

# บทที่ 3

## กาลอากาศ

### (The Weather)

บทนี้เป็นการศึกษาถึงสภาวะของชั้นโทรโปสเฟียร์ซึ่งเรามีความสนใจมากที่สุด กาลอากาศที่เราประสบอยู่ทุกวันนี้เกิดจากองค์ประกอบ (elements) ที่แปรค่าได้ทุกอย่าง คือ อุณหภูมิ ความกดดัน ความชื้น เมฆ ลม และฝน ตัวแปรค่าทั้งหมดนี้มีความสำคัญอย่างยิ่ง และจะต้องเรียนรู้เป็นอย่างดี เพื่อจะได้เข้าใจถึง Climate และ weather

#### อุณหภูมิของอากาศ (air Temperature)

รูปของพลังงานที่โมเลกุลมีอยู่เนื่องจากการ เคลื่อนไหวเรียกว่าความร้อน ส่วนอุณหภูมิ คือคุณสมบัติของวัตถุที่พิจารณาถึงทิศทางการไหลของความร้อนระหว่างวัตถุกับสิ่งแวดล้อม เครื่องมือที่ใช้วัดอุณหภูมิเรียกว่า เทอร์โมมิเตอร์ (Thermometer) ซึ่งแบ่งออกเป็น 3 ชนิด

1. Liquid glass thermometer นิยมใช้ปรอทหรืออัลกอฮอล์ มักนิยมใช้ชนิดยาว 10 นิ้วและแบ่งออกเป็น 150 °F

การวัดอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดใช้ maximum thermometer และ minimum thermometer สำหรับ maximum thermometer มี constriction (คอคอด) เหนือกระเปาะ ปรอทวัดไข้ก็เป็นชนิดนี้ ส่วน minimum thermometer ของเหลวที่ใช้เป็น alcohol แทนที่จะเป็นปรอทอย่างใน max. thermometer ที่เป็นเช่นนี้เพราะอัลกอฮอล์มีจุดเยือกแข็งต่ำกว่าปรอท, ลักษณะของ minimum thermometer ประกอบด้วย index ทำด้วยแก้วที่มีลักษณะคล้าย dumbbell ใสลงในหลอดแก้ว (bore) เทอร์โมมิเตอร์จะติดตั้งในแนวนอนโดยที่ index อยู่ตรงปลายของ alcohol เมื่ออุณหภูมิลดลง alcohol จะลดลงมาด้วย index จะติดตามลงมาด้วยแรงตึงผิว เมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้นของเหลวจะไหลผ่าน index และจะทั้ง index ไว้ที่นั่นบอกให้ทราบถึงอุณหภูมิต่ำสุด เมื่อจะอ่านใหม่ก็คว่ำกระเปาะขึ้น

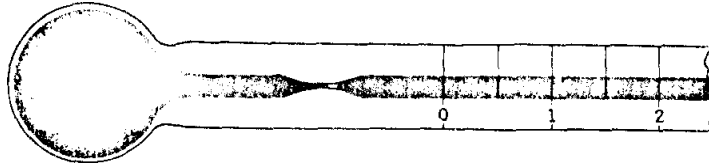


Fig. 3.1 Schematic representation of the bulb end of a maximum thermometer

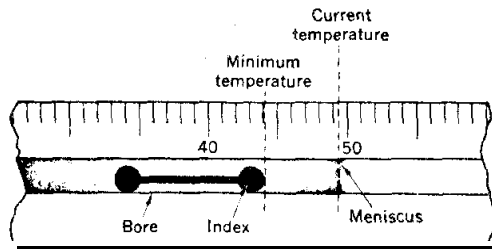


Fig. 3.2 Schematic representation of a section of a minimum thermometer showing the index.

## 2. Deformation thermometer

เมื่อโลหะ 2 อย่างที่มีสัมประสิทธิ์การขยายตัวมาเชื่อมเข้าด้วยกัน เมื่ออุณหภูมิเปลี่ยนแปลง จะทำให้โลหะที่เชื่อม (bimetal strip) นี้โค้งเนื่องจากการขยายตัวไม่เท่ากัน จากความรู้ นี้เรานำไปใช้วัด (calibrated) ในเทอมของอุณหภูมิ (รูป 3.3)

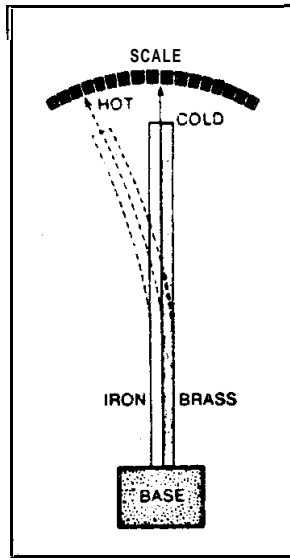
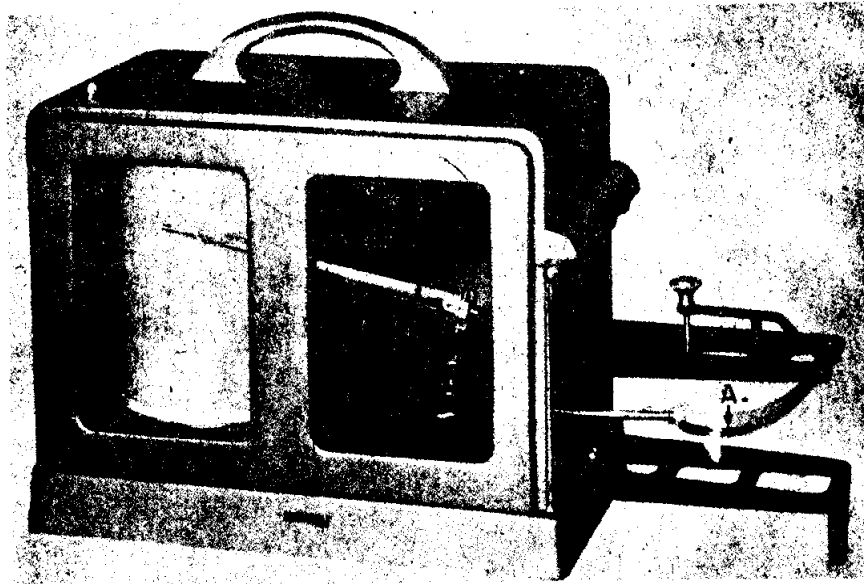
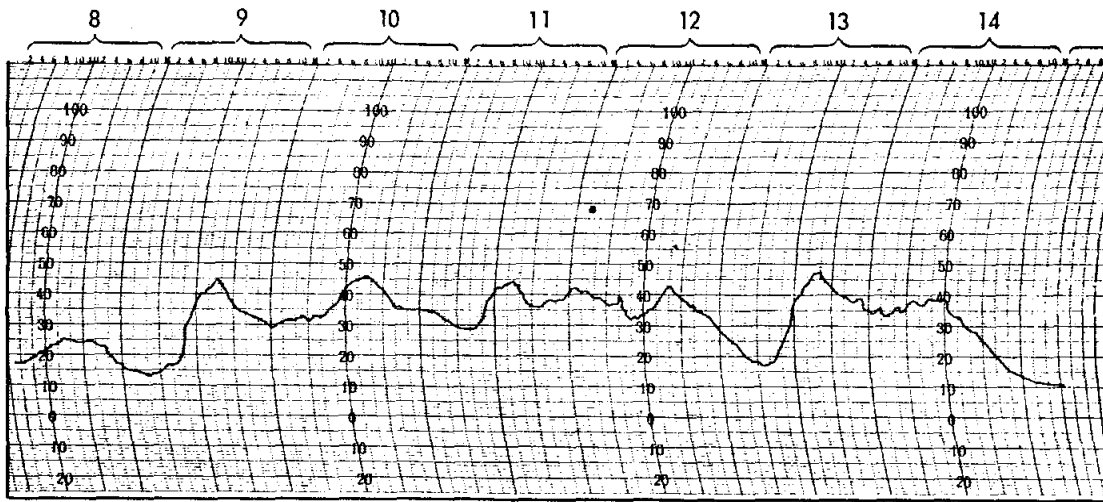


Figure 3.3 A bimetallic thermometer has two different metals bonded together into a single strip.

Thermograph. A clock mechanism rotates the cylinder beneath the recording pen. Temperature changes cause changes in the curvature of the Bourdon tube, A, resulting in vertical movements of the arm, B. Courtesy, Bendix Corporation, Fries Instrument Division.

FIG. 3.4





Thermograph Record for a Week in January at Lincoln, Nebraska. In addition to the diurnal changes, some irregular changes may be noted. **FIG. 3.5**

Bourdon thermometer ก็จัดอยู่ในชนิด deformation thermometer ซึ่งประกอบด้วย curved tube ที่มีหน้าตัดเป็นรูปอีลิปส์และทำด้วยโลหะ ภายในบรรจุของเหลวที่เป็นอินทรีย์สาร เช่น อีลกอฮอล์ การขยายตัวของของเหลวจะทำให้หลอดยัดตรงขึ้นมากกว่าเดิม

สำหรับ Bourdon thermometer มักไม่ใช้วัดอุณหภูมิโดยตรง แต่ใช้ในการจดบันทึกซึ่ง (รูป 3.4) เครื่องมือชนิดนี้เรียกว่า thermograph โดยปกติเฟอโรโมมิเตอร์ชนิดนี้จะทำให้แขนปากกาเคลื่อนไหว และเขียนลงบนกระดาษที่มีฉนวนทรงกระบอก (drum) ซึ่งทำงานแบบเดียวกับนาฬิกา เครื่องมือชนิดนี้ไม่ค่อยเที่ยงตรงมากนัก แต่สะดวกในการวัดได้ตลอดทั้งวัน

### 3. Electric Thermometers

นิยมใช้ในการสำรวจอากาศเบื้องบน ไม่นิยมใช้ในการวัดที่พื้นผิว เทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้ วัดได้ค่อนข้างถูกและแน่นอน ประกอบด้วย 2 ชนิด

- ก. Thermocouple หรือ Thermopile โดยอาศัยหลักการเกี่ยวกับการไหลของไฟฟ้าระหว่าง จุดเชื่อม (junctions) สองจุดของโลหะ 2 อย่าง เมื่อ junction หนึ่งเย็นกว่าอีก junction หนึ่ง junction ทั้งสองทำด้วยโลหะทองแดงและเหล็ก ซึ่งสามารถทำให้ เล็กมากเพื่อให้มีเนื้อที่น้อย ซึ่งมีความไว (sensitivity) สูง ในอุณหภูมิต่ำเขาใส่ cold junction ในน้ำแข็งแห้งหรือ acetone หรือไนโตรเจนเหลว กระแสจะถูกขยาย และส่งกลับมายังพื้นดินโดยวิทยุ (รูป 3.6)

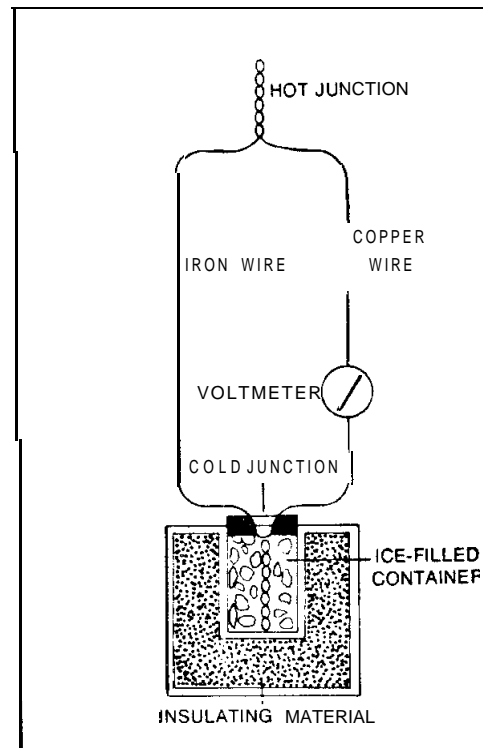


Figure 3.6 The voltage developed by the junction of two dissimilar metals is used to measure temperature in the thermocouple-type thermometer.

ข. Resistance thermometer อาศัยหลักที่ว่าความต้านทานต่อกระแสไฟฟ้าของตัวนำ (conductor) เปลี่ยนแปลงไปตามอุณหภูมิ และที่พบที่ดีที่สุดคือ ceramic resistor ซึ่งเรียกว่า thermistor มี negative resistance coefficients คือ ความต้านทานลดลงเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น thermistor นิยมส่งไปพร้อมกับบอลลูนในการวัดอุณหภูมิของอากาศเบื้องบน

เสกสของ thermometer

สำหรับ Fahrenheit thermometer (ฟาเรนไฮต์) สร้างขึ้นโดย Daniel Fahrenheit ในปี 1710 ท่านผู้นี้เป็นนักฟิสิกส์ชาวเยอรมัน อุณหภูมิของจุดเยือกแข็งเริ่มที่ 32° และจุดเดือด 212° สำหรับ centigrade scale จุดเยือกแข็งอยู่ที่ 0° และจุดเดือด 100° centigrade thermometer บางทีเรียก celsius thermometer ซึ่งนิยมใช้กันทั่วโลกแทนคำว่า centigrade เดิม การที่เรียกเป็นองศาเซลเซียสเพื่อให้เกียรติแก่นักดาราศาสตร์ชาวสวีเดน Anders Celsius ซึ่งสร้างขึ้นในปี 1742

การเปลี่ยนองศาระหว่างเซลเซียสและฟาเรนไฮต์

สูตร

$$^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} (^{\circ}\text{F} - 32) \quad ^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5} ^{\circ}\text{C} + 32$$

