการถ่ายเทความร้อนระหว่างระบบกับสิ่งแวดล้อม (Adiabatic process, $dq = 0$) ดังนั้นจากสมการที่ (2.8) จะได้ว่า

$$C_p dt = \alpha dp \quad (2.9)$$

จากสมการ (2.3) จะได้

$$dp = -\rho g dz \quad (2.10)$$

แทน (2.10) ใน (2.8) ได้ว่า

$$C_p dt = -\alpha p g dz$$

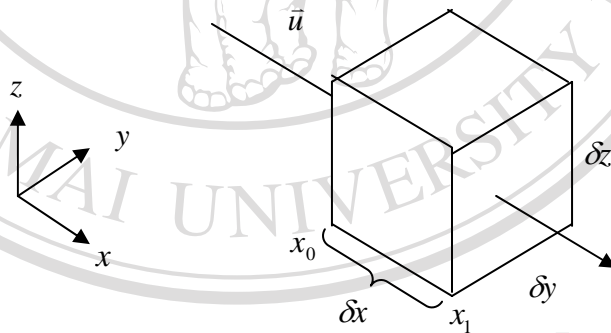
$$\Gamma_d = \frac{dt}{dz} = -\frac{g}{C_p}$$

เมื่อ Γ_d เรียกว่า Dry adiabatic lapse rate คือ การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงของอากาศแห้งแบบ adiabatic โดยมีค่าเท่ากับ $9.8^\circ\text{C}/\text{km}$ หรือประมาณ $10^\circ\text{C}/\text{km}$

ในกรณีอากาศเคลื่อนที่ขึ้นจนถึงระดับที่อิ่มตัวไปด้วยไอน้ำ หรือไม่สามารถรับไอน้ำได้อีก ไอน้ำในอากาศจะมีการควบแน่น (Condense) กลายเป็นหยดน้ำ แล้วรวมตัวกันเป็นหมอกหรือเมฆ ขณะเกิดการควบแน่นจะมีการคายความร้อนแฝงออกมาสู่สิ่งแวดล้อม ทำให้ก้อนอากาศลดอุณหภูมิตามความสูงน้อยกว่า Dry adiabatic lapse rate โดยมีค่าประมาณ $6.5^\circ\text{C}/\text{km}$ เรียกค่านี้ว่า moist adiabatic lapse rate

2.2.5 สมการความต่อเนื่อง (Equation of continuity)

สมการความต่อเนื่องแสดงถึงกฎการอนุรักษ์มวล ซึ่งสมการความต่อเนื่องอธิบายว่าสำหรับมวลของของไหลที่ผ่านเข้าไปในปริมาตรหนึ่งจะเท่ากับมวลของของไหลที่เคลื่อนที่ออกมาเมื่อความหนาแน่นไม่เปลี่ยนแปลง



รูปที่ 2.4 การเคลื่อนที่ของของไหลผ่านปริมาตร δV ทางด้าน $\delta y \delta z$

พิจารณาปริมาตรขนาดเล็ก ที่มีด้าน $\delta x \delta y \delta z$ ขณะเริ่มต้นมวลของของไหลในกล่อง คือ

$$\delta M = \rho \delta V = \rho (\delta x \delta y \delta z)$$

พิจารณาการเคลื่อนที่ของของไหลเข้าและออกจากด้าน $\delta y \delta z$ ตามลูกศร ได้ว่า

$$\text{มวลต่อเวลาที่ไหลเข้าที่ } x_0 = \rho u \delta y \delta z$$

$$\text{มวลต่อเวลาที่ไหลออกที่ } x_1 = \left(\rho u + \frac{\partial \rho u}{\partial x} \delta x \right) \delta y \delta z$$

การเปลี่ยนแปลงของมวลจากผลต่างของมวลที่ไหลเข้ากับมวลที่ไหลออก คือ

$$\delta y \delta z \left[\rho u - \left(\rho u + \frac{\partial \rho u}{\partial x} \delta x \right) \right] = -\frac{\partial \rho u}{\partial x} \delta x \delta y \delta z$$

หากเราพิจารณาทั้ง 3 แกน ในช่วงเวลา dt ได้ว่า

$$\text{มวลที่สะสมในเวลา } dt \text{ คือ } = -\left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) \delta V dt \quad (2.11)$$

ถ้าปริมาตร δV มีค่าคงที่ มวลที่เพิ่มขึ้นในเวลา dt คือ

$$\left(\rho + \frac{\partial \rho}{\partial t} dt \right) \delta V - \rho \delta V = \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta V dt \quad (2.12)$$

จากหลักอนุรักษ์มวล (Principle of conservation of mass) ได้สมการ (2.11) เท่ากับ (2.12)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial t} &= -\left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) &= 0 \end{aligned} \quad (2.13)$$

จากสมการ (2.13) 4 พจน์แรก แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงทั้งหมดของความหนาแน่น, $\frac{D\rho}{Dt}$ จะได้

$$\begin{aligned} \frac{D\rho}{Dt} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) &= 0 \\ \frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) &= 0 \end{aligned} \quad (2.14)$$

Partial derivative $\frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial y}, \frac{\partial w}{\partial z}$ แสดงถึงลักษณะการพัดกระจายตัวของมวลอากาศ

(mass divergence) โดยผลรวมของการพัดกระจายตัวด้วยการไหลจะสมดุลหรือมีค่าเท่ากับอัตราการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นต่อเวลา เขียนสมการ (2.14) ใหม่จะได้

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \vec{\nabla} \cdot \vec{v} = 0 \quad (2.15)$$

โดยที่ $\vec{v} = u\hat{x} + v\hat{y} + w\hat{z}$ คือ ความเร็วลมในสามมิติ

และ $\vec{\nabla} \cdot \vec{v}$ คือ Wind convergence

สำหรับการเปลี่ยนแปลงในบรรยากาศนั้น อากาศเป็นของไหลที่บีบอัดไม่ได้ (Incompressible fluid) เนื่องจากปริมาตรโดยรวมทั้งหมดไม่เปลี่ยนแปลง จะได้สมการ (2.15)

ดังนั้น

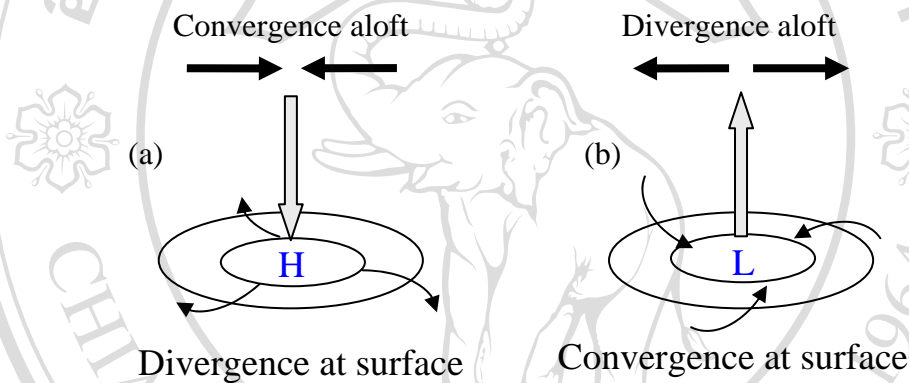
$$\vec{\nabla} \cdot \vec{v} = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0$$

