

พื้นฐานฟิสิกส์บรรยากาศ

บทที่ 1 บรรยากาศของโลก (The Earth's Atmosphere)

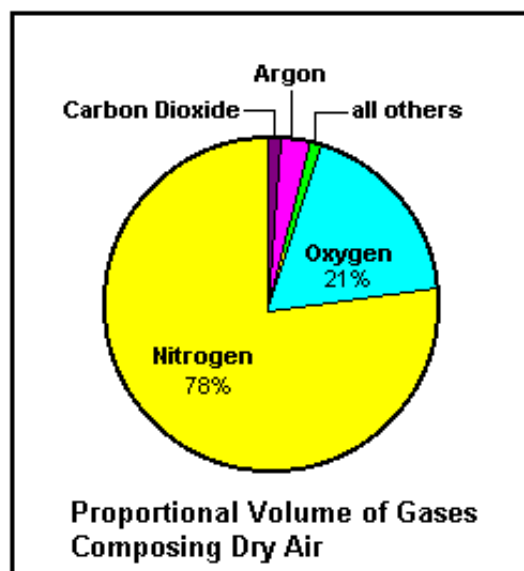
1. ส่วนประกอบของบรรยากาศ

บรรยากาศ หมายถึง อากาศที่ปกคลุมและห่อหุ้มพื้นผิวของโลกทั้งหมดอากาศ หมายถึง อากาศที่ปกคลุมบริเวณพื้นที่ที่เล็กกว่า

1.1 บรรยากาศประกอบด้วยแก๊สนานาชนิด ตามตารางข้างล่าง

		% by volume	% by mass
Nitrogen	N ₂	78.09	75.51
Oxygen	O ₂	20.95	23.15
Argon	Ar	0.93	1.23
Carbon dioxide	CO ₂	0.03	0.05
Plus traces of hydrogen, neon helium, krypton, xenon, Ozone, methane and radon			

1.2 บรรยากาศประกอบด้วยปัจจัยหลัก 3 อย่างคือ :-



1.2.1 แก๊สที่มีส่วนผสมคงที่ (Permanent or Fixed Amount of Gases) หรือที่เรียกว่าอากาศแห้ง, อากาศบริสุทธิ์ (Dry Air, Pure Air) นั้นเอง ซึ่งประกอบด้วย ไนโตรเจน 78% ออกซิเจน 21% และแก๊สเฉื่อย 1% เช่น Argon, Helium, Krypton, Xenon, Radon, Thoron, Actinon, Neon.

1.2.2 แก๊สที่มีส่วนผสมไม่คงที่ (Variable Gases) ที่มีความสำคัญในทางอุตุนิยมวิทยาได้แก่ ไอน้ำ (Water Vapour) คาร์บอนไดออกไซด์ (CO₂) และโอโซน (O₃)

ปริมาณของแก๊สแต่ละชนิดจะแปรเปลี่ยนไปตามสถานที่และเวลา ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับค่าตัวแปรทั้งทางธรรมชาติ และการกระทำของมนุษย์ (Human Activities) เช่น การตัดไม้ทำลายป่าเป็นผลทำให้เกิดน้ำท่วมฉับพลัน (Flash Flood) ปริมาณการเพิ่มขึ้นของแก๊สคาร์บอนไดออกไซด์ เป็นผลทำให้ค่าอุณหภูมิเฉลี่ยของโลกเพิ่มขึ้น

ไอน้ำเป็นตัวการสำคัญอันหนึ่งที่ทำให้เกิดสภาพอากาศ และทำให้บรรยากาศของโลกมีสถานะไม่แท้จริง ปริมาณไอน้ำนั้นกล่าวกันว่ามียากในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ ณ ระดับ 10 กม. แรก ที่ขั้วโลก และ ณ ระดับ 16 กม. แรก ที่ศูนย์สูตร

1.2.3 สิ่งเจือปน (Impurities or Non-Gaseous) เป็นส่วนประกอบที่อยู่ในรูปของ ของแข็ง (Solid) ในรูปแบบของอนุภาคต่างๆ หลายชนิดปะปนกันอยู่ ที่สำคัญได้แก่ อนุภาคของผงฝุ่น (Dust Particles), อนุภาคของผงเกลือ (Salt Particles) ซึ่งเกิดจากการระเหยของน้ำทะเล, คว้น (Smoke) และ/หรือเถ้าถ่านจากการระเบิดของภูเขาไฟ (Volcanic Ash) อนุภาคเหล่านี้จะเป็นแกนกลางในการกลั่นตัว (Condensation Nuclei) ของปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา เช่น หมอก หมอกแดด และน้ำฟ้าอื่นๆ

2. การแบ่งชั้นบรรยากาศ

บรรยากาศของโลกได้ถูกจัดแบ่งเป็นชั้นต่างๆ ตามโครงสร้างการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิในแนวดิ่งดังนี้

2.1 ชั้นโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) มีความสูงจากพื้นดินขึ้นไปประมาณ 15-16 กม. ที่ศูนย์สูตร และประมาณ 8-10 กม. ที่ขั้วโลก ในบรรยากาศชั้นนี้มีอากาศหนาแน่นและไอน้ำมาก อุณหภูมิลดลงตามความสูง ด้วยอัตราประมาณ 6°C ต่อ 1 กม. หรือ 2°C ต่อ 1,000 ฟุต ยิ่งสูงขึ้นไปอุณหภูมิก็ยิ่งลดลง บางครั้งลดลงถึง -80°C คำว่าโทรโพส (Tropos) ในภาษากรีก แปลว่าหมุนหรือผสม (Turn or Mix) ซึ่งหมายความว่า ในบรรยากาศชั้นนี้มีการหมุนเวียนผสมคลุกเคล้ากันมาก มีกระแสอากาศเคลื่อนที่ทั้งในทางระดับ และทางดิ่ง ทำให้เกิดสภาพลมฟ้าอากาศต่างๆ เช่น มีเมฆ หมอก ฝน และลมแรง หรือพายุ เป็นบรรยากาศชั้นที่มีความสำคัญทางอุตุนิยมวิทยา

2.2 ชั้นสตราโตสเฟียร์ (Stratosphere) คำว่า Stratos ในภาษากรีก แปลว่า Stratify หรือ Smoothing Out หมายความว่า เป็นขอบเขตของบรรยากาศที่สงบเสงี่ยม หรือเขตที่มีกระแสลมพัดในทางระดับทางเดียว ไม่มีกระแสอากาศไหลในทางดิ่ง ดังนั้นจึงเป็นเขตที่ไม่มีพายุ ไม่มีเมฆ แต่มีลมพัดแรงความสูงของบรรยากาศชั้นนี้ประมาณ 48-50 กม. จากพื้นผิวโลก เป็นชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิกว่าที่ระดับ 10 กม. แรก ต่อจากนั้นขึ้นไปอุณหภูมิของอากาศจะสูงขึ้นเรื่อยๆ อย่างสม่ำเสมอ ซึ่งมีค่าอยู่ระหว่าง -80°C ถึง 0°C และ ณ ระดับสูง 50 กม. เหนือพื้นโลก ซึ่งเป็นเขตสูงสุดของบรรยากาศชั้นนี้ อุณหภูมิของอากาศจะสูงเกือบเท่าๆ กับอุณหภูมิที่พื้นโลก เขตติดต่อระหว่างโทรโพสเฟียร์กับสตราโตสเฟียร์ เรียกว่า โทรโปพอส (Tropopause) ซึ่งปรากฏอยู่ในระดับสูงประมาณ 17-18 กม. ที่ศูนย์สูตร และประมาณ 11-12 กม. ที่ขั้วโลก เป็นชั้นที่เกิดกระแสลมเจ็ต (Jet Stream) เป็นชั้นที่มีอุณหภูมิเท่าๆ ซึ่งเรียกว่า Isothermal Layer นั่นก็คือ อุณหภูมิคงที่ตามความสูงนั่นเอง

นอกจากนี้แล้วบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ ยังเป็นเขตของบรรยากาศที่มีแก๊สโอโซน (O_3) สะสมอยู่หนาแน่นอีกด้วย ณ ระดับความสูงประมาณ 25-30 กม. โอโซนในบรรยากาศชั้นนี้จะทำหน้าที่กรองรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ส่วนใหญ่ไว้ รังสีนี้ถ้าได้รับเป็นจำนวนมากๆ จะก่อให้เกิดอันตรายต่อชีวิตมนุษย์ และสัตว์ได้ ดังนั้นโอโซนจึงเปรียบเสมือนแนวป้องกันอันตรายจากรังสีของดวงอาทิตย์ที่เป็นอันตรายต่อสิ่งมีชีวิตบนพื้นโลก

และผลจากการที่โอโซนดูดรังสีอุลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ไว้เองทำให้อุณหภูมิของบรรยากาศชั้นนี้เพิ่มขึ้นถึง 76°C (170°F) เขตของบรรยากาศที่มีโอโซนหนาแน่นนี้ บางครั้งเรียกว่า Ozonosphere

2.3 ชั้นเมโสสเฟียร์ (Mesosphere) คำว่า Meso เป็นภาษากรีก แปลว่า Middle ความสูงของบรรยากาศชั้นนี้ประมาณ 80 กม. เหนือพื้นโลก อุณหภูมิของอากาศในชั้นนี้จะลดลงอย่างรวดเร็วตามความสูง มีค่าต่ำสุดถึง -120°C ซึ่งเย็นกว่าอุณหภูมิที่ยอดของชั้นโทรโพสเฟียร์เสียอีกเขตติดต่อกันระหว่างชั้นเมโสสเฟียร์ กับสตราโตสเฟียร์ เรียกว่าสตราโตพอส (Stratopause) อยู่ที่ระดับสูงประมาณ 50-60 กม. บรรยากาศชั้นนี้มีผลทางอุตุนิยมวิทยาน้อย

2.4 ชั้นเทอร์โมสเฟียร์ (Thermosphere) หรือชั้น เฮเทอโรสเฟียร์ (Heterosphere, Hetero = แตกต่าง) เป็นบรรยากาศชั้นที่มีความแตกต่างกันในด้านคุณสมบัติทางเคมี ประกอบด้วย แก๊สไนโตรเจน ออกซิเจน ฮีเลียม (มากที่สุด) และไฮโดรเจน ความสูงของบรรยากาศชั้นนี้ประมาณ 500 กม. อุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วตามความสูงโดยมีค่าประมาณ $+500^{\circ}\text{C}$ และบางครั้งอุณหภูมิเพิ่มขึ้นถึง $+2000^{\circ}\text{C}$

ส่วนบรรยากาศตั้งแต่ชั้น Troposphere ถึง Mesosphere เมื่อแบ่งตามคุณสมบัติทางเคมีรวมเรียกว่า ชั้นโฮโมสเฟียร์ (Homosphere) เป็นชั้นบรรยากาศที่มีส่วนผสมของแก๊สไนโตรเจน ออกซิเจน และแก๊สเฉื่อย ในอัตราส่วนผสมที่คงที่

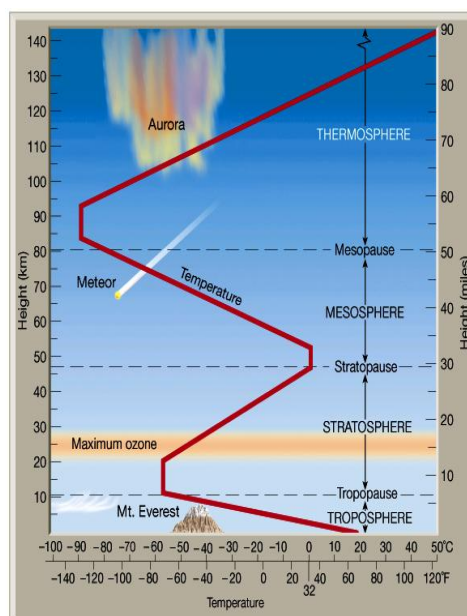
นอกจากนี้แล้วในบรรยากาศชั้นนี้ยังมีชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionosphere) ซึ่งเป็นชั้นบรรยากาศที่บางมาก และเป็นชั้นบรรยากาศที่เป็นสื่อไฟฟ้า แบ่งตามคุณสมบัติของการสะท้อนคลื่นวิทยุได้ดังนี้ :-

- ชั้นอากาศ D (D Layer) เป็นชั้นบรรยากาศที่สะท้อนคลื่นวิทยุช่วงคลื่นยาว ($10^3 - 10^5$ Metres) กลับมายังพื้นโลกมีระดับความสูงประมาณ 64-97 กม. หรือ 40-60 ไมล์ เหนือพื้นโลก

- ชั้นอากาศ E (E Layer) เป็นชั้นบรรยากาศที่สะท้อนคลื่นวิทยุช่วงคลื่นกลาง ($10^2 - 10^3$ Metres) มีระดับสูงประมาณ 110 กม. หรือ 70-90 ไมล์ เหนือพื้นโลก

- ชั้นอากาศ F (F Layer) เป็นชั้นบรรยากาศที่สะท้อนคลื่นวิทยุช่วงคลื่นสั้น ($0.5 - 10^2$ Metres) ในชั้นนี้แบ่งได้เป็น 2 ระดับคือ F_1 สูงประมาณ 150-240 กม. หรือ 90-150 ไมล์ และ F_2 สูงประมาณ 300 กม. หรือ 190 ไมล์

บรรยากาศที่อยู่เหนือชั้นเทอร์โมสเฟียร์ขึ้นไป เรียกว่า ชั้นเอ็กโซสเฟียร์ (Exosphere) มีความสูงตั้งแต่ 500 กม. ขึ้นไปถึงส่วนบนสุดของบรรยากาศซึ่งมีขอบเขตที่ไม่แน่นอน ส่วนใหญ่ประกอบด้วยแก๊สนาโนชนิด เป็นชั้นที่ไม่มีผลทางอุตุนิยมวิทยา



บทที่ 2 ความชื้น (MOISTURE)

1. สถานะของน้ำ (State of Water)

น้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศจะมีอยู่ 3 สถานะ (3 States) คือ

1.1 ของแข็ง (Solid) จะอยู่ในรูปของน้ำแข็ง เช่น หิมะ (Snow), ลูกเห็บ (Hail), ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice Pellets), หมอกแข็ง (Ice Fog) เป็นต้น

1.2 ของเหลว (Liquid) จะอยู่ในรูปของของเหลว เช่น ฝน (Rain), ฝนละออง (Drizzle) และหยดน้ำเล็กๆ ที่รวมตัวกันเป็นเมฆ และหมอก

1.3 แก๊ส (Gas) จะอยู่ในรูปของไอน้ำ ซึ่งไม่สามารถมองเห็นได้ด้วยตาเปล่า ไอน้ำ (Water Vapor) เป็นองค์ประกอบที่สำคัญที่สุด ซึ่งจะทำให้เกิดเมฆและปรากฏการณ์ของลักษณะอากาศอื่นๆ ที่สามารถมองเห็นได้ อย่างไรก็ตาม ไอน้ำก็สามารถที่จะทำให้เกิดสภาพอากาศรุนแรง ซึ่งจะสร้างปัญหาให้กับผู้การบินในอากาศ เมื่อไอน้ำเหล่านั้นเปลี่ยนสถานะเป็นของเหลวหรือของแข็ง

ส่วนใหญ่ของไอน้ำในอากาศ จะอยู่ในระดับต่ำๆ ของบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟีย (Troposphere) แต่เหนือระดับชั้นโทรโปพอส (Tropopause) ขึ้นไป จำนวนไอน้ำจะลดน้อยลง

มหาสมุทรเป็นแหล่งกำเนิดหลักของไอน้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศ แต่ทะเลสาบ แม่น้ำ ห้วย หนอง คลอง บึง พื้นดินที่ชื้น หิมะ พื้นแผ่นดินที่ถูกปกคลุมด้วยน้ำแข็ง และพืชชนิดต่างๆ ก็เป็นแหล่งที่ช่วยทำให้เกิดไอน้ำในบรรยากาศด้วย

2. การเปลี่ยนสถานะของน้ำ (Change of State of Water)

น้ำอาจเปลี่ยนสถานะหนึ่งไปยังอีกสถานะหนึ่งได้ทั้งทางตรง และทางอ้อม ซึ่งก็เป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดสภาพอากาศขึ้น

กรรมวิธีที่น้ำเปลี่ยนสถานะมีดังต่อไปนี้

- การระเหย (Evaporation)
- การกลั่นตัว (Condensation)
- การระเหิด (Sublimation) หรือ การระเหิดกลับ (Deposition)
- การแข็งตัว (Freezing) และ การละลาย (Melting)

2.1 การระเหย (Evaporation) เป็นการเปลี่ยนสถานะของน้ำจากของเหลวมาเป็นแก๊ส ซึ่งพื้นผิวหน้าของของเหลว (น้ำ) จะหายไป และเปลี่ยนรูปเป็นไอน้ำลอยอยู่ในอากาศ ซึ่งอัตราการหายไปจะเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิของพื้นผิวหน้าของของเหลวเพิ่มขึ้น เป็นกรรมวิธีที่ไอน้ำในบรรยากาศเกิดมาจากน้ำ (ของเหลว) การระเหยเกิดขึ้นได้เสมอทุกอุณหภูมิจนกว่าอากาศจะอิ่มตัว แม้อุณหภูมิของอากาศต่ำ การระเหยก็เกิดขึ้นได้ โดยใช้ความร้อนแฝง (Latent Heat) การกลายเป็นไอจำเป็นต้องใช้ความร้อนเป็นจำนวนมาก (600 แคลลอรี่ต่อกรัม) และความร้อนนี้จำเป็นจะต้องเอามาจากบริเวณใกล้เคียง ดังนั้นการระเหยจึงเป็นกรรมวิธีที่ทำให้เกิดความเย็น (Cooling Process) วิธีหนึ่งอัตราการกลายเป็นไอของผิวน้ำจะเพิ่มขึ้น เนื่องด้วยสาเหตุต่างๆดังต่อไปนี้

- ความเร็วลมเพิ่มขึ้น
- ความแตกต่างของอุณหภูมิของอากาศกับอุณหภูมิของน้ำมากขึ้น
- ความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของอากาศกับอุณหภูมิของจุดน้ำค้างมากขึ้น