การติดตั้งเทอร์โมมิเตอร์

อุณหภูมิที่วัดได้จากในที่ร่มและในที่แจ้งควรจะมีค่าเกือบเท่ากัน การที่เรารู้สึกเย็นในที่ร่ม ไม่ใช่เพราะอากาศโดยรอบเย็นกว่า แต่เพราะร่างกายของเราไม่ได้รับและดูดกลืนความร้อนอีกเพื่อที่จะให้เทอร์โมมิเตอร์มีอุณหภูมิเดียวกับอากาศ จะต้องป้องกันไม่ใช้รับการแผ่รังสีจากที่อื่น เช่น ความร้อนจากหุ่นา ทางเดินหรือตัวตึก เทอร์โมมิเตอร์จะถูกเก็บไว้ใน instrument shelter หรือตู้สกรีน (Screen) ซึ่งมีขนาดและความสูงแน่นอน ตู้นี้มักติดตั้งในที่โล่ง เช่น ใกล้สนามบินหรือในสนามหญ้า กว้าง ๆ อุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดในแต่ละวันจะถูกจดบันทึกเอาไว้ พร้อมกันนั้น เทอร์โมกราฟก็จะติดตั้งเอาไว้ด้วย เพื่อบันทึกการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแต่ละชั่วโมง (รูป 3.7 และ 3.8)

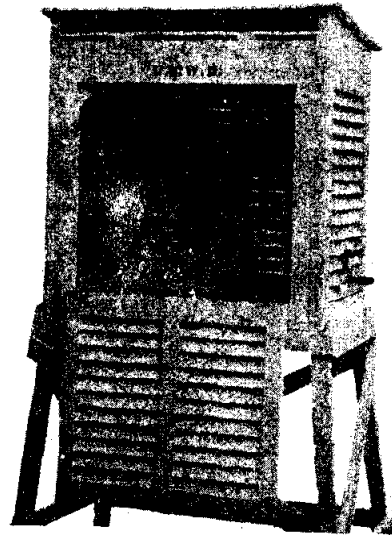


FIG 3.7

Instrument Shelter with Door Open and Instruments in Place. Courtesy US Department of Commerce, Weather Bureau

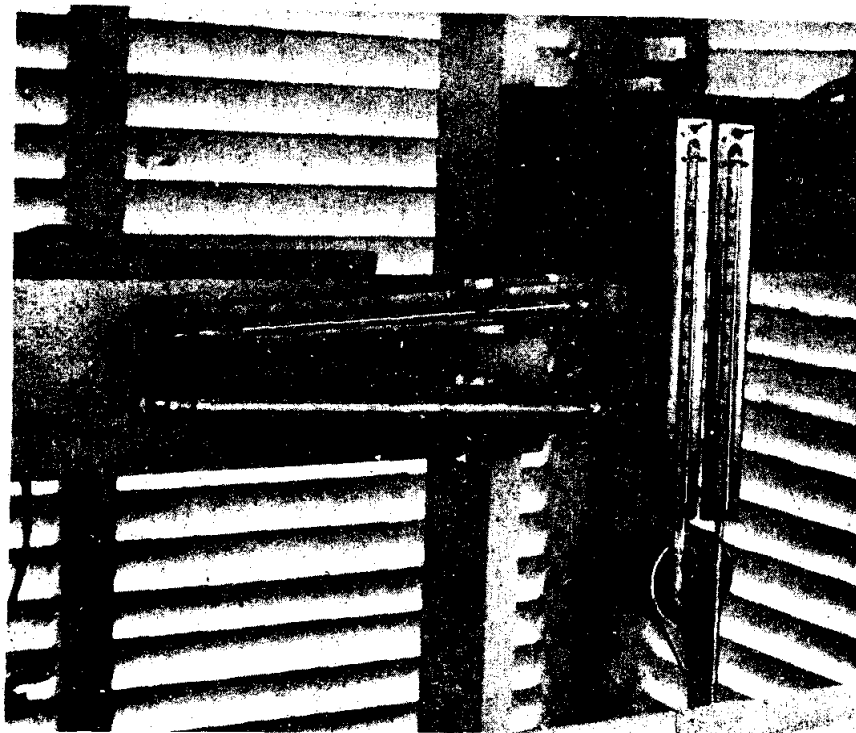


Fig. 3.8 Standard exposure of maximum and minimum thermometers mounted in a Townsend support. Photo courtesy ESSA.

แหล่งความร้อนในบรรยากาศ

ความร้อนส่วนใหญ่ในบรรยากาศเกือบทั้งหมดได้จากดวงอาทิตย์ การทำให้โลกและบรรยากาศร้อนขึ้นโดยตรงนี้เรียกว่า insolation โลกเราเมื่อได้รับความร้อนแล้วจะต้องส่งกลับสู่อวกาศ เท่ากับจำนวนที่ได้รับ มิฉะนั้นโลกเราจะร้อนขึ้นเรื่อย ๆ ในกรณีที่ส่งความร้อนออกไปน้อยกว่าที่ได้รับ และจะเย็นลงเรื่อย ๆ ในกรณีที่ความร้อนที่ส่งออกไปมากกว่าที่ได้รับ ต่อไปนี้จะเป็นรูปแสดงถึง annual heat balance

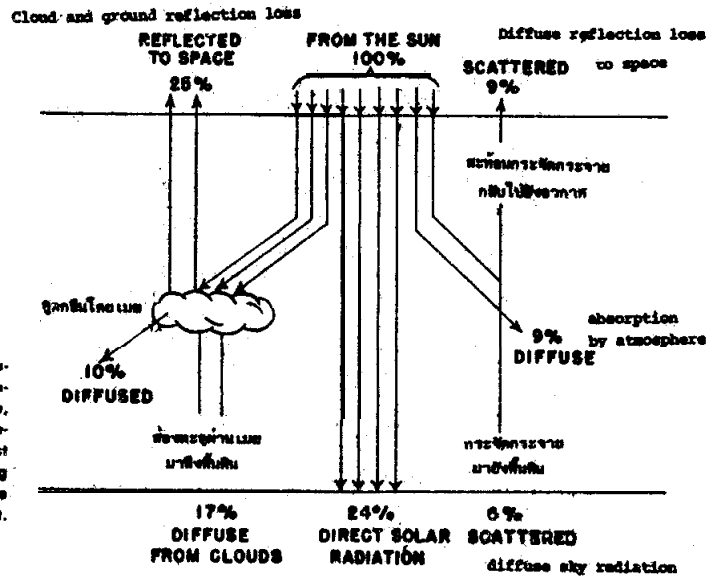


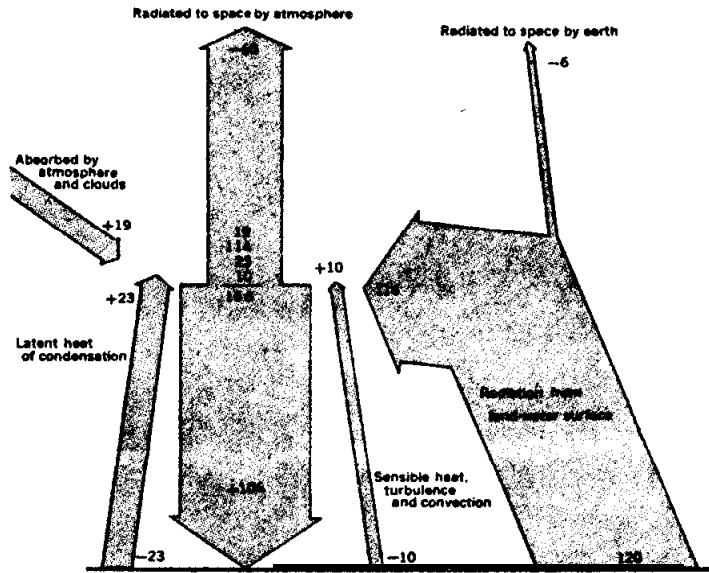
FIG. 3.9

Diagrammatic Representation of the Distribution of Solar Radiation. Of the incoming radiation, some is absorbed by the atmosphere, some is reflected back to space, and the remainder is absorbed by the earth. The heat balance is maintained by the earth losing its heat back to space through long-wave radiation, latent heat, and sensible heat. After H. G. Houghton.



คลื่นยาวที่ส่งกลับออกสู่อวกาศ

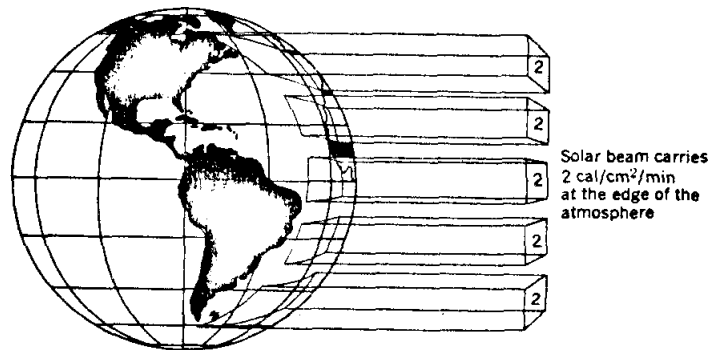
OUTGOING LONG-WAVE EARTH RADIATION



(หมายเหตุ conduction (การนำความร้อน) คือการถ่ายเทความร้อนผ่านตัวสารโดยไม่มีการเคลื่อนที่ของเนื้อสารภายใน เช่น ความร้อนที่ถ่ายเทของข้อเงินในถ้วยกาแฟ  
 convection (การพาความร้อน) คือการถ่ายเทความร้อนโดยที่ไม่เคลื่อนที่ในสารเคลื่อนที่ไปด้วย เช่น อากาศ น้ำ เป็นต้น  
 Radiation (การแผ่รังสี) คือ การถ่ายเทความร้อนโดยไม่ต้องอาศัยตัวกลาง

Albedo : คืออัตราส่วนของแสง ที่สะท้อนจากผิวเมื่อเทียบกับจำนวนแสงทั้งหมดที่ตกบนพื้นผิว ค่าสะท้อนแสงของโลกโดยเฉลี่ยมีประมาณ 34 % ดังนั้นจึงพูดได้ว่าโลกมี albedo 0.34 เมฆมี albedo มากกว่าพื้นดิน (เมฆ = 0.55 ดิน = 0.10)

Solar constant : คือจำนวนความร้อนที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ประมาณ  $2 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$  (2 แคลอรีต่อ พ.ท หนึ่ง ตร.ซม ต่อเวลาหนึ่งนาที) โดยวัดตั้งฉากกับแสงอาทิตย์ในขอบของบรรยากาศเบื้องนอก (ดูรูป) 3.10



**Fig. 3.10** Schematic of inflow of solar energy, the solar constant, at earth-distance at time of equinox. The beam is depleted as it enters the earth's atmosphere and is spread over a greater surface area at high latitudes.

## The Earth Revolution

โลกหมุนรอบตัวเองเรียกว่า rotation หมุนรอบดวงอาทิตย์เรียกว่า **revolution** ซึ่งทำให้เกิดฤดูกาลต่าง ๆ

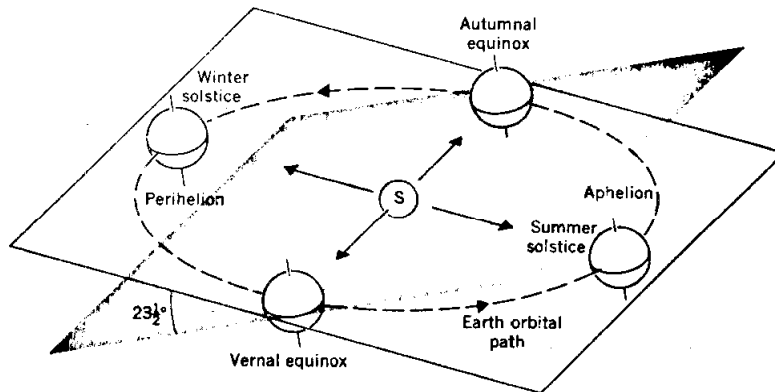
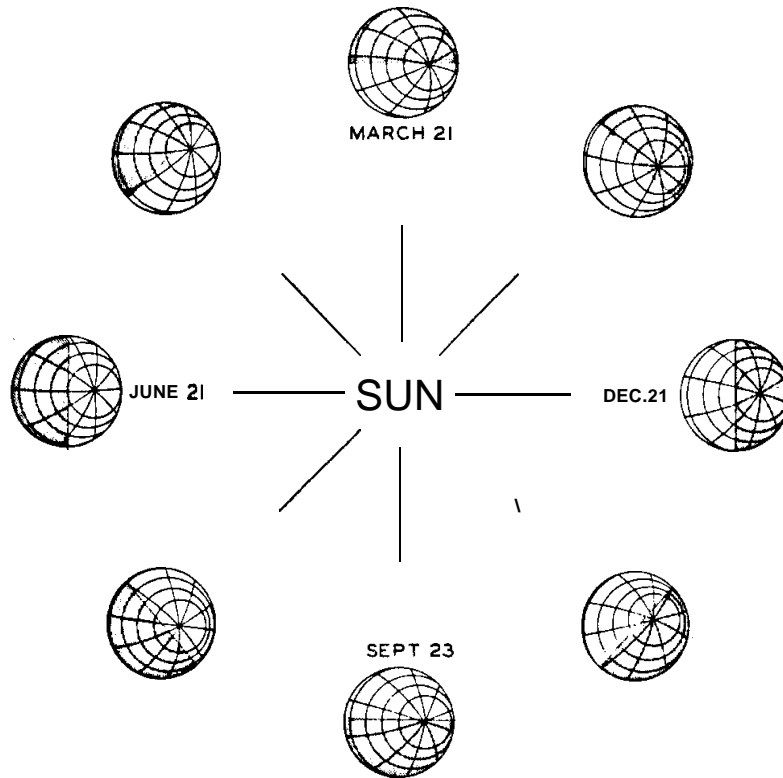
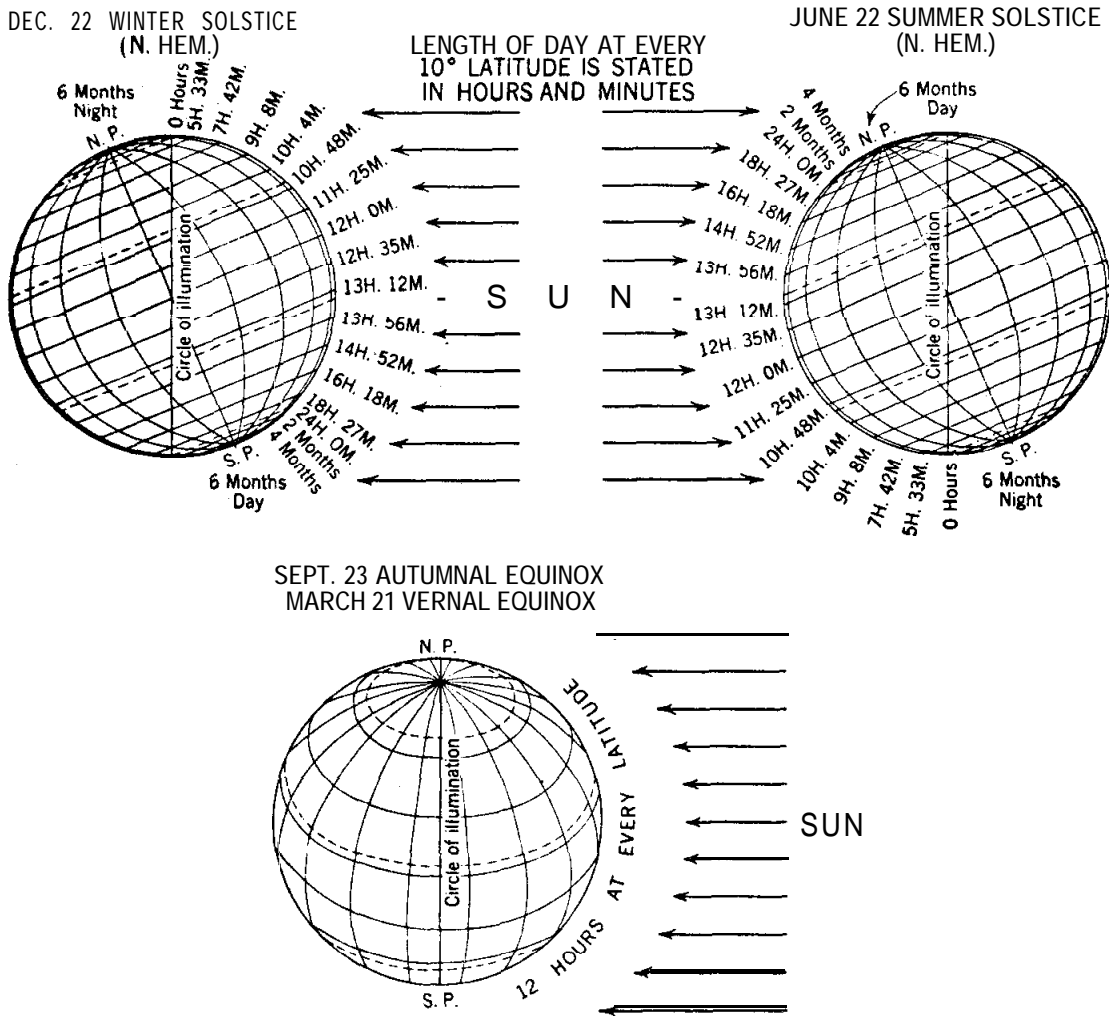