จัดรูปโดยแยกตามแนวราบและแนวตั้งได้ดังนี้

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z} \tag{2.16}$$

หมายความว่า

1. $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} > 0$ มีการพัดกระจายตัวออกของอากาศในแนวราบ อากาศด้านบนต้องมีการเคลื่อนที่ลง เกิดเป็นบริเวณความกดอากาศสูง (high pressure) ดังรูป 2.7(a)
2. $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} < 0$ มีการพัดรวมตัวกันของอากาศในแนวราบ จะต้องมีการเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้ง เกิดเป็นบริเวณความกดอากาศต่ำ (low pressure) ดังรูป 2.7(b)



รูปที่ 2.5 horizontal divergence (a) และ horizontal convergence (b)

2.2.6 สมการการเคลื่อนที่ (Equation of motion)

เนื่องจากลมคืออากาศที่เคลื่อนที่ ดังนั้นกฎการเคลื่อนที่ข้อที่ 2 ของนิวตันจึงสามารถนำมาใช้หาสมการการเคลื่อนที่ของอากาศได้ โดยจากกฎข้อที่สองของนิวตัน เมื่อวัตถุมวล m ถูกกระทำด้วยแรง \vec{F} จะเคลื่อนที่ด้วยความเร่ง \vec{a} โดยมีความสัมพันธ์ดังนี้

$$\vec{a} = \frac{\vec{F}}{m}$$

แต่เนื่องจากโลกเป็นกรอบการเคลื่อนที่กำลังหมุนอยู่ด้วยความเร็วเชิงมุม Ω ซึ่งอัตราเร็วเชิงมุมประมาณ $7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/sec}$ รอบแกนเหนือใต้ในทิศทวนเข็มนาฬิกา ดังนั้นทำให้วัตถุที่มีความเร็วบนโลก \vec{V} จะมีความเร็วสัมบูรณ์ (absolute velocity) หรือความเร็วที่ผู้สังเกตสังเกตได้จากกรอบอ้างอิงที่หยุดนิ่งหรือเคลื่อนที่ด้วยอัตราเร็วเชิงเส้นคงที่เท่ากับ

$$\vec{V}_A = \vec{V} + \vec{\Omega} \times \vec{R}_e \tag{2.17}$$

โดยที่ \vec{R}_e คือ รัศมีเฉลี่ยของโลก มีค่าประมาณ 6378.16 km

เมื่อพิจารณาในเทอมของความเร่งจะได้ความเร่งเฉื่อย (inertial acceleration) ดังต่อไปนี้

$$\begin{aligned}\bar{a}_A &= \frac{d\bar{V}_A}{dt} + \bar{\Omega} \times \bar{V}_A \\ \bar{a}_A &= \frac{d\bar{V}}{dt} + \bar{\Omega} \times \frac{d\bar{R}_e}{dt} + \bar{\Omega} \times \bar{V} + \bar{\Omega} \times (\bar{\Omega} \times \bar{R}_e)\end{aligned}\quad (2.18)$$

และ พิจารณาให้ $\frac{d\bar{R}_e}{dt} \approx \bar{V}$ จะได้สมการ (2.18) ใหม่เป็น

$$\begin{aligned}\bar{a}_A &= \frac{d\bar{V}}{dt} + 2\bar{\Omega} \times \bar{V} + \bar{\Omega} \times (\bar{\Omega} \times \bar{R}_e) \\ &= \bar{a}_l + \bar{a}_c + \bar{a}_{cp}\end{aligned}\quad (2.19)$$

จะได้สมการการเคลื่อนที่บนโลกที่เป็น

$$\begin{aligned}\frac{\bar{F}}{m} &= \bar{a}_l + \bar{a}_c + \bar{a}_{cp} \\ \bar{F}_l &= \bar{F} - \bar{F}_c - \bar{F}_{cp}\end{aligned}\quad (2.20)$$

เมื่อ \bar{F}_l คือ แรงที่กระทำกับอากาศแต่ละบริเวณ ณ จุดที่สังเกตบนโลก
 \bar{F} คือ แรงที่กระทำกับก้อนอากาศจริง
 \bar{F}_c คือ แรงโคริโอลิส (Coriolis force)
 \bar{F}_{cp} คือ แรงเข้าสู่ศูนย์กลาง (Centripetal force)

2.3 แรงต่างๆ ในสมการการเคลื่อนที่

จากการที่โลกหมุนรอบตัวเองจึงทำให้แรงในสมการการเคลื่อนที่ของอากาศจำแนกได้เป็นสองประเภท คือ

1. แรงที่กระทำกับอากาศจริง (real force) คือ แรงที่มีอยู่และกระทำกับอากาศจริง

- แรงเนื่องจากความต่างของความดันอากาศ (Pressure Gradient Force)
- แรงโน้มถ่วง (Gravitational Force)
- แรงเสียดทาน (Friction Force)

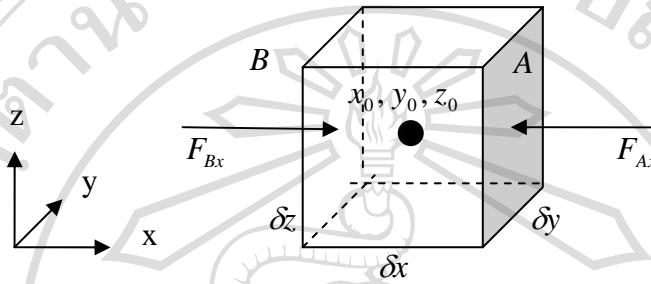
2. แรงปรากฏ คือ แรงที่ไม่มีอยู่จริง แต่ปรากฏขึ้นเนื่องจากการหมุนของโลก

- แรงโคริโอลิส (Coriolis Force)
- แรงหนีศูนย์กลาง (Centrifugal Force)

โดยแรงเหล่านี้คือสาเหตุของการเกิดการเคลื่อนที่ของอากาศหรือลม และยังเป็นตัวกำหนดขนาดและทิศทางของการเคลื่อนที่อีกด้วย

2.3.1 Pressure Gradient Force (PGF)

แรงนี้เกิดจากความแตกต่างของความดัน ทำให้อากาศเคลื่อนที่จากบริเวณที่มีความดันสูง ไปยังบริเวณที่มีความดันต่ำกว่า พิจารณาก่อนอากาศเล็กๆ ก้อนหนึ่ง สมมติว่ามี ปริมาตร $\delta V = \delta x \delta y \delta z$ ดังรูป มีศูนย์กลางที่ x_0, y_0, z_0



รูปที่ 2.6 แรงที่กระทำต่อก้อนอากาศ

โมเมนต์ที่เคลื่อนที่ผ่านต่อพื้นที่ต่อเวลาเท่ากับความดันที่กระทำโดยอากาศรอบๆ

P_0 คือ แรงดันที่กระทำที่ตำแหน่ง x_0, y_0, z_0

$$\text{แรงดันบนด้าน A} = p_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} + \text{higher order}$$

$$F_{Ax} = \text{แรงดันที่กระทำต่อปริมาตร } \delta V \text{ ด้าน A}$$

$$= - \left(p_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} \right) \delta y \delta z$$

$$F_{Bx} = \left(p_0 - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} \right) \delta y \delta z$$