2.2 การกลั่นตัว (Condensation) เป็นขบวนการที่ไอน้ำในบรรยากาศเปลี่ยนสถานะกลายมาเป็นน้ำในบรรยากาศการกลั่นตัวจะเริ่มขึ้นเมื่ออากาศนั้นถึงจุดอิ่มตัว ในระหว่างกรรมวิธีของการกลั่นตัว อากาศจะคายความร้อนแฝงออกมา (600 แคลอรีต่อกรัม) นั่นคือเพิ่มอุณหภูมิให้กับอากาศที่อยู่ใกล้เคียง ดังนั้นขบวนการกลั่นตัวจึงเป็นกรรมวิธีทำให้เกิดความร้อนซึ่งพายุฟ้าคะนอง ทอร์นาโด ใต้ฝุ่น ฯลฯ ก็ใช้พลังงานความร้อนจากผลของการกลั่นตัวดังกล่าว

การกลั่นตัวมักจะเกิดจากการที่อากาศเย็นลง ซึ่งหลังจากเย็นลงแล้วอากาศจะเกิดการอิ่มตัว และทำให้เกิดการกลั่นตัวกลายเป็นเมฆ และหมอก

ในบรรยากาศ การเย็นลงบางที่เกิดจากอากาศไหลทับพื้นที่ที่เย็นกว่า (Advection) หรือเกิดจากการยกตัวขึ้นของอากาศ ทำให้อากาศขยายตัวและเย็นลง (Expanding and Cooling) ซึ่งเรียกระบวนการนี้ว่า ADIABATIC PROCESSES หรือการที่ผิวพื้นเบื้องล่างของอากาศเย็นลง ทำให้อากาศที่ติดกับผิวพื้นเย็นลงด้วยการแผ่รังสี (Radiation Cooling) ซึ่งวิธีการนี้จะทำให้เกิดหมอกมากกว่าเมฆ ถ้าหากลมแรงหมอกจะยกตัวกลายเป็นเมฆสเตรตัส (Stratus) ซึ่งเรียกระบวนการนี้ว่า NONADIABATIC PROCESSES

ในการเย็นลงตามอะเดียเบติก (Adiabatic Cooling) หรือการเย็นลงเนื่องจากการขยายตัว (Cooling By Expansion) เกิดขึ้นเมื่ออากาศถูกยกตัวให้สูงขึ้นซึ่งจะทำให้ความกดอากาศลดน้อยลงอากาศก่อนนั้นจะขยายตัวและเย็นลง การยกตัวขึ้นของอากาศนี้จะเกิดขึ้นจากธรรมชาติ ซึ่งเกิดจากความร้อน (Thermal) และเกิดจากการยกตัวตามหลักแมคคานิค (Mechanical Lifting)

การยกตัวเนื่องจากความร้อน (Thermal Lifting) เกิดจากการที่อากาศที่ผิวพื้นร้อนขึ้นอันเนื่องมาจากการถ่ายเทความร้อนจากพื้นผิวนั้น อากาศก็จะถูกยกตัวขึ้นเรียกว่า การยกตัวในทางตั้ง (Convection Lifting) สำหรับการยกตัวเนื่องจากแมคคานิกนั้น คือผลอันเกิดจากอากาศถูกบังคับให้ลอยสูงขึ้นตามลาดภูเขา (Orographic Lifting) หรือการถูกบังคับให้ลอยตัวสูงขึ้นเหนือมวลอากาศเย็น (Frontal Lifting) หรือทำให้ ลอยขึ้นโดยการที่อากาศไหลสอบเข้าหากัน (Convergence) อากาศที่เคลื่อนที่มาทับอากาศที่เย็นกว่าจะถูกทำให้เย็นลง การกลั่นตัวก็จะเกิดขึ้นเป็นผลทำให้เกิดหมอก และเมฆชั้นต่ำ

2.3 การระเหิด (Sublimation) หรือการระเหิดกลับ (Deposition)

น้ำแข็งเปลี่ยนสถานะกลายเป็นไอน้ำโดยไม่ผ่านการเป็นน้ำมาก่อน โดยน้ำแข็งรับเอาความร้อนที่อยู่ในบรรยากาศโดยรอบมาทำให้เกิดการระเหิดกลายเป็นไอน้ำในที่สุด กระบวนการนี้เรียกว่า การระเหิด หรือ SUBLIMATION เช่น หิมะกลายเป็นไอน้ำ เป็นต้น

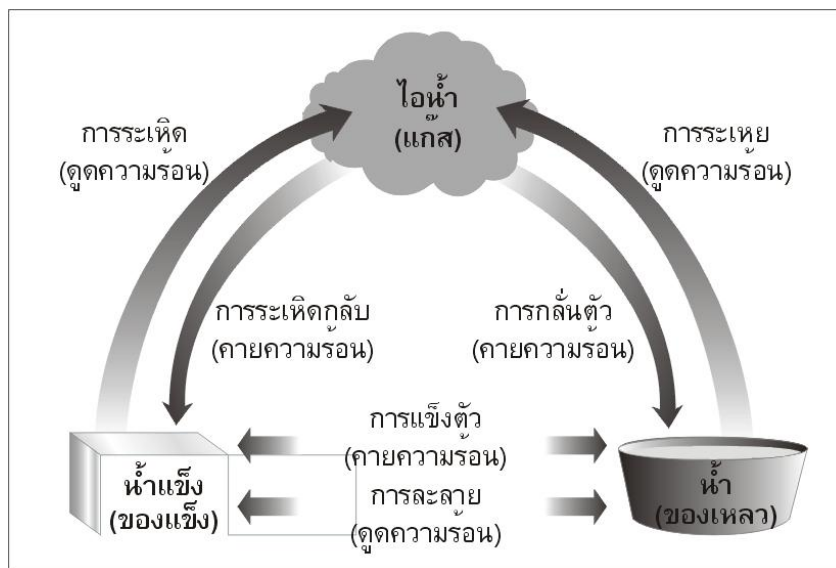
ในกรณีที่ไอน้ำเปลี่ยนสถานะเป็นน้ำแข็งในขณะที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C โดยไม่ผ่านการเป็นน้ำมาก่อน และปล่อยความร้อนในตัวเองให้กับบรรยากาศโดยรอบ กระบวนการนี้เรียกว่า การระเหิดกลับหรือ DEPOSITION เช่น การเกิดน้ำค้างแข็ง (Frost) บนพื้นดิน เป็นต้น

2.4 การแข็งตัว (FREEZING) และการละลาย (MELTING) น้ำจะแข็งตัวเมื่อมีอุณหภูมิ 0°C หรือต่ำกว่า แต่น้ำก็สามารถทำให้เย็นต่ำกว่า 0°C ได้โดยที่น้ำนั้นไม่แข็งตัว หยดน้ำเช่นนี้เรียกว่า SUPERCOOLED WATER DROPLETS สภาพ Supercooled นี้อาจจะพบได้ในอุณหภูมิต่ำลงไปถึง -40°C อย่างไรก็ตามในระหว่างขบวนการแข็งตัว อุณหภูมิยังคงอยู่ที่ 0°C และปริมาณความร้อนที่สะสมไว้เมื่อตอนขบวนการละลาย 80 แคลอรีต่อกรัมนั้นจะถูกคายออกมา

การที่น้ำแข็งกลายเป็นน้ำจำเป็นจะต้องใช้ความร้อน แต่อุณหภูมิของน้ำขณะนั้นไม่ได้สูงขึ้นกว่าเดิมทั้งนี้เพราะว่าความร้อนที่ได้มานั้นไปช่วยในการละลายน้ำแข็ง และความร้อนนี้เรียกว่า ความร้อนแฝงในการละลาย (Latent Heat of Melting)

การเปลี่ยนสถานะแบบใดๆ ก็ตามจะต้องมีการแลกเปลี่ยนความร้อนเข้ามาเกี่ยวข้องด้วยทุกครั้ง ซึ่งหมายถึงพลังงานความร้อนที่กล่าวถึงนี้จะนำเข้ามาใช้หรือปล่อยออกไปก็ตาม

การแลกเปลี่ยนความร้อนระหว่างสถานะของน้ำที่แตกต่างกัน ในระหว่างมีการระเหย (Evaporation) เกิดขึ้น โมเลกุลของน้ำจะหายไปโดยใช้พลังงานความร้อนทำให้เกิดแก๊สตัวแยกออกไปจากโมเลกุลอื่นๆ น้ำจะเย็นลงเมื่อความร้อนนั้นลดน้อยลง ความร้อนจะใช้สำหรับกรรมวิธีที่มีการระเหยเกิดขึ้น และจะไม่สูญหายไปไหน จะยังคงอยู่ในรูปของความร้อนแฝงที่มีอยู่ในไอ และเมื่อไอน้ำนั้นกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ หรือระเหิดกลับ (Deposition) กลายเป็นน้ำแข็ง พลังงานความร้อนเหล่านั้นจะถูกปล่อยออกมาในบรรยากาศ ซึ่งจะทำให้อากาศโดยรอบเริ่มอุ่นขึ้น



รูปที่ 2.1 การเปลี่ยนสถานะของน้ำ

น้ำอาจเปลี่ยนสถานะหนึ่งไปยังอีกสถานะหนึ่งได้ทั้งทางตรงและทางอ้อม กรรมวิธีซึ่งน้ำเปลี่ยนจากสถานะหนึ่งไปยังอีกสถานะหนึ่ง โดยสรุปมีดังต่อไปนี้

สถานะแรก	สถานะสุดท้าย	กรรมวิธี
น้ำแข็ง	น้ำ	การละลาย (Melting)
น้ำแข็ง	ไอน้ำ	การระเหิด (Sublimation)
น้ำ	ไอน้ำ	การระเหย (Evaporation)
ไอน้ำ	น้ำ	การกลั่นตัว (Condensation)
ไอน้ำ	น้ำแข็ง	การระเหิดกลับ (Deposition)
น้ำ	น้ำแข็ง	การแข็งตัว (Freezing) □

3. แกนการกลั่นตัวและการแข็งตัว (Condensation and Freezing Nuclei)

3.1 แกนการกลั่นตัว (Condensation Nuclei) หมอกและเมฆประกอบด้วยเม็ดละอองน้ำเล็กๆ หรือ ละอองน้ำแข็ง ซึ่งละอองน้ำและละอองน้ำแข็งเหล่านี้จะเกิดขึ้นและรวมตัวอยู่กับละอองเล็กๆ ของของแข็งใน อากาศ เช่น ผงฝุ่น ควัน ผงเกลือ หรือผลอันเกิดจากการเผาไหม้ พวกสิ่งเจือปน (Impurities) เหล่านี้จะทำหน้าที่ เป็น Nucleus เรียกว่า แกนการกลั่นตัว ถ้าหากอากาศไม่มีสิ่งอื่นเจือปนเลยการกลั่นตัวจะเกิดขึ้นได้จะต้องใช้ ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity) ถึง 300% ดังนั้นการที่อากาศมีสิ่งอื่นเจือปนจึงช่วยให้เกิดการกลั่นตัวที่มี ความชื้นสัมพัทธ์ 100% หรือต่ำกว่าได้ ทั้งนี้เพราะว่าแกนการกลั่นตัวบางส่วนทำให้เกิดการกลั่นตัว ณ ที่ความชื้น สัมพัทธ์ต่ำกว่า 100% ซึ่งหมายความว่าเกิดการกลั่นตัวเสียก่อนอากาศจึงจะอิ่มตัว ส่วนมากจะเกิดขึ้นในบริเวณที่มี โรงงานอุตสาหกรรมหนาแน่นมาก

3.2 แกนการแข็งตัว (Freezing Nuclei) เช่นเดียวกับการกลั่นตัวการเปลี่ยนสถานะจากไอน้ำมาเป็นผลึก น้ำแข็งก็จำเป็นจะต้องมีละอองของของแข็ง หรือสิ่งเจือปน (Impurities) มาเป็นแกนกลาง (nucleus) เช่นกัน ละอองของของแข็งเหล่านี้เรียกว่า แกนการแข็งตัว ในเมฆจะพบหยดน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำถึง -12°C แต่ถ้าทำให้อุณหภูมิลดลงจะทำให้เกิดผลึกน้ำแข็งมากขึ้น ผลึกน้ำแข็งในบรรยากาศในบางครั้งมีอุณหภูมิต่ำถึง -40°C ดังนั้น จึงรู้กันว่าผลึกน้ำแข็งนั้นอาจจะมาจากหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง (Supercooled Water Droplet) ได้ อุณหภูมิของหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งจะกลายเป็นผลึกน้ำแข็งนั้น ขึ้นอยู่กับขนาดของหยดน้ำธรรมชาติ ของ แกนกลางของหยดน้ำที่ก่อตัวขึ้น แกนกลางต่างๆ ไปจะทำหน้าที่เป็นแกนการแข็งตัว ณ อุณหภูมิต่างๆ กัน อุณหภูมิ ระหว่าง 0°C ถึง -12°C จะมีแกนกลางบางอันทำหน้าที่เป็นแกนการแข็งตัวได้บ้างแล้ว ดังนั้นเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำกว่านี้จึงมีหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งมากที่สุด ยิ่งอุณหภูมิต่ำลงการเป็นแกนการแข็งตัวก็มี มากขึ้น และ จะมีผลึกแข็งเพิ่มขึ้นด้วยจนถึงอุณหภูมิต่ำกว่า -35°C แกนกลางจะทำหน้าที่เป็นแกนการแข็งตัวจนหมดสิ้น ดังนั้น จึงมีหยดน้ำที่มีสภาพเป็น Supercooled อยู่่น้อยมากในเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำระดับนี้

ผลึกน้ำแข็งเม็ดเล็กๆ ที่เกิดขึ้นนั้นบางครั้งก็จะแสดงเป็นแกนกลางอีกอันหนึ่ง ซึ่งเป็นผลทำให้เกิดการ เจริญเติบโตของผลึกน้ำแข็งได้ต่อไป

4. ปริมาณความชื้นในอากาศ (Moisture Content)

ปริมาณของไอน้ำในอากาศจะมีขีดจำกัดตามความสูงต่ำของอุณหภูมิอากาศ ที่มีอุณหภูมิสูงกว่าย่อม สามารถรับจำนวนไอน้ำไว้ได้มากกว่าก่อนที่จะถึงจุดอิ่มตัว (Saturation Air) และเกิดการกลั่นตัวขึ้น ดังตัวอย่างใน หัวข้อ 5 ซึ่งจะได้ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิจากการทดลองโดยประมาณดังนี้ ถ้าอุณหภูมิเพิ่มขึ้นทุกๆ 11°C ความสามารถในการรับจำนวนไอน้ำของอากาศจะเพิ่มขึ้นเป็น 2 เท่า อากาศที่ยังไม่อิ่มตัว (Unsaturation Air) สามารถรับจำนวนไอน้ำได้ต่อไปจนกระทั่งถึงจุดอิ่มตัวถ้าอุณหภูมิของอากาศลดลงอย่างพอเพียงเมื่อถูกทำให้ เย็นลงไอน้ำในอากาศนั้นๆ จะกลั่นตัวเป็นหมอก, เมฆหรือน้ำฟ้าชนิดต่างๆ ได้

ในกรณีที่อากาศที่อิ่มตัวแล้ว (Saturation Air) ถูกทำให้เย็นลงไปอีกจะเรียกว่าอากาศเกินจุดอิ่มตัว (Supersaturated Air)

การวัดปริมาณความชื้นในอากาศมีหลายวิธีด้วยกัน โดยทั่วไปแล้วมักรายงานผลการวัดในรูปของสิ่ง ต่อไปนี้

4.1 ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity) ใช้ตัวย่อว่า R.H. คืออัตราส่วนระหว่างความดันไอน้ำ ของอากาศที่แท้จริง (Actual Vapor Pressure) ขณะนั้นกับความดันไอน้ำที่อิ่มตัว (Saturated Vapor Pressure) ณ อุณหภูมินั้นมักจะแสดงเป็นร้อยละ (%) ซึ่งหาได้จากสูตร

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความดันของไอน้ำที่แท้จริง}}{\text{ความดันไอน้ำที่อิ่มตัว}} \times 100 \%$$

และสามารถหาได้จากอีกสูตรหนึ่งดังนี้

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความชื้นที่มีจริงในอากาศ}}{\text{ความชื้นที่สามารถมีได้สูงสุดในขณะนั้น}} \times 100 \%$$

สำหรับอากาศที่แห้งอย่างแท้จริง ความชื้นสัมพัทธ์จะมีค่าเท่ากับ 0% ถ้าอากาศอิ่มตัวอยู่แล้ว และเพิ่ม ไอน้ำลงไปอีกจะทำให้เกิดการควบแน่น หมายความว่าในขณะนั้นมีความชื้นสัมพัทธ์ 100% เราจะเห็นว่า ถ้าลดอุณหภูมิให้ต่ำลงค่าความชื้นสัมพัทธ์จะเพิ่มขึ้น และถ้าเพิ่มอุณหภูมิค่าความชื้นสัมพัทธ์จะลดลง ทั้งนี้เนื่องจากอากาศสามารถมีไอน้ำได้เพิ่มขึ้นในขณะที่อุณหภูมิต่ำลง ดังนั้นความชื้นสัมพัทธ์สามารถเปลี่ยนแปลงได้โดย เพิ่มหรือลดความร้อน ถึงแม้ว่าจะไม่มีการเพิ่มหรือลดความชื้นให้กับอากาศก็ตาม

ความชื้นสัมพัทธ์สามารถเปลี่ยนแปลงตามความกดอากาศได้ด้วย เช่นถ้าหากขณะนั้นความกดของอากาศต่ำ อากาศจะขยายตัว อุณหภูมิจะลดลง และความดันไอน้ำอิ่มตัวจะลดลงด้วย ซึ่งจะทำให้ความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้น เช่น ในกรณีที่อากาศลอยตัวสูงขึ้น และในทางตรงกันข้ามเมื่ออากาศจมตัวลงความชื้นสัมพัทธ์จะลดลงด้วย

