

## บทที่ 5

### ความกดอากาศ

- 5.1 เครื่องมือวัดความกดอากาศ
  - 5.1.1 การหาสูตรความกดอากาศ
  - 5.1.2 การคำนวณหาความกดหนึ่งบรรยากาศมาตรฐาน
- 5.2 ความสมดุลของความกด
- 5.3 การเปลี่ยนแปลงความกดตามความสูง
- 5.4 การเปลี่ยนแปลงความกดในแนวเอียง
- 5.5 ชนิดของระบบความกดอากาศ
- 5.6 อุณหพลศาสตร์ และสถิตยศาสตร์ (Thermodynamics and Statics)
  - 5.6.1 กฎของแก๊ส
  - 5.6.2 สมการของสถานะที่ใช้ในบรรยากาศ
- 5.7 กฎข้อที่หนึ่งของอุณหพลศาสตร์
  - 5.7.1 แนวคิดเกี่ยวกับพลังงานภายใน
  - 5.7.2 ข้อความของกฎข้อที่หนึ่ง
  - 5.7.3 งานที่กระทำโดยแรงภายนอก
  - 5.7.4 การเปลี่ยนแปลงพลังงานภายใน
  - 5.7.5 การประยุกต์ใช้สำหรับบรรยากาศ
- 5.8 สมการอุทกสถิตยศาสตร์ (Hydrostatic Equation)
  - 5.8.1 กระบวนการเอเดียมเบติก
- 5.9 ธรรมชาติของความเร่งในแนวตั้ง (Nature of Vertical Acceleration)

แม้ว่าเราจะมีความรู้สึกถึงการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิและความชื้นแต่เราจะไม่มีความรู้สึกถึงการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศในทันที ซึ่งความจริงแล้วการเปลี่ยนแปลงความกดของอากาศทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของลมฟ้าอากาศนั่นเอง

อากาศประกอบด้วยโมเลกุลจำนวนมากนับล้าน ๆ โมเลกุลที่เคลื่อนไหวเร็วและอยู่ในลักษณะสุ่มในแต่ละโมเลกุลจะมีแรงกระทำต่อวัตถุในขณะที่มีชนกับพื้นผิวของของแข็งหรือของเหลวภายในเศษหนึ่งส่วนล้านของวินาทีในแต่ละตารางเซนติเมตรของพื้นผิวโลกจะถูกชนด้วยโมเลกุลนับล้าน ๆ โมเลกุลของแก๊ส ดังนั้นความกดอากาศที่กระทำทั้งหมดก็คือแรงที่สะสมโดยโมเลกุลเหล่านี้ชนกับวัตถุที่สัมผัสกับอากาศนั่นเอง

ค่าของความกดที่เกิดจากโมเลกุลของแก๊สซึ่งประกอบขึ้นเป็นอากาศนั้น ขึ้นกับ

(1) มวลของโมเลกุล (2) การดึงดูดของแรงโน้มถ่วง (3) พลังงานจลน์ของโมเลกุล โดยทั่วไปความกดอากาศให้ค่าจำกัดความง่าย ๆ ว่า เป็นน้ำหนักของลุ่มอากาศ (หรือแรง) ต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่นั่นเองซึ่งอาจจะเป็นหนึ่งตารางเซนติเมตรของพื้นผิวโลก เป็นต้น

เนื่องจาก น้ำหนัก (หรือแรง) = มวล  $\times$  ความเร่งที่เกิดจากแรงโน้มถ่วง

$$\begin{aligned} \text{จากค่าจำกัดความ ความกด (P)} &= \frac{\text{แรงหรือน้ำหนักของลุ่มอากาศ}}{\text{พื้นที่}} \\ &= \frac{\text{มวล (M)} \times \text{แรงโน้มถ่วง (g)}}{\text{พื้นที่ (A)}} \end{aligned}$$

จากกฎข้อที่สองของนิวตัน  $F$  (แรง) =  $Ma$

ถ้ามวล  $M$  มีค่าเท่ากับ 1 กรัม และ  $a$  เท่ากับ  $1 \text{ cm/s}^2$

$$\begin{aligned} \text{แทนค่า } F &= (1 \text{ gm})(1 \text{ cm/s}^2) \\ &= 1 \text{ dyne} \end{aligned}$$

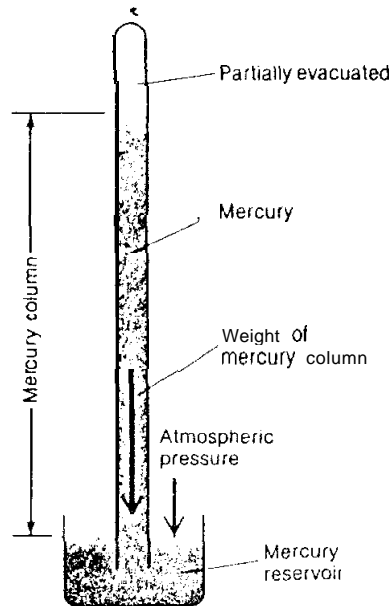
แรง 1 dyne ก็คือแรงที่ทำให้มวล 1 กรัม เคลื่อนที่ด้วยความเร่ง  $1 \text{ cm/s}^2$

ในกรณีที่  $M = 1 \text{ kg}$  และ  $a = 1 \text{ m/s}^2$   $F$  จะเท่ากับ 1 Newton

## 5.1 เครื่องมือวัดความกดอากาศ

บาร์โอมิเตอร์เป็นเครื่องมือที่ใช้ในการวัดค่าความกดอากาศซึ่งแบ่งได้ออกเป็น 2 ชนิด

(1) ชนิดปรอท (mercurial barometer) เป็นเครื่องมือที่ดอร์ริเชลลี (Torricelli) ลูกศิษย์ของกาลิเลโอ ประดิษฐ์ขึ้นในปี ค.ศ. 1643 เครื่องมือประกอบด้วยหลอดแก้วยาวประมาณ 1 เมตร ปลายด้านหนึ่งจะปิด หลอดอีกด้านจะบรรจุปรอทจนเต็มแล้วกลับเอาหัวปรอท (ดูรูป 5.1) ยาวกว่าความกดของบรรยากาศโดยเฉลี่ยที่ระดับน้ำทะเลประมาณ 1 เมตรขึ้นไปสูง 76 ซม. (29.92 นิ้ว) (ถ้าเราใช้หลอดแก้วที่สั้นกว่าระดับน้ำทะเลจะเห็นปรอท



รูป 5.1 รูปแสดงถึงบาร์โอมิเตอร์ชนิดปรอท

เมื่อความกดอากาศเปลี่ยนแปลงความสูงของปรอทในหลอดแก้วจะเปลี่ยนแปลงด้วย ถ้าความกดลดลงความสูงของปรอทก็จะลด และถ้าค่าความกดอากาศเพิ่มความสูงของปรอทก็จะเพิ่ม

### 5.1.1 การหาสูตรของความกดอากาศ

สมมติให้  $h$  เป็นค่าความสูงของปรอท

$$\text{จากสูตร } p \text{ (ความกด)} = \frac{\text{แรง}}{\text{พื้นที่}}$$

$$= \frac{M \times g}{A}$$

$$= \frac{M \times g \times h}{A \times h} \quad (h \text{ คงที่ทั้งเศษและส่วน})$$

$$= \frac{M g h}{V} \quad (\text{ปริมาตร } V = A \times h)$$

$$= \rho g h \quad (\text{เมื่อความหนาแน่นของปรอท } \rho = \frac{M}{V}) \quad 5.1$$

### 5.1.2 การคำนวณหาความกดของ 1 บรรยากาศมาตรฐาน

ให้  $\rho$  (rho) เป็นความหนาแน่นของปรอท =  $13.5951 \text{ gm/cm}^3$  ที่  $0^\circ\text{C}$   
 $g$  เป็นแรงโน้มถ่วงของโลก =  $980.66 \text{ cm/s}^2$   
 $h$  เป็นความสูงของปรอท =  $76 \text{ cm}$