ดังนั้น แรงลัพธ์ขององค์ประกอบทางแกน x เป็น

$$F_x = F_{Ax} + F_{Bx} = - \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \delta y \delta z$$

โดยที่มวล $m = \rho \delta x \delta y \delta z$

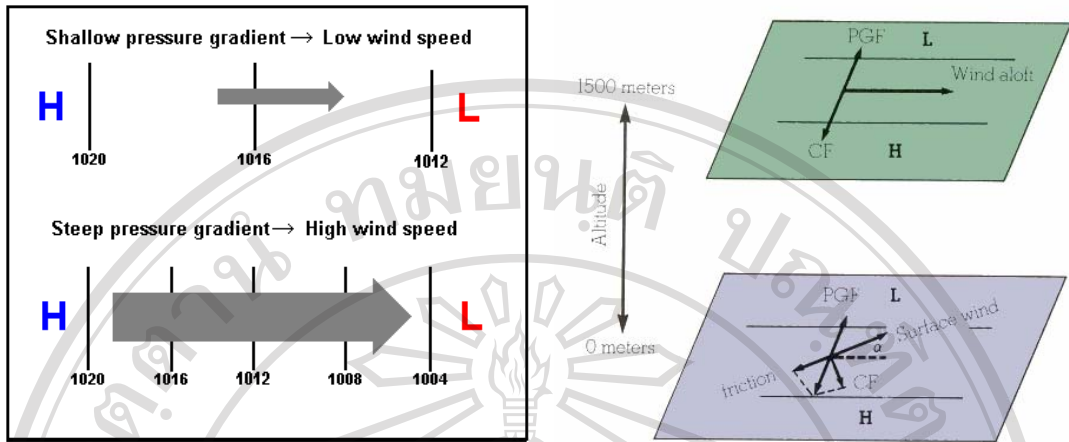
$$\text{ดังนั้น } \frac{F_x}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\text{ทำนองเดียวกันจะได้ว่า } \frac{F_y}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \text{ และ } \frac{F_z}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$$

Pressure gradient force ทั้งหมดคือ

$$\frac{\vec{F}_p}{m} = - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p \tag{2.21}$$

โดยแรงนี้จะแปรผันโดยตรงตามความดันที่เปลี่ยนแปลงตามระยะทาง



รูปที่ 2.7 (ซ้าย) Pressure Gradient Force ของบริเวณที่มีความดันอากาศต่างกัน และ (ขวา) การเคลื่อนที่ของลมในชั้นบนและชั้นล่างที่เกิดจากการสมดุลของแรงต่างๆ ที่มา : <http://physics.uwstout.edu/WX/Notes/ch6notes.htm>

2.3.2 Gravitational Force

เป็นแรงดึงดูดระหว่างมวลของก้อนอากาศและโลก มีความสัมพันธ์ดังสมการ

$$\vec{F}_g = -\frac{GMm}{r^2} \left(\frac{\vec{r}}{r} \right)$$

เมื่อ G คือ gravitational constant

$$\text{แรงต่อหน่วยมวล} = \frac{\vec{F}_g}{m} = g^* = -\frac{GM}{r^2} \left(\frac{\vec{r}}{r} \right) \quad (2.22)$$

ให้ a คือ รัศมีเฉลี่ยของโลก

z คือ ระยะสูงจาก mean sea level pressure

จะได้ $r = a + z$

$$g^* = \frac{g}{\left(1 + \frac{z}{a}\right)^2}$$

$$g_0^* = -\frac{GM}{a^2} \left(\frac{\vec{r}}{r} \right)$$

ในบรรยากาศ $z \ll a$ ถือว่า $g^* = g_0^*$ มีค่าคงที่

2.3.3 Friction Force

พิจารณาสภาพอากาศที่ไม่มีการอัดตัว โดยระหว่าง 2 ชั้นบรรยากาศที่ห่างกัน 1 หน่วย พิจารณาแผ่นล่างหยุดนิ่ง แผ่นบนเคลื่อนที่ตามแกน X แรงที่ขานานกับแผ่นบนทำให้แผ่นบนเคลื่อนที่อย่างสม่ำเสมอ ซึ่งแปรผันตรงกับพื้นที่และความเร็วของแต่ละแผ่น แต่แปรผกผันกับระยะห่างระหว่างแผ่น

$$F = \frac{\mu Au_0}{l}$$

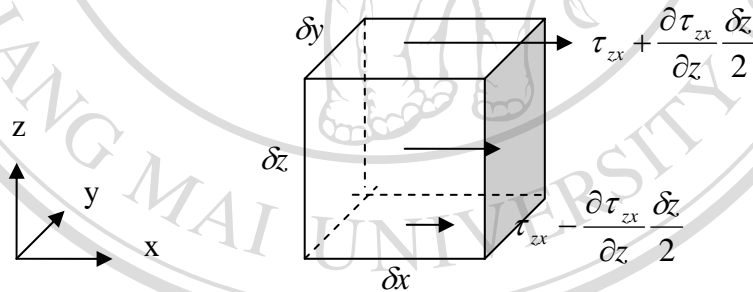
เมื่อ μ คือ dynamic viscosity coefficient

ในสภาพของการเคลื่อนที่ที่สม่ำเสมอ แรงที่ทำให้แผ่นบนเคลื่อนที่นั้นจะเท่ากับแรงที่แผ่นบนกระทำต่อของไหลชั้นที่ติดกับแผ่นบน แต่ละชั้นของของไหลจะต้องออกแรงเท่ากันต่อของไหลชั้นล่างถัดไปตามลำดับ ขอบเขตห่างกันเข้าใกล้ศูนย์

แรงหนืด (viscosity force) ต่อพื้นที่ หรือ ความเค้นเฉือน (shearing stress) คือ

$$\tau_{zx} = \mu \frac{\partial u}{\partial z}$$

เมื่อ τ_{zx} คือองค์ประกอบของความเค้นเฉือนในแกน X



รูปที่ 2.8 องค์ประกอบในแนวแกน X ของความเค้นเฉือน

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
 Copyright © by Chiang Mai University
 All rights reserved

จากรูป 2.9 สามารถคำนวณแรงหนืดสุทธิสำหรับของของไหลที่ไม่มีการอัดตัว พิจารณาจากปริมาตร $\delta V = \delta x \delta y \delta z$ มีศูนย์กลาง x_0, y_0, z_0

$$\begin{aligned} \text{ความเค้นเฉือนในแนวแกน X กระทำที่ศูนย์กลาง} &= \tau_{zx} \\ \text{ความเค้นเฉือนที่กระทำที่ผิวรอยต่อด้านบน} &= \tau_{zx} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \frac{\delta z}{2} \\ \text{ความเค้นเฉือนที่กระทำที่ผิวรอยต่อด้านล่าง} &= \tau_{zx} - \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \frac{\delta z}{2} \end{aligned}$$

แรงหนืดสุทธิที่กระทำต่อปริมาตรในแกน X คือ

$$\left(\tau_{zx} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \frac{\delta z}{2} \right) \delta y \delta x - \left(\tau_{zx} - \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \frac{\delta z}{2} \right) \delta y \delta x = \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \delta z \delta x \delta y$$

แรงหนืดต่อมวลคือ

$$\frac{\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \delta z \delta x \delta y}{M} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right)}{\partial z}$$