4.2 ความชื้นสมบูรณ์ (Absolute Humidity) เป็นวิธีการวัดความชื้นที่มีอยู่ในอากาศโดยตรง ซึ่งก็คือการวัดมวลของไอน้ำในหนึ่งหน่วยปริมาตร นั่นคือ

$$\text{ความชื้นสมบูรณ์} = \frac{\text{มวลของไอน้ำ}}{\text{ปริมาตร}} \quad \text{มีหน่วยเป็น กรัม/ลูกบาศก์เมตร หรือ gm/m}^3$$

จะเห็นได้ว่าถ้าอากาศขยายตัวหรือหดตัวค่าความชื้นสมบูรณ์จะเปลี่ยนแปลง ดังนั้นจึงไม่นิยมใช้ในทางอุตุนิยมวิทยา

4.3 ความชื้นจำเพาะ (Specific Humidity) หมายถึง มวลของไอน้ำที่มีอยู่ต่อมวลทั้งหมดของอากาศชื้นหรืออากาศผสม (ไอน้ำ + อากาศแห้ง) นั่นคือ

$$\text{ความชื้นจำเพาะ} = \frac{\text{มวลของไอน้ำ}}{\text{มวลของอากาศชื้น}} \quad \text{หรือ} \quad \frac{\text{กรัมของไอน้ำ}}{\text{กิโลกรัมของอากาศผสม}}$$

ยกตัวอย่างเช่น อากาศ 1 กก. มีไอน้ำอยู่ 12 กรัม จะมีความชื้นจำเพาะเท่ากับ 12 กรัม/กก. จะเห็นว่าถ้ามวลของอากาศที่มีไอน้ำอยู่ลอยตัวสูงขึ้น หรือลดระดับต่ำลงมาจะทำให้ปริมาตรเปลี่ยนไป และจะทำให้ความชื้นสัมพัทธ์เปลี่ยนแปลงไปด้วย แต่ความชื้นจำเพาะไม่เปลี่ยน ดังนั้นความชื้นจำเพาะจึงมีคุณสมบัติคงที่

4.4 อัตราส่วนผสมของไอน้ำกับอากาศแห้ง (Mixing Ratio) เป็นการแสดงถึงปริมาณไอน้ำในอากาศ โดยไม่เปลี่ยนแปลงตามความกดอากาศซึ่งก็คือ อัตราส่วนระหว่างความดันของไอน้ำกับความดันของอากาศแห้ง โดยปกติจะหมายถึง จำนวนกรัมของไอน้ำต่อหนึ่งกิโลกรัมของอากาศแห้ง ซึ่งอัตราส่วนผสมนี้จะมีค่าคงที่ตามส่วนสูงตราปโตที่ไอน้ำไม่มีความชื้นให้กับอากาศ หรือความชื้นในอากาศนั้นไม่กลั่นตัวไปเสียก่อน

5 จุดน้ำค้าง (Dew Point)

ใช้อักษรย่อว่า "Td" หมายถึงค่าอุณหภูมิของอากาศ ณ ความกดบรรยากาศที่กำหนดให้ และอากาศถูกทำให้เย็นลงจนกระทั่งอากาศมีไอน้ำอิ่มตัว โดยรักษาให้ความกดอากาศคงที่

อุณหภูมิจุดน้ำค้างแสดงถึงจำนวนของไอน้ำที่มีในอากาศ ถ้าสูงขึ้นจำนวนของไอน้ำในอากาศจะสูงขึ้นด้วย และใช้ประโยชน์ในการหาตำแหน่งของแนวปะทะอากาศได้ดีเพราะว่าเมื่อเปรียบเทียบกับอุณหภูมิของอากาศแล้ว อุณหภูมิจุดน้ำค้างมีการเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยตามความกดอากาศ

อุณหภูมิจุดน้ำค้างนั้นเปลี่ยนแปลงไปตามจำนวนของไอน้ำ ที่มีอยู่ในมวลอันหนึ่งของอากาศ โดยการเปรียบเทียบระหว่างความดันไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิของจุดน้ำค้างกับความดันไอน้ำอิ่มตัว ที่อุณหภูมิของอากาศอิสระ เรา ก็สามารถหาความชื้นสัมพัทธ์ได้

เมื่ออุณหภูมิจุดน้ำค้างต่ำกว่าจุดเยือกแข็งจะเรียกว่าจุดน้ำค้างแข็ง (Frost Point) ซึ่งค่าแตกต่างระหว่างค่าอุณหภูมิของอากาศที่แท้จริง และค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะเป็นเครื่องชี้ว่าอากาศใกล้จะอิ่มตัวแล้วหรือไม่ ซึ่งค่าแตกต่างของอุณหภูมิทั้งสองดังกล่าวแล้วจะเรียกว่า ช่วงห่าง (Spread) หรือ Dew Point Depression และเมื่อค่าความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้นจนกระทั่งมีค่า 100% แล้ว ค่าช่วงห่าง (Spread) ระหว่างอุณหภูมิ และอุณหภูมิจุดน้ำค้าง จะมีค่าเท่ากับ 0

ค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้างใช้เป็นข้อสังเกตในการรายงานข่าวอากาศเพื่อการบินด้วยเนื่องจากว่าใช้เป็นเครื่องชี้ให้หน่วยบินมีการเตรียมพร้อมสำหรับการเกิด หมอก และเมฆชั้นต่ำได้ตลอดเวลาเมื่อค่าอุณหภูมิของอากาศ กับอุณหภูมิจุดน้ำค้างมีช่วงห่างกันประมาณ 1.4°C และลดลงเรื่อยๆ ในทางตรงกันข้าม เมื่ออุณหภูมิของอากาศเพิ่มสูงขึ้น ประกอบกับช่วงห่าง (Spread) ระหว่างค่าอุณหภูมิทั้งสองยิ่งเพิ่มมากขึ้น หมอกและเมฆชั้นต่ำก็จะค่อยๆ สลายตัวไป เนื่องจากว่าอากาศสามารถที่จะรับไอน้ำได้เพิ่มมากขึ้น

6. ความดันไอน้ำ หรือความกดไอน้ำ (Water Vapor Pressure)

ถ้าหากว่ามีอากาศปะปนกันหลายชนิด เช่นอากาศในชั้นบรรยากาศหนึ่ง ความกดอากาศที่เกิดขึ้นในส่วนผสมนั้นจะเท่ากับผลรวมของความกดของแต่ละแก๊สในปริมาณนั้น ส่วนความกดที่เกิดขึ้นจากไอน้ำเรียกว่า ความดันไอน้ำ และถ้าอากาศนั้นอิ่มตัวแล้วความกดของไอน้ำในที่นั้น เรียกว่าความกดไอน้ำอิ่มตัว หรือ ความดันไอน้ำอิ่มตัว (Saturation Vapor Pressure)

ตามที่ทราบแล้วว่าอากาศอุ่นสามารถรับไอน้ำได้มากกว่าอากาศเย็น ดังนั้นความกดไอน้ำอิ่มตัวจึงเพิ่มขึ้นตามการเพิ่มของอุณหภูมิ นอกจากนี้ยังขึ้นอยู่กับพื้นผิวของน้ำอีกด้วย กล่าวคือ ความกดไอน้ำอิ่มตัวบนพื้นผิวน้ำที่ขรุขระจะมีค่ามากกว่าบนพื้นผิวน้ำที่ราบเรียบ ที่ผิวน้ำบริสุทธิ์จะมากกว่าที่ผิวน้ำปนเกลือ ที่ผิวน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็งจะมากกว่าที่ผิวของน้ำแข็ง ดังนั้นเมื่อกล่าวถึงความดันไอน้ำอิ่มตัว หรือความกดไอน้ำอิ่มตัว มักจะหมายถึงที่ผิวของน้ำบริสุทธิ์

7. กระบวนการนำไปสู่การอิ่มตัวของไอน้ำ (Processes Leading to Saturation)

อากาศจะอิ่มตัวได้นั้นมี 3 วิธี คือ

7.1 การทำให้เย็นลง (Cooling) เมื่ออากาศถูกทำให้เย็นลงมีอุณหภูมิเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง การกลั่นตัวก็จะเกิดขึ้นและถ้าทำให้อากาศเย็นลงมากกว่านี้จะเกิดเป็นอากาศเกินจุดอิ่มตัว การทำให้เย็นลงนี้ เป็นวิธีการที่สำคัญที่สุดในบรรยากาศที่ทำให้เกิดการกลั่นตัวขึ้น ซึ่งจะนำไปสู่การเกิดเมฆไม่ว่าการเย็นลงจะเป็นแบบการแผ่รังสีหรือการเย็นลงโดยการขยายตัว (Expansion)

7.2 การเพิ่มความชื้น (Supply of Humidity) เข้าไปในอากาศ จะทำให้อากาศนั้นอิ่มตัว

7.3 การรวมกับอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว (Mixing with other Unsaturated Air)

ทั้ง 3 วิธีนี้บางครั้งก็เกิดร่วมกันไม่จำเป็นจะต้องโดยวิธีใดวิธีหนึ่ง เช่นการอิ่มตัวจะเกิดจากการทำให้เย็นลงและขณะเดียวกันก็เกิดจากการให้ความชื้นเข้าไปอีกด้วยก็ได้

8. น้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง (Supercooled Water)

บางครั้งทำให้น้ำเย็นลงต่ำกว่า 0°C แต่ก็ยังไม่แข็งตัว เรือน้ำนั้นว่า Supercooled Water ในการทดลองจะพบว่าบางครั้งทำให้น้ำเย็นลงถึง -40°C ก่อนจึงจะแข็งตัว สังเกตจากการเกิดน้ำแข็งบนเครื่องบินจะพบว่าหยดน้ำจะเย็นถึง -55°C ก็มี

หยดน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง SUPERCOOLED DROPLET หมายถึงหยดน้ำที่ยังคงเป็นของเหลวอยู่ แต่อุณหภูมิต่ำกว่า 0°C และมักจะพบในอากาศที่ไม่ทรงตัว UNSTABLE มากๆ

9. น้ำฟ้า (Precipitation)

น้ำฟ้า หมายถึงความชื้นที่อยู่ในรูปของของเหลว หรือของแข็งซึ่งสามารถมองเห็นได้ ขณะที่ตกลงมาจากบรรยากาศในรูปของฝน (Rain) ฝนละออง (Drizzle) ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice Pellets) หิมะ (Snow) หรือทั้งหมดรวมกัน ซึ่งชนิดของน้ำฟ้าเหล่านี้จะเป็นชนิดใดขึ้นอยู่กับสถานะของอุณหภูมิ และความรุนแรงของกระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดขึ้นในขณะนั้น น้ำฟ้าต่างๆ เหล่านี้จะเกิดขึ้นไม่ได้ถ้าปราศจากเมฆ แต่ถึงแม้ว่ามีเมฆมากเต็มท้องฟ้า ก็อาจจะไม่มีน้ำฟ้าเกิดขึ้นเลยก็ได้

น้ำฟ้าเกิดขึ้นได้เมื่ออนุภาคของความชื้นที่อยู่ในรูปของของเหลว และของแข็งมีขนาดใหญ่ขึ้นอย่างพอเพียง และมีน้ำหนักมากจนไม่สามารถลอยตัวอยู่ในอากาศได้จะตกลงมาตามแรงดึงดูดของโลก โดยที่น้ำฟ้ามีความรุนแรงขึ้นเบา (Light) จะเกิดขึ้นได้เมื่อก่อนเมฆมีความหนาเกิน 4,000 ฟุต ถ้ากระแสอากาศไหลในทางตั้งในก่อนเมฆมีความรุนแรงจะทำให้ Supercooled Water Droplets หรืออนุภาคของน้ำแข็ง (Ice Particles) ถูกยกตัวขึ้นไปในบรรยากาศชั้นสูงๆ จนกระทั่งหยดน้ำหรืออนุภาคเหล่านั้นมีขนาดใหญ่ขึ้นและตกลงมาสู่พื้นโลกในรูปของฝนหนักหรือหิมะหนัก (Heavy Rain or Heavy Snow)

น้ำฟ้าสามารถเปลี่ยนสถานะได้เมื่ออุณหภูมิที่อยู่แวดล้อมนั้นเปลี่ยนแปลงไป เช่น หิมะจะละลายเมื่อผ่านชั้นบรรยากาศระดับต่ำ (low altitude) ที่มีอุณหภูมิสูงกว่า และจะกลายเป็นฝน ในทางตรงกันข้ามเมื่อฝนตกผ่านชั้นบรรยากาศที่เย็นกว่าก็จะแข็งตัวกลายเป็น ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice Pellets) ก่อนที่จะตกลงถึงพื้นดิน

ในบางครั้งกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้งมีความรุนแรงมากพอ สามารถที่จะพัดพาเอาหยดน้ำที่เย็นกว่า จุดเยือกแข็ง (Supercooled Water Drops) ขึ้นไปจนถึงระดับที่หยดน้ำนั้นกลายเป็นน้ำแข็ง ซึ่งภายหลังหยดน้ำอื่นๆ จะรวมกันแข็งตัวและกลายเป็นลูกเห็บ (Hail) ในที่สุด

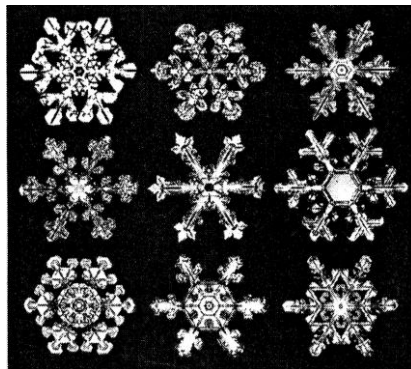
น้ำฟ้าทุกชนิดไม่จำเป็นจะต้องตกลงถึงพื้นดินทุกครั้ง ซึ่งในบางครั้งแล้วจะระเหยกกลายเป็นไอเสียก่อน เมื่อตกผ่านชั้นบรรยากาศที่แห้งได้ฐานของเมฆ เรียกว่า VIRGA หรือฝนที่ตกลงมาไม่ถึงพื้นดิน ซึ่งปรากฏการณ์เช่นนี้จะเกิดขึ้นได้ในบริเวณที่มีอากาศร้อนและแห้ง เช่นบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของไทย

ต่อไปจะอธิบายถึงรูปร่างลักษณะของน้ำฟ้าแต่ละชนิดซึ่งมีดังนี้

9.1 ฝน (Rain) คือน้ำฟ้าที่ตกลงมาจากเมฆในรูปของหยดน้ำ ซึ่งอยู่ในสถานะของของเหลว มีเส้นผ่าศูนย์กลางมากกว่า 0.5 มม. หรือถ้าไม่มากกว่า 0.5 มม. จะมีจำนวนเม็ดฝนน้อยกว่าในกรณีของฝนละออง หยดฝนที่ตกผ่านระดับที่มีอุณหภูมิเย็นกว่า 0°C จะแข็งตัวเมื่อกระทบกับพื้นดิน หรือวัตถุบนพื้นดินหรือเครื่องบินในขณะที่บิน เรียกว่า ฝนแข็ง (Freezing Rain)

9.2 ฝนละออง (Drizzle) เป็นน้ำฟ้าที่มีรูปร่างแน่นอนมีขนาดเล็กมาก และดูเหมือนว่าจะสามารถลอยอยู่ในอากาศได้โดยที่เดียว เส้นผ่าศูนย์กลางของเม็ดฝนเล็กกว่า 0.5 มิลลิเมตร มักจะตกลงมาจากเมฆ สเตรตัส (ST)

หยดฝนละอองที่ตกผ่านระดับที่มีอุณหภูมิเย็นกว่า 0°C จะแข็งตัวเมื่อกระทบกับพื้นดินหรือวัตถุบนพื้นดินเรียกว่า ฝนละอองแข็ง (Freezing Drizzle)



รูปที่ 2.2

9.3 หิมะ (Snow) เป็นน้ำฟ้าที่อยู่ในรูปของผลึกน้ำแข็ง โดยมากมีรูปร่างคล้ายดาว 6 แฉก (Six Pointed Star) ดังแสดงในรูปที่ 2.2

9.3.1 หิมะปลิว (Drifting snow) เกิดขึ้นเนื่องจากลมพัดพาหิมะลอยขึ้นไปสูงจากพื้นดินเล็กน้อย ไม่เกิน 6 ฟุต ทิศนวิสัยในบางระดับจะไม่ลดลงต่ำกว่า 7 ไมล์

9.3.2 Blowing Snow เป็นพายุหิมะ (Snow storm) ชนิดหนึ่ง เกิดจากลมพัดพาหิมะลอยฟุ้งขึ้นจากพื้นดินปานกลาง 6 ฟุตหรือมากกว่า ทำให้ทัศนวิสัยในทางระดับเหลือ 6 ไมล์หรือต่ำกว่า

9.4 ลูกปรายหิมะ (Snow Pellets) คือน้ำฟ้าที่เป็นน้ำแข็ง และมีสีขาวขุ่นมีรูปร่างกลมหรือบางครั้งจะเหมือนรูปกรวย มีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 2-5 มิลลิเมตร เปราะและแตกง่าย เมื่อตกลงมากระทบพื้นแข็ง

9.5 เม็ดหิมะ (Snow Grains) คือน้ำฟ้าชนิดหนึ่ง ซึ่งเป็นเม็ดน้ำแข็งเล็กๆมีสีขาวขุ่น รูปร่างแบนหรือยาวรี มีเส้นผ่าศูนย์กลางน้อยกว่า 1 มม. และตกลงมาจากเมฆ ST (Stratus)

9.6 ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice Pellets) เป็นน้ำฟ้าที่เป็นเม็ดน้ำแข็งมีรูปร่างกลม หรือค่อนข้างกลม มีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 5 มม. หรือน้อยกว่า

9.7 หิมะเปียก (Sleet) ก็คือหิมะที่กำลังจะละลาย หรือเกิดจากการปะปนกันระหว่างหิมะกับฝน ในแลตติจูดกลางๆ จะพบว่าเป็นหิมะอยู่เบื้องบนตกลงมายังอากาศอุ่นเบื้องล่าง ซึ่งอุณหภูมิสูงกว่า 0°C จะละลายเป็นหิมะเปียก และกลายเป็นฝนเมื่อตกลงสู่พื้นดิน