Fig. 3.11 Position of earth in relation to sun at (1) autumnal equinox, September 23; (2) winter solstice, December 22; (3) vernal equinox, March 21; and (4) summer solstice, June 22. Dates are approximate and will vary slightly because of our system for handling leap year. (Note that the winter and summer solstices occur only a few days before perihelion and aphelion, respectively.) Shaded plane is perpendicular to earth's axis.



Earth's Orbit About the Sun. FIG.3.12



**Figure 3.13** At the times of the two equinoxes, when the sun's noon rays are vertical at the equator, the circle of illumination cuts all parallels in half, so that days and nights are equal (12 hr) over the whole earth. At the times of the solstices, the sun's vertical noon rays have reached their greatest poleward displacement,  $23\frac{1}{2}^{\circ}$  north or south. The circle of illumination then cuts all parallels except the equator unequally, so that days and nights are unequal in length except at latitude  $0^{\circ}$ .

ที่ตำแหน่ง perihelion เป็นตำแหน่งที่โลกอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุด และที่ Aphelion ซึ่งเป็นตำแหน่งที่โลกอยู่ไกลจากดวงอาทิตย์มากที่สุด จากรูป แสดงให้เห็นถึงว่าแกนของโลกทำมุม  $23\frac{1}{2}^{\circ}$  จากเส้นตั้งฉากซึ่งทำกับแนวทางเดินของโลก, ในวันที่ 21 June (มิ.ย) ซึ่งเรียกว่า Summer Solstice พระอาทิตย์จะอยู่ตรงแนวครีษะในเวลาเที่ยงวันที่ Tropic of cancer (ซึ่งเป็นเส้น latitude  $23\frac{1}{2}^{\circ}$  North) 6 เดือนต่อมาและในวันที่ 21 Dec เรียกว่า winter solstice พระอาทิตย์จะอยู่เหนือครีษะพอดีที่ Tropic of Capricorn ซึ่งเป็นเส้น latitude  $23\frac{1}{2}^{\circ}$  s

เมื่อโลกเคลื่อนจากวันที่ 21 Dec. แสงที่ตกตั้งฉากในเวลาเที่ยงจะเลื่อนไปทางเหนือและจะตรงครีษะพอดีที่เส้นศูนย์สูตร ในวันที่ 21 March (มี.ค) และจะเลื่อนไปทางเหนือจนถึง Tropic of cancer ในวันที่ 21 June (มิ.ย)

ที่ Equinox กลางวันและกลางคืนจะมีค่าเท่ากันในเวลาอื่น ๆ ของปี กลางคืนกับกลางวันจะมีค่าต่างกัน ยกเว้นบนเส้นศูนย์สูตร มุมที่ดวงอาทิตย์ทำกับพื้นโลกต่างกัน ทำให้ค่า insolation ที่ได้รับแตกต่างกันออกไป

ความร้อนที่บรรยากาศได้รับ ณ พื้นผิวโลกเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาของปี สถานที่บนเส้นแวงและความยาวนานที่แสงแดดส่องทุก ๆ วัน เนื่องจากวงโคจรของโลกเป็นวงรี ดังนั้นโลกจะอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุดในเดือนมกราคม (ดูรูป) ซึ่งมีระยะทางประมาณ 146.4 ล้านกิโลเมตร ในเดือนกรกฎาคมจะอยู่ห่างประมาณ 151.2 ล้านกิโลเมตร จากกฎของความเข้มผกผัน จำนวนพลังงานที่ส่งถึงหนึ่งหน่วยของพื้นที่ในระยะทางอันหนึ่งจากแหล่งที่ให้พลังงาน จะเปลี่ยนแปลงผกผันกับระยะทางยกกำลังสองจากแหล่งพลังงาน

$$I \propto \frac{1}{d^2} \quad I = \text{ความเข้มของแสง} \quad d = \text{ระยะทาง}$$

เนื่องจากโลกอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ในเดือน ก.ค. มากกว่าในเดือน ม.ค. 4.8 ล้านกิโลเมตร ดังนั้นจากกฎข้างบน จะเห็นว่าพลังงานทั้งหมดที่โลกได้รับในเดือนมกราคม นี้น้อยกว่าในเดือนมกราคม จากการคำนวณโดยประมาณพบว่าในเดือน ก.ค. โลกได้รับความร้อนน้อยลง 7 เปอร์เซ็นต์ ถ้าเช่นนั้นทำไมฤดูร้อนในซีกโลกเหนือ ซึ่งควรจะเป็นฤดูหนาวกลับกลายเป็นฤดูร้อน มีเหตุผลสองประการในการตอบคำถามนี้ คือ

รูป 3.14

แสงอาทิตย์ในฤดูร้อนส่องถูกโลกมากกว่าในฤดูหนาวและช่วงระยะเวลาที่พระอาทิตย์ส่องโลกในแต่ละวันนั้น

↑  
ตั้งฉาก)

ในฤดูร้อนจะนานกว่าในฤดูหนาว, เนื่องจากแกนของโลกไม่ได้ตั้งฉากกับแนวทางเดินของโลกเอง แต่เอียงเป็นมุม  $66\frac{1}{2}^{\circ}$  ในฤดูร้อนแสงจากดวงอาทิตย์จะส่องเกือบเป็นมุมฉากกับพื้นผิวโลก ดังนั้น จำนวนแสงและพลังงานความร้อนจะกระจายเหนือพื้นที่เล็ก ๆ (BC ในรูป) มากกว่าในฤดูหนาว และโลกได้รับความร้อนมากขึ้นคิดเป็นพื้นที่ต่อตารางเมตร ในเดือนมิ.ย. แกนของโลกเอียงเข้าหาดวงอาทิตย์ จึงทำให้เวลาที่ดวงอาทิตย์ในท้องฟ้านานขึ้น ในเดือนธันวาคมปลายขั้วโลกทางเหนือจะเอียงหนีจากดวงอาทิตย์ ทำให้ซีกโลกทางเหนือได้รับความร้อนน้อยลงกว่าที่เคยรับ เพราะว่าแสงจะส่องกระจายเป็นบริเวณกว้าง (AC ในรูป) อีกประการหนึ่งเวลากลางคืนก็สั้นลง ผลทั้งสองอย่างนี้ทำให้เกิดอากาศหนาว

ในซีกโลกทางใต้ ปรากฏการณ์อันนี้จะกลับกัน กลางฤดูหนาวจะเป็นเดือนกรกฎาคม และกลางฤดูร้อนจะเป็นเดือนมกราคม โดยทั่วไปแล้วดูเหมือนว่าฤดูร้อนในซีกโลกทางใต้ควรจะร้อนมากกว่าฤดูร้อนในซีกโลกเหนือ

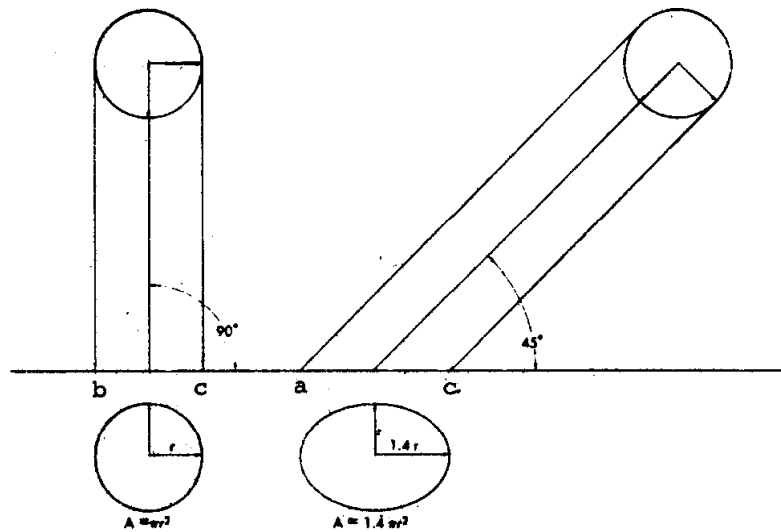


Figure 3.14 As the elevation angle decreases, the area over which the radiation is distributed increases.

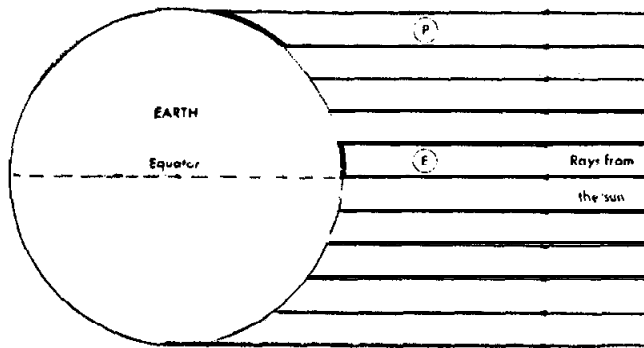


Figure 3.15 The energy per unit area is greater over the equator than at higher latitudes.

แต่ปรากฏว่าอุณหภูมิเฉลี่ยในหน้าร้อนของซีกโลกทางใต้มีเพียง 17.2 °C เท่านั้น ส่วนในซีกโลกทางเหนือจะเฉลี่ยได้ 22.2 °C การที่ฤดูร้อนในซีกโลกใต้ไม่ร้อนเท่ากับซีกโลกเหนือเพราะจำนวนน้ำในมหาสมุทรมากกว่าและเกี่ยวกับมวลของพื้นดินที่อยู่ใกล้เส้นศูนย์สูตร ด้วยเหตุทั้งสองนี้ช่วยทำให้อากาศเย็นลงและมีผลมากกว่าระยะใกล้ไกลที่โลกห่างจากดวงอาทิตย์และดึงดูดยิ่งสูงขึ้นไป แสงอาทิตย์ที่ส่องมายังโลกจะไม่ส่องโดยตรงแต่จะเอียงมากขึ้น แสงอาทิตย์จะแบ่งเป็นบริเวณกว้าง และแสงนี้ต้องเดินทางทะลุผ่านอากาศหนาขึ้น ดังนั้นจำนวนความร้อนที่โลกได้รับต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่จะน้อยลง เมื่อละติจูดเพิ่มขึ้น ดังนั้นยิ่งไกลขึ้นไปทางทิศเหนือในแถบซีกโลกเหนืออากาศก็จะยิ่งเย็นลงและหนาวองเดียวกันสำหรับซีกโลกใต้ (ดูรูป)

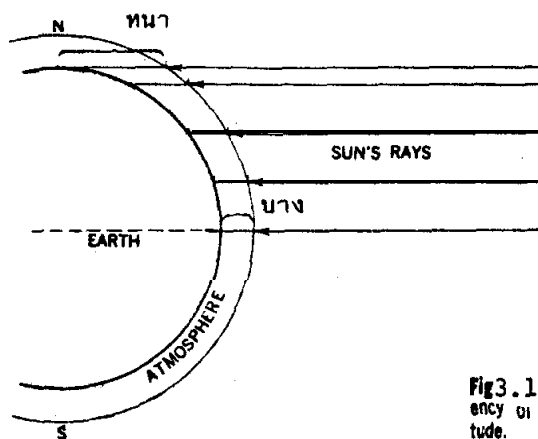
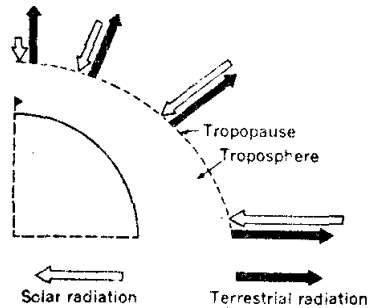


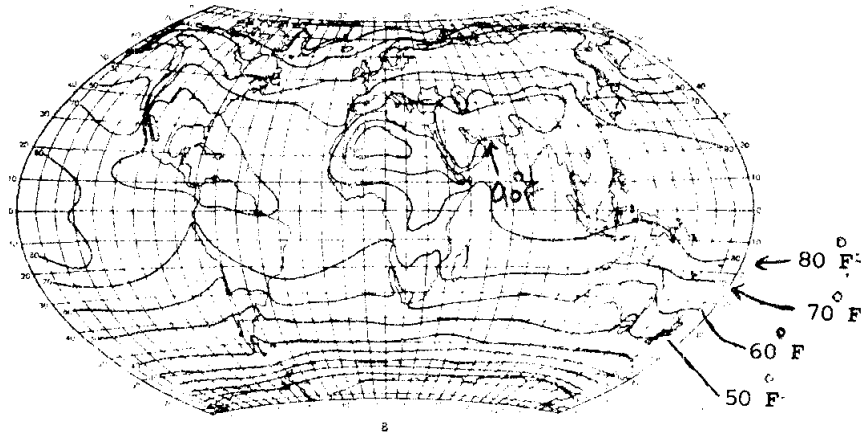
Fig 3.16 Relation of transparency of the atmosphere to latitude.