สำหรับในกรณีที่มี μ คงที่

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

เมื่อ $\nu = \frac{\mu}{\rho}$ = kinematic viscosity coefficient

และในกรณีสามมิติจะได้ว่า

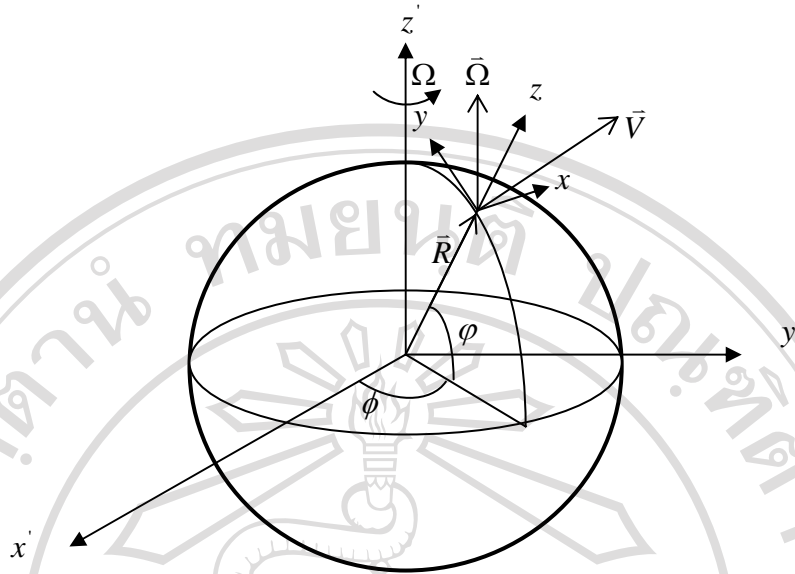
$$\frac{F_{vis}}{M_a} = \frac{\eta_a}{\rho_a} \nabla^2 \vec{V} = \nu_a \nabla^2 \vec{V} \quad (2.23)$$

เมื่อ ν_a kinematic viscosity of air

สำหรับแรงเสียดทานในบรรยากาศมีค่าน้อย ยกเว้นบริเวณพื้นผิวซึ่งมีความเร็วลม ซึ่งไม่เป็นเชิงเส้นในช่วงระยะสั้นๆ จะเป็นปัจจัยเพิ่มขนาดของแรงเสียดทาน

2.3.4 Coriolis Force

แรงโคริโอลิสเป็นแรงปรากฏที่เกิดจากการเคลื่อนที่ในกรอบที่หมุนส่งผลให้การเคลื่อนที่ที่มีการเบี่ยงเบนไปจากเดิม เมื่อพิจารณาสมการ (2.24) และรูปที่ 2.10 จะได้ว่าแรงโคริโอลิสที่ละติจูด (latitude, φ) ใดๆ มีค่าเป็น



รูปที่ 2.9 การเคลื่อนที่ของวัตถุบนผิวโลก

$$\frac{\vec{F}_c}{m} = 2\vec{\Omega} \times \vec{V} = 2\Omega \begin{vmatrix} i & j & k \\ 0 & \cos \varphi & \sin \varphi \\ u & v & w \end{vmatrix}$$

$$\frac{\vec{F}_c}{m} = 2\Omega(w \cos \varphi - v \sin \varphi)\hat{i} + 2\Omega u \sin \varphi \hat{j} - 2\Omega u \cos \varphi \hat{k} \quad (2.24)$$

แต่เมื่อพิจารณาในบรรยากาศ ค่าของ w หรือลมในแนวตั้งมีค่าน้อยมาก เมื่อเทียบกับแนวราบ และขนาดของแรงโคริโอลิสในแนวตั้งน้อยมากเมื่อเทียบกับแนวราบจึงสามารถตัดพจน์ที่หนึ่งและสี่ของสมการ (2.24) ออกได้เป็น

$$\frac{\vec{F}_c}{m} \approx -2\Omega \sin \varphi \hat{i} + 2\Omega u \sin \varphi \hat{j} \quad (2.25)$$

เมื่อนิยาม coriolis parameter ((f)) เป็น $f = 2\Omega \sin \varphi$

จะได้สมการ (2.24) เป็น

$$\frac{\vec{F}_c}{m} = f\hat{k} \times \vec{V}_h \quad (2.26)$$

เมื่อ \vec{V}_h คือ ลมในแนวราบ

โดยแรงโคริโอลิสนี้ จะส่งผลให้วัตถุที่เคลื่อนที่บนโลก มีทิศการเคลื่อนที่เบี่ยงเบนไปทางขวาในซีกโลกเหนือและเบี่ยงเบนไปทางซ้ายในซีกโลกใต้ โดยจะมีค่ามากที่สุดบริเวณขั้วโลก และจะไม่มีผลเมื่อวัตถุเคลื่อนที่บริเวณเส้นศูนย์สูตร

2.3.5 Centripetal force and Centrifugal force

เมื่อวัตถุเคลื่อนที่ใน โลกที่หมุนผู้สังเกตจากกรอบเฉื่อยจะพบว่า มีแรงเข้าสู่ศูนย์กลางกระทำกับวัตถุนั้นและมีทิศพุ่งเข้าหาแกนหมุนของโลก แต่เมื่อพิจารณาจากกรอบบนโลกจะพบว่า มีแรงปรากฏกระทำกับวัตถุซึ่งก็คือแรงหนีศูนย์กลาง โดยแรงนี้มีขนาดเท่ากับแรงเข้าสู่ศูนย์กลางแต่มีทิศตรงกันข้ามเมื่อดูจากสมการ (2.19) และ (2.120) จะได้ความสัมพันธ์ดังนี้

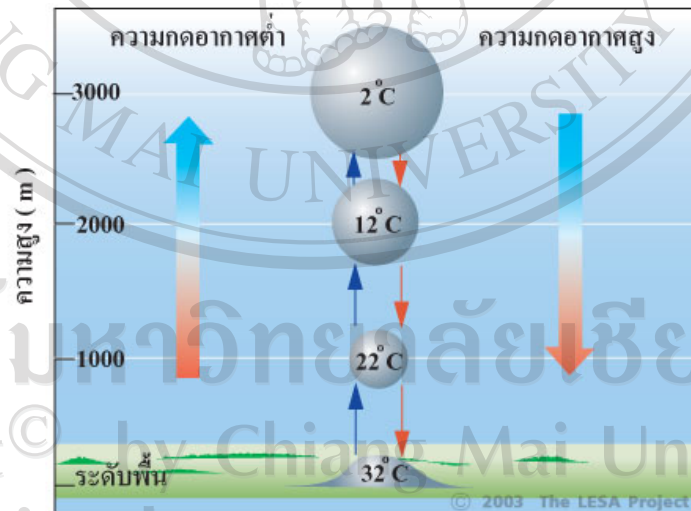
$$\vec{F}_{cp} = -\vec{F}_{cg} = \vec{\Omega} \times \vec{\Omega} \times \vec{R}_e \quad (2.27)$$

$$\vec{F}_{cp} = -j\Omega^2 R_e \cos \varphi \sin \varphi + k\Omega^2 R_e \sin \varphi$$

เมื่อ \vec{F}_{cp} และ \vec{F}_{cg} เป็นแรงเข้าสู่ศูนย์กลางและแรงหนีศูนย์กลางตามลำดับ