9.8 ลูกเห็บ (Hail) เป็นน้ำฟ้าที่มีรูปร่างคล้ายลูกบอลเล็กๆ หรือก้อนน้ำแข็งที่มีรูปร่างอื่นๆ ที่ตกลงมาอย่างโดดเดี่ยว หรือตกลงมาอย่างหนาแน่น ลูกเห็บจะประกอบด้วยชนิดที่มีสีขุ่นและชนิดใส ปกติจะเกิดร่วมกันกับพายุฝนฟ้าคะนอง และอุณหภูมิผิวพื้นจะสูงกว่าจุดเยือกแข็ง มีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง 5-50 มม. หรือมากกว่า

9.9 ผลึกน้ำแข็ง (Ice Crystal) เป็นผลึกน้ำแข็งที่ตกลงมา และมีรูปร่างคล้ายเข็มซึ่งเป็นลำยาวหรือแผ่น ซึ่งจะเรียกผลึกน้ำแข็งชนิดนี้ว่า “ปริซึมน้ำแข็ง” (Ice Prisms) ผลึกน้ำแข็งชนิดนี้จะมองเห็นเล็กมาก จนสามารถลอยแขวนตัวอยู่ในอากาศได้ ซึ่งจะตกลงมาจากเมฆ หรือเมื่อลักษณะอากาศดี สามารถมองเห็นได้เมื่อกระทบกับแสงอาทิตย์หรือแสงไฟอื่นๆ ที่สว่างมากๆ ซึ่งจะปรากฏเป็นลำแสง หรือปรากฏการณ์อื่นๆ ที่สายตาสถาสามารถมองเห็นได้ส่วนมากจะเกิดบริเวณขั้วโลกที่อากาศมีการทรงตัวดี และมีอุณหภูมิของอากาศต่ำ

ความจริงแล้วเมฆไม่ใช่ฟ้าเพราะเหตุว่าครั้งแรกไอน้ำที่กลั่นตัวมาเป็นเมฆใหม่ๆ นั้นจะประกอบด้วยหยดน้ำเล็กๆ และแขวนตัวลอยอยู่ในอากาศ น้ำฟ้าเกิดขึ้นเมื่อหยดน้ำเล็กๆ เหล่านั้น เจริญเติบโตขึ้นจนอากาศ ไม่สามารถพยุงไว้ได้ จึงตกลงมาจากเมฆเป็นน้ำฟ้าดังกล่าว การเจริญเติบโตของหยดน้ำเล็กๆ เหล่านั้นเกิดจากกรรมวิธีต่างๆ กัน มีวิธีหนึ่งซึ่งเรียกว่า THE BERGERON PROCESS ซึ่งใช้อธิบายเมฆที่มีอุณหภูมิจนถึงจุดเยือกแข็งหรือต่ำกว่า จำเป็นจะต้องมีหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งและผลึกน้ำแข็งรวมอยู่ด้วยกัน ผลึกน้ำแข็งเจริญเติบโตขึ้นจากหยดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง และกลายเป็นเกล็ดหิมะ (Snow Flakes) และถ้าเกล็ดหิมะนั้นๆ ตกลงมายังอากาศที่อุณหภูมิสูงกว่า 0°C แล้วจะละลายกลายเป็นเม็ดฝนตกลงมายังพื้นโลก

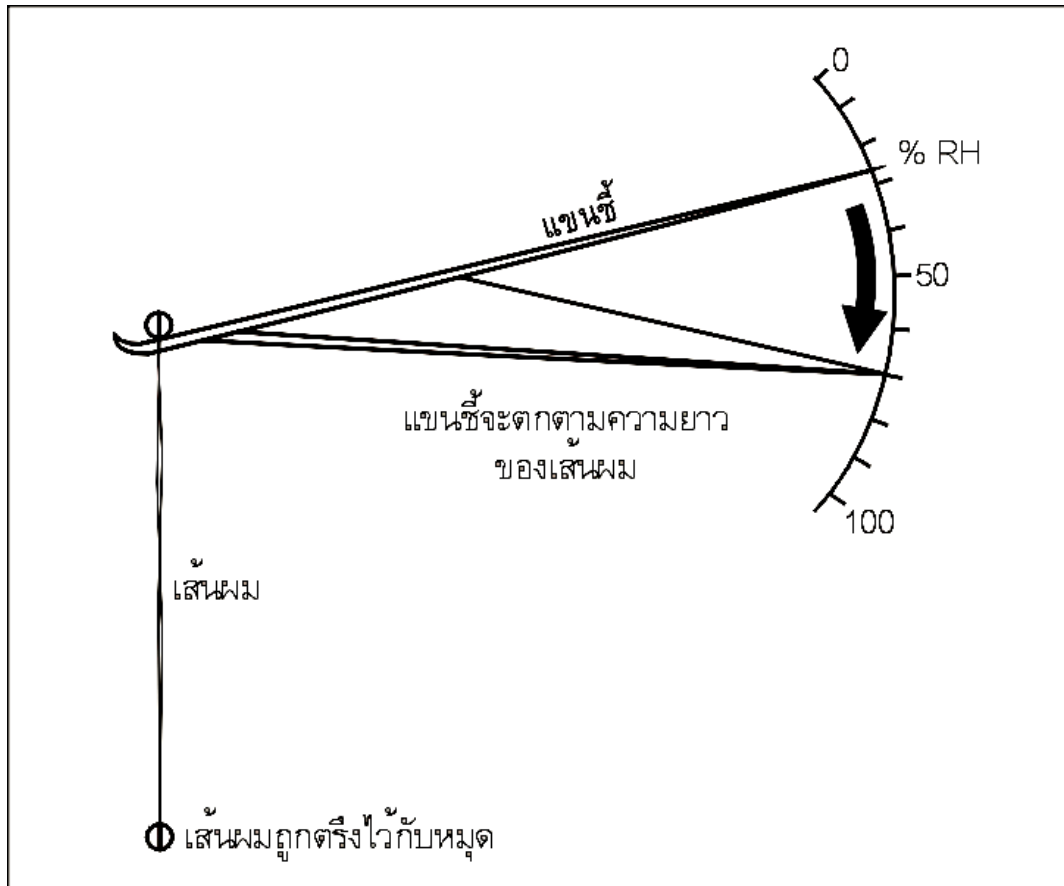
อีกวิธีหนึ่งใช้อธิบายถึงการเจริญเติบโตของหยดน้ำเล็กๆ ในก้อนเมฆที่เจริญเติบโตจนกระทั่งเป็นเม็ดฝนโดยการกระทบโดยตรงและการเกาะกันของหยดน้ำอื่นๆ ที่อยู่ใกล้เคียงกัน ทำให้เม็ดฝนเหล่านั้นโตขึ้นจนไม่สามารถจะลอยตัวอยู่ในอากาศได้จึงตกลงมาเป็นฝน กรรมวิธีนี้เรียกว่า COLLISION

9.10 น้ำค้าง (Dew) หมายถึงหยดน้ำเล็กๆ ที่รวมตัวกันจับอยู่บนวัตถุที่พื้นดิน หรือใกล้ๆ กับพื้นดินเกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิของอากาศลดลงต่ำกว่าจุดไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศเกิดการควบแน่น หรือกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ เมื่ออุณหภูมิของอากาศมีค่าเท่ากับหรือต่ำกว่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ตามธรรมชาติ น้ำค้างจะเกิดในเวลากลางคืนที่อากาศแจ่มใส แต่ส่วนมากเกิดในตอนใกล้รุ่ง ซึ่งเป็นระยะเวลาที่อุณหภูมิของอากาศประจำวันลดลงต่ำสุด

9.11 น้ำค้างแข็ง (Frost) หมายถึงน้ำแข็งที่รวมตัวกันมีลักษณะเป็นผลึก โดยทั่วๆ ไปมีรูปร่างคล้ายเกล็ดเข็ม หรือพัด เกิดขึ้นเมื่อไอน้ำในอากาศรวมตัวกันที่ผิวพื้นที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าหรือต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ซึ่งต่างจากน้ำค้างตรงที่น้ำค้างแข็งจะมีลักษณะทึบแสง แต่น้ำค้างเมื่อแข็งตัวภายหลังจะมีลักษณะโปร่งแสงกว่า

ในบางครั้งจะเกิดน้ำค้างแข็งจับตามลำตัวเครื่องบินขณะจอดที่พื้นซึ่งจะต้องกำจัดออกก่อนทำการบินทุกครั้ง เพราะน้ำค้างแข็งจะทำให้เครื่องบินสูญเสียแรงยกไปมาก

10. เครื่องมือและวิธีการวัดค่าความชื้น เครื่องมือที่ใช้วัดความชื้น หรือความจุของไอน้ำเรียกว่า HYGROMETERS



บทที่ 3 อุณหภูมิ (Temperature)

คำว่า "อุณหภูมิ" หมายถึงการบอกระดับความร้อน ความเย็น เป็น "องศา" การที่สสารต่างๆ มีอุณหภูมิต่างกันนั้น นอกจากเป็นเพราะได้รับพลังงานความร้อนไม่เท่ากันแล้วยังเป็นเพราะมีโครงสร้างทางโมเลกุลแตกต่างกันอีกด้วย เมื่อให้ความร้อนจำนวนเท่ากันต่อสสารสองชนิดที่มีปริมาตรเท่าๆ กัน สสารชนิดหนึ่งจะร้อนกว่าอีกชนิดหนึ่ง

1. การวัดค่าอุณหภูมิ

เทอร์โมมิเตอร์ที่ใช้กันทั่วไปในงานหลายสาขาปัจจุบันนี้ได้แก่ เทอร์โมมิเตอร์ปรอท เพราะปรอทเป็นสารที่มีความไวในการขยายและหดตัว เมื่ออุณหภูมิเปลี่ยนแปลง แต่มีแนวโน้มว่าในอนาคตเทอร์โมมิเตอร์ไฟฟ้า จะได้รับการพัฒนาขึ้นมาใช้งานอย่างกว้างขวางแทนเพราะให้ค่าเที่ยงตรงมาก เนื่องจากทำงานด้วยระบบวงจรไฟฟ้าสำหรับแอลกอฮอล์เทอร์โมมิเตอร์นั้น นิยมใช้ในการวัดค่าอุณหภูมิต่ำๆ (เพราะแอลกอฮอล์มีจุดเยือกแข็งต่ำถึง -130°C) แม้แต่ Minimum Thermometer ก็เป็นเทอร์โมมิเตอร์แบบใช้แอลกอฮอล์ ส่วนเทอร์โมมิเตอร์โลหะ ใช้โลหะบางๆ 2 ชนิด ที่มีการหด-ขยายตัวไม่เท่ากัน (เมื่อได้รับอุณหภูมิเท่ากัน) มาประกบติดกัน เหมาะในการตรวจ-บันทึก ค่าอุณหภูมิเป็นระยะเวลายาวนาน เช่นเทอร์โมมิเตอร์แบบจดบันทึก (Thermograph) เป็นต้น

1.1 มาตรฐานที่ใช้วัด การวัดค่าอุณหภูมินิยมแสดงหน่วยเป็น "องศา" (Degree) ได้มีนักวิทยาศาสตร์หลายท่านคิดกำหนดมาตรารวัดอุณหภูมิขึ้นมาต่างๆ กัน เพื่อให้เหมาะกับงานสาขาต่างๆ เช่น

เซลเซียส (Celsius, เซ็นติเกรดเดิม, $^{\circ}\text{C}$) เป็นมาตราที่เรา และบรรดาประเทศที่นิยมใช้ระบบเมตริกคุ้นเคยกันดี นักวิทยาศาสตร์ด้านอากาศของประเทศสวีเดนเป็นผู้กำหนดมาตรานี้ขึ้น โดยให้จุดเยือกแข็งอยู่ที่ 0°C และจุดน้ำเดือดอยู่ที่ 100°C จากจุดเยือกแข็งถึงจุดเดือดจึงแบ่งออกเป็น 100 ช่ององศาเท่าๆ กัน

ฟาเรนไฮต์ (Fahrenheit, $^{\circ}\text{F}$) เป็นมาตราที่นิยมใช้กันในกลุ่มประเทศยุโรปและอเมริกา มาตรานี้ถูกกำหนดขึ้นโดยนักฟิสิกส์เยอรมัน ให้จุดเยือกแข็งอยู่ที่ 32°F และจุดน้ำเดือดอยู่ที่ 212°F มาตรานี้แบ่งออกเป็น 180 ช่ององศาเท่าๆ กัน สำหรับค่า 0 องศาซึ่งเป็นค่าต่ำสุดของมาตรานี้ได้จากการนำเทอร์โมมิเตอร์วางไว้ในส่วนผสมอย่างละเท่าๆ กันของน้ำแข็งและเกลือ ซึ่งในสมัยนั้นผู้ประดิษฐ์เชื่อว่า ไม่มีวิธีการใดที่ทำในห้องทดลองจะสามารถทำอุณหภูมิให้ต่ำกว่านี้ได้อีกแล้ว

โรเมอร์ (Reaumur, $^{\circ}\text{R}$) เคยนิยมใช้กันในยุโรปกลาง แต่เสื่อมความนิยมไปแล้วเมื่อต้นศตวรรษที่ 20 นักฟิสิกส์ชาวฝรั่งเศสเป็นผู้กำหนด มีจุดเยือกแข็งอยู่ที่ 0°R จุดน้ำเดือดที่ 80°R

เคลวิน (Kelvin, หรือ องศาสัมบูรณ์, Absolute, K หรือ A) นิยมใช้ในงานด้านวิทยาศาสตร์มาตรานี้กำหนดโดย ลอร์ด เคลวิน นักฟิสิกส์และนักคณิตศาสตร์ชาวอังกฤษ กำหนดจุดเยือกแข็งอยู่ที่ 273 K และจุดเดือดอยู่ที่ 373 K นั่นคือจากจุดเยือกแข็งถึงจุดเดือดแบ่งออกเป็น 100 ช่ององศาเช่นเดียวกับมาตราเซลเซียสนั่นเอง ควรสังเกตว่ามาตรานี้ไม่มีอุณหภูมิที่เป็นค่าลบ เนื่องจากค่าต่ำสุดในมาตรานี้ (0 K) นั้นเป็นศูนย์อย่างแท้จริง (ศูนย์องศาสัมบูรณ์) ไม่มีพลังงานความร้อนที่จะไปกระตุ้นโมเลกุลของสารให้เคลื่อนไหว แม้แต่โมเลกุลของแก๊สก็หยุดนิ่ง และการเขียนค่าอุณหภูมิเคลวินจะไม่ใส่เครื่องหมายองศา ($^{\circ}$)

1.2 การแปลงมาตรา จะเห็นได้ว่าในมาตราเซลเซียสนั้นแบ่งช่ององศาออกเป็น 100 ช่อง ส่วนฟาเรนไฮต์มี 180 ช่อง อัตราส่วนระหว่างองศาเซลเซียส ต่อองศาฟาเรนไฮต์ จึงเป็น 1 ต่อ 9/5 ซึ่งสามารถเขียนเป็นสูตรง่ายๆ สำหรับการแปลงมาตราทั้งสองได้ดังนี้ $C/5 = (F-32)/9$

ตัวอย่าง การแปลงค่า 40°C ให้เป็น $^{\circ}\text{F}$

จากสูตร $C/5 = (F-32)/9$

แทนค่า $40/5 = (F-32)/9$

$$360 = 5F - 160$$

$$5F = 520$$

$$F = 520/5 = 104^{\circ}\text{F}$$

ส่วนมาตราเซลเซียส กับเคลวินนั้นต่างก็แบ่งออกเป็น 100 ช่องเหมือนกันแต่จุดเยือกแข็งและจุดเดือดของเคลวินอยู่ห่างจากของเซลเซียสอยู่ 273 ช่ององศา ฉะนั้น สูตรในการแปลงหน่วยระหว่างมาตราทั้งสองจึงเป็น $K = 273 + C$ (หรือ $C = K - 273$)

ตัวอย่าง การแปลงค่า 40°C เป็นองศา K

จากสูตร $K = 273 + C$

แทนค่า $K = 273 + 40$

$$K = 313$$

*** จุดเยือกแข็ง หมายถึงจุดแห่งการเปลี่ยนสถานะ จากของเหลวเป็นของแข็ง

("จุดเยือกแข็ง" Freezing Point) และในทางกลับกันจากของแข็งกลายเป็นของเหลว

("จุดหลอมละลาย" Melting Point) ซึ่งทั้งสองจุดนี้อยู่ที่ค่าอุณหภูมิเดียวกัน (0°C)

2. กระบวนการถ่ายเทความร้อน (Heat Transfer Process) และการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ (Temperature Changes)

การถ่ายเทพลังงานความร้อนระหว่างสิ่งต่างๆ ตามธรรมชาตินั้นมีอยู่ตลอดเวลา เหมือนกับเป็นการเคลื่อนที่กระจายความร้อนออกไป หากวางวัตถุต่างอุณหภูมิ 2 ชิ้นไว้ใกล้ๆ กัน พลังงานความร้อนของวัตถุที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจะถ่ายเทไปสู่วัตถุที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าโดยวิธีใดวิธีหนึ่งต่อไปนี้คือ การนำความร้อน (Conduction), การพาความร้อน (Convection), การแผ่รังสี (Radiation) และมีแนวโน้มที่เป็นไปได้ว่า ในที่สุดอุณหภูมิของวัตถุทั้งสองจะเท่ากัน

2.1 การนำความร้อน (Conduction) เป็นวิธีที่ความร้อนถ่ายเทผ่านระหว่างโมเลกุลต่อโมเลกุลของวัตถุที่สัมผัสกันโดยวัตถุตัวนำนั้นไม่ต้องเคลื่อนที่ เช่น ท่อนเหล็กที่เผาไฟ แม้ปลายเหล็กจะสัมผัสไฟเพียงด้านเดียว แต่ปลายด้านตรงข้ามก็ร้อนด้วย โลหะส่วนมากเป็นตัวนำความร้อนที่ดีแต่อากาศเป็นตัวนำความร้อนที่เลว และถ่ายเทความร้อนได้ช้า เมื่อพื้นดินร้อนในตอนกลางวัน อากาศที่อยู่ติดกับผิวดินเท่านั้นที่ร้อนขึ้นด้วยการนำความร้อน ในเวลากลางคืนพื้นดินคายความร้อนได้เร็วกว่าจึงมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศ จะมีก็เพียงชั้นบางๆ ของอากาศที่อยู่ติดผิวดินเท่านั้นที่เย็นเนื่องจากการสัมผัสกับพื้นดิน จึงเป็นต้นเหตุสำคัญของการเกิดน้ำค้าง เมื่อวัตถุต่างๆ คายความร้อนออกอย่างรวดเร็วในเวลากลางคืน จนพื้นผิวของมันมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศ ทำให้ความชื้นในอากาศที่มาสัมผัสมีอุณหภูมิจุดน้ำค้างได้โดยง่าย