**Fig. 3.16a** Vertical radiative transport of heat. After G. J. Haltiner and F. L. Martin, *Dynamical and Physical Meteorology*, New York: McGraw-Hill, 1957.

รูป 3.26a แสดงถึงจำนวนความร้อนที่โลกได้รับในแต่ละละติจูดที่เส้นศูนย์สูตร แสงที่ได้รับจะมากกว่าความร้อนที่โลกส่งกลับออกไปที่ละติจูด 38° จำนวนแสงที่เข้ามาและที่ส่งกลับออกไปโดยโลกมีค่าเท่ากัน สำหรับที่ขั้วความร้อนที่ได้รับน้อยกว่าที่โลกส่งออกไป ดังนั้นความร้อนที่มีมากแล้วศูนย์สูตรจะถ่ายเทไปยังขั้วโลกโดยลมและน้ำในมหาสมุทร



**Figure 3.16b** Average scalelevel air temperatures in degrees Fahrenheit over the earth in July. From *Climates of the World*, U.S. Government Printing Office, 1972.

หลังจากโลกได้รับพลังงานความร้อนก็จะแผ่กระจายไปโดยรอบ บรรยากาศจะถ่ายเทความร้อน โดยการพาและการแผ่รังสี ความร้อนส่วนใหญ่จะถ่ายเทจากอาณาบริเวณที่อุ่นกว่าไปยังบริเวณที่เย็นกว่าโดย กระแสการพาในแนวนอน หรือลม นอกจากนี้กระแสน้ำในมหาสมุทรก็เป็นสิ่งช่วยในการถ่ายเทความร้อนอีกด้วย

การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแนวนอน (Horizontal Temperature Variation)

หลักการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแนวนอนก็คือ อุณหภูมิจะลดลงจากเส้นศูนย์สูตรไปทางขั้วโลกทั้งสองข้าง นั่นคือ ผลของเส้น Latitude ที่มีต่ออุณหภูมิทั้งนี้เนื่องจากแสงจะยิ่งส่องเฉียงมากขึ้นเมื่อเส้นละติจูดเพิ่มขึ้น

รูป 3.16b p.39

เพื่อที่จะแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแนวนอน เขาจะใช้เส้น isotherm แสดงบนแผนที่ อากาศเส้น isotherm คือเส้นที่ลากระหว่างจุดที่มีอุณหภูมิเท่ากัน ถ้าโลกเรามีส่วนประกอบที่สม่ำเสมอ เช่น มีแต่น้ำทั้งหมด เส้น isotherm จะอยู่ในแนวทิศตะวันออก - ตก ขนานกับเส้นละติจูดแต่ปรากฏว่า อุณหภูมิในแต่ละเส้นละติจูดเปลี่ยนแปลงอย่างมากมาย ทั้งนี้ เพราะโลกไม่ประกอบด้วยน้ำอย่างเดียว หรือ พื้นดินอย่างเดียว ในฤดูร้อนบนทวีปจะมีอากาศอุ่นกว่ามหาสมุทร ที่อยู่ในเส้นละติจูดเดียวกัน ส่วนในฤดูหนาว พื้นดินคายความร้อนออกได้มากกว่าพื้นน้ำ ดังนั้นอากาศเหนือพื้นดินจะ เย็นกว่า เหตุผลดังที่กล่าวมาแล้วเพราะ

1. น้ำสามารถเคลื่อนที่ในแนวตั้ง พาความร้อนลงไปสู่ส่วนที่ลึกได้
2. น้ำยอมให้แสงผ่านได้ลึกกว่าพื้นดิน
3. น้ำมีความร้อนจำเพาะ (sp-heat) มากกว่าพื้นดิน คือน้ำร้อนขึ้นช้ากว่าแผ่นดิน
4. albedo ของทวีปจะแตกต่างจากมหาสมุทร

นอกจากการดูดและคายความร้อนของพื้นดินตามตำบลในแต่ละฤดูกาลไม่เท่ากันแล้ว การไหลถ่ายเท ของกระแสน้ำอุ่นและเย็นในมหาสมุทรก็มีส่วนทำให้อุณหภูมิของแต่ละตำบลแตกต่างกันไป จากในบริเวณใน เส้นละติจูดเดียวกัน

จากการสำรวจอุณหภูมิของอากาศผิวพื้นโลกปรากฏว่า อุณหภูมิต่ำสุดเท่าที่เคยตรวจพบคือ  $-88.3^{\circ}\text{C}$  ( $-127^{\circ}\text{F}$ ) ตรวจพบที่ Vostok station ในทวีปแอนตาร์กติกาแถบขั้วโลกใต้ สำหรับอุณหภูมิสูงสุด คือ  $57.7^{\circ}\text{C}$  ( $136^{\circ}\text{F}$ ) พบที่เมือง Tripoli ในทวีปอาฟริกาภาคเหนือ สำหรับประเทศไทย สูงสุดที่ อุตรดิตถ์  $44.5^{\circ}\text{C}$  27 เมษายน 03 ต่ำสุดที่เลย  $0.1^{\circ}\text{C}$  เมื่อ 13 มกราคม 98

## การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแนวตั้ง (Vertical Temperature Variation)

จากการตรวจอุณหภูมิในแนวตั้ง ปรากฏว่าอุณหภูมิของอากาศจะลดลงเมื่อขึ้นสูงไปจากพื้นดิน การลดอุณหภูมินี้มีสาเหตุมาจาก 3 ประการคือ

1. อากาศได้รับแหล่งความร้อนส่วนใหญ่จากโลก ดังนั้นยิ่งขึ้นไปสูงอุณหภูมิของอากาศก็จะลดลง
2. ปริมาณของไอน้ำในอากาศลดลงในระดับที่สูงขึ้นไป ไอน้ำเป็นหัวใจสำคัญอย่างหนึ่งที่ช่วยดูดกลืนความร้อนเอาไว้ เมื่อไอน้ำในระดับสูงลดลง อุณหภูมิของอากาศก็ลดลงด้วย
3. อากาศที่ไหลจากพื้นผิวโลกขึ้นสู่เบื้องบน จะขยายตัวออกเนื่องจากความกดอากาศลดลงในที่สูง ซึ่งเป็นสาเหตุทำให้อุณหภูมิลดลงด้วย การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมินี้เนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศนี้เรียกว่า *adiabatic change* สำหรับข้อ 3 นี้มีความสำคัญอย่างยิ่งในกระบวนการต่าง ๆ ของบรรยากาศ

สาเหตุที่อากาศจะไหลขึ้นสู่เบื้องบนในแนวยิ่งมีได้ 4 สาเหตุ คือ

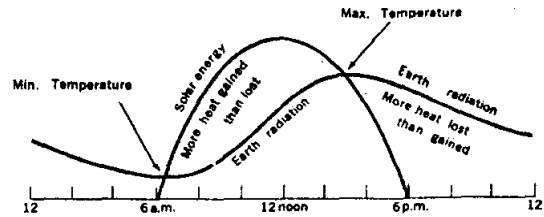
1. เกิดจากอากาศได้รับความร้อน เมื่อพื้นดินได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ อากาศที่อยู่เบื้องบนก็ร้อนขึ้นด้วย ซึ่งเป็นเหตุให้อากาศขยายตัวและเบากว่าอากาศที่อยู่แวดล้อม และจะลอยสูงขึ้นสู่ข้างบน
2. เกิดจากอากาศพัดไปปะทะกับภูเขา อากาศจะไหลขึ้นสู่ข้างบนตามลาดของภูเขา
3. เกิดจากแนวปะทะอากาศ เมื่อมวลอากาศเย็นพัดมาปะทะกับมวลอากาศอุ่น ก็จะชันให้อากาศอุ่นลอยขึ้นสู่เบื้องบน
4. เกิดจากลมที่มีทิศทางต่าง ๆ พัดมาพบกัน (*convergence*) เช่น ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดมาพบกับลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

## การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิประจำวัน

จากผลการตรวจอุณหภูมิประจำวันของแต่ละตำบล จะพบว่าในวันหนึ่ง ๆ จะมีอุณหภูมิขึ้นสูงสุด 1 ครั้ง โดยปกติอุณหภูมิจะขึ้นสูงสุดในระหว่างตอนบ่าย 14.00-17.00น. ความจริงแล้ว ความร้อนที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์มากที่สุดในตอนเที่ยง แต่ในช่วงระยะเวลาดังกล่าวโลกยังคงได้รับพลังงานแสงมากกว่าที่สูญเสีย

ดังนั้นอุณหภูมิก็ยังคงขึ้นไปเรื่อย ๆ จนกระทั่งจำนวนแสงที่เข้ามาเท่ากับที่ส่งออกไป ต่อจากนั้นอุณหภูมิจะค่อย ๆ ลดลง และต่ำสุดระหว่างเวลา 04.00-07.00 น. ซึ่งเป็นระยะเวลาที่พื้นดินและอากาศคายความร้อนออกมากที่สุด

**Figure 3.17** The march of incoming solar radiation and outgoing earth radiation for the daily 24-hr period at about the time of an equinox, and their combined effects upon the times of daily maximum and minimum temperatures.



ความกดของอากาศ (air pressure)

เราอยู่ในก้นมหาสมุทรของอากาศ ซึ่งมีแรงที่กระทำต่อตัวเราอยู่ตลอดเวลา แรงนี้เกิดจากน้ำหนักของอากาศที่อยู่สูงขึ้นไปเป็นสิบ ๆ กิโลเมตรเหนือพื้นโลกนั่นเอง การที่เราไม่รู้สึกรู้ว่ามีความกดกระทำต่อตัวเราก็เพราะแรงจะกระทำทุกทิศทุกทางพร้อม ๆ กัน

แรงที่กระทำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่เรียกว่า ความกด (P)

$$P = \frac{F \text{ (Force)}}{A \text{ (Area)}} \quad \text{มีหน่วย เป็น } \text{dynes/cm}^2 \quad \text{หรือ ปอนด์/ตร.นิ้ว}$$

(แรง 1 dyne คือแรงที่ทำให้มวล 1 gm มีความเร่ง 1 cm/sec<sup>2</sup>)

$$F = ma = \text{มวล} \times \text{ความเร่ง} = \text{gm} \times \text{cm/sec}^2 = \text{dyne}$$

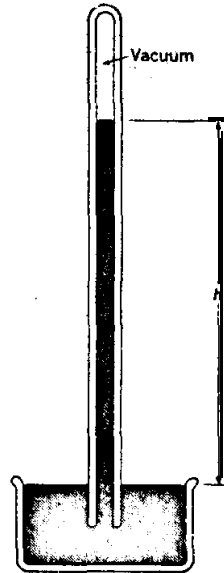
ถ้า M เป็นมวลของอากาศ (หรือเท่ากับมวลของปรอทนั่นเอง)

g เป็นแรงถ่วงของโลก

เพราะฉะนั้น น.น (หรือแรง) ของอากาศ  $F = Mg$

แทนค่าลงใน  $P = \frac{F}{A}$  (1)

ได้  $P = \frac{Mg}{A} = \frac{Mgh}{A \times h} = \frac{Mgh}{V}$  (2). Volume (V) = พ.ท (A) x ความสูง (h)



อธิบายรูป 3.18 Torricelli (1643) ได้พบว่าเมื่อน้ำหลอดแก้วยาว 33 นิ้วใส่ปรอทจนเต็มแล้วคว่ำลงในอ่างปรอท แล้วปล่อยให้ปรอทไหลออก จะเหลือปรอทในหลอดแก้วสูง 29.92" หรือ 76 cm ซึ่งเมื่อดำเนินการแล้ว น.น ปรอทในหลอดแก้วจะมีค่าเท่ากับ ความกดของอากาศหนึ่งบรรยากาศนั่นเอง

แต่ (ความหนาแน่นของปรอท) =  $\frac{M}{V}$  (มวล / ปริมาตร)

∴  $P = \rho gh$  (3)

ถ้า  $\rho$  (Rho) ความหนาแน่นของปรอท =  $13.5951 \text{ gm/cm}^3$  ที่  $0^\circ\text{C}$

g แรงถ่วงของโลก =  $980.66 \text{ cm/sec}^2$

h ความสูงของปรอทใน barometer =  $76 \text{ cm}$

แทนค่าในสูตรข้างบน

$$\begin{aligned} P &= (13.5951 \text{ gm/cm}^3)(980.66 \text{ cm/sec}^2)(76 \text{ cm}) \\ &= 1.0132 \times 10^6 \text{ (gm-cm/sec}^2\text{)/cm}^2 \\ &= 1.0132 \times 10^6 \text{ dyne/cm}^2 \end{aligned}$$

แต่เนื่องจากหน่วยของความกดที่เป็น  $\text{dyne/cm}^2$  เป็นหน่วยที่เล็กมาก เพราะฉะนั้นในทางอุตุนิยมวิทยาจึงไม่นิยมใช้ แต่จะใช้หน่วยที่ใหญ่กว่านี้ คือหน่วยของ millibar (มิลลิบาร์) ซึ่งใหญ่กว่าหน่วย  $\text{dyne/cm}^2$  1000 เท่า