2.4 การยกตัวของอากาศและการเกิดเมฆ

พื้นผิวโลกได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ ทำให้อากาศซึ่งอยู่บนพื้นผิวมีอุณหภูมิสูงขึ้นและลอยตัวสูงขึ้น เมื่อก่อนอากาศร้อนยกตัว ปริมาตรจะเพิ่มขึ้นเนื่องจากความกดอากาศน้อยลง มีผลทำให้อุณหภูมิลดลงด้วย dry adiabatic lapse rate จนกระทั่งก่อนอากาศมีอุณหภูมิต่ำกว่าถึงแนวเคล็ดมมันก็จะหยุดเคลื่อนที่ขึ้น และเมื่อกลุ่มอากาศมีอุณหภูมิต่ำกว่าถึงแนวเคล็ดม ก้อนอากาศจะเคลื่อนที่ลง และมีปริมาตรน้อยลงเนื่องจากความกดอากาศที่เพิ่มขึ้น และส่งผลทำให้อุณหภูมิของก้อนอากาศสูงขึ้นด้วย ดังรูปที่ 2.11

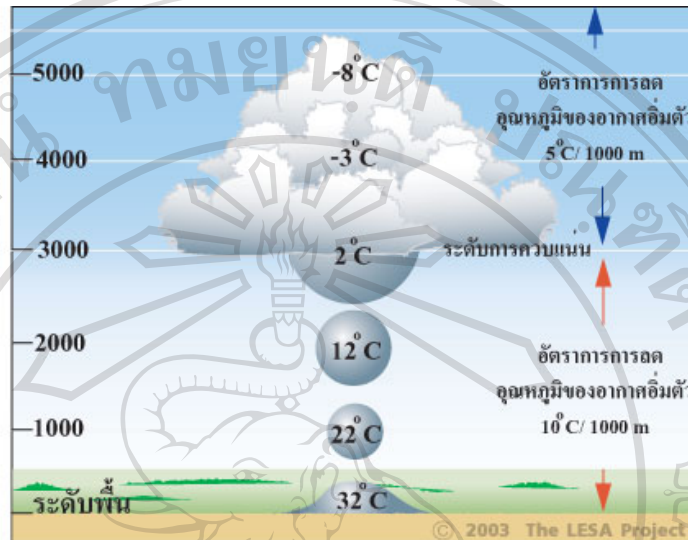


รูปที่ 2.10 การยกตัวของอากาศ

ที่มา : <http://www.lesaproject.com>

เมื่อก่อนอากาศยกตัว ปริมาตรจะเพิ่มขึ้น ทำให้อุณหภูมิลดต่ำลงด้วย dry adiabatic lapse rate จนกระทั่งถึงระดับการควบแน่น อากาศจะมีอุณหภูมิต่ำจนถึงจุดน้ำค้าง หากอุณหภูมียังคง

ลดต่ำไปอีก ใอน้ำในอากาศจะควบแน่นเปลี่ยนสถานะเป็นหยดน้ำขนาดเล็ก (ซึ่งก็คือเมฆที่เรา มองเห็น) และคายความร้อนแฝงออกมา ทำให้อุณหภูมิก่อนอากาศลดลงด้วย moist adiabatic lapse rate ประมาณ $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ดังรูปที่ 2.12



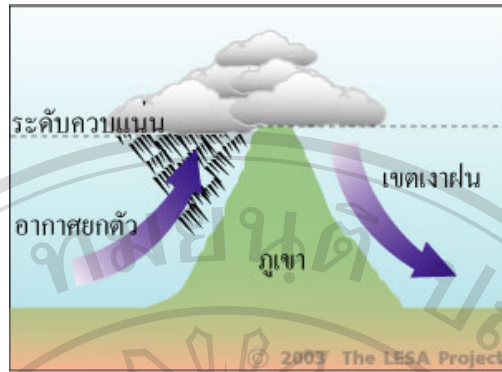
รูปที่ 2.11 การควบแน่นเนื่องจากการยกตัวของอากาศ

ที่มา : <http://www.lesaproject.com>

เราจะเห็นได้ว่า “เมฆ” เกิดขึ้นได้ก็ต่อเมื่อมีการยกตัวของอากาศเท่านั้น กลไกที่ทำให้เกิดการเคลื่อนตัวของอากาศในแนวตั้งเช่นนี้ มี 4 กระบวนการ ดังนี้

2.4.1 สภาพภูมิประเทศ (Orographic lift)

เมื่อกระแสลมปะทะภูเขา อากาศถูกบังคับให้ลอยสูงขึ้น (เนื่องจากไม่มีทางออกทางอื่น) จนถึงระดับควบแน่นก็จะกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ ดังเราจะเห็นได้ว่า บนยอดเขาสูงมักมีเมฆปกคลุมอยู่ ทำให้บริเวณยอดเขา มีความชุ่มชื้นและอุดมไปด้วยป่าไม้ และเมื่อกระแสลมพัดผ่านยอดเขาไป อากาศแห้งที่สูญเสียไอน้ำไป จะเคลื่อนที่ลงจนมีอุณหภูมิสูงขึ้น ภูมิอากาศบริเวณหลังภูเขาจึงเป็น เขตที่แห้งแล้ง เรียกว่า “เขตเงาฝน” (Rain shadow)

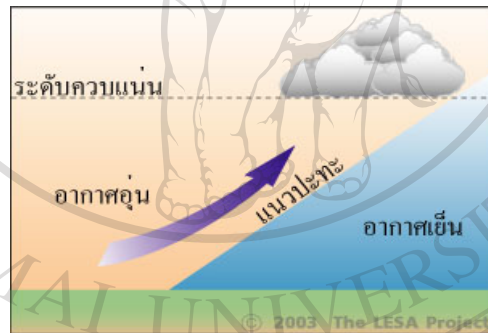


รูปที่ 2.12 อากาศยกตัวเนื่องจากสภาพภูมิประเทศ

ที่มา : <http://www.lesaproject.com>

2.4.2 แนวปะทะ (Weather front)

อากาศร้อนมีความหนาแน่นต่ำกว่าอากาศเย็น เมื่ออากาศร้อนปะทะกับอากาศเย็น อากาศร้อนจะยกขึ้น และอุณหภูมิลดต่ำลงจนถึงระดับความชื้น



รูปที่ 2.13 อากาศยกตัวเนื่องจากแนวปะทะอากาศ

ที่มา : <http://www.lesaproject.com>

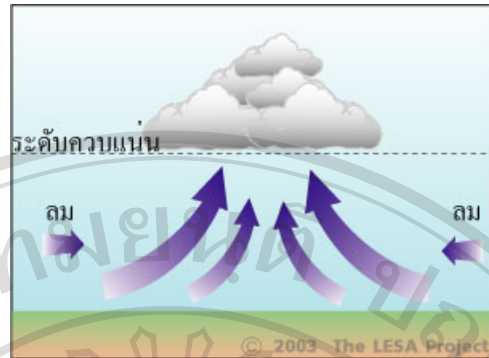
2.4.3 การพัดรวมตัวกันของอากาศ (Wind convergence)

เมื่อกระแสลมพัดมาปะทะกัน อากาศจะยกตัวขึ้น ทำให้อุณหภูมิลดต่ำลงจนเกิดอากาศอึมครึม ไอน้ำในอากาศควบแน่นเป็นหยดน้ำ กลายเป็นเมฆ