2.2 การพาความร้อน (Convection) คือการที่ตัวสื่อพาเอาความร้อนติดไปด้วยเมื่อเคลื่อนที่จากแหล่งเดิมในวิชาอุตุนิยมวิทยาจะมุ่งถึงความหมายของ Convection แต่เฉพาะในกรณีของ "การพาความร้อนในทางตั้งเท่านั้น" เช่นอากาศเหนือตำบลหนึ่งถูกความร้อนแล้วยกตัวขึ้น อากาศเช่นนี้เราเรียกว่า Convection ส่วนการพาความร้อนทางระดับ (แนวระนาบ) เช่นการที่อากาศโดยรอบเคลื่อนตัวในแนวระนาบเข้ามาแทนที่อากาศ ณ ตำบลข้างต้นเรียกว่า Advection

2.3 การแผ่รังสี (Radiation) เป็นการเคลื่อนที่ของความร้อนโดยไม่ต้องผ่านตัวกลางพลังงานความร้อนแผ่ออกมาจากต้นกำเนิดในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า เช่นพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์แผ่รังสีผ่านอวกาศ มาในรูปของคลื่นสั้น (Short Wave Radiation) และโลกแผ่รังสีกลับไปในรูปของคลื่นยาว (Long Wave Radiation)

3. คุณสมบัติบางประการของการแผ่รังสี

การแผ่รังสีที่เรารู้จักกันดีคือ การแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์เป็นพลังงานในรูปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าเคลื่อนตัวด้วยความเร็วของแสง เป็นการยากที่จะแยกความแตกต่างอย่างชัดเจนระหว่างพลังงานความร้อนกับพลังงานแสง ความแตกต่างที่เราคุ้นเคยก็คือเราสามารถสัมผัสพลังงานแสงได้ด้วยการมองเห็น ดวงอาทิตย์แผ่รังสีออกมาในทุกขนาดช่วงคลื่น ช่วงที่แผ่พลังงานออกมาสูงสุดคือช่วงของแสงสว่าง (Visible Range) ซึ่งมีความยาวขนาดช่วงคลื่นระหว่าง 0.4 ถึง 0.7 ไมครอน แต่ประมาณครึ่งหนึ่งของพลังงานที่แผ่จากดวงอาทิตย์เป็นขนาดช่วงคลื่นอื่นที่สั้นกว่า 0.4 ไมครอน ได้แก่พวก อัลตราไวโอเล็ต และเอ็กซ์เรย์ เป็นต้น ส่วนที่มีความยาวมากกว่า 0.7 ไมครอน ได้แก่พวกอินฟราเรด และคลื่นวิทยุอื่นๆ เป็นต้น

กฎของ Planck และของ Stefan-Boltzmann ช่วยอธิบายเรื่องกำลังในการแผ่พลังงานและช่วยให้สามารถคำนวณหาค่าออกมาได้

กฎของ Planck กล่าวว่า "กำลังในการแผ่พลังงาน ณ ช่วงคลื่นใดๆ ของวัตถุดำ (Black Body) จะขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของวัตถุนั้น"

กฎของ Stefan-Boltzmann กล่าวว่า "ผลรวมของกำลังในการแผ่พลังงานของวัตถุดำจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับอุณหภูมิ (เคลวิน) ของวัตถุนั้นยกกำลังสี่" จะเห็นว่ากฎทั้งสองนั้นมีอุณหภูมิของวัตถุเป็นปัจจัยสำคัญ วัตถุที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจะมีกำลังในการแผ่พลังงานมากกว่า และขนาดของคลื่นสั้นกว่า เช่นดวงอาทิตย์เมื่อเทียบกับโลก ดวงอาทิตย์แผ่พลังงานออกมาอย่างมหาศาลเพราะมีอุณหภูมิสูงกว่า และพลังงานที่แผ่ออกมาก็เป็นพวกคลื่นสั้น (Short Waves) ส่วนโลกแผ่พลังงานที่ได้รับนั้นกลับออกไปในรูปของคลื่นยาว (Long Waves or Terrestrial Radiation)

*** วัตถุดำ (Black Body) เป็นวัตถุดสมมุติในทางทฤษฎี ที่สามารถแผ่พลังงานออกมาสูงสุดในทุกขนาดช่วงคลื่น ณ อุณหภูมิหนึ่ง และสามารถดูดซึมพลังงานทั้งหมดที่ตกกระทบ เช่น ณ อุณหภูมิหนึ่งโลกสามารถดูดซึมและแผ่พลังงานช่วงความยาวคลื่น 10 ไมครอน ได้เกือบเต็ม 100 เปอร์เซ็นต์ นั่นหมายถึงที่อุณหภูมินั้นโลกมีคุณสมบัติเกือบเป็น Black Body ส่วนชื่อ "วัตถุดำ" นั้นไม่เกี่ยวกับสี มุ่งถึงคุณสมบัติในเรื่องการดูดซึม และการแผ่พลังงานเป็นหลักไม่ว่าตัววัตถุจะเป็นสีอะไรหรือมีโครงสร้างอย่างไรก็ตาม

4. พลังงานในบรรยากาศ (Energy in the Atmosphere)

อริสโตเติล (Aristotle) เป็นเจ้าของแนวความคิดที่ว่า การได้รับความร้อนไม่เท่ากันของแถบศูนย์สูตรกับแถบขั้วโลกนั่นเอง เป็นที่มาของพลังมหาศาลที่ผลักดันให้บรรยากาศของโลกเกิดการหมุนเวียนถ่ายเทพลังงานดังกล่าวได้มาจากดวงอาทิตย์ถึง 99.7% ส่วนที่เหลือมาจากภายในของโลกเอง เช่น จากภูเขาไฟ, น้ำพุร้อน และจากกิจกรรมของมนุษย์โลก (Human Activities) พลังงานในบรรยากาศมีอยู่ 4 รูปแบบดังนี้ :-

4.1 พลังงานจลน์ (Kinetic Energy) เป็นพลังงานที่เกิดจากการเคลื่อนไหวยถ่ายเทของบรรยากาศ

4.2 พลังงานศักย์ (Potential Energy) เป็นพลังงานที่เกิดในเนื้อของอากาศจากการพยายามทรงตัวต้านแรงดึงดูดของโลก

4.3 พลังงานความร้อนแฝง (Latent heat Energy) เป็นพลังงานที่ซ่อนแข็งและของเหลวดูดซึ่มกักไว้ในระหว่างขบวนการละลายและระเหย (เช่น การที่น้ำแข็งจะละลายหรือน้ำจะกลายเป็นไอนั้นจะต้องใช้ความร้อนจำนวนหนึ่งเพื่อการเปลี่ยนสถานะดังกล่าว) และความร้อนจำนวนนี้จะถูกคายออกมาอีกครั้งเมื่อมีการเปลี่ยนสถานะกลับสภาพเดิม

4.4 พลังงานจากความร้อน (Thermal Energy) เป็นพลังงานที่กักเก็บไว้ในเนื้อของอากาศเมื่อได้รับความร้อนซึ่งไปกระตุ้นให้โมเลกุลเกิดการสั่นไหวพลังงานที่กล่าวนี้จะแสดงออกมาเมื่ออากาศนั้นไปอยู่ในที่ที่มีความแตกต่างทางอุณหภูมิระหว่างเนื้อมวลอากาศกับสิ่งแวดล้อม

5. พลังงานจากดวงอาทิตย์ (Solar Radiation)

ดวงอาทิตย์เป็นต้นกำเนิดแห่งขบวนการแผ่รังสีทุกชนิดของโลก ดวงอาทิตย์ แผ่รังสีปริมาณมหาศาลออกไปทุกทิศทุกทางในอวกาศอย่างต่อเนื่องโลกรับพลังงานนี้ (รังสีดวงอาทิตย์) มาเพียงเล็กน้อย ปริมาณพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับ (Insolation หรือ Incoming Solar Radiation) นั้นขึ้นอยู่กับองค์ประกอบ 4 ประการต่อไปนี้

5.1 Solar Constant คือค่าของรังสีดวงอาทิตย์ที่วัด ณ ขอบนอกของบรรยากาศซึ่งเชื่อว่าเป็นค่าคงที่ $1.94 \text{ กรัม-แคลอรี} / \text{ซม}^2 / \text{นาท}$

5.2 ระยะห่างของดวงอาทิตย์ เนื่องจากโลกมีวิถีโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ระยะห่างจากดวงอาทิตย์เมื่ออยู่ ณ ตำแหน่งต่างๆ จึงไม่เท่ากันเป็นผลให้ค่า Solar Constant แปรเปลี่ยนตามไปด้วย เช่น เมื่อ โลกอยู่ในตำแหน่งใกล้ดวงอาทิตย์ที่สุด (Perihelion) ประมาณ 1-3 ม.ค. Solar Constant จะมีค่าประมาณ $2.01 \text{ กรัม-แคลอรี} / \text{ซม}^2 / \text{นาท}$ และเมื่อโลกอยู่ที่ตำแหน่งไกลดวงอาทิตย์ที่สุด (Aphelion) ประมาณ 4-6 ก.ค. Solar Constant มีค่าประมาณ $1.88 \text{ กรัม-แคลอรี} / \text{ซม}^2 / \text{นาท}$ หากพิจารณาในทางทฤษฎีถึงผลอันนี้แล้วน่าจะทำให้ค่าอุณหภูมิต่ำสุดและสูงสุดในฤดูหนาวและฤดูร้อนของซีกโลกได้แตกต่างกันมากกว่าของซีกโลกเหนือ แต่ค่าต่าง ๆ นี้ก็ถูกลบเลือนไปโดยองค์ประกอบอื่นๆที่เกี่ยวข้องกับการหมุนเวียนของบรรยากาศ และความต่างอุณหภูมิระหว่างพื้นดิน-พื้นน้ำ ของทั้งสองซีกโลก

5.3 มุมของดวงอาทิตย์ที่กระทำต่อโลก ปริมาณพลังงานที่ผิวโลกได้รับในขณะที่แสงอาทิตย์ทำมุมตั้งฉากกับพื้นดินนั้นย่อมมากกว่าเมื่อแสงทำมุมเอียง

5.4 ความนานของช่วงกลางวัน ช่วงกลางวันที่ยาวนานปริมาณ Insolation ที่ได้รับ ณ ตำแหน่งนั้นๆ ก็ยิ่งมากซึ่งช่วงเวลาของวันก็ขึ้นอยู่กับค่าเส้นรุ้ง (Latitude) ของตำแหน่งนั้น และช่วงเวลาของปี (ฤดู) โดยตรง

6. การสูญเสียพลังงานของรังสีดวงอาทิตย์

พลังงานที่ดวงอาทิตย์แผ่ผ่านห้วงอวกาศมานั้นจะมีค่าคงที่เมื่อยังไม่เข้าสู่บรรยากาศของโลก แต่เมื่อผ่านบรรยากาศเข้ามาแล้วจะสูญเสียพลังงานไปบางส่วน ตัวการต่างๆ ที่ทำให้ Insolation สูญเสียพลังงานมีดังนี้

6.1 ผลกระทบจากบรรยากาศ บรรยากาศจะทำหน้าที่แพร่กระจาย (Scattering) และดูดซึม (Absorption) รังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามา โดยโมเลกุลของอากาศจะกระจายรังสีจากดวงอาทิตย์ออกไปทุกทิศทางในท้องฟ้าก่อนผ่านลงมาถึงพื้นโลก ท้องฟ้าในเวลากลางวันจึงแลดูเจิดจ้า แก๊สแต่ละชนิดที่ประกอบขึ้นมาเป็นบรรยากาศจะเลือกดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์แต่ละช่วงความยาวคลื่นเฉพาะตัว ในขณะที่ปล่อยให้คลื่นขนาดอื่นผ่านไป พวกคลื่นสั้น (Short Wave) ทั้งหลายจะถูกบรรยากาศในระดับบนดูดซึมไว้ บรรยากาศไม่สามารถดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์ที่มีความยาวคลื่นมากกว่า 0.34 ไมครอน (ซึ่งได้กล่าวแล้วว่าดวงอาทิตย์แผ่พลังงานย่านนี้มาด้วยความเข้มสูงสุด) จะผ่านบรรยากาศลงมาได้โดยง่าย แล้วถูกพื้นดินดูดซึมไว้ ทำให้อุณหภูมิของพื้นดินเพิ่มขึ้น และต่อมาก็เป็นผลให้อากาศใกล้ๆ พื้นดินร้อนขึ้นด้วยการนำความร้อนและการพาความร้อน

6.2 ผลกระทบจากเมฆจำนวน ชนิด และความหนาของเมฆมีผลในการขัดขวางรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมาสู่พื้นโลก การสูญเสียพลังงานจะมากหรือน้อยก็ขึ้นอยู่กับคุณสมบัติของเมฆนั้นๆ ในเรื่องการสะท้อนกลับ (Reflection), การดูดซึม (Absorption) โดยหยดน้ำและผลึกน้ำแข็งที่อยู่ในเมฆ และการแพร่กระจาย (Scattering) ความสามารถในการสะท้อนแสงกลับ (Albedo) ของเมฆแต่ละชนิดนั้นแตกต่างกันมาก เมฆชั้นสูงและเมฆแผ่นมี Albedo ประมาณ 21%, เมฆแผ่นในชั้นกลางประมาณ 48%, เมฆแผ่นชั้นต่ำ 69% และเมฆก่อตัวทางตั้งที่สูงใหญ่มี Albedo ประมาณ 70% ทั้งนี้ก็ขึ้นอยู่กับความหนาของเมฆนั้นด้วย Insolation จะถูกเมฆดูดซึมไว้บ้างเพียงเล็กน้อย และเมฆยังเป็นตัวขัดขวางบางส่วนของ Terrestrial Radiation ซึ่งเป็นคลื่นยาวที่โลกแผ่ออกไปสู่อวกาศในเวลากลางคืนอีกด้วย ทำให้ความต่างอุณหภูมิในเวลากลางวันและกลางคืนมีไม่มากนักในวันที่มีเมฆมาก

*** Albedo คือ ความสามารถในการสะท้อนแสงที่ตกกระทบของสิ่งต่างๆ ปกติแล้วจะแสดงค่า Albedo เป็นเปอร์เซ็นต์ ซึ่งคืออัตราส่วนระหว่างปริมาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่สะท้อนกลับโดยวัตถุ ต่อปริมาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ตกกระทบวัตถุนั้น

6.3 ผลกระทบจากพื้นดิน-พื้นน้ำ ความสามารถในการดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์ของโลกขึ้นอยู่กับธรรมชาติของผิวโลกแต่ละแห่ง โดยเฉพาะอย่างยิ่งค่าความสามารถในการสะท้อนกลับ (Albedo) และค่าความจุความร้อน (Heat Capacity) ของที่นั้น โดยทั่วไปแล้วพื้นดินมีค่า Albedo มากกว่าพื้นน้ำ Insolation ที่ตกบริเวณพื้นดินจึงสะท้อนกลับไปมากกว่าที่ตกลงสู่พื้นน้ำ (ยกเว้นเมื่อดวงอาทิตย์ทำมุมต่ำต่อผิวน้ำที่ราบเรียบ) ส่วนค่าความจุความร้อนนั้น น้ำมีค่าความจุความร้อนมากกว่าดิน น้ำจึงดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์ไว้มากกว่าพื้นดิน ในเวลากลางคืนความร้อนเหล่านี้ก็จะถูกคายกลับออกมา ด้วยเหตุนี้ในมหาสมุทรจึงทำหน้าที่เสมือนเป็นแหล่งสำรองพลังงานแหล่งใหญ่ของโลก และช่วงห่างระหว่างค่าอุณหภูมิสูงสุด-ต่ำสุดเหนือพื้นน้ำมีค่าน้อยกว่าที่เหนือพื้นดิน ความต่างอุณหภูมิระหว่างพื้นดิน-พื้นน้ำ เป็นเหตุให้เกิดสภาพอากาศตามฤดูกาลในสเกลใหญ่ (Large Scale) หรือที่เห็นได้ง่ายๆ คือลมบก-ลมทะเล ในสเกลขนาดท้องถิ่น (Local Scale)

6.4 ผลกระทบจากความสูงและทิศทางที่หันรับรังสีดวงอาทิตย์ องค์ประกอบทั้งสองนี้มีความสำคัญต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่แต่ละตำบลได้รับ ตำบลที่อยู่ในระดับความสูงมากๆ ย่อมมีช่วงเวลาของการรับรังสีดวง

อาทิตย์ยาวนานกว่าพื้นที่ที่อยู่ต่ำกว่า อีกทั้งบรรยากาศในระดับสูงก็บางเบากว่าทำให้อิทธิพลของบรรยากาศ ที่มีต่อรังสีดวงอาทิตย์มีน้อยลง ลักษณะการวางตัวของพื้นลาดเอียงไหล่เขาและหน้าผาที่หันหน้าเข้ารับรังสีดวงอาทิตย์ย่อมมีช่วงเวลาของการได้รับรังสีดวงอาทิตย์ในมุมตรงมากกว่าพื้นราบทั่วไป

7. การแผ่รังสีของโลก (Terrestrial Radiation)