แทนค่าลงในสูตร

$$\begin{aligned} p &= \rho g h \\ &= (13.5951 \text{ gm/cm}^3)(980.66 \text{ cm/s}^2)(76 \text{ cm}) \\ &= 1.0132 \times 10^6 \frac{\text{gm} \cdot \text{cm/s}^2}{\text{cm}^2} \\ &= 1.0132 \times 10^6 \frac{\text{dyne}}{\text{cm}^2} \end{aligned}$$

แต่เนื่องจากหน่วยความกด  $\text{dyne/cm}^2$  เป็นหน่วยที่เล็กไม่นิยมใช้ในทาง  
 อุตุนิยมวิทยา จึงใช้หน่วยที่ใหญ่กว่าคือหน่วย มิลลิบาร์ (millibar) แทน  
 โดยกำหนดให้  $1 \text{ mb} = 1000 \text{ dyne/cm}^2$   
 ดังนั้นค่าความกดมาตรฐานของ 1 บรรยากาศ  $p = 1013.2 \text{ mb}$   
 ความกดบรรยากาศซึ่งมีหน่วยเป็น เซนติเมตรของความสูงของปรอทอาจเปลี่ยน  
 เป็นหน่วย mb ได้ดังนี้

$$\begin{aligned} 76 \text{ cm ของปรอท} &= 1013.2 \text{ mb} \\ \text{เพราะฉะนั้น } 1 \text{ cm ของปรอท} &= \frac{1013.2}{76} = 13.33 \text{ mb} \end{aligned}$$

#### ตัวอย่างที่ 5.1

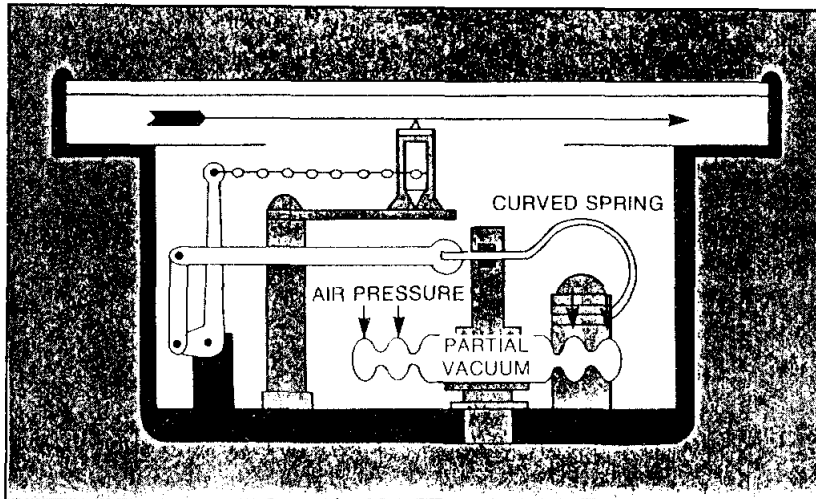
จงคำนวณว่าน้ำหนักของล่ำอากาศที่กระทำต่อพื้นที่หนึ่งตารางเซนติเมตรบนตัวเรานั้น  
 หนักกี่กรัม

จากรูป 5.1 น้ำหนักของล่ำอากาศจะเท่ากับน้ำหนักของปรอทในหลอดแก้ว ดังนั้น  
 ถ้าเราหาน้ำหนักของปรอทได้ นั่นก็คือน้ำหนักของล่ำอากาศนั่นเอง

$$\begin{aligned} \text{ปริมาตรของปรอท } V &= \text{ความสูง } h \times \text{พื้นที่หน้าตัดของหลอดแก้ว} \\ &= 76 \text{ cm} \times 1 \text{ cm}^2 \quad (\text{สมมติให้พื้นที่หน้าตัดของหลอดแก้ว} \\ &\quad \text{เท่ากับ } 1 \text{ cm}^2) \\ &= 76 \text{ cm}^3 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{เพราะฉะนั้นมวลของปรอท (M)} &= \rho \times \\
 &= (13.5951 \text{ gm/cm}^3)(76 \text{ cm}^3) \\
 &= 1033.23 \text{ gm} \\
 &= 1.03 \text{ kg}
 \end{aligned}$$

(2) ชนิดแอนเนรอยด์ (Aneroid) บาร์โรมิเตอร์ชนิดนี้ไม่ใช่ปรอทแต่ใช้ตั้บสูญญากาศที่เรียกว่าไซฟอนเซลล์ (syphon cell) ซึ่งภายในมีสปริงป้องกันไม่ให้เซลล์ยุบตัว แอนเนรอยด์บาร์โรมิเตอร์วัดค่าความกดได้ไม่ละเอียดมากนักแต่สะดวกในการเคลื่อนที่ (ดูรูป 5.2)



รูป 5.2 ส่วนประกอบของแอนเนรอยด์บาร์โรมิเตอร์

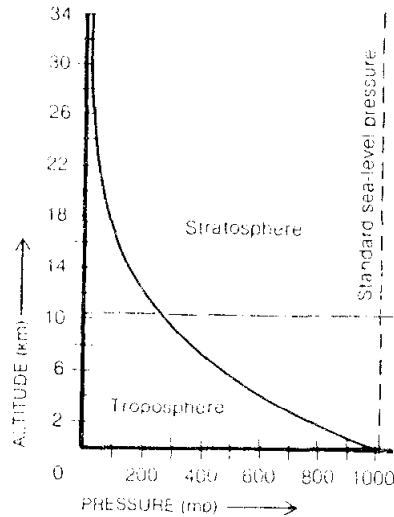
บาร์โรมิเตอร์ (barograph) ก็เป็นบาร์โรมิเตอร์ชนิดแอนเนรอยด์สำหรับใช้ในการจดบันทึกเป็นกราฟ เข็มชี้จะเปลี่ยนเป็นปลายปากกาและสามารถบันทึกลงบนกระดาษกราฟที่พันอยู่รอบทรงกระบอกที่หมุนด้วยลานนาฬิกาได้

## 5.2 ความสมดุลของความกด (Pressure Balance)

ความกดของบรรยากาศที่ระดับน้ำทะเลคำนวณได้  $1.03 \text{ kg/cm}^2$  ซึ่งหมายความว่าน้ำหนักที่กดบนหลังคาบ้านที่มีขนาด 3 ห้องนอนจะมีค่าประมาณ 2.1 ล้าน kg ซึ่งมีค่าเท่ากับน้ำหนักของรถยนต์ 1500 คัน แต่ทำไมหลังจึงไม่พังยุบลงมาด้วยน้ำหนักขนาดนี้ คำตอบก็คือความกดของอากาศจะมีค่าเท่ากับทุกทิศทาง ในแต่ละจุดที่มีแรงกระทำ ดังนั้นความกดภายในบ้านจะพอดีเท่ากับความกดภายนอกบ้านหลังคาก็ไม่พัง

### 5.3 การเปลี่ยนแปลงความกดตามความสูง (Variation with Altitude)

การสุบลมจักรยานทำให้เราทราบว่าอากาศสามารถอัดและขยายได้ ด้วยแรงดึงดูดของโลกจะทำให้บรรยากาศถูกอัดและจะมีความหนาแน่นของอากาศมากที่สุดใกล้ผิวโลก หรือพูดว่าช่องว่างระหว่างโมเลกุลของแก๊สจะอยู่ชิดกันที่พื้นโลกและช่องว่างระหว่างโมเลกุลจะเพิ่มมากขึ้นเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น และจำนวนโมเลกุลของแก๊สต่อปริมาตรก็จะน้อยลงตามความสูงเช่นกัน การเบาบางลงของอากาศเป็นไปอย่างรวดเร็วและที่ความสูงเพียง 16 กิโลเมตรความหนาแน่นของอากาศจะลดลงเหลือเพียง 10 เปอร์เซ็นต์ของค่าที่ระดับน้ำทะเล ซึ่งหมายความว่าจะมีจำนวนโมเลกุลที่ขึ้นกันน้อยลงและความกดอากาศก็ลดลงด้วย (ดูรูป 5.3)



**รูป 5.3** ความกดอากาศจะลดลงอย่างรวดเร็วพร้อมกับความสูง หน่วยของความกดเป็น มิลลิบาร์ โดยที่ความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลประมาณ 1013.2 มิลลิบาร์