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่

Copyright © by Chiang Mai University

All rights reserved



รูปที่ 2.14 อากาศยกตัวเนื่องจากอากาศพัดรวมตัวกัน

ที่มา : <http://www.lesaproject.com>

2.4.4 การพาความร้อน (Convection)

พื้นผิวของโลกมีความแตกต่างกัน จึงมีการดูดกลืนและคายความร้อนไม่เท่ากัน จึงมีผลทำให้ก้อนอากาศที่ลอยอยู่เหนือบริเวณดังกล่าว มีอุณหภูมิแตกต่างกันไปด้วย โดยเฉพาะอย่างยิ่งในช่วงฤดูร้อน (ตัวอย่างเช่น กลุ่มอากาศที่ลอยอยู่เหนือพื้นคอนกรีตจะมีอุณหภูมิสูงกว่ากลุ่มอากาศที่ลอยอยู่เหนือพื้นหญ้า) กลุ่มอากาศที่มีอุณหภูมิสูงมีความหนาแน่นน้อยกว่าอากาศในบริเวณโดยรอบ จึงลอยตัวสูงขึ้น



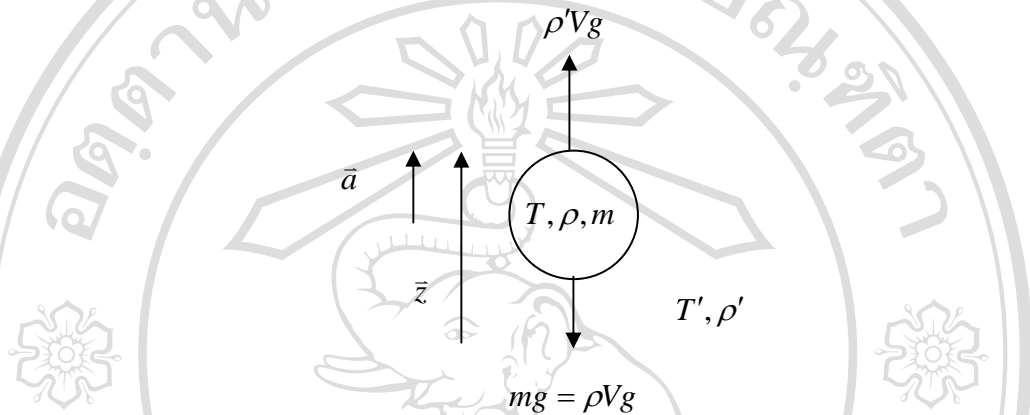
รูปที่ 2.15 อากาศยกตัวเนื่องจากการพาความร้อน

ที่มา : <http://www.lesaproject.com>

2.5 เสถียรภาพอากาศ (Stability)

เสถียรภาพอากาศพิจารณาได้จากการเคลื่อนที่ของอากาศ ถ้าก้อนอากาศมีการเคลื่อนที่ขึ้น ก้อนอากาศจะมีการขยายตัวและอุณหภูมิจะลดลง ถ้าก้อนอากาศมีการเคลื่อนที่ลง ก้อนอากาศจะถูกอัดตัวและอุณหภูมิจะเพิ่มขึ้น ในกระบวนการการเคลื่อนที่ขึ้นแบบ adiabatic

พิจารณาก้อนอากาศที่มีมวล m ปริมาตร V เคลื่อนที่ด้วยความเร่ง a m/s^2 โดยที่ก้อนอากาศมีอุณหภูมิ T ความหนาแน่น ρ ในขณะที่อากาศแวดล้อมมีอุณหภูมิ T' ความหนาแน่น ρ' จากการที่ก้อนอากาศและอากาศภายนอกมีความหนาแน่นต่างกันทำให้เกิดแรงลอยตัวกระทำต่อก้อนอากาศ โดยแรงลอยตัวจะเป็นสัดส่วนกับมวลก้อนอากาศและความแตกต่างของความหนาแน่นที่เกิดจากอุณหภูมิที่ต่างกัน ดังรูปที่ 2.17



รูปที่ 2.16 แรงที่กระทำต่อก้อนอากาศขณะมีการเคลื่อนที่ขึ้นด้วยความเร่ง

$$F = ma$$

$$\rho'Vg - \rho Vg = ma$$

$$(\rho' - \rho)Vg = \rho Va$$

จะได้อัตราเร่งขึ้นของการลอยตัว $a = \frac{(\rho' - \rho)}{\rho} g$ (2.28)

จากสมการ(2.1) สามารถเขียนความสัมพันธ์ระหว่างความหนาแน่นกับความดันและอุณหภูมิของอากาศได้ดังนี้

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (2.29)$$

แทนสมการ (2.29) ในสมการ (2.28) จะได้ว่า

$$a = \left[\frac{\frac{p}{RT'} - \frac{p}{RT}}{\frac{p}{RT}} \right] g$$

จะได้อัตราเร่งของการลอยตัว $a = \left[\frac{T - T'}{T'} \right] g$ (2.30)

ถ้าก่อนอากาศมีอุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม จะทำให้อากาศมีอัตราเร่งเป็นบวก ก้อนอากาศจะลอยตัวขึ้น สภาพอากาศเช่นนี้เรียกว่า อากาศไร้เสถียรภาพ ถ้าก่อนอากาศมีอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม จะทำให้อากาศมีอัตราเร่งเป็นลบ ก้อนอากาศจะจมลงไปสู่ตำแหน่งเดิม สภาพอากาศเช่นนี้เรียกว่า อากาศมีเสถียรภาพ ถ้าก่อนอากาศมีอุณหภูมิเท่ากับอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม จะทำให้อากาศมีอัตราเร่งเป็นศูนย์ ก้อนอากาศจะลอยตัวนิ่งอยู่ตำแหน่งเดิม สภาพอากาศเช่นนี้เรียกว่า สภาพเป็นกลาง

ถ้ามีแรงภายนอกกระทำต่อก้อนอากาศให้มีการเคลื่อนที่ออกจากตำแหน่งเดิม ซึ่งจะให้อุณหภูมิมีการลดลงตามความสัมพันธ์ $T(Z) = T_0 - \Gamma_d z$ และอุณหภูมิของอากาศแวดล้อมมีการลดลงตามความสัมพันธ์ $T'(Z) = T_0 - \gamma z$ โดยที่ γ คือการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อม (environmental lapse rate) จากสมการ (2.29) จะได้