กำหนดให้

1 มิลลิบาร์	=	1000 $\text{dyne/cm}^2$
1 บาร์	=	1000,000 $\text{dyne/cm}^2$
1 บาร์	=	1000 มิลลิบาร์

(คำว่า มิลลิบาร์ใช้ตัวย่อว่า mb) ดังนั้น  $P = 1013.2 \text{ mb}$

หน่วยของความดันบรรยากาศซึ่งเป็น เซนติเมตรของความสูงปรอทนั้นอาจเปลี่ยนเป็นหน่วย mb ได้ดังนี้

76 cm ของปรอท = 1013.2 mb

∴ 1 cm ของปรอท =  $\frac{1013.2}{76.0} = 13.33 \text{ mb}$

เครื่องมือวัดความกดดันของอากาศ เรียกว่า บารโอมิเตอร์ (barometer) มี 2 ชนิด

1. ชนิดปรอท (mercurial barometer) เครื่องมือชนิดนี้อ่านค่าได้ละเอียดแต่ไม่สะดวกในการนำไปไหนมาไหน นิยมใช้ตามสถานีวัดอากาศ

2. ชนิด Aneroid (มาจากภาษา greek แปลว่า dry ) บารโอมิเตอร์ชนิดนี้ไม่ใช่ปรอท แต่ใช้กล่องสูญญากาศ ที่เรียกว่า slyphon cell และภายในมีสปริง (ดูรูป) 3.19 + 3.20

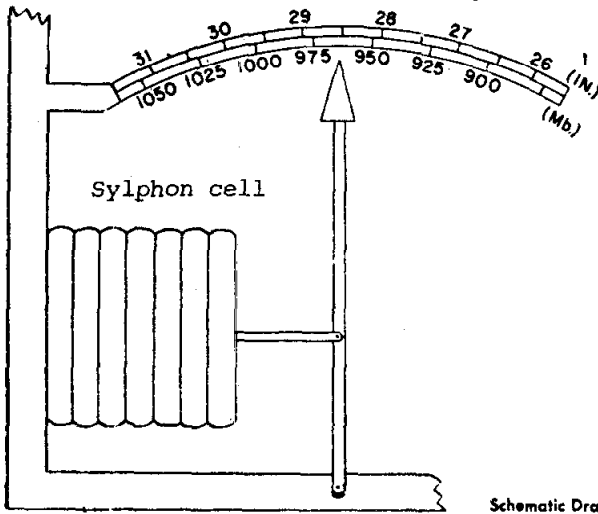
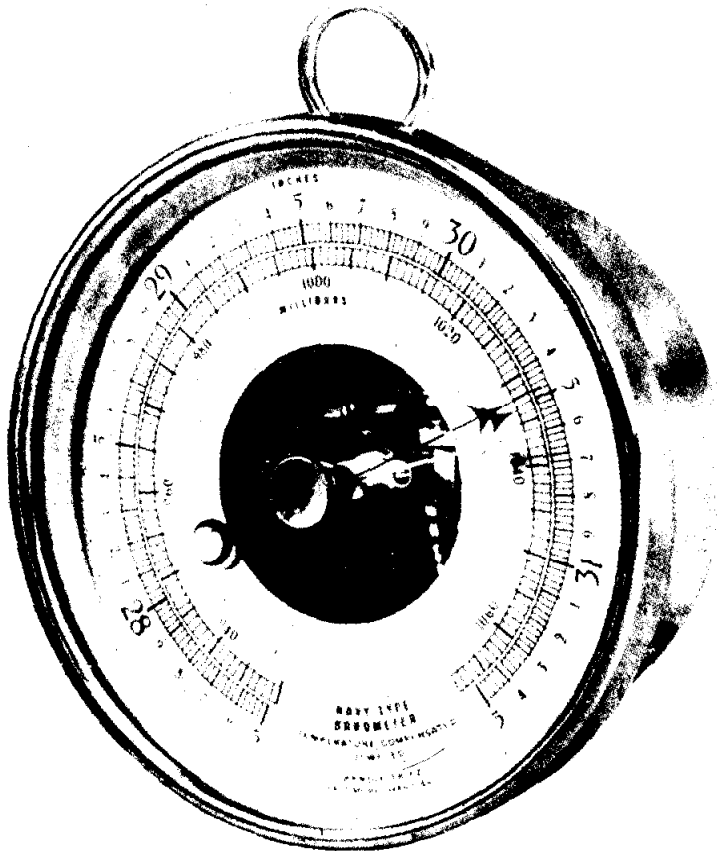
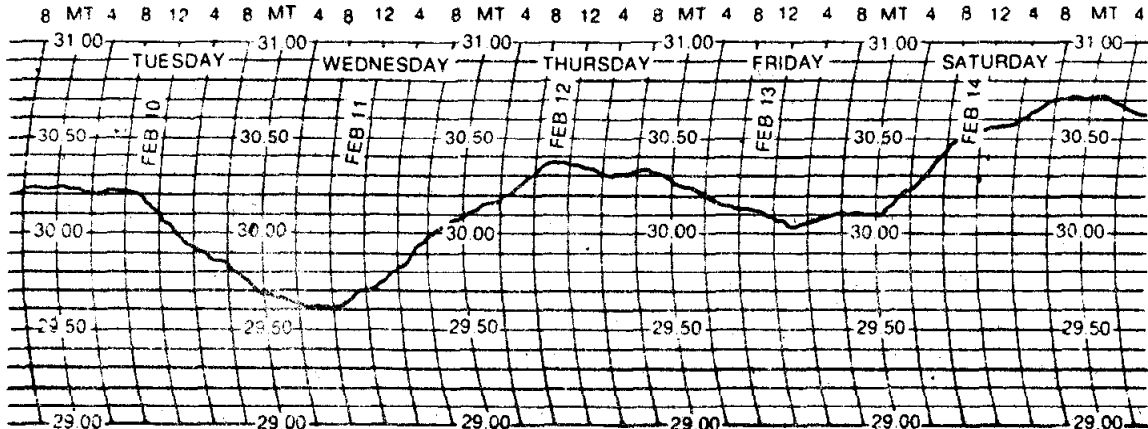


FIG. 3.19

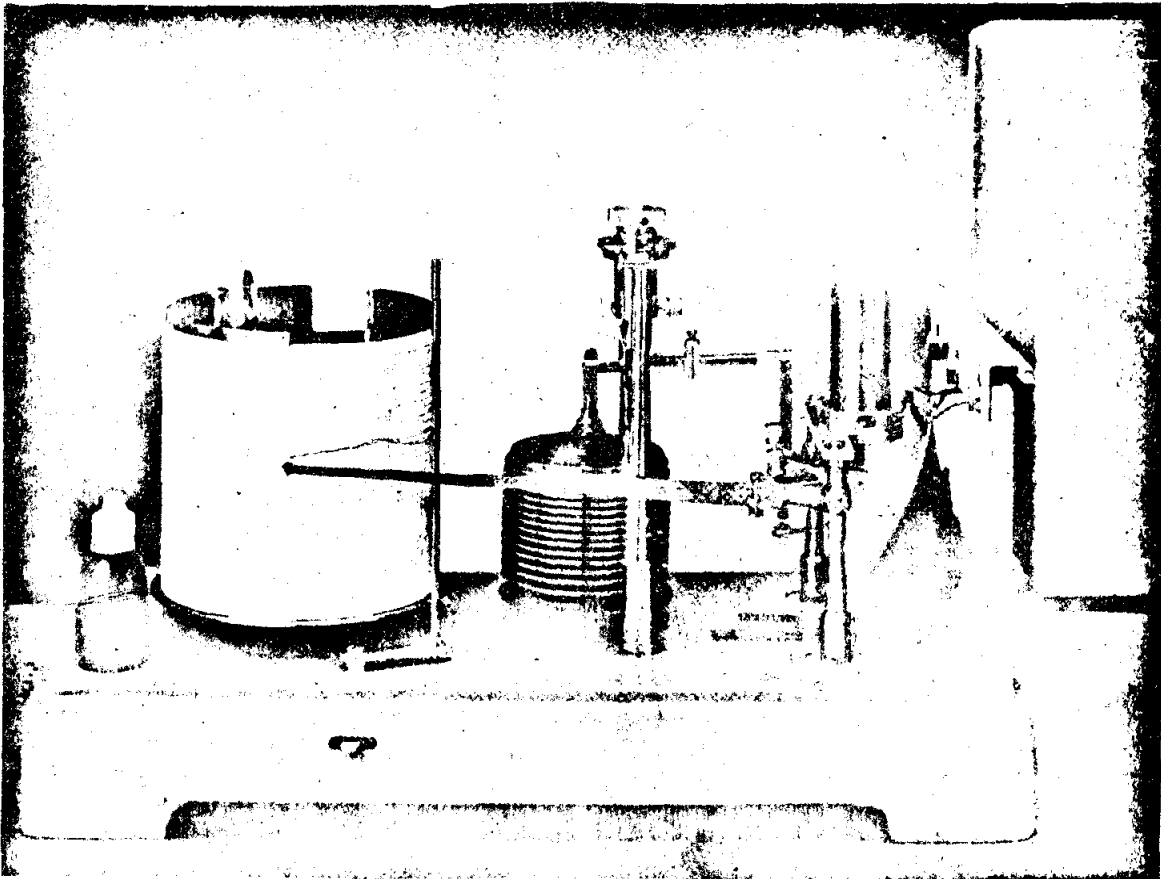
Schematic Drawing of an Aneroid Barometer.

Navy-type Aneroid Barometer Calibrated in Inches and Millibars. Courtesy, Bendix Corporation, Friez Instrument Division. FIG. 3.20





A



B

Figure 3.21 A, A continuous record of air pressure is called a *barograph*. This segment of a continuous pressure record covers a period of four days. B, A working barograph. (Courtesy of Weather Measure Corporation)



แอนนิรอยด์บาร์โรมิเตอร์วัดค่าความกดไม่ได้ละเอียดมากนัก แต่สะดวกในการนำไปไหนมาไหน ที่นิยมใช้ของ aneroid สำหรับใช้ในการจดบันทึกได้แก่ บาร์โรกราฟ (barograph) ซึ่งแทนที่จะใช้เข็มชี้ กลับใช้แขนที่มีปากกาตรงปลาย จดบันทึกลงบนกระดาษกราฟรอบ drum ซึ่งทำงานแบบเดียวกับนาฬิกา(รูป 3.21) )

Cyclonic และ anticyclonic circulations (บริเวณความกดอากาศต่ำและบริเวณความกดอากาศสูง)

เส้นซึ่งลากระหว่างจุดที่มีความกดดันเท่ากันนั้นเรียกว่าเส้น isobars  
 ความดันที่อยู่เบื้องล่างของบรรยากาศไม่คงที่ เมื่ออากาศร้อนขึ้นจะขยายตัวและเบา ทำให้มีความกดดันต่ำ (cyclonic) เมื่ออากาศเย็นลงก็จะหดตัวทำให้มีความหนาแน่นขึ้น จะจมตัวลงและทำให้ความกดดันเพิ่มขึ้นด้วย (anticyclonic) รูป 3.22

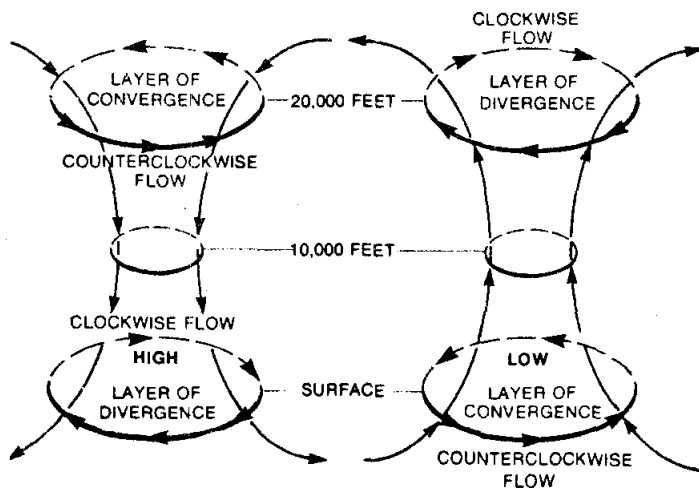
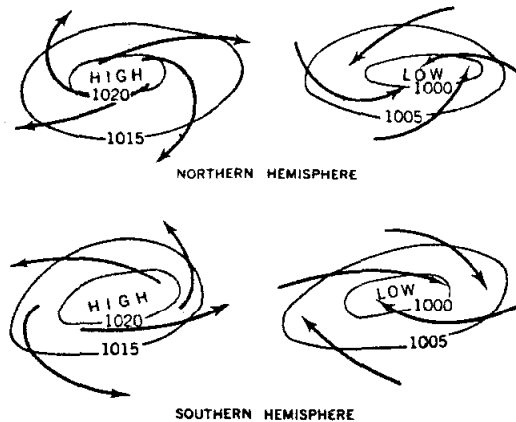


Figure 3.22. A convection system couples a high- and a low-pressure system.

**Figure 3.23** A cyclonic circulation is a converging system of airflow around a low-pressure center, counterclockwise in the Northern Hemisphere and clockwise south of the equator. An anticyclonic circulation is a diverging system of airflow around a high-pressure center, clockwise in the Northern Hemisphere and counterclockwise in the Southern.