แม้ว่าความกดอากาศและความหนาแน่นของอากาศจะลดลงอย่างรวดเร็วพร้อมกับความสูง แต่การจำเพาะเจาะจงว่าความสูงของชั้นบรรยากาศอยู่ที่ไหนนั้นไม่ได้ เราไม่สามารถแยกแยะว่าชั้นบรรยากาศเริ่มต้นที่ไหน แต่เราอธิบายความสูงของบรรยากาศในรูปของการกระจายของมวล พบว่าครึ่งหนึ่งของมวลบรรยากาศอยู่ระหว่างพื้นผิวโลกจนถึงความสูงประมาณ 5.5 กิโลเมตร และประมาณ 99 เปอร์เซ็นต์อยู่ในระยะต่ำกว่า 32 กิโลเมตร ที่ความสูง 80 กิโลเมตรขึ้นไป อัตราส่วนผสมของอากาศจะเปลี่ยนแปลงและเหนือความสูงประมาณ 950 กิโลเมตร บรรยากาศก็จะประกอบด้วยแก๊สฮีเลียมและไฮโดรเจน

#### 5.4 การเปลี่ยนแปลงความกดในแนวนอน (Horizontal Variations)

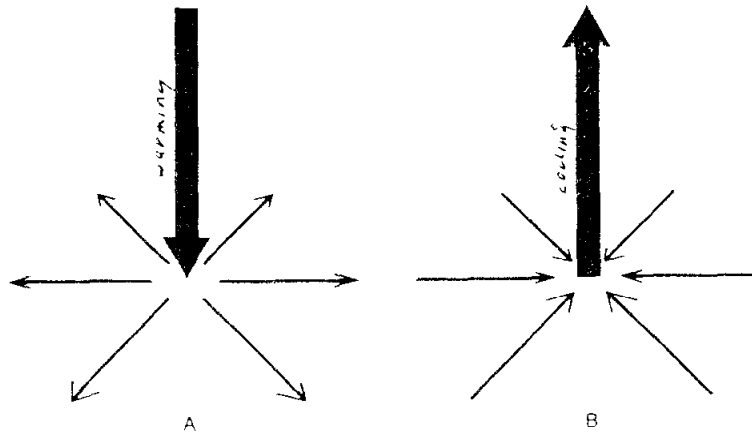
ความกดอากาศเปลี่ยนแปลงจากสถานที่หนึ่ง ไปยังอีกสถานที่หนึ่งและการเปลี่ยนแปลงนี้ไม่จำเป็นต้องมาจากความแตกต่างในความสูงของพื้นดิน ความจริงแล้วนักอุตุนิยมวิทยาจะสนใจการเปลี่ยนแปลงความกดอันเกิดจากองค์ประกอบอย่างอื่นมากกว่าเกิดจากความสูงของพื้นดิน สถานีตรวจอากาศจะเปลี่ยนค่าความกดต่าง ๆ ให้เป็นค่าที่ระดับน้ำทะเล และเมื่อเปลี่ยนแล้วความกดอากาศในแต่ละแห่งก็ยังคงเปลี่ยนแปลงจากที่หนึ่ง ไปยังอีกที่หนึ่ง และจะเปลี่ยนแปลงไปวันต่อวันหรือชั่วโมงต่อชั่วโมง

แม้ว่าค่าความกดจะเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อย แต่ก็มีผลสำคัญต่อการเปลี่ยนแปลงของกาลอากาศ ในบริเวณมิตเดิลละติจูด ลมฟ้าอากาศจะเกิดจากการเปลี่ยนแปลงของมวลอากาศซึ่งเป็นสาเหตุทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศ คำว่ามวลอากาศก็คือปริมาตรจำนวนมหาศาลของอากาศที่มีคุณสมบัติของความชื้นและอุณหภูมิเหมือนกัน ในระดับเดียวกัน มวลอากาศจะเคลื่อนที่จากที่หนึ่ง ไปยังอีกที่หนึ่ง ทำให้ความกดอากาศเพิ่มขึ้นหรือลดลงและจะดีเมื่อความกดเพิ่มขึ้น ทำไมมวลอากาศอันหนึ่งจึงให้ความกดมากกว่าอากาศอีกอันหนึ่ง เหตุผลอันหนึ่งก็คือเกิดจากความแตกต่างในความหนาแน่นซึ่งมีสาเหตุจากความแตกต่างในอุณหภูมินั้นเองหรืออาจเกิดจากความแตกต่างในจำนวนของไอน้ำหรืออาจเกิดจากสาเหตุทั้งสองอย่างพร้อมกัน เป็นที่ทราบแล้วว่าอุณหภูมิก็คือการวัดค่าเฉลี่ยพลังงานจลน์ของโมเลกุล และเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้นโมเลกุลก็จะเคลื่อนที่เร็วขึ้น ถ้าอากาศที่ร้อนน้อยกว่าในภาชนะที่ปิดมิดชิด เช่น ในกระป๋อง โลหะเวกก็คาดได้ว่าความกดบนผนังภายในภาชนะจะเพิ่มขึ้นด้วยเหตุที่โมเลกุลที่มีพลังงานมากขึ้นจะชนกับฝาผนังด้วยแรงที่มากขึ้น แต่ความหนาแน่นภายในภาชนะจะไม่เปลี่ยนเนื่องจากอากาศไม่ได้ถูกเพิ่มเข้าไปหรือเอาออกจากภาชนะ และปริมาตรก็มีค่าคงเดิม แต่โดยความจริงแล้วบรรยากาศไม่มีฝาผนัง ดังนั้นอากาศมีอิสระที่จะขยายตัวหรือหดตัวและความหนาแน่นสามารถเปลี่ยนแปลงได้ ดังนั้นเมื่ออากาศในบรรยากาศถูกทำให้ร้อนขึ้นซึ่งอาจจะโดยการนำความร้อน การพาความร้อนหรือโดยการแผ่รังสี ความกดอากาศก็จะลดลงทั้งนี้เนื่องจากโมเลกุลที่ร้อนและเคลื่อนที่เร็วขึ้นนี้ทำให้เพิ่มจำนวนช่องว่างระหว่างโมเลกุลมากขึ้น ซึ่งทำให้ความหนาแน่นลดลงและลดความกดอากาศลงด้วยดังนั้นอากาศที่อุ่นจะเบากว่าและมีความหนาแน่นน้อยกว่าอากาศที่เย็น

น้ำหนักโมเลกุลของไอน้ำจะเบากว่าน้ำหนักเฉลี่ยของโมเลกุลอากาศ (ไอน้ำมีน้ำหนักโมเลกุลเท่ากับ 18 และน้ำหนักเฉลี่ยของโมเลกุลอากาศซึ่งประกอบด้วย  $N_2$ ,  $O_2$ ,  $A$  และ  $CO_2$  มีค่าเท่ากับ 28.9) และเมื่อโมเลกุลของไอน้ำระเหยเข้าไปในอากาศก็จะผสมกับอากาศที่หนักแก๊สที่ผสมกันนี้จะเบากว่าอากาศแห่งตั้งนั้นอากาศยังมีไอน้ำมาก ความหนาแน่นก็จะยิ่งน้อยลง ถ้าปริมาตรและอุณหภูมิเท่ากันมวลของอากาศขึ้นจะทำให้เกิดความกดน้อยกว่ามวลของอากาศที่แห้ง

นอกจากการเปลี่ยนแปลงความกดที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิและจำนวนไอน้ำที่มีอยู่แล้ว ความกดอากาศยังเปลี่ยนแปลงอันเกิดจากระบบการหมุนวนของอากาศ (circulation

pattern) อีกด้วย ยกตัวอย่างเช่น เมื่อบรรยากาศในแนวอนทิวโลกพัดออกสู่ศูนย์กลาง  
 อันหนึ่งอย่างรวดเร็ว ซึ่งเรียกว่าอากาศเกิดการไดเวอร์เจนซ์ (divergence) (ดูรูป 5.4A)