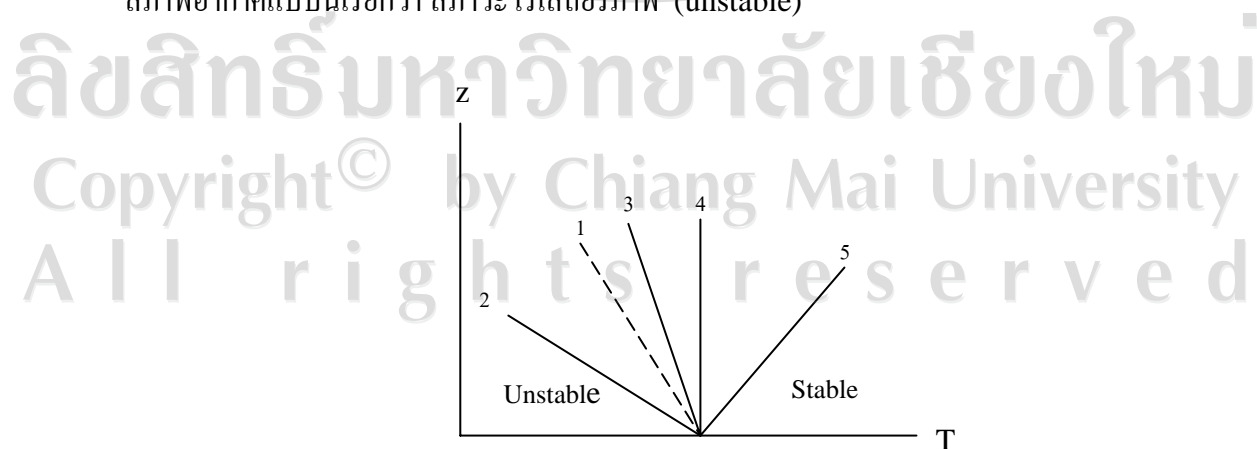
$$a = g \frac{(T_0 - \Gamma_d z) - (T_0 - \gamma z)}{(T_0 - \gamma z)}$$

$$a = \frac{g}{T_0 - \gamma z} (\gamma - \Gamma_d) z \quad (2.31)$$

ถ้า $\gamma = \Gamma_d$ จะได้ว่า $a = 0$ แสดงว่าก้อนอากาศจะลอยนิ่งอยู่ ณ ตำแหน่งเดิมสภาพอากาศแบบนี้เรียกว่าสภาพเป็นกลาง (neutral stability)

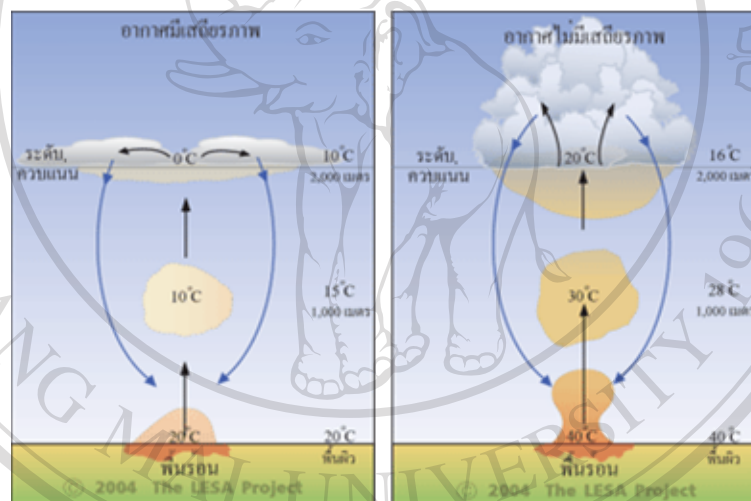
ถ้า $\gamma < \Gamma_d$ จะได้ว่า $a < 0$ แสดงว่าถ้ามีแรงลัพธ์ภายนอกกระทำให้อากาศเคลื่อนที่ขึ้นหรือลงไปที่ความสูง z แรงลอยตัวจะทำให้อากาศมีการเคลื่อนที่กลับสู่ตำแหน่งเดิมสภาพอากาศแบบนี้เรียกว่า สภาพมีเสถียรภาพ (stable)

ถ้า $\gamma > \Gamma_d$ จะได้ว่า $a > 0$ แสดงว่าถ้ามีแรงลัพธ์ภายนอกกระทำให้อากาศเคลื่อนที่ขึ้นหรือลงไปที่ความสูง z แรงลอยตัวจะทำให้อากาศเคลื่อนที่ลอยห่างออกไปเรื่อยๆ สภาพอากาศแบบนี้เรียกว่า สภาพไร้เสถียรภาพ (unstable)



รูปที่ 2.17 โครงสร้างของอุณหภูมิในบรรยากาศ

จากรูปที่ 2.18 (1) Adiabatic lapse rate : อุณหภูมิลดลงตามความสูง $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ก้อนอากาศมีอุณหภูมิหรือความหนาแน่นเท่ากับอากาศแวดล้อม (neutral stability) (2) Superadiabatic : การเคลื่อนที่ขึ้นของก้อนอากาศโดยที่ก้อนอากาศลดอุณหภูมิตามความสูงมากกว่าอากาศแวดล้อม แรงลอยตัวจะทำให้ก้อนอากาศเคลื่อนที่ออกจากตำแหน่งเดิมไปเรื่อยๆ (unstable) (3) Subadiabatic : การเคลื่อนที่ขึ้นของก้อนอากาศโดยที่ก้อนอากาศลดอุณหภูมิตามความสูงน้อยกว่าอากาศแวดล้อม ทำให้ก้อนอากาศเคลื่อนที่สู่ตำแหน่งเดิม (stable) (4) Isothermal : ก้อนอากาศอุณหภูมิกว่าไม่ว่าความสูงใดๆ (stable) (5) Inversion : อุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามความสูง เป็นสภาพอากาศที่มีเสถียรภาพมาก (extremely stable) ดังรูปที่ 2.19 แสดงลักษณะอากาศที่มีเสถียรภาพและไม่มีเสถียรภาพ



รูปที่ 2.18 เสถียรภาพของอากาศ

ที่มา : <http://www.lesaproject.com>

ลิขสิทธิ์มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
Copyright© by Chiang Mai University
All rights reserved

2.6 Convective Available Potential Energy (CAPE)

CAPE อธิบายถึงศักยภาพในการเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้ง และมีความสัมพันธ์เชิงบวก โดยตรงกับการเกิดเมฆและฝนซึ่งหาได้จากเสถียรภาพของอากาศและสภาพการลอยตัว

$$CAPE = g \int_{z_{LFC}}^{z_{EL}} \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz \tag{2.32}$$

เมื่อ $T_V = \frac{T}{1 - \frac{3}{5}q}$ คือ virtual temperature เป็นอุณหภูมิของอากาศแห้งที่มีความดันและความหนาแน่นเทียบเท่ากับอากาศชื้น