เหนือบริเวณความกดอากาศต่ำ (Low pressure หรือ cyclonic) อากาศจะพัดเข้าหากัน (converge) และลอยขึ้นสูง และเหนือบริเวณอากาศสูงหรือ high pressure (anticyclonic) อากาศจะจม (subsidence) ลงและหมุนวนขยายออก (diverge)

ความแตกต่างในความกดดัน (pressure gradient) จะทำให้เกิดลม ถ้ายังมีความกดดันต่างกัน มากก็ยิ่งทำให้ลมพัดแรงยิ่งขึ้น ส่วนของโลกที่มีความกดดันต่างกันนั้นทำให้เกิดแบบการหมุนวนของอากาศ ซึ่งเรียกว่า ลมสินค้าประจำทิศ (prevailing trade winds) ซึ่งจะกล่าวในบทต่อไป

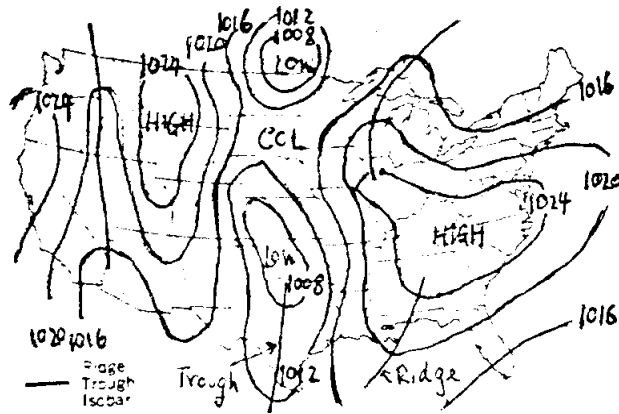


Figure 3.24 Pressure systems (From A Aviation Weather.)

ชนิดของระบบความกดอากาศ Type of pressure system (รูปอยู่ข้างบน)

เมื่อสถานีตรวจอากาศต่าง ๆ ได้ทำการตรวจความกดอากาศที่ผิวพื้นของแต่ละตำบลแล้ว ก็จะเอาค่าของความกดอากาศที่ตรวจได้นั้นมาเปลี่ยนเป็นระดับทะเล เพื่อให้อยู่ในมาตรฐานอย่างเดียวกัน จากนั้นจึงนำเอาค่าความกดอากาศของตำบลแต่ละแห่ง เขียนลงบนแผนที่ลมฟ้าอากาศ ลากเส้นผ่านตำบลที่ต่าง ๆ ซึ่งมีความกดอากาศเท่ากัน เส้นที่ลากนั้น เรียกว่า เส้นความกดเท่าหรือเส้นไอโซบาร์ (Isobar) ซึ่งมักจะลากห่างกันทุก 2 มิลลิบาร์, 3 มิลลิบาร์หรือ 4 มิลลิบาร์ แล้วแต่ขนาดของแผนที่ จากเส้นความกดเท่าที่เขียนขึ้นอย่างง่าย ๆ และในบางครั้งก็บรรจบกันเข้าจนเป็นวงปิดนี้ นำมาพิจารณาถึงระบบของความกดอากาศต่าง ๆ ลักษณะของความกดออกเป็นแบบต่าง ๆ ได้ดังนี้

1. บริเวณความกดอากาศสูง (High pressure area) หรือ Anticyclone) แสดงด้วยอักษร H
2. บริเวณความกดอากาศต่ำ (Low pressure area หรือ Depression) แสดงด้วยอักษร L
3. บริเวณความกดอากาศต่ำหย่อมที่ 2 (Secondary Low) แสดงด้วยอักษร S
4. ร่องของความกดอากาศต่ำ (Trough or low pressure) แสดงด้วยอักษร T

5. สี่มของความกดอากาศสูง (Ridge of high pressure) แสดงด้วยอักษร R

6. บริเวณกึ่งกลางระหว่างความกดอากาศสูง 2 บริเวณ และ  
บริเวณความกดอากาศต่ำ 2 บริเวณ (Col) แสดงด้วยอักษร C

บริเวณความกดอากาศสูง high oranticyclone หมายถึงบริเวณซึ่งบรรยากาศมีความกดสูงกว่าบริเวณใกล้เคียงเส้น Isobar เมื่อต่อกันจนเป็นวงปิดแล้วจะมีลักษณะคล้ายวงกลมโดยมีเส้น Isobar ที่มีค่าสูงสุดอยู่ตรงกลาง บริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือจะมีลมพัดเหวี่ยงออกจากศูนย์กลางในทางเดียวกับเข็มนาฬิกา (clock wise) ส่วนในซีกโลกใต้ทิศทางลมจะพัดตรงกันข้าม อากาศในบริเวณความกดอากาศสูงอยู่ในลักษณะจมตัวลง รูป 3.23

บริเวณความกดอากาศต่ำ Low หรือ cyclone หมายถึงบริเวณซึ่งบรรยากาศมีความกดต่ำกว่าบริเวณใกล้เคียง เส้นความกดเท่า เมื่อต่อกันจนเป็นวงปิดแล้วจะมีลักษณะเกือบเป็นวงกลม โดยมีความกดอากาศต่ำอยู่ตรงกลาง บริเวณความกดอากาศต่ำในซีกโลกเหนือจะมีลมพัดเข้าหาศูนย์กลางในทางตรงข้ามกับเข็มนาฬิกา (Anti colckwise) ส่วนในซีกโลกใต้ทิศทางลมจะพัดตรงกันข้าม ลมในบริเวณความกดอากาศต่ำมักจะแรงกว่าลมที่พัดออกจากบริเวณความกดอากาศสูง อากาศในบริเวณนี้อยู่ในลักษณะลอยตัวขึ้น (รูป 3.23)

บริเวณความกดต่ำหย่อมที่ 2 เส้นความกดเท่าในวงปิดมักมีลักษณะเป็นวงของความกดต่ำวงเล็ก ๆ เกิดขึ้นในบริเวณใกล้เคียงกับบริเวณความกดต่ำวงใหญ่และมีลมพัดเข้าหาศูนย์กลางในลักษณะอย่างเดียวกัน หากมีการเคลื่อนที่ก็จะเคลื่อนที่ไปในทิศทางที่วงใหญ่เคลื่อนที่ไป

ร่องของความกดอากาศต่ำ เส้นความกดเท่ามีลักษณะเป็นรูปตัว "V" ยื่นออกมาจากบริเวณความกดอากาศต่ำด้านใดด้านหนึ่ง โดยมีศูนย์กลางของความกดต่ำอยู่ทางด้านหัวของตัว "V"

สี่มของความกดอากาศสูง เส้นความกดเท่าของบริเวณความกดอากาศสูงที่ยื่นออกไปเป็นรูปตัว "V" ทำนองเดียวกันกับร่องความกดอากาศต่ำ

บริเวณความกดอากาศแบบต่าง ๆ ดังกล่าวมาแล้วนี้ มีการเปลี่ยนแปลงลักษณะและรูปร่างอยู่ตลอดเวลา บริเวณความกดอากาศต่ำอาจมีความกดต่ำมากขึ้นหรือน้อยลงหรือหายไป เช่นเดียวกับความกดอากาศสูง นอกจากนั้นยังมีการเคลื่อนตัวจากที่แห่งหนึ่งไปยังที่อีกแห่งหนึ่ง การเกิดบริเวณความกดอากาศในลักษณะต่าง ๆ

ดังกล่าวนี้ เป็นผลให้ลักษณะลมฟ้าอากาศของแต่ละตำบลเปลี่ยนแปลงไป เมื่อนำเอาองค์ประกอบอุตุนิยมวิทยาที่ทำการตรวจได้ตามระยะเวลาต่าง ๆ มาพิจารณาจัดระบบและวิเคราะห์ประกอบด้วยกันแล้ว นักอุตุนิยมวิทยาก็สามารถจะคาดคะเนหรือพยากรณ์ถึงลักษณะอากาศที่จะเกิดขึ้น ณ ตำบลที่นั้น ๆ ในระยะเวลาต่อไปได้

### ความชื้นของบรรยากาศ (The moisture of atmosphere)

แม้ว่าไอน้ำจะมีเพียงเล็กน้อยในบรรยากาศ แต่ก็เป็นส่วนประกอบที่สำคัญของ weather ซึ่งเกี่ยวข้องกับสิ่งมีชีวิตและความสุขสบาย ความชื้นได้จากแหล่งต่าง ๆ โดยการระเหย เมื่อน้ำได้รับความร้อน โมเลกุลก็จะได้รับพลังงานเพิ่มขึ้น และบางส่วนจะมีพลังงานจนมากพอที่หนีขึ้นสู่อากาศเบื้องบน ทั้งโมเลกุลที่เคลื่อนที่ช้าไว้เบื้องล่าง ดังนั้นทำให้อุณหภูมิจึงน้ำที่เหลืออยู่เย็นลง

อัตราการระเหยของไอน้ำขึ้นกับอุณหภูมิ ไอน้ำที่มีอยู่แล้วในอากาศ และความเร็วของลม อุณหภูมิยิ่งสูงมากโมเลกุลของอากาศก็หนีขึ้นสู่เบื้องบนอากาศได้มาก ในขณะที่โมเลกุลของไอน้ำหนีขึ้นสู่ช่องว่างเหนือพื้นน้ำนั้น มันจะชนกับอากาศและโมเลกุลของไอน้ำอื่น บางส่วนจะทำให้โมเลกุลของไอน้ำอื่นตกกลับมาเป็นน้ำอีก เพราะฉะนั้นจำนวนไอน้ำยังมีมากขึ้นในอากาศก็ยิ่งทำให้โมเลกุลของไอน้ำตกกลับมาเป็นของเหลวมากขึ้น ดังนั้นถ้ามีไอน้ำในอากาศมากอยู่แล้ว อัตราการระเหยก็จะยิ่งน้อยลง และถ้าหากมีลมพัดผ่านแหล่งที่เกิดไอน้ำก็ยิ่งทำให้การระเหยเร็วยิ่งขึ้น นอกจากนี้ ถ้าน้ำเค็มมากการระเหยก็จะช้าและถ้าจำนวนพื้นผิวของการระเหยกว้างก็ยิ่งทำให้ระเหยได้เร็ว

โมเลกุลของไอน้ำที่เคลื่อนไหวจะไปชนกับสิ่งของที่อยู่โดยรอบและจะทำให้เกิดความดันโดยรอบตัวมัน ซึ่งการกระทำนี้เป็นอิสระจากก๊าซอื่น จากกฎความดันย่อยของ Dalton ความดันบรรยากาศก็คือความดันรวมที่เกิดจากความดันของก๊าซแต่ละอย่างในที่นั้น ความดันที่เกิดจากไอน้ำเรียกว่า ความดันไอ (Vapor pressure) เมื่ออากาศมีไอน้ำได้เต็มที่อยู่แล้วและอุณหภูมิและความกดดันอื่นหนึ่งเราเรียกว่า อากาศนั้นอิ่มตัว และความดันไอจริง ๆ ในขณะนั้นจะมีค่าเท่ากับความดันไออิ่มตัว (saturation vapor pressure) อุณหภูมิที่ไอน้ำอิ่มตัวนี้เรียกว่า อุณหภูมิของจุดน้ำค้างหรือ dew point ที่อุณหภูมินี้ความดันไออิ่มตัวจะมีค่าแน่นอนอันหนึ่ง เช่น อุณหภูมิ 30 °C ความดันไออิ่มตัวมีค่าเท่ากับ 42 mb ถ้าอุณหภูมิเพิ่มขึ้นจะมีโมเลกุลที่หนีสู่อากาศมากกว่าโมเลกุลที่กลับกลายเป็นน้ำ พร้อมทั้งมีโมเลกุลเพิ่มขึ้นในช่องว่างของอากาศก่อนที่จะถึงจุดสมดุลและความดันไออิ่มตัวจะเพิ่มมากขึ้นด้วย ที่อุณหภูมิ 40 °C ความดันไออิ่มตัวมีค่า 74 mb ในวันที่

หนาวจัดของขั้วโลกเหนือจะมีความดันไออิ่มตัวเพียง 0.03 mb เท่านั้น จะเห็นว่า vapor pressure และความชื้นขึ้นกับอุณหภูมิ

### จำนวนความชื้นที่มีอยู่ในอากาศ (Moisture content of the air)

อาจแสดงได้หลายวิธี เช่น

1. ความชื้นสัมบูรณ์ (absolute humidity)
2. ความชื้นสัมพัทธ์ (relative humidity)
3. ความชื้นจำเพาะ (specific humidity)
4. มิกซิงเรโซ (mixing ratio)

### ความชื้นสัมบูรณ์

วิธีวัดความชื้นที่มีอยู่ในอากาศโดยตรงก็คือ วัดมวลของไอน้ำในหนึ่งหน่วยปริมาตร

นั่นคือ

$$\text{ความชื้นสัมบูรณ์} = \frac{\text{มวลของไอน้ำ}}{\text{ปริมาตร}} \quad (\text{มีหน่วยเป็น } \frac{\text{gm}}{\text{m}^3} \text{ หรือกรัมต่อลูกบาศก์เมตร})$$

จะเห็นว่า ถ้าอากาศขยายตัวหรือหดตัวค่าความชื้นสัมบูรณ์จะเปลี่ยนแปลง ดังนั้นจึงไม่นิยมใช้ในทางอุศุนิยมวิทยา

### ความชื้นสัมพัทธ์

จำนวนความชื้นในอากาศ ซึ่งเปรียบเทียบกับความชื้นที่มีได้เต็มที่ในขณะนั้น เรียกว่า ความชื้นสัมพัทธ์ ซึ่งมักนิยมแสดงในรูปของ เปอร์เซ็นต์

$$\text{ดังนั้น} \quad \text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความชื้นที่มีจริงในอากาศ}}{\text{ความชื้นที่สามารถมีได้เต็มที่ในขณะนั้น}} \times 100 \%$$

สำหรับอากาศที่แห้งอย่างสมบูรณ์ ความชื้นสัมพัทธ์จะมีค่าเท่ากับศูนย์เปอร์เซ็นต์ ถ้าอากาศอิ่มตัวอยู่แล้ว ถ้าเพิ่มไอน้ำลงไปอีก จะทำให้เกิดการควบแน่น นมาก มหุยความชื้นในขณะนั้นมีความชื้นสัมพัทธ์ 100 %

ยกตัวอย่าง ถ้าอากาศ 1 ลูกบาศก์เมตรที่ 21.0 °C มีไอน้ำจริงอยู่ 6 กรัม เราก็ทราบว่าอากาศยังไม่อิ่มตัว เพราะจากการทดลองพบว่าจะอิ่มตัวเมื่อมีไอน้ำหนัก 18.2 gm

$$\text{เพราะฉะนั้น ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{6.0}{18.2} \times 100 = 33 \%$$