รูป 5.4 การไดเวอร์เจนซ์ของลมที่พื้นผิวโลกทำให้อากาศจากเบื้องบนจมลงมา (A) และ  
 การพัดสอเข้าหากันในลักษณะลู่เข้า (convergence) ของลมทำให้อากาศลอยตัว  
 สูงขึ้น แบบแผนการไหลของอากาศเช่นนี้ทำให้อากาศเปลี่ยนแปลงความหนาแน่น  
 และความกดอากาศ

อากาศเบื้องบนที่ศูนย์กลางจะจมลงมาจากเบื้องบนลงมาแทนที่อากาศที่พัดถ่วงตัวออกเบื้อง  
 ล่างอากาศที่จมตัวลงจะอัดตัวและอุ่นขึ้นอย่างแอดิแบติก (adiabatic) ทำให้เกิดเป็นบริ  
 เวณความกดสูง (High) หรือแอนติไซโคลน (anticyclone) เนื่องจากอากาศอุ่นขึ้นดังนั้นจึง  
 งามไอน้ำได้มาก ดังนั้นเมฆในบริเวณศูนย์กลางจะหายไปและทำให้บริเวณนี้อากาศแจ่มใส และ  
 โดยกลับกันถ้ามีลมพัดสอเข้าสู่ศูนย์กลางดังในรูป 5.4.B ซึ่งเรียกว่าคอนเวอเจนซ์

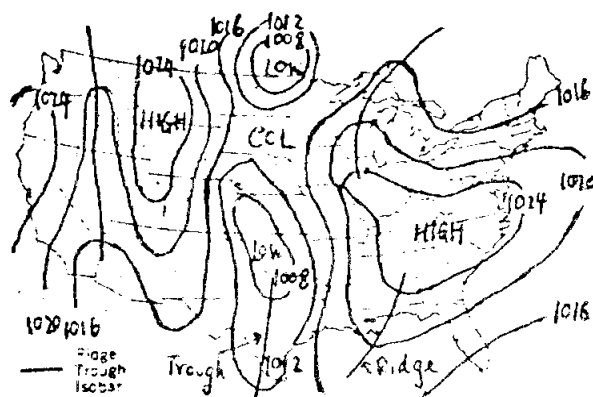


(convergence) นั้น จะทำให้อากาศลอยตัวสูงขึ้นและเย็นลงอย่างแอเดียแบติก ทำให้เกิดเมฆขึ้น บริเวณศูนย์กลางที่ลมพัดสอบเข้าหากันนี้เรียกว่าบริเวณความกดต่ำ (Low) การที่บริเวณความกดต่ำจะยังคงอยู่ได้ก็ต้องมีลมพัดสอบเข้าหากันและลอยตัวสูงขึ้นซึ่งเช่นเดียวกับบริเวณความกดสูงลมจะต้องพัดลู่ออกและอากาศจะต้องจมตัวลงเช่นกัน

5.5 ชนิดของระบบความกดอากาศ (Types of Pressure System)

เมื่อสถานีตรวจอากาศต่าง ๆ ได้ทำการตรวจความกดอากาศที่ผิวพื้นของแต่ละตำบลไว้หลาย ๆ แห่งแล้ว ก็จะนำค่าความกดที่ตรวจได้นั้นมาเปลี่ยนเป็นที่ระดับน้ำทะเลเพื่อให้อยู่ในมาตรฐานเดียวกัน จากนั้นจึงนำเอาค่าความกดของตำบลแต่ละแห่งเขียนลงบนแผนที่อากาศโดยลากเส้นผ่านตำบลต่าง ๆ ที่มีความกดเท่ากันเส้นที่ลากนั้นเรียกว่าเส้นไอโซบาร์ (isobars) (ดูรูป 5.5) ซึ่งมักจะลากห่างกันทุก 2,3,4 หรือ 5 มิลลิบาร์ แล้วแต่ขนาดของแผนที่ จากเส้นไอโซบาร์เหล่านี้ ก็จะนำมาพิจารณาถึงระบบความกดต่าง ๆ ซึ่งสามารถแบ่งออกได้ดังนี้

1. บริเวณความกดสูง (High หรือ Anticyclone) แสดงด้วยอักษรย่อ H
2. บริเวณความกดต่ำ (Low) แสดงด้วยอักษรย่อ L
3. บริเวณหย่อมความกดต่ำ (Secondary Low) แสดงด้วยอักษรย่อ L เช่นกัน
4. ร่องความกดต่ำ (Trough) แสดงด้วยอักษรย่อ T
5. ลิ่มความกดสูง (Ridge) แสดงด้วยอักษรย่อ R
6. บริเวณกึ่งกลางระหว่างความกดอากาศสูง 2 บริเวณ และบริเวณความกดต่ำ 2 บริเวณ (Col) แสดงด้วยอักษรย่อ C



รูป 5.5 ชนิดของระบบความกดอากาศต่าง ๆ

บริเวณความกดสูง (H) หมายถึงบริเวณซึ่งบรรยากาศมีความกดสูงกว่าบริเวณใกล้เคียง เส้นไอโซบาร์เมื่อต่อจนเป็นวงปิดแล้วจะมีลักษณะคล้ายวงกลม โดยมีเส้นไอโซบาร์ที่มีค่าสูงสุดอยู่ตรงกลาง บริเวณความกดสูงนั้นในซีกโลกทางเหนือลมจะพัดเหวี่ยงจากศูนย์กลางในทิศตามเข็มนาฬิกา ส่วนในซีกโลกใต้ทิศทางของลมจะพัดตรงกันข้าม ในบริเวณความกดสูงอากาศจะอยู่ในลักษณะจมตัวลง (subside) ซึ่งจะทำให้อากาศอุ่นขึ้น และอากาศที่ร้อนจะอมไอน้ำได้มาก เมฆต่าง ๆ จะหายไปลักษณะอากาศจึงมักแจ่มใส

บริเวณความกดต่ำ (L) หมายถึงบริเวณซึ่งบรรยากาศมีความกดต่ำกว่าบริเวณใกล้เคียง เส้นไอโซบาร์เมื่อต่อกันจนเป็นวงปิดแล้วมีลักษณะเกือบเป็นวงกลม โดยมีเส้นไอโซบาร์ที่มีค่าต่ำสุดอยู่ตรงกลาง บริเวณความกดต่ำในซีกโลกเหนือจะมีลมพัดเข้าสู่ศูนย์กลางในทิศตามเข็มนาฬิกา ส่วนในซีกโลกทางใต้ลมจะพัดตามเข็มนาฬิกา โดยปกติในบริเวณความกดต่ำลมมักจะแรงกว่าลมที่พัดออกจากบริเวณความกดสูง อากาศในบริเวณนี้อยู่ในลักษณะลอยตัวสูงขึ้น ซึ่งจะทำให้อากาศขยายตัวและเย็นลงอย่างเอ็ดเวิร์ดเกิดเป็นเมฆและฝน โดยทั่วไปบริเวณความกดต่ำมักมีขนาดเล็กกว่าบริเวณความกดสูง

หย่อมบริเวณความกดต่ำ (I) เส้นไอโซบาร์ในวงปิดมักมีลักษณะเป็นวงของความกดต่ำวงเล็ก ๆ เพียงหนึ่งวงหรือสองวง เกิดขึ้นในบริเวณใกล้เคียงกับบริเวณความกดต่ำวงใหญ่ และมีลมพัดเข้าหาศูนย์กลางในลักษณะอย่างเดียวกัน หากมีการเคลื่อนที่ก็จะเคลื่อนที่ไปในทิศทางที่วงใหญ่เคลื่อนที่ไป

ร่องความกดต่ำ (T) เส้นไอโซบาร์มีลักษณะเป็นรูปตัววี (V) ยื่นออกจากบริเวณความกดต่ำด้านใดด้านหนึ่ง โดยมีศูนย์กลางความกดต่ำอยู่ทางด้านหัวของรูปตัววี

ลิ่มความกดสูง (R) เส้นไอโซบาร์ของบริเวณความกดสูงจะยื่นออกไปเป็นรูปตัววีทำนองเดียวกับร่องความกดต่ำ

Col เป็นเขตที่อยู่ระหว่างสอง High และสอง Low ศูนย์กลางอยู่ที่จุดตัดของ trough line และ ridge line ในบริเวณของ Col ความชันของความกด (pressure gradient) มีค่าน้อยซึ่งเป็นผลให้ลมพัดเบาและมีทิศแปรปรวน