เมื่อโลกได้รับรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์แล้ว โลกก็จะแผ่รังสีคลื่นยาว (Long Wave หรือ Infra-red) กลับออกไป ไอน้ำและคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศนั้นมีคุณสมบัติในการดูดซึมรังสีคลื่นยาวได้ดีมาก รังสีคลื่นยาวที่โลกแผ่ออกไปจะถูกบรรยากาศดูดซึมไว้ถึง 94% ปล่องให้หลุดรอดสู่บรรยากาศเพียง 6% เท่านั้น ย่านความยาวคลื่น 8 ถึง 13 ไมครอน เป็นช่วงที่บรรยากาศปล่อยให้หลุดรอดออกไปไม่สามารถดูดซึมไว้ได้ ซึ่งเรียกว่าเป็น "หน้าต่างบรรยากาศ" (Atmospheric Window) บางส่วนของรังสีคลื่นยาวที่บรรยากาศดูดซึมไว้จะถูกแผ่กลับมายังพื้นโลกอีก

8. ความสมดุลพลังงานของโลก และบรรยากาศ

ผลจากการวิเคราะห์เกี่ยวกับระบบของโลกและบรรยากาศปรากฏว่า ปริมาณเฉลี่ยของรังสีดวงอาทิตย์คลื่นสั้นที่ได้รับในบริเวณที่อยู่ระหว่างเส้นรุ้ง 35° กับเส้นศูนย์สูตรนั้นมีมากกว่าคลื่นยาว (Terrestrial Radiation) ที่แผ่ออกไป ส่วนบริเวณตั้งแต่เส้นรุ้ง 35° ขึ้นไปถึงขั้วโลกปริมาณรังสีที่ได้รับจะน้อยกว่าที่แผ่ออก สภาพนี้ควรทำให้แถบเส้นรุ้งต่ำๆ มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น และแถบเส้นรุ้งสูงๆ มีอุณหภูมิลดลงเรื่อยๆ แต่กลับปรากฏว่าทุกแห่งในโลกยังคงรักษาค่าเฉลี่ยอุณหภูมิรายปีไว้ได้อย่างสม่ำเสมอ แสดงว่าจะต้องมีการส่งถ่ายพลังงานส่วนเกินอย่างต่อเนื่องสม่ำเสมอจากแถบเส้นรุ้งต่ำๆ ไปยังแถบเส้นรุ้งสูงๆ ซึ่งขาดดุลพลังงาน การหมุนเวียนของบรรยากาศนั่นเองที่ทำให้เกิดการส่งถ่ายพลังงานเหล่านี้ 70% ถึง 90% ส่วนที่เหลือถูกนำไปโดยกระแสน้ำในมหาสมุทร

9. การกระจายของอุณหภูมิ (Temperature Distribution)

อุณหภูมิ ณ ที่ต่างๆ ย่อมมีค่าไม่เท่ากันทั้งในทางระดับและในทางดิ่ง ซึ่งแยกพิจารณาได้ดังนี้

9.1 การกระจายของอุณหภูมิทางระดับที่พื้นโลก ขึ้นอยู่กับฤดูกาลเป็นปัจจัยหลักส่วนปัจจัยรองลงไปได้แก่ทำเลที่ตั้งและส่วนประกอบของพื้นดิน-พื้นน้ำ รวมทั้งสภาพภูมิประเทศ เช่นในฤดูร้อน บริเวณพื้นดินจะอุ่นกว่าพื้นน้ำที่อยู่ใกล้เคียง ณ เส้นรุ้งเดียวกัน ในฤดูหนาวบริเวณพื้นน้ำจะอุ่นกว่าพื้นดินที่อยู่ใกล้เคียง ณ เส้นรุ้งเดียวกัน ค่าอุณหภูมิทั้งสูงสุด และต่ำสุดประจำวันจะพบเหนือบริเวณที่เป็นพื้นดิน

9.2 การกระจายของอุณหภูมิทางดิ่งในบรรยากาศ ผู้ปฏิบัติงานในอากาศจะคำนึงถึงอุณหภูมิในบรรยากาศเพื่อนำมาประกอบการตัดสินใจเลือกความสูงของระดับบิน พิกัดน้ำหนักบรรทุกรวมทั้งผลกระทบอื่นๆ ที่จะมีต่อเที่ยวบิน การกระจายของอุณหภูมิทางดิ่งมีลักษณะต่างๆ ดังนี้ :-

9.2.1 อุณหภูมิลดลงตามระยะสูง (A Temperature Lapse) ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ อุณหภูมิจะลดลงตามระยะสูงที่เพิ่มขึ้น อัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงที่ถือเป็นค่ามาตรฐาน (Standard Lapse Rate) มีค่า 2°C (3.6°F) ต่อ 1,000 ฟุต (6-8°C/1 กม.) ค่านี้ใช้เป็นบรรทัดฐานในการปรับแต่งอุปกรณ์ต่างๆ และการจัดทำรายการตรวจสอบระบบการทำงานต่างๆ ของอากาศยาน

9.2.2 อุณหภูมิกลับ (A Temperature Inversion) บ่อยครั้งที่มักจะมีชั้นอุณหภูมิเพิ่มตามระยะสูงเกิดขึ้นในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ เรียกว่าชั้นอุณหภูมิกลับ (Inversion Layer) ชั้นอุณหภูมิกลับที่เกิดบ่อย

ที่สุดได้แก่แบบที่เกิดเหนือผิวดินเพียงเล็กน้อย เกิดในคืนที่ท้องฟ้าโปร่ง และลมค่อนข้างสงบ พื้นดินคายความร้อน ออกอย่างรวดเร็วทำให้อากาศที่อยู่ติดกับผิวดินพลอยเย็นตัวไปด้วยจนถึงระยะประมาณ 200-300 ฟุต ผลนี้อาจ เหลือเพียงเล็กน้อยหรือหมดไป อากาศชั้นล่างสุดจึงมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศชั้นที่อยู่ถัดขึ้นไป

สภาพตามที่กล่าวนี้เรียกว่า Radiation Inversion หรือ Ground Inversion ซึ่งจะไม่ค่อยเกิดในคืนที่ เมฆมาก เพราะเป็นสภาพที่ไม่อำนวยให้เกิดการลดอุณหภูมิในเวลากลางคืน นอกจาก Radiation Inversion แล้ว ยังมี Inversion แบบอื่นๆ อีกดังนี้

Subsidence Inversion เกิดเนื่องจากอากาศในระดับใดระดับหนึ่งจมตัวลงสู่เบื้องล่างซึ่งมักเกิดเป็น บริเวณกว้าง ในขณะที่จมตัวลงก็จะมีอุณหภูมิสูงขึ้นด้วยกรรมวิธีอะเดียเบติก (Adiabatic Warming) ชั้นของ อากาศที่จมตัวลงมานี้ (Layer of Subsiding Air) จึงมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศชั้นที่อยู่ถัดลงไป และจะเป็นชั้นที่มีความ ชื้นน้อยมาก

Frontal Inversion จะพบในบริเวณที่เกิดแนวปะทะอากาศ ทั้งในแนวปะทะอากาศเย็น และในแนวปะทะ อากาศอุ่น เมื่อมวลอากาศเย็นเคลื่อนตัวเข้าไปใต้มวลอากาศอุ่น หรือเมื่อมวลอากาศอุ่นเคลื่อนตัวไปซ้อนทับบน มวลอากาศเย็นก็ตาม จะทำให้เกิดชั้นอุณหภูมิลับเหนือบริเวณนั้นเสมอ และจะสังเกตได้ว่าในระดับของ Frontal Inversion นั้นความชื้นจะเพิ่มขึ้น

Turbulence Inversion เกิดเมื่อมีลมร้อนพัดไปบนพื้นดินหรือพื้นน้ำที่เย็นกว่า ทำให้เกิดการปั่นป่วนเล็กน้อย ในบรรยากาศระดับใกล้ๆ ผิวน้ำโลก และจะพบชั้นอุณหภูมิลับเหนือบรรยากาศระดับใกล้ๆ ผิวน้ำโลกเล็กน้อย

9.2.3 ระดับอุณหภูมิเท่า (An Isothermal Layer) เกิดขึ้นได้ในบางโอกาสเป็นชั้นที่ไม่หนานัก มีอุณหภูมิคงที่ ไม่เปลี่ยนแปลงตามระยะสูง

9.2.4 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิแบบอะเดียเบติก (Adiabatic Process) เป็นการเปลี่ยนแปลง อุณหภูมิที่เกิดขึ้นภายในก้อนอากาศ (Air Parcel) โดยไม่ได้รับอิทธิพลจากอุณหภูมิภายนอก (รายละเอียดในบทที่ 7)

10. การหยั่งอุณหภูมิในบรรยากาศ (Temperature Sounding)

สถานีตรวจอากาศหลายแห่งจะทำการหยั่งอุณหภูมิของบรรยากาศขึ้นไปจนถึงระยะสูง 20-30 กม. เป็น ประจำทุกวัน วันละสองครั้ง โดยใช้ Radiosonde ซึ่งประกอบด้วยบอลูนที่มีเครื่องวัดอุณหภูมิ, ความกดอากาศ, ความชื้น กับเครื่องส่งสัญญาณวิทยุเล็กๆ ติดขึ้นไปด้วย ค่าที่ตรวจวัดได้จะถูกส่งลงมายังสถานีภาคพื้นดิน แต่ มนุษย์เรายังต้องการข้อมูลของบรรยากาศมากขึ้นกว่าที่ได้รับอยู่ จึงมีการตรวจหยั่งบรรยากาศด้วยวิธีอื่นๆ อีก เช่นการตรวจโดยเครื่องบิน, การใช้บอลูนขนาดใหญ่ที่มีอุปกรณ์สร้างแผนภูมิอัตโนมัติติดขึ้นไปด้วย หรือให้ผู้ตรวจ ขึ้นไปกับบอลูนเป็นต้น แผนภูมิโครงสร้างทางอุณหภูมิในบรรยากาศแต่ละระดับจะแสดงลักษณะแบบใดแบบหนึ่ง ใน 3 ลักษณะคือ :-

- ก. อุณหภูมิลดลงตามระยะสูง (Temperature Lapse)
- ข. อุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามระยะสูง (อุณหภูมิลับ) (Temperature Inversion)
- ค. อุณหภูมิคงที่ตามระยะสูง (Isothermal)

จากแผนภูมิโครงสร้างทางอุณหภูมิในบรรยากาศซึ่งได้จาก Radiosonde ในแถบละติจูดกลางนั้นเราจะ สามารถเห็นความแตกต่างระหว่างบรรยากาศสองชั้นแรกของโลกได้อย่างชัดเจน ที่ระดับต่ำกว่า 11 กม. ลงมา ซึ่ง เป็นชั้น Troposphere นั้น โดยทั่วไปแล้วจะมีลักษณะของการลดอุณหภูมิตามระยะสูงที่ระดับ 11 กม. จะมี

ลักษณะอุณหภูมิคงที่ตามระยะสูงให้เห็นอย่างชัดเจนซึ่งเป็นชั้น Tropopause นั้นเอง และถัดขึ้นไปก็เป็น Stratosphere ซึ่งอุณหภูมิจะเกือบคงที่ขึ้นไปจนถึงระดับ 20 กิโลเมตร จากนั้นอุณหภูมิจะเพิ่มตามระยะสูง การตรวจหยังอุณหภูมิในบรรยากาศเกือบทุกครั้งจะแสดงคุณสมบัติทางอุณหภูมิของบรรยากาศชั้นล่างของโลกดังนี้

ก. Troposphere อุณหภูมิลดลงตามระยะสูงด้วยอัตราประมาณ $2^{\circ}\text{C}/1,000$ ฟุต ($6-8^{\circ}\text{C}/1$ กิโลเมตร) อาจมีชั้นของอุณหภูมิลบหรืออุณหภูมิคงที่ตามระยะสูงอยู่บ้างเป็นชั้นบางๆ หรืออาจหนาได้ถึง 1 กิโลเมตร

ข. Tropopause อุณหภูมิค่อนข้างคงที่ตามระยะสูง ระดับของ Tropopause จะเปลี่ยนแปลงไปตามฤดูกาลด้วย ในฤดูหนาวจะอยู่ต่ำกว่าฤดูร้อน

ค. Stratosphere ชั้นล่าง มีอุณหภูมิลบค่อนข้างคงที่ตามระยะสูง หรือมีฉะนั้นก็มีอุณหภูมิเปลี่ยนแปลงตามระยะสูงเพียงเล็กน้อย

สำหรับบรรยากาศระดับสูง (ตั้งแต่ประมาณ 30 กิโลเมตรขึ้นไป) นั้น การตรวจหยังอุณหภูมิในบรรยากาศต้องกระทำโดยวิธีอื่นดังนี้

ก. ใช้จรวดหยังบรรยากาศ โดยปล่อยจากเครื่องบินหรือบอลลูนในระดับสูง แล้วนำค่าความแน่น (Density) และความกดอากาศมาคำนวณค่าอุณหภูมิ

ข. ตรวจลักษณะแนวทางการเดินทางที่ผิดไปจากปกติของเสียง เมื่อผ่านชั้นบรรยากาศที่ต่างคุณสมบัติกัน โดยใช้ระเบิดขนาดใหญ่แล้ววัดระดับความเข้มของเสียง (Audibility)

ค. ปล่อยระเบิดมือเป็นระยะๆ จากจรวดที่ยิงจากพื้นโลก แล้วตรวจดูความเร็วในการเดินทางของเสียงเมื่อผ่านชั้นบรรยากาศที่มีความแน่นต่างๆ กัน

ง. ตรวจการแพร่กระจายของลำแสงในเวลากลางคืนเมื่อส่งลำแสงผ่านบรรยากาศชั้นต่างๆ ที่มีความแน่นไม่เท่ากัน

จ. ตรวจแนวทางการเดินทางของพวกดาวตก หรือเทห์วัตถุต่างๆ ที่เข้ามาในบรรยากาศ ทั้งด้วยสายตาและด้วยเรดาร์

ฉ. ตรวจแนวทางการเดินทางของคลื่นวิทยุเมื่อส่งผ่านบรรยากาศชั้น Ionosphere

ช. ใช้ดาวเทียมตรวจวัดคุณสมบัติด้านการดูดซึม (Absorption) ของบรรยากาศชั้นต่างๆ ซึ่งตรวจได้ถึงระดับ 1 hPa (50 กิโลเมตร) การที่อุณหภูมิในชั้น Ionosphere กับ Ozonosphere สูงมากก็เนื่องจากการดูดซึมรังสี Ultraviolet จากดวงอาทิตย์ไว้นั่นเอง เหนือระดับ 400 กิโลเมตร อุณหภูมิจะสูงประมาณ $1,200^{\circ}\text{C}$ และจะเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ เมื่อยิ่งสูงขึ้นไป

บทที่ 4 ความกดอากาศ (PRESSURE)

1. นิยาม (DEFINITION)

ถ้าพิจารณาน้ำหนักบรรยากาศของโลกประมาณ 5,600 ล้านล้านตันแล้ว จะมีแรงกดอย่างมหาศาลต่อ ทุกสิ่งที่มีมันส่งแรงไปถึง จากการวัดความกดของบรรยากาศดูแล้วพบว่าความกดจะเปลี่ยนแปลงไปตามสถานที่และเวลา ถ้าเราเปรียบเทียบกับกองหนังสือจะเห็นว่าหนังสือเล่มล่างสุดจะรับน้ำหนักกดลงมามากที่สุด ในทำนองเดียวกันความกดของบรรยากาศมีค่ามากที่สุดที่ส่วนล่างสุดของบรรยากาศ

ความกดอากาศ สม และอุณหภูมิ มีความสัมพันธ์กันอย่างใกล้ชิด ยากที่จะแยกศึกษาแต่ละเรื่อง ดังนั้นในบทนี้จึงต้องกล่าวถึงความกดอากาศและความสัมพันธ์ของ 3 องค์ประกอบนี้ด้วย

ความกด (Pressure) คือ แรงที่มากระทำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่บนพื้นผิวที่กำหนด

$P = F/A$	เมื่อ	P = ความกด F = แรงหรือน้ำหนักที่มากระทำ A = พื้นที่ที่แรงหรือน้ำหนักมากระทำ
-----------	-------	---

สังเกตว่า เราไม่จำเป็นต้องคำนึงถึงทิศทางของแรงที่มากระทำนั้นเลย เพราะความกดจะปรากฏค่าเท่าๆ กันทุกทิศทาง เราแบ่งความกดออกเป็น 2 อย่างคือ

1.1 ความกดอากาศ, ความกดบรรยากาศ (Atmospheric Pressure) หรือความกดขณะอยู่กับที่ (Static Pressure)

ความกดที่เกิดขึ้นจากน้ำหนักของแก๊สอากาศที่มีพื้นที่หน้าตัดหนึ่งหน่วย ณ ระดับความสูงหนึ่งขึ้นไปจนถึงสุดขอบบรรยากาศด้านบน เราเรียกความกดที่ระดับความสูงนั้นว่า Atmospheric Pressure หรือ Static Pressure

1.2 ความกดขณะเคลื่อนที่ (Dynamic Pressure) ความกดที่เกิดบนพื้นผิวใดๆที่เคลื่อนที่ เมื่อเทียบกับอากาศ เรียกว่าความกดขณะเคลื่อนที่ (Dynamic Pressure) และความกดที่เกิดบนด้านหน้าของพื้นผิวนั้นจะมีค่ามากกว่าด้านหลังในขณะพื้นผิวนั้นกำลังเคลื่อนที่

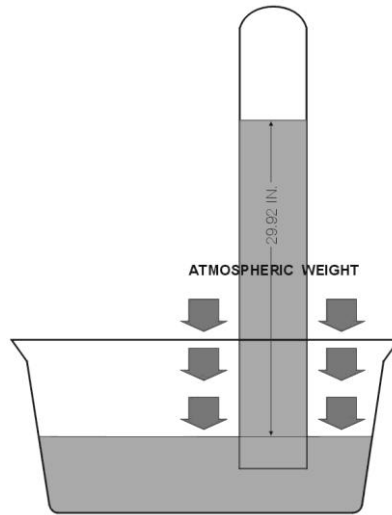
หลักของเครื่องวัดความเร็วเครื่องบินก็ยึดหลักการวัดค่า Dynamic Pressure นี้โดยหาความแตกต่างของความกดในท่อปีโตต์ (Pitot Tube) กับท่อสแตติก (Static Tube) ความกดในท่อปีโตต์เกิดจากผลรวมของ Static Pressure กับ Dynamic Pressure

2. เครื่องมือที่ใช้ในการวัดความกดอากาศ

เครื่องมือที่ใช้ในการวัดค่าความกดอากาศ เรียกว่า บารอมิเตอร์ (Barometer) ในปัจจุบันที่นิยมใช้กันมีอยู่ 3 แบบ คือ

2.1 บารอมิเตอร์แบบปรอท (Mercurial Barometer)

ในปี พ.ศ. 2186 ทอริเชลลี (Torricelli) พบว่าหากเรานำเอาหลอดแก้วยาวเกือบหนึ่งเมตรที่มีปรอท อยู่เต็มมาคว่ำลงในอ่างที่มีปรอทอยู่ ตามรูปที่ 1 ความกดอากาศหรือน้ำหนักของอากาศจะดันปรอทในอ่างจนมีค่าสมดุล หรือเท่ากับน้ำหนักของลำปรอทในหลอดแก้ว จากหลักการนี้เขาได้นำมาประดิษฐ์บารอมิเตอร์แบบปรอท ขึ้นมา ที่สถานีตรวจอากาศใกล้ระดับน้ำทะเลจะมีความสูงของลำปรอทแบบนี้ประมาณ 29.92 นิ้วหรือ 760 มม.