ความชื้นสัมพัทธ์อาจจะหาได้จากอีกสูตรหนึ่งคือ

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความดันไอที่มีจริง}}{\text{ความดันไออิ่มตัว}} \times 100 \%$$

เราจะเห็นว่า ถ้าลดอุณหภูมิให้ต่ำลง ค่าความชื้นสัมพัทธ์จะเพิ่มขึ้น และถ้าเพิ่มอุณหภูมิค่าความชื้นสัมพัทธ์จะลดลง ทั้งนี้ เนื่องจากอากาศสามารถมีไอน้ำได้เพิ่มขึ้นในขณะที่อุ่น

### ความชื้นจำเพาะ

หมายถึง มวลของไอน้ำที่มีอยู่ต่อมวลทั้งหมดของอากาศชื้น (ไอน้ำ + อากาศแห้ง)

$$\text{Specific humidity} = \frac{\text{มวลของไอน้ำ}}{\text{มวลของอากาศชื้น}} \quad (\text{หน่วย} = \frac{\text{กรัมของไอน้ำ}}{\text{ก.กของอากาศผสม}})$$

ยกตัวอย่าง เช่น อากาศ 1 ก.ก. มีไอน้ำอยู่ 12 กรัม จะมี ความชื้นจำเพาะเท่ากับ 12 กรัม/ก.ก

$$\text{หรือ} \quad \text{specific humidity} = \frac{\text{ความหนาแน่นของไอน้ำในอากาศ}}{\text{ความหนาแน่นของอากาศ}}$$

จะเห็นว่า ถ้ามวลอากาศที่มีไอน้ำอยู่ลอยตัวสูงขึ้นหรือลดตัวลง จะทำให้ปริมาตรเปลี่ยนไป และจะทำให้ความชื้นสัมพัทธ์เปลี่ยน แต่ความชื้นจำเพาะไม่เปลี่ยน ดังนั้นความชื้นจำเพาะจึงมีคุณสมบัติคงที่

### Mixing ratio (มิกซิง เรโซ)

คือ อัตราส่วนของมวลไอน้ำต่อมวลของอากาศแห้ง มีหน่วยเป็นกรัมต่อกิโลกรัม โดยทางปฏิบัติแล้วค่าของ mixing ratio เท่ากับค่าของ specific humidity

## เครื่องมือสำหรับวัดค่าความชื้น

1. hygrometer เป็นเครื่องมือที่วัดค่าความชื้นสัมพัทธ์โดยตรงชนิดทำด้วยผม โดยอาศัยหลักที่ว่าผมของคนจะยาวมากขึ้น เมื่อความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้น และจะหด เมื่อความชื้นลดลง ผมจะผูกติดกับเข็มที่ชี้บอกค่าความชื้นสัมพัทธ์ เมื่อผมขยายตัว เข็มจะตกลงมา และหดตัวก็จะดึงเข็มขึ้น (ดูรูป)

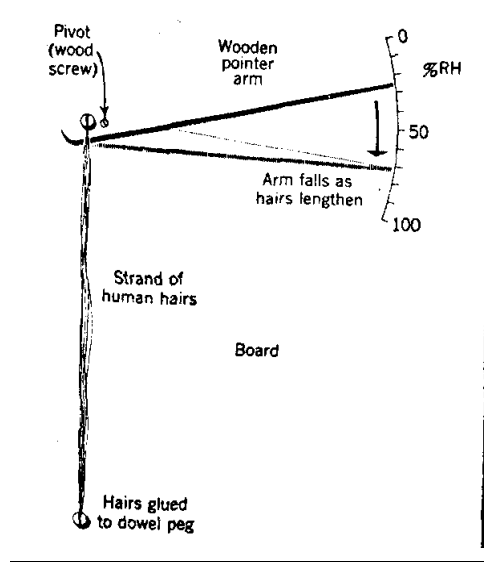


Figure 3. 25 A simple hygrometer made from a strand of human hairs.

2. ดีเพรสชันของกระเปาะเปียก (wet bulb depression)

วิธีที่จะวัดค่าความชื้นสัมพัทธ์ได้ถูกต้องและละเอียดมากขึ้นก็คือการใช้เทอร์โมมิเตอร์ชนิดกระเปาะเปียกและแห้ง (wet and dry bulb thermometer) จากผลที่แตกต่างในการอ่านเทอร์โมมิเตอร์ชนิดเปียกและแห้ง ซึ่งเรียกว่า ดีเพรสชันของกระเปาะเปียก เราก็สามารถหาค่าความชื้นสัมพัทธ์ได้ เครื่องมือในการหาใช้ไซโคโรมิเตอร์ชนิดแกว่ง (sling psychrometer) (ดูรูป) 3.26 ซึ่งประกอบด้วย เทอร์โมมิเตอร์สองอันผูกติดกัน เทอร์โมมิเตอร์อันหนึ่งมีผ้าทำด้วยมีสลินครอบกระเปาะอยู่ เทอร์โมมิเตอร์อีกอันไม่มีอะไรผูกติด วิธีใช้ก็นำปลายของเทอร์โมมิเตอร์ที่มีผ้าครอบไปจุ่มน้ำแล้วแกว่งให้เป็นวงกลม การระเหยของน้ำจะทำให้เกิดการเย็นตัวอุณหภูมิที่อ่านจากเทอร์



โอมิเตอร์ชนิดกระเปาะเปียกจะมีอุณหภูมิต่ำกว่าชนิดที่เป็นกระเปาะแห้ง เมื่ออากาศอิ่มตัวจะไม่มีน้ำระเหยจากกระเปาะที่เปียก และจะอ่านได้เท่ากับชนิดแห้ง แสดงว่าอากาศมีความชื้นสัมพัทธ์ 100 เปอร์เซ็นต์ ถ้าการอ่านเทอร์โมมิเตอร์ทั้ง 2 ชนิดต่างกันมากก็แสดงว่าความชื้นสัมพัทธ์มีน้อย จากค่าที่แตกต่างระหว่างเทอร์โมมิเตอร์ทั้งสองและอุณหภูมิจริงของอากาศ (ค่าที่อ่านจาก dry bulb นั่นเอง) เราก็สามารถหาความชื้นสัมพัทธ์จากรายรูป 3.26 ได้ (อยู่ในหน้าถัดไป)

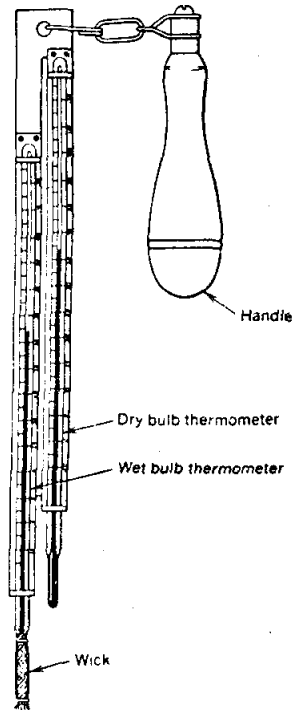


Fig.3 . 26 Sling psychrometer.

จำนวนเปอร์เซ็นต์ของความชื้นสัมพัทธ์ความดันบรรยากาศ 76 cm ของปรอทถูกล้อมรอบด้วยตัวเลขที่อยู่ริมซ้ายสุดในแนวดิ่งซึ่ง เป็นอุณหภูมิของ เทอร์โมมิเตอร์ชนิดแห้งหรืออุณหภูมิของอากาศ และตัวเลขในแนวนอนซึ่งอยู่บนสุด เป็นดีเพรสชันของกระเปาะเปียก โดยการอ่านค่าอุณหภูมิของกระเปาะเปียกจากไฮโดรมิเตอร์ นำอุณหภูมินี้ลบออกจากอุณหภูมิของอากาศ จำนวนที่ลบได้เป็นดีเพรสชันของเทอร์โมมิเตอร์ชนิดกระเปาะเปียก เมื่อนำมาบรรจบกับอุณหภูมิของอากาศก็จะอ่าน

เป็นเปอร์เซ็นต์ของความชื้นสัมพัทธ์ ตัวอย่างเช่น อุณหภูมิของอากาศอ่านได้ 70 °F อุณหภูมิของกระเปาะเปียกอ่านได้ 60 °F เพราะฉะนั้น wet bulb depression เท่ากับ 70-60 = 10 ซึ่งเมื่อนำไปบรรจบกับอุณหภูมิของอากาศ 70 °F แล้วจะได้ค่าความชื้นสัมพัทธ์เท่ากับ 55 เปอร์เซ็นต์

TABLE 3.26 Relative Humidity, Per Cent

(Barometric pressure, 30.00 inches)

AIR TEMP. (°F)	DEPRESSION OF WET-BULB THERMOMETER														
	1	2	3	4	6	8	10	12	14	16	18	20	25	30	
0	67	33	1												
5	73	46	20												
10	78	56	34	13											
15	82	64	46	29											
20	85	70	55	40	12										
25	87	74	62	49	25	1									
30	89	78	67	56	36	16									
35	91	81	72	63	45	27	10								
40	92	83	75	68	52	37	22	7							
45	93	86	78	71	57	44	31	18	6						
50	93	88	80	76	61	49	36	27	16	5					
55	94	89	82	78	65	54	43	33	23	14					
					68	58	48				5				
68	95	90	85	80	70	61	52	44	38	27	13	5			
70	95	90	86	81	74	64	55	48	40	33	25	19	3		
75	96	91	87	82	75	66	58	51	47	37	30	24	9		
80	96	91	88	83		68	61	54	50	41	35	29	15	3	
85	96	92	88	84	76	70	63	56	56	44	38	32	20	8	
90	96	92	89	85	78	71	65	58	52	47	41	36	24	13	
95	96	93	89	86	79	72	66	60	54	49	44	38	27	17	
100	96	93	89	86	80	73	68	62	56	51	46	41	30	21	

TABLE 3.27 Saturation Vapor Pressure in Inches of Mercury and Temperature of Dew Point in Degrees Fahrenheit

(Barometric pressure, 30.00 inches)

AIR TEMP. ( <sup>o</sup> F)	SATURATION VAPOR PRESSURE (IN.)	DEPRESSION OF WET-BULB THERMOMETER													
		1	2	3	4	6	8	10	12	14	16	18	20	25	30
0	.038	- 7	-20												
5	.049	-1	- 9	-24											
10	.063	5	-2	-10	-27										
15	.081	11	6	0	- 9										
20	.103	16	12	8	2	-21									
25	.130	22	19	15	10	-3	-15								
30	.164	27	25	21	18	8	-7								
35	.203	33	30	28	25	17	7	-11							
40	.247	38	35	33	30	25	18	7	-14						
45	.298	43	41	38	36	31	25	18	7	-14					
50	.360	48	46	44	42	37	32	26	18	8	-13				
55	.432	53	51	50	48	43	38	33	27	20	9	-12			
60	.517	58	57	55	53	49	45	40	35	29	21	11	-8		
65	.616	63	62	60	59	55	51	47	42	37	31	24	14		
70	.732	69	67	65	64	61	57	53	49	44	39	33	26	-11	
75	.866	74	72	70	69	66	63	59	55	51	47	42	36	15	
80	1.022	79	77	75	74	72	68	65	62	58	54	50	44	28	-7
85	1.201	84	82	81	80	77	74	71	68	64	61	57	52	39	19
90	1.408	89	87	86	85	82	79	76	73	70	67	63	59	48	32
95	1.645	94	93	91	90	87	85	82	79	76	73	70	66	56	43
100	1.916	99	98	96	95	93	90	87	85	82	79	76	72	63	52

ตารางข้างบน เป็นตารางหาค่าความดันไออิ่มตัวและจุดหมอกของจุดน้ำค้าง

การเปลี่ยนแปลงสถานะของน้ำ

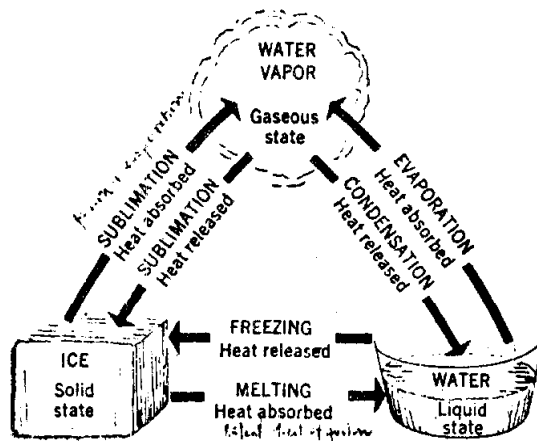


Figure 3. 28 Three states of water can exist in the atmosphere. (After C.A.A. Technical Manual 104, U.S. Dept. Commerce.)