บริเวณความกดต่าง ๆ ดังกล่าวแล้วนี้มีการเปลี่ยนแปลงลักษณะรูปร่างอยู่ตลอดเวลา บริเวณความกดต่ำอาจมีความกดมากขึ้นหรือน้อยลงหรือหายไป ทิศเองเดียวกับบริเวณความกดสูงซึ่งความกดอาจจะสูงขึ้นหรือน้อยลงหรือหายไป นอกจากนี้ยังมีการเคลื่อนตัวจากที่แห่งหนึ่งไปยังอีกที่แห่งหนึ่ง การเกิดบริเวณความกดในลักษณะต่าง ๆ ดังกล่าวนี้เป็นผลให้ลักษณะลมฟ้าอากาศของแต่ละตำบลเปลี่ยนแปลง เมื่อน้ำ อากาศที่ระกอบทางอุตุนิยมวิทยาที่ทำการตรวจได้ตามระยะเวลาต่าง ๆ มาพิจารณาและวิเคราะห์ประกอบด้วยแล้ว นักอุตุนิยมวิทยาก็สามารถคาดคะเนหรือพยากรณ์ถึงลักษณะอากาศที่จะเกิดขึ้นที่ตำบลนั้น ๆ ในระยะเวลาต่อไปได้

## 5.6 อุณหพลศาสตร์ และสถิตยศาสตร์ (Thermodynamics and Statics )

เนื่องจากพลังงานที่แผ่ออก (radiant energy) ก็คือความร้อนเพราะฉะนั้น เราต้องศึกษาว่าอากาศมีปฏิกิริยาอย่างไรกับการเปลี่ยนแปลงความร้อน หรือพูดว่าต้องเข้าใจ อุณหพลศาสตร์ของบรรยากาศนั่นเอง

นอกจากนี้เนื่องจากภาวะความร้อน (thermal state) ของส่วนใด ๆ ของ บรรยากาศก็เป็นการพิจารณาถึงน้ำหนักของอากาศด้วย ดังนั้นการพิจารณาถึงสถิตยศาสตร์จึงเป็นสิ่งจำเป็น

### 5.6.1 กฎของแก๊ส (The Gas Law )

แม้ว่าบรรยากาศจะเป็นส่วนผสมของก๊าซหลายชนิด แต่มันจะประพฤติตนเหมือนกับ แก๊สในอุดมคติเพียงชนิดเดียว (single ideal gas) ตามคำจำกัดความแก๊สอุดมคติจะ ประกอบด้วย โมเลกุลซึ่งเคลื่อนไหวเร็วและอยู่ในลักษณะสุ่ม เมื่อ โมเลกุลชนกันจะเป็นการชนกันแบบยืดหยุ่น (elastic collisions) ซึ่งไม่มีการสูญเสียโมเมนตัม แก๊สอุดมคติจะทำตามกฎของชาร์ล และกฎของบอยล์อย่างเคร่งครัด ในขณะที่แก๊สจริง (real gas) จะประพฤติตามกฎนี้ อย่างประมาณ

#### 5.6.1.1 กฎของบอยล์ และเกย์ ลูสแซก (หรือกฎของชาร์ล)

(The Laws of Boyle and Gay Lussac or Charle's Law)

ความสัมพันธ์ระหว่างความกด อุนหภูมิ และปริมาตรของแก๊ส ได้จากกฎของบอยล์ ซึ่งกล่าวว่าที่อุณหภูมิคงที่

$$pV = p'V' = \text{const.}$$

เมื่อ  $p$  และ  $V$  เป็นความกดและปริมาตรที่สถานะอันหนึ่ง และ  $p'$  และ  $V'$  เป็นอีกสถานะหนึ่ง กฎนี้เหมาะสำหรับแก๊สทั่วไปที่อุณหภูมิไม่ใกล้จุดเยือกแข็ง ดังนั้นจึงใช้ประยุกต์ได้กับบรรยากาศ

จากกฎของเกย์ลูสแซก หรือกฎของชาร์ลกล่าวว่าเมื่อความกดดันคงที่ การขยายตัวของแก๊สจะเป็นสัดส่วน โดยตรงกับอุณหภูมิและค่าสัมประสิทธิ์การขยายตัวจะเป็น  $\frac{1}{273}$  ของปริมาตรที่

$0^{\circ}\text{C}$

ถ้าให้  $\Delta V$  เป็นการขยายตัวตามปริมาตรของแก๊ส

ดังนั้น  $\Delta V \propto t$  เมื่อ  $t =$  อุณหภูมิเป็น  $^{\circ}\text{C}$

และ  $\Delta V = \frac{1}{273} V_0 t$  เมื่อ  $V_0$  เป็นปริมาตรเดิมที่  $0^\circ\text{C}$

บวก  $V_0$  เข้าทั้งสองข้าง

$$V_0 + \Delta V = V_0 + \frac{1}{273} V_0 t$$

เพราะฉะนั้น  $V = V_0 \left(1 + \frac{t}{273}\right)$  เมื่อ  $V =$  ปริมาตรอันใหม่

หรือ  $V = V_0 (1 + \alpha_p t)$  ..... (5.2)

เมื่อ  $\alpha_p$  เป็นสัมประสิทธิ์การขยายตัวตามปริมาตรที่ความดันคงที่และมีค่า  $\frac{1}{273}$

เราสามารถรวมกฎของบอยล์และเกย์ ลูสแซก เข้าด้วยกันโดยการพิจารณาถึงความกดดันสองความกดดันคือที่ความกดดัน  $p$  และที่ความกดมาตรฐาน (standard pressure)  $p_s$  และทั้งสองกระบวนการอยู่ในอุณหภูมิเดียวกันคือ  $t$

ที่ความกด  $p$   $V = V_0 (1 + \alpha_p t)$

และที่ความกดมาตรฐาน  $p_s$   $V_s = V_{os} (1 + \alpha_p t)$

ที่อุณหภูมิและความกดมาตรฐาน (STP) คืออุณหภูมิ  $0^\circ\text{C}$  และความดัน 1 บรรยากาศ น้ำหนักหนึ่งกรัมโมเลกุล (gram-molecular weight) หรือหนึ่งโมล (one mole) ของแก๊สใด ๆ จะมีปริมาตร 22.4 ลิตร (กฎของอาโวกาโดร)

จากกฎของบอยล์

$$pV = p_s V_s = p_s V_{os} (1 + \alpha_p t) = p_s V_{os} \alpha_p \left(\frac{1}{\alpha_p} + t\right) \dots 5.3$$

เนื่องจากทั้ง  $p_s$ ,  $V_{os}$  และ  $\alpha_p$  ต่างมีค่าคงที่ ดังนั้นจะรวมกันกลายเป็นตัวคง

ที่อันใหม่  $C$  และ  $\frac{1}{\alpha_p} + t = 273 + t = T$  (อุณหภูมิ Kelvin)

ดังนั้น

$$pV = CT \dots (5.4)$$

ต่อไปเราจะพิจารณาความหมายของ  $C$

ถ้า  $v$  เป็นปริมาตรของหนึ่งโมล ดังนั้น  $v = \frac{V}{n}$  เมื่อ  $n$  เป็นจำนวนโมลใน

ปริมาตร  $V$  (ปริมาตรใด ๆ )

จาก  $pV = CT$

n หารตลอด  $p \frac{V}{n} = \frac{C}{n} T$

ดังนั้น  $pV = RT \quad \dots (5.5) \quad (R = \frac{C}{n})$

หรือ  $pV = nRT \quad \dots (5.6)$

ทั้งสองสมการนี้เรียกว่าสมการของสถานะ (equation of state for ideal gas) และ R เรียกว่า ค่าคงตัวของแก๊ส (universal gas constant)

ตัวอย่าง 5.2

จงคำนวณหาค่า R

จากสมการ  $pV = nRT$

เพราะฉะนั้น  $R = \frac{pV}{nT}$

$p =$  ความกดหนึ่งบรรยากาศ  $= 1.0132 \times 10^6$  dyne  $\text{cm}^{-2}$

$\times$  ปริมาตรของแก๊สใด ๆ  $= 22.4$  ลิตร  $= 2.24 \times 10^4$   $\text{cm}^3$