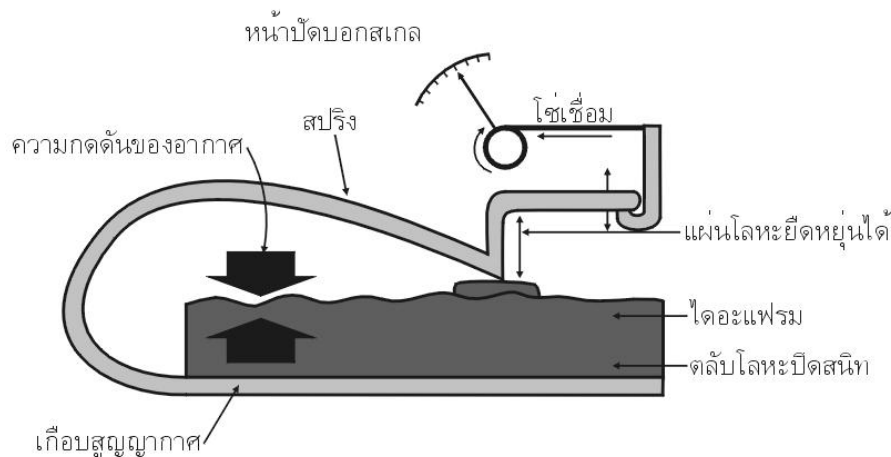


รูปที่ 1

อาจกล่าวอีกอย่างหนึ่งได้ว่า "ลำปรอทที่มีความสูง 29.92 นิ้ว มีน้ำหนักเท่ากับลำอากาศที่มีความสูงจากระดับน้ำทะเลถึงยอดสุดของบรรยากาศที่มีพื้นที่หน้าตัดเท่ากับ ลำปรอทนั้น"

2.2 บารอมิเตอร์แบบโลหะ (Aneroid Barometer)

คำว่า "แอนนิรอยด์ (Aneroid) หมายถึง ไม่มีของเหลว (Contain No Fluid) บารอมิเตอร์แบบนี้จึงประกอบด้วยแผ่นโลหะบางๆ ที่ยืดหยุ่นได้ในกล่องสุญญากาศ (ตามรูปที่ 2) ปลายด้านหนึ่งจะติดแน่นกับที่ อีกปลายหนึ่งต่อเข้ากับเข็มชี้บนมาตราความกด เมื่อความกดอากาศเปลี่ยนแปลง แรงกดที่กระทำต่อแผ่นโลหะนั้นก็จะเปลี่ยนแปลงไปด้วย ทำให้แผ่นโลหะยืดหยุ่นตามแรงกดไปขยับเข็มชี้เราก็อ่านค่าความกดอากาศได้ตามมาตราที่เข็มนั้นชี้บอก



รูปที่ 2

2.3 บารอกราฟ (Barograph)

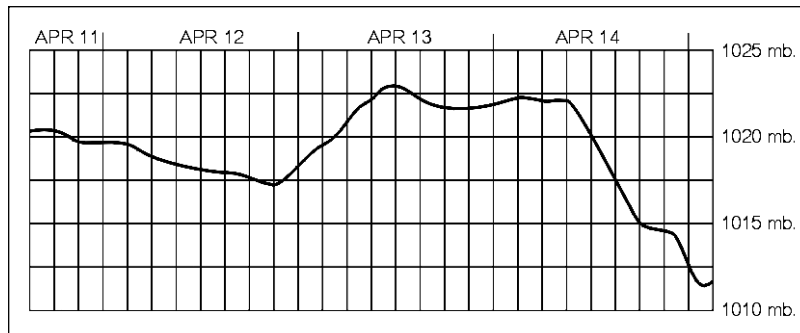
เป็นบารอมิเตอร์แบบโลหะที่ออกแบบมาให้บันทึกค่าความกดอากาศได้อย่างต่อเนื่อง ทำให้เราทราบถึงความเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในช่วงเวลาต่างๆ ได้ ซึ่งเป็นประโยชน์ต่อนักพยากรณ์อากาศอย่างมาก รูปแบบและปริมาณการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศใน 3 ชม.ที่แล้วมาของการตรวจอากาศที่เรียกว่า "Pressure Tendency" นั้น จะมีการรายงานในแผนที่อากาศด้วย

ตามนิยามเป็นหน่วยของแรงต่อหน่วยของพื้นที่ ใน International System of Units (SI units) คือ "นิวตันต่อตารางเมตร" (N m^{-2}) ซึ่งเรียกว่า ปาสคาล Pascal (Pa)

สำหรับความกดอากาศที่ผิวโลกมีค่าประมาณ 10^5 ปาสคาล (Pa) เรียกว่า 1 บาร์ (bar) เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศประจำวันมีค่าน้อยกว่า 1 บาร์ ดังนั้นในทางอุตุฯ จึงใช้หน่วยที่เล็กลงมา เรียกว่า มิลลิบาร์ (Millibar) โดย $1 \text{ bar} = 10^3 \text{ mb}$ ดังนั้น

$$1 \text{ mb.} = 10^2 \text{ N m}^{-2} \text{ หรือ } 10^2 \text{ Pa} \text{ นั่นเอง}$$

อนึ่ง ในปัจจุบัน WMO ได้ตกลงกำหนดให้ใช้คำ "เฮกโตปาสคาล Hectopascal (hPa)" แทน "มิลลิบาร์"



3. การเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศ (Pressure Variation)

ความกดอากาศเปลี่ยนแปลงได้อย่างต่อเนื่องตลอดเวลาทุกสถานที่ตามสภาพอากาศ เช่น เมฆ หมอก ฝน ลม และแนวปะทะอากาศ เมื่อระบบความกดอากาศสูงหรือต่ำเคลื่อนตัวผ่านไปทางใดก็มักจะทำให้บริเวณนั้นมีค่าความกดเปลี่ยนแปลงไปด้วย ซึ่งใช้เวลาหลายชั่วโมงกว่าจะเปลี่ยนไปแต่ละนิ้วปรอท การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่เห็นได้อย่างชัดเจนที่สุดจะเป็นไปตามระยะสูง (Altitude) และอุณหภูมิ (Temperature)

* การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวดิ่ง เนื่องจากค่าความกดอากาศก็คือน้ำหนักของมวลอากาศทั้งหมดเหนือระดับที่ตรวจวัด ค่าความกดอากาศ ณ ระดับสูงขึ้นไปจึงมีค่าน้อยลงตามลำดับและลดลงอย่างรวดเร็ว ประมาณ 1 hPa ต่อระยะสูงที่เพิ่มขึ้นทุกๆ 10 เมตร หรือ 1 นิ้วปรอทต่อทุกๆ 1,000 ฟุต

* การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวระดับ โดยทั่วไปจะมีค่าน้อยกว่าการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวดิ่ง ค่าที่เปลี่ยนแปลงเล็กน้อยนี้มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อทิศทางและความเร็วลม ณ ระดับน้ำทะเล ค่าความกดอากาศจะประมาณระหว่าง 1050-950 hPa เสมอ โดยค่าสูงสุดวัดได้ที่บริเวณไซบีเรีย (1084 hPa) และค่าต่ำสุดวัดได้จากพายุไต้ฝุ่นในแปซิฟิก (976 hPa) การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวระดับเกิดขึ้นในระดับสูงขึ้นไปอีกด้วย

ความกดที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง (Pressure at Mean Sea Level)

การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศซึ่งแปรตามเวลาและสถานที่ เป็นสิ่งสำคัญอย่างยิ่งในการนำมาพิจารณาประกอบการพยากรณ์อากาศ ในการเปรียบเทียบความกดอากาศต่างสถานที่กันจำเป็นต้องอ้างอิงที่ระดับเดียวกัน มิฉะนั้นจะเป็นการยากมากที่จะแสดงว่าบริเวณไหนเป็นความกดอากาศต่ำ หรือความกดอากาศสูงที่แท้จริง ระดับอ้างอิงที่ดีที่สุดคือระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) ดังนั้นในการตรวจอากาศทุกครั้งจึงคำนวณความกดอากาศที่ได้เป็นความกดอากาศที่ MSL ซึ่งหมายถึงว่า ถ้าสถานีตรวจอากาศนั้นอยู่ที่ระดับน้ำทะเลความกดอากาศจะเป็นเท่าไร

“ความกดอากาศมาตรฐานที่ระดับน้ำทะเลมีค่า 1013.2 hPa หรือ 29.92 นิ้วปรอท”

บทที่ 5 ลม (WIND)

1. ลม (Wind)

การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศและอุณหภูมิ ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศทั้งในทางตั้ง และทางระดับที่เราเรียกกันทั่วไปว่า ลม ซึ่งมีความสำคัญต่อการเกิดสภาพอากาศ เช่นในขณะที่มีกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้งเป็นตัวอย่างสำคัญสำหรับการเกิดเมฆฝน พายุฝนฟ้าคะนอง ซึ่งมีความสำคัญต่อการบิน

1.1 ปัจจัยที่เกิดการหมุนเวียนของลม

เนื่องจากการหมุนของโลกจึงทำให้พื้นโลกได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากัน เป็นสาเหตุให้เกิดระบบการหมุนเวียนของลมทั่วไป (General Circulation) นอกจากนี้ยังมีปัจจัยอื่นๆ ที่ทำให้ระบบการหมุนเวียนของลมดังกล่าวแตกต่างกันออกไปเป็นระบบย่อยๆ เช่น ลมบก ลมทะเล

1.1.1 การกระจายความร้อนของพื้นดิน และพื้นน้ำไม่เท่ากัน

1.1.2 ความสามารถในการถ่ายเทความร้อนของพื้นผิวโลกสู่บรรยากาศมีความแตกต่างกัน

1.1.3 ลักษณะภูมิประเทศที่แตกต่างกัน

1.1.4 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิประจำวัน

1.1.5 การเปลี่ยนแปลงฤดูกาล และปัจจัยอื่นๆอีก

ปัจจัยต่างๆ เหล่านี้ เป็นตัวการที่ทำให้เกิดความกดอากาศสูง และความกดอากาศต่ำ ซึ่งเป็นตัวควบคุมทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศในแต่ละภูมิภาค ความกดอากาศเหล่านี้เป็นตัวการสำคัญขั้นพื้นฐานที่จะทำให้เข้าใจถึงการหมุนเวียนของบรรยากาศ ดังนั้น นักบิน ต้นหน และผู้ปฏิบัติงานในอากาศจะต้องใช้เป็นข้อมูลสำหรับวางแผนการบินในวันต่อวัน

ลมมีความสำคัญต่อลักษณะอากาศและภูมิอากาศ เนื่องจากลมเป็นตัวการที่ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ ของอากาศในเขตต่างๆ ของโลก ซึ่งหมายถึงการถ่ายเทพลังงานความร้อนระหว่างมวลอากาศที่มีคุณสมบัติแตกต่างกัน

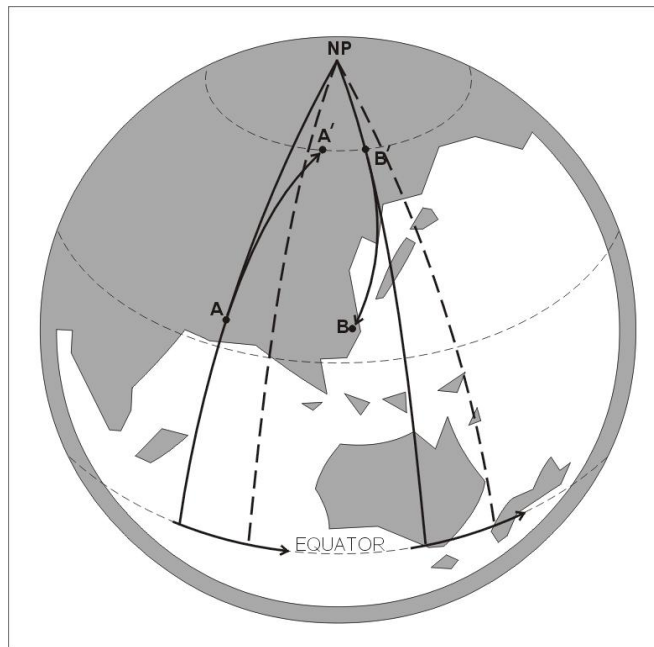
2. แรงที่มากระทำและเกี่ยวข้องกับลม

2.1 แรงคอริโอลิส (Coriolis Force) ขณะที่โลกมีการเคลื่อนที่จากตะวันตกไปตะวันออก เมื่อมีลมพัดหมายความว่า ความเร็วระหว่างการไหลของอากาศกับการเคลื่อนที่ของโลกไม่เท่ากันดังนั้นลมสงบ หมายถึงอากาศเคลื่อนที่ไปด้วยความเร็วเท่ากับการเคลื่อนที่ของโลก

ถ้าโลกไม่มีการหมุนลมจะพัดจากความกดอากาศสูงไปยังความกดอากาศต่ำโดยตรง แต่เมื่อโลกมีการหมุนอากาศที่เคลื่อนที่ไปบนพื้นโลกจะมีการเบี่ยงเบนไป หรือวัตถุใดก็ตามที่เคลื่อนที่ไปโดยอิสระจะมีการเบี่ยงเบนไปเสมอ เมื่อเปรียบเทียบกับลมของลมของโลก และถ้ามองจากจุดจุดหนึ่งที่อยู่นอกโลก จะมองเห็นสิ่งที่เคลื่อนที่นั้นเดินทางเป็นเส้นตรง แต่ถ้ามอง ณ ที่จุดใดจุดหนึ่งบนพื้นโลกจะมองเห็นเป็นเส้นโค้ง ดังนั้นแรงนี้จึงเป็นแต่เพียงแรงปรากฏให้เราเห็น แต่การเบี่ยงเบนของวัตถุที่เคลื่อนที่นั้นเป็นความจริงแรงที่ทำให้เกิดการเบี่ยงเบนนี้เราเรียกว่า แรงคอริโอลิส (The Coriolis Force) ชื่อนี้ตั้งให้เป็นเกียรติ แก่ผู้ค้นพบคือ G.G. CORIOLIS ซึ่งเป็นนักฟิสิกส์ชาวฝรั่งเศส

จากการทดลองพบว่า ในซีกโลกเหนือแรงนี้จะตั้งฉากกับทิศทางการเคลื่อนที่ และมีทิศทางเบนไปทางขวามือส่วนในซีกโลกใต้จะเบนไปทางซ้ายมือ ดังนั้นในซีกโลกเหนืออากาศที่เคลื่อนที่จากเส้นศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก

เหนือจะเบนไปทางขวามือ และในที่สุดลมจะไม่พัดไปทางทิศเหนือแต่จะกลายเป็นลมที่พัดจากตะวันตกไป ตะวันออก และลมที่พัดจากขั้วโลกเหนือมายังศูนย์สูตรจะเบนไปทางขวามือจนกลายเป็นลมที่พัดจากตะวันออกไป ตะวันตก ปรากฏการณ์นี้จะตรงกันข้ามเมื่ออยู่ในซีกโลกใต้ค่า Coriolis Force จะมีค่าเป็นศูนย์ที่ เส้นศูนย์สูตร และมีค่ามากที่สุดที่ขั้วโลก ขนาดของแรงจะเพิ่มขึ้นถ้าลมมีอัตราเร็วสูง วัตถุใดก็ตามที่เคลื่อนที่ไปทางเหนือจาก ละติจูดต่ำไปยังละติจูดสูง วัตถุนั้นจะค่อยๆ เบี่ยงเบนไปทางขวามือ และมีค่าการเบี่ยงเบนมากขึ้นในละติจูดสูงขึ้น ทั้งนี้เป็นเพราะว่าอัตราเร็วในการหมุนของโลกที่ศูนย์สูตรมีค่ามากกว่าอัตราเร็วที่ขั้วโลก แต่ถ้าวัตถุไม่มีการ เคลื่อนที่ แรงนี้จะมีค่าเท่ากับศูนย์ ไม่ว่าวัตถุจะอยู่ที่ ณ จุดใดๆ บนพื้นโลก ดังนั้นจึงสรุปได้ว่าเมื่อลมมีอัตราเร็วมาก ขึ้นการเบี่ยงเบนก็จะมากขึ้นด้วย



รูป (Coriolis Force)

2.2 แรงหนีศูนย์กลางและแรงดึงดูดของโลก (The Centrifugal force and Gravity)