T_{vp} คือ virtual temperature ของก้อนอากาศ

T_{ve} คือ virtual temperature ของสิ่งแวดล้อม

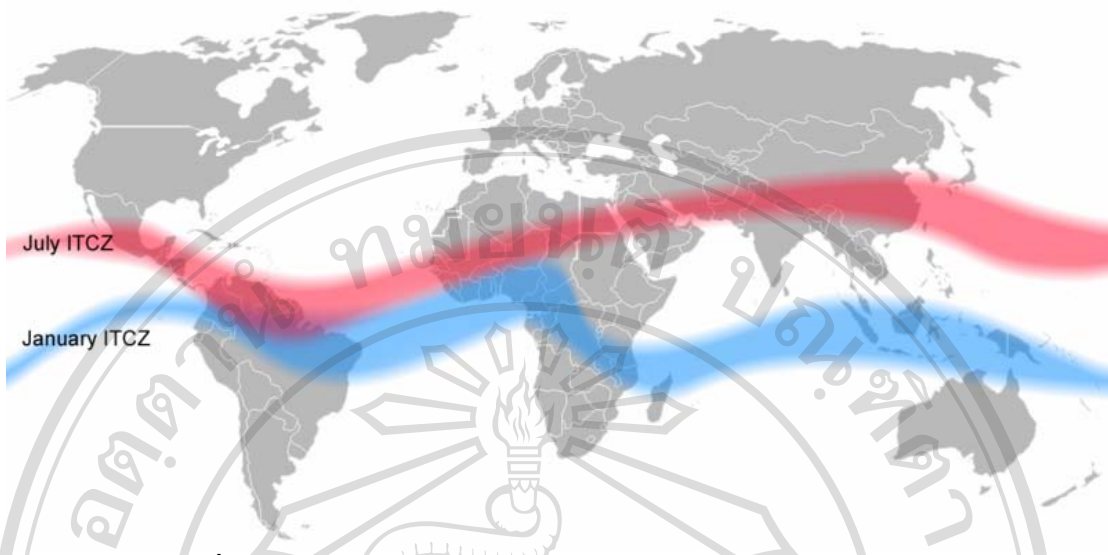
Z_{EL} คือ ความสูงที่ก้อนอากาศสามารถเคลื่อนที่ขึ้นไปได้ด้วยการพาความร้อน

Z_{LFC} คือ ความสูงที่ก้อนอากาศสามารถเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้งอย่างอิสระครั้งแรก

q คือ ความชื้นจำเพาะ หรือ ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ

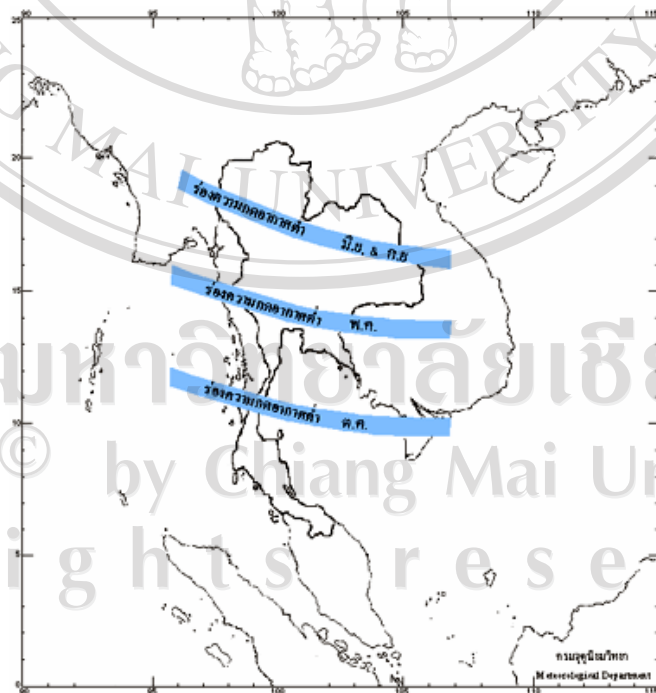
CAPE value	Convective potential
0	Stable
0-1000	Marginally Unstable
1000-2500	Moderately Unstable
2500-3500	Very Unstable
3500 +	Extremely Unstable

ตาราง 2.2 ตารางเปรียบเทียบค่า CAPE และ เสถียรภาพของอากาศ



รูปที่ 2.20 การวางตัวของ ITCZ ในเดือนมกราคมและเดือนกรกฎาคม

ในร่องมรสุมจะเป็นบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ มีกระแสอากาศไหลขึ้นลงสลับกัน ทำให้เกิดเมฆและฝนไปตลอดแนว โดยการเคลื่อนไหวของร่องมรสุมเลื่อนขึ้นเลื่อนลงในฤดูกาลที่ต่างกัน จะเลื่อนขึ้นไปทางเหนือในเดือนกรกฎาคมและจะเลื่อนลงมาทางใต้ในเดือนมกราคม แนวร่องมรสุมที่เคลื่อนที่พาดผ่านประเทศไทยสามารถแสดงได้ดังรูปที่ 2.22



รูปที่ 2.21 ตำแหน่งของร่องมรสุมที่พาดผ่านประเทศไทยในช่วงเวลาต่างๆ

ที่มา : <http://www.tmd.go.th/info/info.php?FileID=54>

2.8 ฤดูกาลของประเทศไทย

สามารถแบ่งฤดูกาลของไทยได้เป็น 3 ฤดู คือ

2.9.1 ฤดูร้อน

เริ่มประมาณกลางเดือนกุมภาพันธ์ถึงประมาณเดือนพฤษภาคม ซึ่งเป็นช่วงที่เปลี่ยนจากมรสุมตะวันตกเฉียงเหนือเป็นมรสุมตะวันออกเฉียงใต้เป็นระยะที่ทั่วโลกเหนือหันเขาหาดวงอาทิตย์ โดยเฉพาะในเดือนเมษายน ประเทศไทยจะเป็นประเทศหนึ่งที่ตั้งอยู่ในบริเวณที่ลำแสงของดวงอาทิตย์ จะตั้งฉากกับผิวพื้นโลกในเวลาเที่ยงวัน ทำให้ได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์อย่างเต็มที่ จึงทำให้สภาวะอากาศร้อนอบอ้าวโดยทั่วไป

2.9.2 ฤดูฝน

เริ่มประมาณกลางเดือนพฤษภาคมถึงประมาณกลางเดือนตุลาคม ฤดูนี้จะเริ่มเมื่อมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ พัดความชื้นปกคลุมประเทศไทย ขณะที่ร่องความกดอากาศต่ำพาดผ่านประเทศไทย ทำให้ฝนตกชุก ร่องความกดอากาศต่ำนี้ปกติจะเริ่มพาดผ่านภาคใต้ในเดือนเมษายน แล้วจึงเลื่อนขึ้นไปผ่านภาคกลางและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ในเดือนพฤษภาคมและมีอุณหภูมิต่ำตามลำดับ ประมาณปลายเดือนมิถุนายนจะเลื่อนขึ้นไปพาดผ่านบริเวณประเทศจีนตอนใต้ ทำให้ฝนในประเทศไทยลดลงระยะหนึ่ง ประมาณเดือนสิงหาคมถึงพฤศจิกายน ร่องความกดอากาศต่ำจะเลื่อนกลับลงมาทางใต้พาดผ่านประเทศไทยอีกครั้งหนึ่ง ทำให้ช่วงเวลาดังกล่าวประเทศไทยจะมีฝนตกชุกต่อเนื่อง โดยตอนบนฝนจะตกชุกช่วงเดือนสิงหาคมถึงกันยายน และภาคใต้ฝนจะตกชุกช่วงเดือนตุลาคมถึงพฤศจิกายน ตลอดช่วงเวลาที่ร่องความกดอากาศต่ำเลื่อนขึ้นลงนี้ ประเทศไทยก็จะได้รับอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่พัดปกคลุมอยู่ตลอดเวลา เพียงแต่บางระยะอาจมีกำลังแรง บางระยะอาจมีกำลังอ่อน ขึ้นอยู่กับตำแหน่งของแนวร่องความกดอากาศต่ำ

2.9.3 ฤดูหนาว

เริ่มประมาณกลางเดือนตุลาคม ถึงประมาณกลางเดือนกุมภาพันธ์ เมื่อมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มพัดปกคลุมประเทศไทย ซึ่งจะนำความหนาวเย็นมาสู่ประเทศไทย