$T = 273$   $^{\circ}\text{C}$

$n = 1$  mole

แทนค่า  $R = \frac{(1.0132 \times 10^6 \text{ dyne cm}^{-2}) \times (2.24 \times 10^4 \text{ cm}^3)}{(1 \text{ mole})(273 \text{ }^{\circ}\text{K})}$   
 $= 8.3143 \times 10^7 \text{ ergs K}^{-1} \text{ mole}^{-1}$

### 5.6.2 สมการของสถานะที่ใช้ในบรรยากาศ

(Equation of State in the Atmosphere)

ถ้า M เป็นมวลของปริมาตร V และ m เป็นน้ำหนักกรัมโมเลกุล ดังนั้นจำนวนโมล

$$n = \frac{M}{m}$$

แทนค่าลงใน  $pV = nRT$

ได้  $pV = \frac{M}{m} RT \quad \dots (5.7)$

แต่  $\frac{V}{M} = \frac{1}{\rho} = \alpha \quad \dots (5.8)$

เมื่อ  $\rho$  เป็นความหนาแน่นของแก๊สและ  $\alpha$  เป็นปริมาตรจำเพาะ (specific volume) ซึ่งหมายถึงจำนวนลูกบาศก์เซนติเมตรต่อมวลหนึ่งกรัมของแก๊ส ดังนั้นเราเขียนสมการได้ว่า

$$p\alpha = \frac{R}{m} T \quad \dots\dots(5.9)$$

$$\text{หรือ } p = \rho \frac{R}{m} T \quad \dots\dots(5.10)$$

ตัวอย่างที่ 5.3

1. จงหาความหนาแน่นของอากาศที่ความกดมาตรฐาน 1013.2 mb และอุณหภูมิ 20°C
2. ถ้าห้องกว้าง 4 × 3 × 3 m<sup>3</sup> จงหาน้ำหนักของอากาศในห้องนี้

1. จากสมการ  $\rho = \frac{pm}{RT}$

$$m = \text{น้ำหนักโมเลกุลของอากาศแห้ง} = 28.9 \text{ gm mole}^{-1}$$

$$p = \text{ความกด 1 บรรยากาศ} = 1013.2 \times 10^3 \text{ dyne cm}^{-2}$$

$$T = 273 + 20 = 293^\circ \text{K}$$

$$R = 8.314 \times 10^7 \text{ ergs K}^{-1} \text{mole}^{-1}$$

แทนค่า

$$\rho = \frac{(1013.2 \times 10^3 \text{ dyne cm}^{-2})(28.9 \text{ gm mole}^{-1})}{(8.314 \times 10^7 \text{ ergs K}^{-1} \text{mole}^{-1})(293^\circ \text{K})}$$

$$= 1.20 \times 10^{-3} \text{ gm cm}^{-3}$$

2. ปริมาตรของอากาศในห้อง  $V = 4 \times 3 \times 3 \times 10^6 \text{ cm}^3$

จาก  $\rho = \frac{M}{V}$

หรือ  $M = \rho V$

$$\text{แทนค่า } M = (1.20 \times 10^{-3} \text{ gm cm}^{-3})(36 \times 10^6 \text{ cm}^3)$$

$$= 43.2 \times 10^3 \text{ gm}$$

$$43 \text{ Kg}$$

## 5.7 กฎข้อที่หนึ่งของอุณหพลศาสตร์ (The First Law of Thermodynamics)

### 5.7.1 แนวคิดเกี่ยวกับพลังงานภายใน (The Concept of Internal Energy)

ทฤษฎีจลน์ (kinetic theory) ของแก๊สกล่าวว่าอุณหภูมิของแก๊สขึ้นกับอัตราการเคลื่อนที่ของโมเลกุล การทำให้แก๊สร้อนจะทำให้ความเร็วของการเคลื่อนที่ของโมเลกุลเพิ่มขึ้น ดังนั้นเป็นการเพิ่มพลังงานจลน์ ในทางตรงกันข้ามถ้าไม่มีความร้อนเพิ่มเข้าไปแต่แก๊สถูกอัด พลังงานจลน์ก็จะเพิ่มขึ้นเช่นเดียวกันและทำให้อุณหภูมิของแก๊สเพิ่มขึ้น ซึ่งเกิดจากการที่โมเลกุลที่เคลื่อนที่เร็วขึ้นไปชนกับผนังที่มันถูกกักขัง พลังงานจลน์ของโมเลกุลทำให้เกิดพลังงานภายใน

### 5.7.2 ข้อความของกฎข้อที่หนึ่ง (Statement of the First Law)

กฎข้อที่หนึ่งของอุณหพลศาสตร์กล่าวว่า การทำให้พลังงานภายในเพิ่มขึ้นทำได้โดยการเพิ่มความร้อนหรือโดยการให้งานแก่แก๊ส (performing work on the gas)

- ถ้าให้  $+ dE$  เป็นการเปลี่ยนแปลงพลังงานภายในที่เพิ่มขึ้น
- $+ dQ$  เป็นความร้อนที่เพิ่มเข้าไป
- $+ dW$  เป็นงานที่กระทำต่อแก๊ส (work done on the gas)
- $- dW$  เป็นงานที่กระทำโดยกาซ (work done by the gas)

เพราะฉะนั้น

$$dE = dQ + dW \quad \dots\dots(5.11)$$

ในกรณีที่กาซถูกอัดโดยปราศจากการเพิ่มความร้อนจะได้

$$dE = dW$$

นั่นคือการที่พลังงานภายในเพิ่มขึ้นเกิดจากงาน (ได้จากการอัด) ไปกระทำต่อแก๊สนั้นเองและในกรณีที่ใส่ความร้อนเข้าไปโดยไม่มีการกระทำ

$$dE = dQ$$

### 5.7.3 งานที่กระทำโดยแรงจากภายนอก (Work Done by External Force)

ในการพิจารณาว่างานที่กระทำต่อแก๊ส (work done on a gas) สมมติว่าก้อนอากาศก้อนหนึ่งเมื่อถูกความกด  $p$  มากกระทำทุกทิศทุกทางจะทำให้ปริมาตรลดลง (ดูรูป 5.6)

ปริมาตรที่ก้อนอากาศลดลงก็คือ

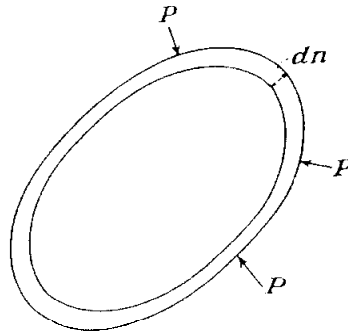


FIGURE 5-1

รูป 5.6 งานที่กระทำต่อก้อนอากาศซึ่งเกิดจากความกด p

$$-dV = A \, dn \quad \dots\dots(5.12)$$

เมื่อ  $dn$  เป็นระยะทางที่ก้อนอากาศซึ่งมีพื้นที่  $A$  หดตัวลง และสมมติให้  $A$  นิ่งมีค่าคงเดิม เพราะ  $dn$  มีค่าน้อยมาก

งานที่ใช้ในการอัดตัวคือ ผลคูณของแรงกับระยะทาง

$$dW = F \, dn \quad \dots\dots(5.13)$$

แต่ความกดก็คือแรงต่อหนึ่งพื้นที่

$$p = \frac{F}{A}$$

หรือ  $F = pA$

โดยการแทนค่า  $F$  ลงในสมการ 5.13 จะได้

$$dW = pA \, dn = -pdV \quad \dots\dots(5.14)$$

### 5.7.4 การเปลี่ยนแปลงพลังงานภายใน (Changes In Internal Energy)

อุณหภูมิอากาศจะเปลี่ยน โดยให้ปริมาตรคงที่แล้ว เปลี่ยนแปลงความกดตัน หรือ โดยให้ความกดตันคงที่แล้ว เปลี่ยนแปลงปริมาตร