(1) Evaporation เมื่อน้ำระเหยความร้อนที่สัมผัสได้ (sensible heat) จะเปลี่ยนไปเป็นความร้อนแฝงซึ่งมีอยู่ในไอน้ำเรียกว่า latent heat of vaporization ค่าของความร้อนแฝงนี้มีค่าเกือบ 600 cal ต่อ gm ของน้ำที่ 0 °C จนถึง 540 cal ต่อ gm ที่ 100 °C ทั้งนี้เนื่องจากเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น ความแตกต่างระหว่างพลังงานจลน์ของโมเลกุลที่หนีและพลังงานจลน์เฉลี่ยของโมเลกุลของน้ำทั้งหมดลดลง

(2) Condensation เป็นการเปลี่ยนสภาพไอกลายเป็นหยดน้ำ ความร้อนแฝงของการควบแน่น (latent heat of condensation) จะถูกปล่อยออกมาในกระบวนการควบแน่น นอกจากนี้ อุณหภูมิจะต้องเย็นลงแล้วจะต้องมี condensation nuclei (แกนกลั่น) อยู่ด้วย nuclei ที่มีผลมากที่สุดในการควบแน่นคือ hygroscopic nuclei (สารชอบน้ำ) เช่น พวกเกลือที่เกิดจากการระเหยเปิดของฟองน้ำในมหาสมุทร

เมื่ออากาศเย็นลงความชื้นสัมพัทธ์จะเพิ่มขึ้น แต่ก่อนที่จะถึง 100 % การควบแน่นจะเริ่มขึ้นที่แกนกลั่นที่มีขนาดค่อนข้างโตและ active ซึ่งจะโตเต็มที่จนเป็นหยดน้ำในก้อนเมฆเมื่อความชื้นสัมพัทธ์มีค่าเข้าใกล้ 100 % สำหรับแกนกลั่นที่มีขนาดเล็กจะไม่ค่อยมีผลในการควบแน่นและจะถูกหยดน้ำที่มีขนาดโตนำไปใช้หมดเนื่องจากหยดน้ำที่มีขนาดเล็กระเหยได้เร็วกว่า

สำหรับแกนกลั่นที่มีเส้นผ่าศูนย์กลางขนาด 1  $\mu$  เมื่อเกิดการควบแน่นจะต้องใช้เวลาถึง 500 วินาทีจึงจะโตเป็นหยดน้ำในก้อนเมฆ ขนาด 10  $\mu$  และจะต้องใช้เวลาถึง 3 ชม. จึงจะเป็นหยดน้ำฝนที่มีขนาดเล็ก 1000 หรือ 1 mm และจะต้องใช้เวลาหลายวันจึงจะเป็นหยดฝนขนาดใหญ่ ดังนั้นกระบวนการควบแน่นอย่างเดียวไม่ทำให้เกิดฝน ต้องมีกระบวนการอย่างอื่นเข้ามาเกี่ยวข้องด้วย

(3) Melting and Freezing

น้ำแข็งจะละลายที่อุณหภูมิ 0 °C แต่น้ำ ไม่ค่อยจะแข็งตัวที่อุณหภูมินี้ สารละลายอยู่ในน้ำ บางครั้งทำให้หยดน้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศยังไม่แข็งตัวแม้ว่าจะมีอุณหภูมิต่ำกว่า 0 °C ลงไปมาก ๆ หยดน้ำเช่นนี้เรียกว่า super cooled water droplets การทำให้สภาพ supercooled หดไปโดยการลดอุณหภูมิไปจนถึง -40 °C ซึ่งเป็นอุณหภูมิต่ำสุดที่หยดน้ำ

จะอยู่ในลักษณะ เป็นของเหลวได้ ในการทำฝนเทียมนั้นคืออาศัยการโปรยน้ำแข็งแห้งที่มีอุณหภูมิ  $-79^{\circ}\text{C}$  ลงในก้อนเมฆ ซึ่งเป็นการทำให้อุณหภูมิกายในก้อนเมฆลดต่ำลง จนเกิดผลึกน้ำแข็ง อันเป็นสาเหตุทำให้เกิดฝน

ทั้งกระบวนการ freezing และ melting เกี่ยวข้องกับ latent heat of fusion (80 gm per cal)'

#### (4) Sublimation and deposition

ที่อุณหภูมิต่ำกว่า  $0^{\circ}\text{C}$  ไออน้ำอาจจะเปลี่ยนสถานะจากไอกลายเป็นของแข็งเลยทีเดียว โดยไม่ผ่านการเป็นน้ำ เช่นการเกิดน้ำค้างแข็ง (frost) บนพื้นดิน กระบวนการนี้เรียกว่า deposition หรือ crystallization

ในกรณีที่ของแข็งเปลี่ยนสภาพกลายเป็นไอเลย เราเรียกว่า Sublimation (การระเหิด) เช่นหิมะกลายเป็นไอน้ำ เป็นต้น (ในกรณีเช่นนี้เกี่ยวข้องกับ latent ht of condensation และ ht of fusion)

#### จุดน้ำค้าง (Dew point)

ค่าความชื้นทุก ๆ ค่าที่มีอยู่ในบรรยากาศจะต้องมีอุณหภูมิต่ำกว่าหนึ่งซึ่งไอน้ำในอากาศจะอิ่มตัว อุณหภูมินี้เรียกว่า อุณหภูมิของจุดน้ำค้าง (dew point temperature) และเป็นอุณหภูมิต่ำสุดที่อากาศสามารถเย็นลงได้ ณ ที่ความดันคงที่ก่อนที่จะเริ่มต้นมีการควบแน่นที่อุณหภูมินี้ความชื้นสัมพัทธ์จะมีค่า 100 % ถ้าเย็นลงมากกว่านี้จะทำให้เกิดการควบแน่นของไอน้ำบางส่วน จุดน้ำค้างนั้นเปลี่ยนแปลงไปตามจำนวนไอน้ำที่มีอยู่ในมวลอันหนึ่งของอากาศ โดยการเปรียบเทียบระหว่างความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิจุดน้ำค้างกับความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิจุดน้ำค้างของอากาศอิสระ เราก็สามารถหาความชื้นสัมพัทธ์ได้

#### การควบแน่นบนพื้นผิววัตถุ ได้แก่

##### น้ำค้าง (Dew)

ในเวลากลางคืน ชั้นของอากาศเหนือพื้นผิวโลกจะเย็นลงในทันทีทันใด เมื่อความเย็นลดจนถึง

จุดน้ำค้าง ไอน้ำบางส่วนจะควบแน่นบนใบหญ้าหรือวัตถุที่อยู่ใกล้พื้นดิน เกิดเป็นน้ำค้างขึ้น โดยปกติ น้ำค้างจะเกิดขึ้นในคืนที่ไม่ค่อยมีเมฆ สงบและค่อนข้างเย็น ถ้าอากาศชื้นมากน้ำค้างอาจจะเกิดขึ้นเร็วในตอนเช้าตรู่และมีจำนวนมาก การที่ลมพัดหมุนวนนั้นจะทำให้อุณหภูมิลดลงไม่ถึงจุดน้ำค้าง ดังนั้นลมจึงเป็นส่วนหนึ่งที่ป้องกันการเกิดน้ำค้าง การเกิดน้ำค้างในตอนเช้าแสดงว่าอากาศในวันนั้นคงที่ (จะอธิบายในบทถัดไป) และอากาศจะแจ่มใส

ฟรอสท์ (Frost) (น้ำค้างแข็ง)

ถ้าอุณหภูมิของจุดน้ำค้างต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง จะเกิดฟรอสท์บนวัตถุเหนือผิวโลก ฟรอสท์ไม่ใช่ น้ำค้างที่แข็งตัว เมื่อความชื้นในอากาศควบแน่นจะเปลี่ยนจากสภาพไอกลายเป็นสภาพของแข็ง (ที่เรียกว่า sublimation) โดยตรง ซึ่งมีลักษณะเป็น เมล็ดขาวของเกล็ดน้ำแข็ง ฟรอสท์มักเกิดในบริเวณพื้นที่ต่ำและอากาศแจ่มใส เนื่องจากอากาศที่เย็นและหนักจะสะสมอยู่และไม่ค่อยได้เคลื่อนไหว

ถ้าอุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิของจุดน้ำค้างใกล้เคียงกันมากก็แสดงว่าจะเกิดหมอก

การควบแน่นเหนือพื้นดินและรูปร่างต่าง ๆ ของไอน้ำในอากาศ

ระหว่างที่มีการควบแน่น ความชื้นที่มองไม่เห็นในอากาศจะเปลี่ยนแปลงให้เห็นได้ในรูปของของเหลวหรือของแข็ง รูปร่างของไอน้ำที่ควบแน่นมีหลายอย่าง เช่น เมฆ หมอก เป็นต้น

กระบวนการ เย็นตัวลงที่ทำให้เกิดการควบแน่น

แบ่งออกเป็น 2 กระบวนการ

1. Adiabatic processes (กระบวนการอะดิเอบาติก)

A. ความกดตันลดลงที่พื้นผิว

B. อากาศลอยสูงขึ้น (Rising air) ซึ่งมีผลจาก

(a) Convection (อากาศลอยสูงขึ้นในแนวตั้ง)

(b) ลมพัดเข้าหากัน (Convergence of wind currents or air mass)

(c) Orographic lifting (ลมลอยสูงขึ้นเมื่อพัดปะทะภูเขา)

(d) front (แนวปะทะอากาศ)

## 2. Nonadiabatic processes

- A. การสูญเสียความร้อนโดยการแผ่รังสี (การแผ่รังสีจากอากาศชั้นโดยตรงอาจทำให้เกิดหมอก)
- B. สัมผัสกับพื้นผิวที่เย็น (Conduction) น้ำค้าง, ฟรอสต์ และเมฆ อาจจะเกิดขึ้นได้
- C. ผสมกับอากาศที่เย็นอาจทำให้เกิด เมฆหรือหมอก

ในกระบวนการที่เย็นลงทั้งหมด กระบวนการที่เกิดจากอากาศลอยตัวสูงขึ้น สำคัญมากที่สุด เมื่ออากาศลอยตัว ความกดดันจะน้อยลงในระดับใหม่ และมันจะขยายตัวและเย็น (เช่น เมื่อเราปล่อยลมออกจากถังในทันทีทันใด จับถึงดูจะรู้สึกเย็น) เมื่ออากาศจมตัวลงความกดดันจะเพิ่มขึ้นและจะอุ่นขึ้น (เช่น ลูกบอลจักรยาน จับดูจะรู้สึกร้อน) การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมินี้เกิดขึ้นโดยไม่มี การเอาความร้อนใส่หรือเอาออกจากอากาศ และเรียกว่า adiabatic การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิจากการเปลี่ยนความกดดันซึ่งไปมีผลต่อพลังงานจลน์ของอากาศโดยตรง Nonadiabatic processes เกี่ยวข้องกับการเพิ่มหรือสูญเสียความร้อนของอากาศจากหรือไปยังสู่แหล่งข้างนอก

### การแบ่งชนิดของเมฆ (Classification of Clouds)

แม้ว่าเมฆจะปรากฏเป็นรูปร่างและขนาดต่าง ๆ กันมากมาย แต่ก็สามารถแบ่งออกได้เป็นสี่ family ซึ่งแต่ละ family นั้นเกิดจากชื่อเมฆ 4 basic type ดังนี้

1. Cirrus (เซอร์รัส) รูปร่างคล้ายขนนกหรือตาข่ายบาง ๆ
2. Stratus (สตราตัส) เป็นชั้นหรือคล้ายผืนผ้า
3. Cumulus (คูมัลลัส) เป็นก้อนกลม
4. Nimbus (นิมบัส) เป็นชื่อเมฆฝน

เมฆสี่ family เกิดจากเอาเมฆ 4 ชนิดเหล่านี้มารวมกันและแต่ละ family แบ่งออกตามความสูงดังนี้

เมฆสูง (High clouds)(สูง 6-18 ก.ม)

เซอร์รัส (Cirrus) (ใช้ตัวย่อว่า Ci )

คำว่า เซอร์รัส หมายถึง ม้วน (curl) เป็นเมฆที่อยู่สูงที่สุดของเมฆทั้งหมด และปกติ มักจะอยู่สูงในเขตร้อนมากกว่าแถบอาร์คติกหรือแอนตาร์คติก เมฆเซอร์รัสมีรูปร่างคล้ายเส้นใยเดี่ยว ๆ

เป็นเส้น ๆ บาง ๆ ประกอบกันขึ้นเป็นตาข่าย บางครั้งเรียกว่า เมฆหางม้า หรือ mare's tail เมฆนี้มีสีขาวและสีเงิน ถ้าปรากฏ เมฆนี้ขึ้นอากาศมักจะแจ่มใสและดี เมฆเซอร์รัสบางครั้งมีสีแดงสดหรือเหลืองในขณะที่พระอาทิตย์ขึ้นหรือตกทำให้ท้องฟ้ามีแสงสีสวยงาม เครื่องบินสามารถบินผ่านเมฆนี้ได้โดยเกือบไม่มีอันตราย เพราะความชื้นของเมฆอยู่ในสภาพที่เป็นอนุภาคของเกล็ดน้ำแข็ง (ice particle)

#### เซอร์โรคมูลัส (Cirrocumulus) (ใช้อักษรย่อ Ce)

เป็นเมฆที่ประกอบด้วยมวลเล็กบางและเป็นรูปก้อนกลม (globular) หรือเป็นเกล็ดขาว (White flakes) พวกที่ไม่เป็นเกล็ดมักจะเรียงตัวเป็นแถวหรือเป็นกลุ่มเหมือนละลอกทราย เมฆนี้มักหมายถึงอากาศดี แต่ถ้าจัดตัวเป็นแถวคล้ายเกล็ดปลาอินทรี (mackerel sky) ก็แสดงว่าอาจจะฝนตกในไม่ช้า

#### เซอร์โรสตราตัส (cirrostratus) (ใช้อักษรย่อ Cs)

เมฆนี้มักจะปรากฏเป็นแผ่นบางสีขาว และครอบคลุมท้องฟ้าเกือบทั้งหมด บ่อยครั้งเมฆนี้จะแพร่กระจายและทำให้ท้องฟ้ามีลักษณะเป็นสีขาวนัวนม (milky) บางครั้งอาจเป็นรูปเส้นใยที่ไม่เป็นระเบียบ เมฆนี้มักจะทำให้เกิดพระอาทิตย์หรือพระจันทร์ทรงกลด (halo) การมีพระอาทิตย์ทรงกลดไม่ได้หมายความว่าจะมีฝนเสมอไป แต่แสดงว่ามีเมฆนี้ปรากฏอยู่เท่านั้น

#### เมฆสูงปานกลาง (Intermediate clouds) (2-8 ก.ม)

##### อัลโตสตราตัส (altostratus) (ใช้อักษรย่อ As) (alto = สูง)

เมฆนี้จะมีสีเทาปนขาว หรือเทาปนน้ำเงินและมีลักษณะเป็นแผ่น เมฆ altostratus หนา กว่าเมฆ cirrostratus และอยู่ต่ำกว่า เราสามารถมองผ่านและเห็นดวงอาทิตย์ได้อย่างมัว ๆ แต่จะไม่มีพระอาทิตย์ทรงกลด เมฆนี้ชี้ให้เห็นว่าจะมีฝนหรือหิมะ และมักเรียกว่า watery sky

##### อัลโตคมูลัส (altocumulus) (ใช้อักษรย่อ Ac)

เมฆนี้มักแสดงถึงอากาศดี เป็นเมฆที่เป็นก้อนสีขาวปนเทา มักจะอยู่เป็นหมู่หรือเป็นเส้นขยำนกัน ก้อนเมฆมักจะมียขนาดใหญ่กว่า cirrocumulus