จากสมการ  $dE = dQ + dW$

นำสมการ 5.14 มาแทนจะได้

$$dE = dQ - p dV \quad \dots\dots(5.15)$$



ถ้าหากพิจารณาในกรณีกระบวนการปริมาตรคงที่ (constant volume process)

$$pdV = 0$$

เพราะฉะนั้น  $dE = dQ$  (ความร้อนอันที่เพิ่มเข้าไป)

ความร้อนที่เพิ่มเข้าไป  $dQ$  จะมีค่าเท่ากับมวล คูณด้วยความร้อนจำเพาะของแก๊สที่ปริมาตรคงที่และคูณด้วยอุณหภูมิ  $dT$

$$\text{ดังนั้น } dE = M C_V dT \quad \dots (5.16)$$

เมื่อ  $C_V$  เป็นความร้อนจำเพาะที่ปริมาตรคงที่ ซึ่งหมายถึงความร้อนที่ทำให้อุณหภูมิของหนึ่งหน่วยมวลเพิ่มขึ้นหนึ่งองศาเซลเซียส

$$\text{หรือ } C = \frac{Q}{M\Delta T}$$

จากการทดลองพบว่า  $C_V = 0.170 \text{ cal gm}^{-1}\text{deg}^{-1}$  และความร้อนจำเพาะที่ความกดดันคงที่  $C_p = 0.24 \text{ cal gm}^{-1}\text{deg}^{-1}$

เราจะใช้สมการ 5.16 เป็นค่าจำกัดความในการเปลี่ยนแปลงพลังงานภายในและสามารถใช้เป็นค่าของ  $dE$  ไม่ว่าจะเกี่ยวข้องกับกระบวนการปริมาตรคงที่หรือไม่

ในกรณีที่ความร้อนถูกเพิ่มเข้าไปที่กระบวนการความดันคงที่  $dv \neq 0$  การขยายตัวของแก๊สต้องทำงานต่อต้านกับสิ่งแวดล้อม เรานำสมการ 5.16 แทนลงในสมการ 5.15 จะได้

$$M C_V dT = dQ - pdV \quad \dots (5.17)$$

และเพราะเป็นกระบวนการความกดดันคงที่ เราแทน  $dQ = M C_p dT$  จะได้

$$M C_V dT = M C_p dT - pdV$$

ซึ่งอาจจะเขียนเป็น

$$M(C_p - C_V)dT = pdV \quad \dots (5.18)$$

จากสมการของสถานะ 5.6 เขียนในรูปดิฟเฟอเรนเชียล (differential) จะได้

$$pdV + Vdp = nRdT \quad \dots (5.19)$$

และเนื่องจากเป็นกระบวนการความกดดันคงที่  $dp = 0$  ดังนั้น

$$pdV = nRdT \quad \dots (5.20)$$

และ (5.18) เท่ากับ (5.20)

$$\begin{aligned} M(C_p - C_V)dT &= nRdT \\ C_p - C_V &= \frac{n}{M} \end{aligned}$$

แต่เนื่องจาก  $n = \frac{M}{m}$  หรือ  $\frac{1}{m} = \frac{n}{M}$  ดังนั้น

$$C_p - C_V = \frac{R}{m} \quad \dots (5.21)$$

ความแตกต่างนี้เรียกว่า molecular heat difference เนื่องจากมันเป็นสัดส่วนผกผันกับน้ำหนักโมเลกุล  $m$

### 5.7.5 การประยุกต์ใช้สำหรับบรรยากาศ (Application to the Atmosphere)

จากสมการ 5.17

$$MC_v dT = dQ - pdV$$

หรือ 
$$dQ = MC_v dT + pdV$$

ในบรรยากาศการวัดปริมาตรเป็นสิ่งที่ทำได้ลำบาก และเราจะจัดค่า  $V$  ออกโดยการหารสมการ 5.17 ด้วย  $M$  ตลอด จะได้

$$dq = C_v dT + p d\alpha \quad \dots (5.22)$$

เมื่อ  $dq$  เป็นความร้อนที่เพิ่มเข้าไปต่อหนึ่งหน่วยมวล

$d\alpha$  เป็นการเปลี่ยนแปลงของปริมาตรจำเพาะ (specific volume)

สมการ 5.22 สามารถทำให้เหลืออยู่ในเทอมของความกด และอุณหภูมิโดยใช้สมการของสถานะในรูปดิฟเฟอเรนเชียล

$$p d\alpha + \alpha dp = \frac{R}{m} dT$$

$$p d\alpha = \frac{R}{m} dT - \alpha dp \quad \dots (5.23)$$

นำสมการ ( 5.23 ) แทนลงในสมการ ( 5.22 ) จะได้

$$dq = C_v dT + \frac{R}{m} dT - \alpha dp$$

หรือ

$$dq = \left( C_v + \frac{R}{m} \right) dT - \alpha dp \quad \dots (5.24)$$

แต่

$$C_p = C_v + \frac{R}{m}$$

หรือ

$$c_p = C_v + \frac{R}{m}$$

ดังนั้น

$$dq = C_p dT - \alpha dp \quad \dots (5.25)$$

หรือ

$$dq = C_p dT - \frac{R}{m} T \frac{dp}{p} \quad \dots (5.26) \quad \left( \alpha = \frac{RT}{mp} \right)$$

สมการข้างบนนี้อยู่ในรูปของความกดและอุณหภูมิโดยไม่มีปริมาตรเข้ามาเกี่ยวข้อง ซึ่งเป็นกฎข้อที่หนึ่งของอุณหพลศาสตร์ที่ใช้ในบรรยากาศนั่นเอง

ตัวอย่างที่ 5.4

จงพิจารณาพลังงานที่เปลี่ยนแปลงเมื่อลูกบอลที่มีอากาศบรรจุอยู่รัศมี 1 เมตร อุณหภูมิ 290°K ความกด 1000 มิลลิบาร์ ถูกยกขึ้นไปยังระดับความกด 850 มิลลิบาร์ และมีอุณหภูมิ 283°K

วิธีทำ จากสมการ 5.10  $\rho = \frac{pm}{RT}$  เราสามารถคำนวณหาได้ว่า

$$\rho_1 = 1.20 \times 10^{-3} \text{ gm cm}^{-3}$$

$$\rho_2 = 1.05 \times 10^{-3} \text{ gm cm}^{-3}$$

$$\text{และ } dT = -7^\circ\text{C} \quad dp = -150 \text{ mb}$$

โดยการใช้ค่าความหนาแน่นเฉลี่ยจะได้  $\rho = 1.13 \times 10^{-3} \text{ gm cm}^{-3}$  และค่า

$$c_p = 0.240 \text{ Cal gm}^{-1} \text{ deg}^{-1}$$

แทนค่าลงในสมการ 5.25

$$\begin{aligned} dq &= c_p dT - \frac{dp}{\rho} \\ &= 0.240 \text{ Cal gm}^{-1} \text{ deg}^{-1} \times -7 \text{ deg} \times 4.187 \times 10^7 \text{ ergcal}^{-1} \\ &\quad + \frac{150 \times 10^3 \text{ dynes cm}^{-3}}{1.13 \times 10^{-3} \text{ gm cm}^{-3}} \\ &= 6 \times 10^7 \text{ erg gm}^{-1} \end{aligned}$$

มวลของอากาศในบอลลูก

$$\begin{aligned} m &= 1.20 \times 10^{-3} \text{ gm cm}^{-3} \times \frac{4}{3} \pi \times 10^6 \text{ cm}^3 \\ &= 5.0 \times 10^3 \text{ gm} \end{aligned}$$

เพราะฉะนั้นพลังงานที่ใส่ลงในบอลลูกทั้งหมด

$$\begin{aligned} &= 6 \times 10^7 \text{ erg gm}^{-1} \times 5.0 \times 10^3 \text{ gm} \\ &= 5 \times 10^{11} \text{ ergs หรือ } 5 \times 10^4 \text{ joules} \end{aligned}$$

## 5.8 สมการอุทกสถิตย (Hydrostatic Equation)

ในกรณีที่เราทราบค่าความกดที่พื้นดิน และความหนาแน่นของอากาศในช่วงระยะความสูงจากพื้นดิน เราสามารถหาความกดที่ความสูงใด ๆ ได้จากสูตร

$$p_1 - p_2 = \rho g(h_2 - h_1) \quad \dots\dots(5.27)$$

เมื่อ  $p_1$  เป็นความกดที่พื้นดิน  $h_1$  และ  $p_2$  เป็นความกดที่ความสูง  $h_2$   $\rho$  เป็นความหนาแน่นของอากาศ

### ตัวอย่างที่ 5.5

ถ้า  $p_1$  เป็นความกดที่ระดับน้ำทะเลเท่ากับ 1013 mb และ  $\rho$  เป็นความหนาแน่นเฉลี่ยระหว่างพื้นผิว ( $h_1 = 0$ ) และความสูง  $h_2$  (เท่ากับ 1 Km) มีค่าเท่ากับ  $1.1 \text{ Kg/m}^3$  ให้หา  $p_2$

$$\begin{aligned} \text{แทนค่า} \quad p_1 - p_2 &= \rho g(h_2 - h_1) \\ &= (1.1 \text{ Kg/m}^3 \times 9.8 \text{ m/s}^2)(10^3 \text{ m}) \\ &= 10,780 \frac{\text{Kg} \cdot \text{m}}{\text{m}^2 \cdot \text{s}^2} \\ &\approx 10,780 \frac{\text{N}}{\text{m}^2} \end{aligned}$$

$$\text{แต่ } 1 \text{ Newton (N)} = 1 \frac{\text{kg} \cdot \text{m}}{\text{s}^2} \text{ และ } 1 \text{ mb} = 100 \frac{\text{N}}{\text{m}^2}$$

$$\text{ดังนั้น} \quad p_1 - p_2 = 108 \text{ mb} \quad (\text{ค่าประมาณ})$$

$$p_2 = 1013 - 108 = 905 \text{ mb}$$

จากสมการ 5.27 เราสามารถเขียนในรูปดิฟเฟอเรนเชียลได้ว่า

$$dp = -\rho g dz \quad \dots\dots(5.28)$$

สมการนี้ เรียกว่าสมการอุทกสถิตย (hydrostatic equation) การที่เครื่องหมายเป็นลบ เพราะเมื่อขึ้นไปสูงความกดจะลดลง

#### 5.8.1 กระบวนการเอเดียแบติก (Adiabatic Process)

ให้คำจำกัดความว่าเป็นกระบวนการที่ไม่มีความร้อนเพิ่มเข้าไปหรือเอาความร้อนออกจากระบบ นั่นคือ  $dq = 0$

เนื่องจากเมื่ออากาศลอยตัวขึ้นสูงจะขยายตัว และเย็นลงเป็นกระบวนการเอเดียแบติก ดังนั้นจากสมการ 5.26

$$dq = C_p dT - \frac{R}{m} T \frac{dp}{p}$$

$$dq = 0 = C_p dT - \frac{R}{m} T \frac{dp}{p}$$

หรือ  $C_p dT = \frac{R}{m} R \frac{dp}{p}$

และ  $C_p \frac{dT}{T} = \frac{R}{m} \frac{dp}{p}$  . . . . . (5.29)

เพื่อจะหาอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิชนิดเอเดียแบติกต่อความสูงเราแทนค่าสมการอุทกสถิตยฺล่งที่  $dp$  ได้

$$C_p \frac{dT}{T} = - \frac{R}{m} \cdot \frac{\rho g dz}{p}$$

แทนค่า  $\rho = \frac{pm}{RT}$  จะได้

$$C_p \frac{dT}{T} = - \frac{R}{m} \left( \frac{pm}{RT} \right) \frac{g dz}{p}$$

ได้  $C_p dT = -g dz$

ดังนั้น  $\frac{dT}{dz} = - \frac{g}{C_p}$  . . . . . (5.30)

จะเห็นว่าอัตราการเย็นตัวของอากาศต่อความสูงนั้นเกี่ยวข้องกับแรงโน้มถ่วง  $g$  ของโลกโดยตรง

ตัวอย่างที่ 5.6

จงคำนวณหาค่า  $\frac{dT}{dz}$  เมื่อแรงโน้มถ่วงของโลก ( $g$ ) = 981 cm sec<sup>-2</sup> และ

ความร้อนจำเพาะที่ความดันคงที่ของอากาศเท่ากับ 0.24 Cal gm<sup>-1</sup> deg<sup>-1</sup>

จากสมการ  $\frac{dT}{dz} = - \frac{g}{C_p}$

แทนค่า  $= \frac{981 \text{ cm sec}^{-2}}{0.24 \text{ Cal gm}^{-1} \text{ deg}^{-1} \times 4.19 \times 10^7 \text{ ergs cal}^{-1}}$

$$= -9.8 \times 10^{-5} \text{ deg cm}^{-1}$$

$$= -9.8 \text{ deg km}^{-1}$$

$$= -10^\circ \text{C/km หรือ } 1^\circ \text{C ต่อ } 100 \text{ m}$$

อัตราที่คำนวณได้ที่เป็นอัตราเอเดียแบติกแบบแห้ง (dry adiabatic rate) ซึ่งเป็นอัตราการเย็นตัวของอากาศที่ยังไม่ควบแน่นเป็นเมฆ

### 5.9 ธรรมชาติของความเร่งในแนวตั้ง (Nature of Vertical Accelation)

แรงที่ทำให้ก้อนอากาศที่อุณหภูมิลอยสูงขึ้นและอากาศที่เย็นจมตัวลงก็คือแรงพุง (buoyancy force) หรือแรงอาร์คิเมเดียน (Archimedean force) ตามกฎของอาร์คิเมดีส วัตถุจะจมหรือลอยในของเหลวขึ้นกับแรงลอยในทิศขึ้นบน (upward-directed buoyancy force) ซึ่งมีค่าเท่ากับน้ำหนักของของเหลวที่วัตถุไปแทนที่ วัตถุจะลอยหรือจมหรือยังคงอยู่ที่ระดับเดิมขึ้นว่าแรงนี้มากกว่าน้อยกว่าหรือเท่ากับแรงในทิศลงบนวัตถุ (downward force on the body) อันเนื่องมาจากแรงโน้มถ่วง (น้ำหนักของวัตถุ)

แทนที่จะเป็นวัตถุ เราเปลี่ยนเป็นก้อนอากาศซึ่งมีน้ำหนัก  $\rho'Vg$  เมื่อ

$\rho'$  = ความหนาแน่น  $V$  = ปริมาตรของก้อนอากาศ และ  $g$  = ความเร่งอันเกิดจากแรงโน้มถ่วง

น้ำหนักของของเหลวที่ถูกแทนที่โดยก้อนอากาศเท่ากับ  $\rho Vg$  เมื่อ

$\rho$  = ความหนาแน่นของอากาศแวดล้อมที่ก้อนอากาศไปแทนที่ ปริมาตรที่ค่าเท่ากัน ดังนั้น ผลลัพธ์ของแรง  $F$  ค่าบวกในทิศขึ้นบนจะเป็น

$$F = M'a = \rho Vg - \rho'Vg = (\rho - \rho')Vg \quad \dots\dots(5.31)$$

เมื่อ  $a$  เป็นความเร่งขึ้นบน และ  $M'$  เป็นมวลของก้อนอากาศที่ลอยขึ้น และ

$M' = \rho'V$  และจากสมการ 5.31 แสดงว่าน้ำหนักของอากาศแวดล้อมมีค่ามากกว่า น้ำหนักของก้อนอากาศที่ไปแทนที่ ดังนั้น

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

$$\text{ได้} \quad a = g \frac{\rho - \rho'}{\rho'} \quad \dots\dots(5.32)$$

แต่  $\rho = \frac{pm}{RT}$ ,  $\rho' = \frac{p'm}{RT'}$  และเนื่องจากก้อนอากาศมีความกดเท่ากับอากาศแวดล้อม ดังนั้น

$\rho = \rho'$  เมื่อนำค่าเหล่านี้ไปแทนใน สมการ 5.32 จะได้

$$a = g \frac{T' - T}{T}$$

ซึ่งแสดงว่า อุณหภูมิของก้อนอากาศมีค่าสูงกว่าอุณหภูมิของอากาศแวดล้อม