วัตถุใดก็ตามที่เคลื่อนที่หมุนรอบตัวเองหรือเคลื่อนที่เป็นเส้นโค้งวัตถุนั้นจะมีแรงหนีศูนย์กลาง ซึ่งมีทิศทางตรงข้ามกับแรงเข้าสู่ศูนย์กลาง (Centripetal Force) เนื่องจากโลกหมุนจากตะวันตกไปตะวันออก ดังนั้น แรงหนีศูนย์กลางจึงมีทิศทางจากตะวันออกไปตะวันตก แรงนี้มีค่ามากที่สุดที่ศูนย์สูตรเนื่องจากแรงนี้เป็นสัดส่วนโดยตรงกับรัศมีการหมุนของโลก ส่วนอีกแรงหนึ่งคือแรงดึงดูดของโลกมีค่ามากที่สุดที่ขั้วโลก เนื่องจากเป็นสัดส่วนกลับกับรัศมีการหมุนของโลก แรงสองแรงนี้จะหักล้างซึ่งกันและกัน ถ้าปราศจากแรงหนีศูนย์กลาง วัตถุบนพื้นโลก จะเคลื่อนที่อิสระไปยังขั้วโลก ในทำนองเดียวกันถ้าปราศจากแรงดึงดูดของโลกวัตถุจะเคลื่อนตัวเป็นอิสระไปยัง ศูนย์สูตร

วัตถุใดก็ตามที่เคลื่อนที่ไปตามการหมุนของโลกคือจากตะวันตกไปตะวันออก จะมีอัตราที่เพิ่มขึ้นดังนั้น แรงหนีศูนย์กลางจึงมีค่ามาก และในทางตรงข้าม ถ้าวัตถุนั้นเคลื่อนที่ตรงข้ามการหมุนของโลกแรงหนีศูนย์กลาง จะมีค่าลดลง

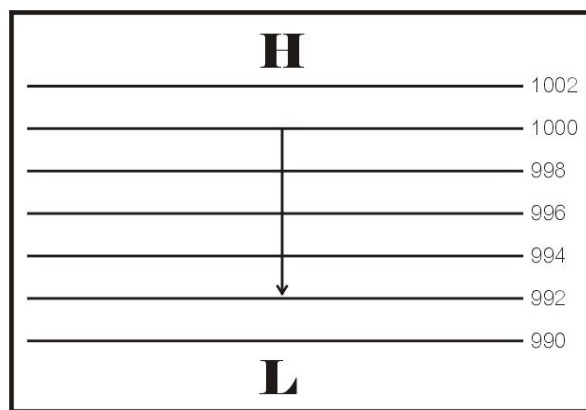
แรงดึงดูดของโลกมีทิศทางเข้าสู่ศูนย์กลางของโลกจึงเป็นแรงที่เกี่ยวข้อกันในทางดิ่ง ดังนั้นจึงเป็นเหตุให้มวลอากาศเย็นอยู่ใต้มวลอากาศอุ่น

2.3 แรงเสียดทาน หรือแรงที่เกิดจากความฝืด (Friction Force)

แรงเสียดทานมีผลต่อการเคลื่อนที่ของอากาศทำให้ลมพัดช้าลง และยังทำให้แรงคอริโอลิสมีค่าการเบี่ยงเบนลดลงเนื่องจากความเร็วลมลดลง แรงเสียดทานมีค่ามากที่สุดที่ผิวพื้นถึงระดับ 2,000 ฟุต และจะลดน้อยลงเมื่อสูงขึ้นไป ดังนั้นลมที่ระดับผิวพื้นจึงไม่พัดขนานกับเส้นความกดอากาศเท่า แต่จะทำมุม 10 องศาเหนือพื้นมหาสมุทร และทำมุม 45 องศาเหนือพื้นทวีป ลมระดับเหนือ 2,000 ฟุต ขึ้นไปจะพัดขนานกับเส้นความกดอากาศเท่า

ความชันของความกดอากาศ (Pressure Gradient) คืออัตราการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศต่อหนึ่งหน่วยระยะทางในทางระดับ โดยมีทิศทางจากความกดอากาศสูง ไปยังความกดอากาศต่ำ และตั้งฉากกับเส้นความกดอากาศเท่า ความชันของความกดอากาศจะมีค่ามากหรือน้อยขึ้นอยู่กับระยะทางระหว่างความกดอากาศ ถ้าหากเส้นความกดอากาศเท่าอยู่ชิดกันมาก ค่าความชันของความกดจะมีค่ามาก และจะมีค่าน้อยถ้าเส้นความกดอากาศเท่าอยู่ห่างกันมาก

ความชันของความกดอากาศมีความสัมพันธ์กับความเร็วลม ซึ่งเป็นตัวการหนึ่งที่ควบคุมการไหลของมวลอากาศ ถ้าไม่มีแรงอื่นมาเกี่ยวข้องกับอากาศจะไหลในทิศทางของความชันของความกดอากาศ

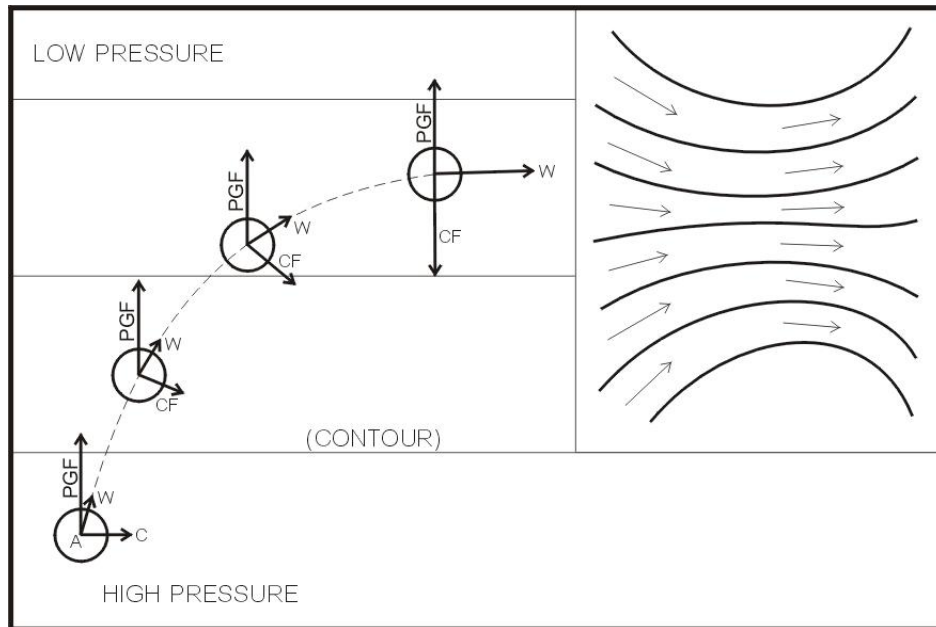


รูป (ความชันความกดอากาศ)

3. ลมจีโอสโทรฟิก (Geostrophic Wind)

เราพิจารณาลมที่เคลื่อนที่อยู่ในแนวระดับมีความเร็วคงที่ในเงื่อนไขที่ว่า ไม่มีแรงเสียดทานการเคลื่อนที่เป็นเส้นตรงจึงไม่มีแรงหนีศูนย์กลาง ไม่มีอัตราเร่ง ไม่มีแนวลมสอบหรือแนวลมแยก ดังนั้นจะเห็นว่าแรงต่างๆ ที่กระทำต่อมวลอากาศดังกล่าวก็คือ แรงที่เกิดจากความชันของความกดอากาศ (Pressure Gradient) และแรงคอริโอลิส (Coriolis Force) สองแรงนี้เท่านั้น

ถ้าหากขนาดของแรงความชันความกดอากาศ และแรงคอริโอลิส ทั้งสองแรงนี้เท่ากัน และมีทิศทางตรงข้าม แรงความชันความกดอากาศ จะหักล้างกับแรงคอริโอลิส ทำให้ลมไม่เบี่ยงเบนไปทางซ้ายหรือขวา เราเรียกการเคลื่อนที่ของอากาศภายใต้สภาวะสมดุลของแรงทั้งสองว่า ลมจีโอสโทรฟิก (Geostrophic Wind) (ดังรูป)



มีกฎอยู่กฎหนึ่งเรียกว่า Buys-Ballot's Law มีใจความว่าในซีกโลกเหนือ ถ้าเราหันหน้าไปตามลม (Down Stream) เราจะพบว่า Low Pressure อยู่ทางซ้ายมือ และ High Pressure อยู่ทางขวามือ แต่ในซีกโลกใต้จะกลับตรงข้ามกัน

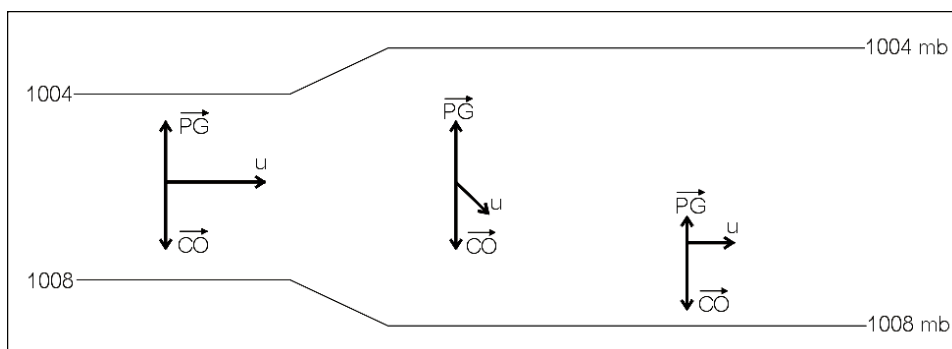
ตามที่ทราบแล้วว่ามี Geostrophic Wind ได้นั้นจะต้องไม่มี Friction ฉะนั้นจึงพอคาดการณ์ได้ว่าลมนี้จะเกิดขึ้นได้เหนือระดับ Friction นั่นคือเหนือระดับ 2,000 ฟุตขึ้นไป เนื่องจากแรงคอริโอลิส มีค่าเป็นศูนย์ที่เส้นศูนย์สูตร ดังนั้นลมจีโอสโตรฟิกไม่เกิดที่บริเวณเส้นศูนย์สูตร

4. ซุปเปอร์และซับจีโอสโตรฟิก (Super and Sub Geostrophic Flow)

จะเกิดได้ต่อเมื่อเส้น Isobars หรือ Contours เปลี่ยนอย่างทันทีทันใด ซึ่งทำให้มวลอากาศเปลี่ยนความเร็ว เงื่อนไขในการเกิดนั้นจะต้องมี :-

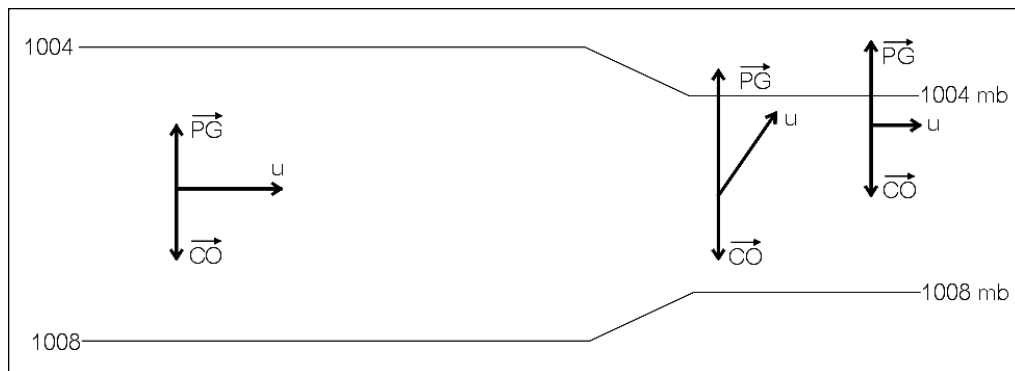
1. ไม่มีอัตราเร่ง
2. เคลื่อนที่ในแนวระดับ และเป็นเส้นตรง
3. ไม่มีแรงเสียดทาน Super Geostrophic Flow

เมื่อลมพัดจากความชันความกดอากาศที่มีค่ามากไปสู่ความชันความกดอากาศที่มีค่าน้อยทำให้ลมพัดช้าลง เนื่องจากแรงคอริโอลิสมีค่ามากกว่าแรงความชันความกดอากาศ จึงทำให้มวลอากาศเคลื่อนที่ได้ช้าลง โดยมีทิศทางเบนเข้าหาความกดอากาศสูง (ดังรูป)



รูป (Super Geostrophic Flow)

สำหรับ Sub Geostrophic Flow จะเคลื่อนที่จากความชันความกดอากาศที่มีค่าน้อยไปสู่ความชันความกดอากาศที่มีค่ามาก ดังนั้นทำให้ลมพัดได้เร็วขึ้นโดยมีทิศทางเบนเข้าหาความกดอากาศต่ำ (ดังรูป)



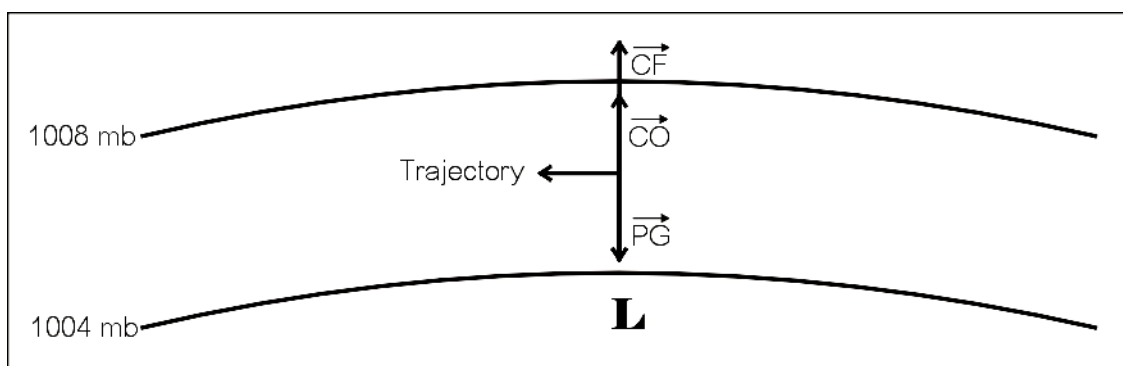
รูป (Sub Geostrophic Flow)

จากรูป ให้ PG คือแรงความชันความกดอากาศ
 CO คือแรงคอริโอลิส
 U คือลม

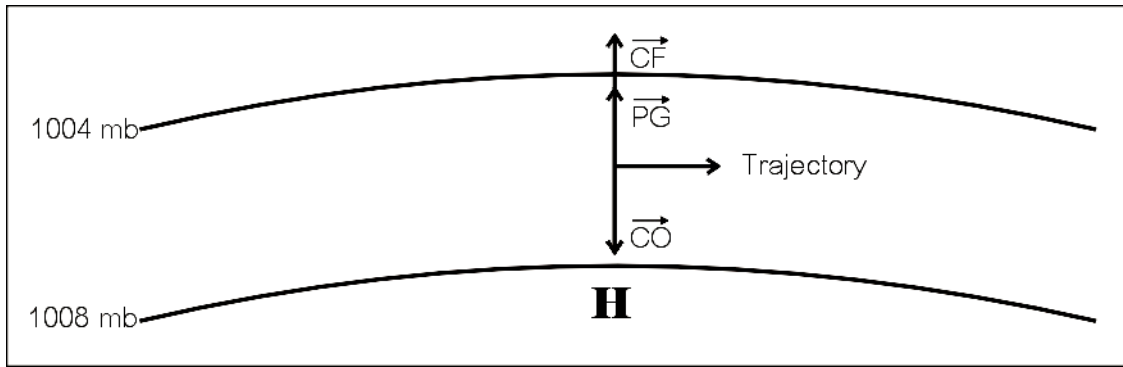
5. ลมเกรเดียน (Gradient Wind)

การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวระดับโดยไม่มีแรงเสียดทานมาเกี่ยวข้อง และสมมุติว่าแรงความชัน ความกดอากาศกับแรงคอริโอลิสไม่อยู่ในสภาวะสมดุล ดังนั้นลมจะพัดไปทางซ้ายหรือขวาตามทิศทางที่ควรเป็น

การเคลื่อนที่ของอากาศในบรรยากาศที่ไม่แรงเสียดทาน และมีความเร็วคงที่คือไม่มีอัตราเร่ง โดยมีทิศทางของลมไม่เป็นเส้นตรง เรียกว่าลมเกรเดียน (Gradient Wind) ลมเกรเดียนจึงมีแรงหนีศูนย์กลาง (Centrifugal Force) ซึ่งมีทิศทางการเคลื่อนที่ออกจากศูนย์กลางเข้ามาเกี่ยวข้องด้วย (ดังรูป)



ลมเกรเดียนรอบหย่อมความกดอากาศต่ำในซีกโลกเหนือ



ลมเกรเดียนรอบบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือ

ลมเกรเดียนที่หมุนรอบหย่อมความกดอากาศต่ำนั้น ค่าความชันความกดอากาศมีค่ามากกว่าแรงคอริโอลิส และในขณะที่ลมเริ่มเคลื่อนที่เป็นเส้นโค้งจะทำให้ความเร็วลมลดลงกว่าที่เป็นลมจีโอสโทรฟิก เนื่องจากการรวมแรงของ PG กับแรง CO มีทิศทางไปในทางตรงข้ามกับการเคลื่อนที่ของลม ซึ่งตรงข้ามกับลมเกรเดียนที่หมุนรอบความกดอากาศสูง ค่าความชันความกดอากาศมีค่าน้อยกว่าแรงคอริโอลิส และเมื่อ ผลรวมของแรงทั้งสองนี้ ขณะที่เริ่มเคลื่อนที่เป็นเส้นโค้งมีทิศทางไปทางเดียวกับการเคลื่อนที่ของลม ดังนั้นความเร็วลมจะมีค่ามากกว่าลมจีโอสโทรฟิก จึงสรุปได้ว่า ความเร็วลมที่หมุนรอบความกดอากาศสูงมีค่ามากกว่าลมจีโอสโทรฟิก และลมจีโอสโทรฟิกมีความเร็วลมมากกว่า ลมเกรเดียนที่หมุนรอบหย่อมความกดอากาศต่ำ

ในซีกโลกเหนือกระแสลมไหลรอบความกดอากาศต่ำในทิศทางทวนเข็มนาฬิกา เรียกว่าการไหลแบบไซโคลน (Cyclonic Flow) ส่วนในซีกโลกใต้ลมหมุนในทิศทางตรงข้าม เรียกว่าการไหลแบบแอนตี้ไซโคลน (Anticyclonic Flow) เมื่อเทียบกับซีกโลกเหนือ

การประมาณค่าลมที่ตรวจวัดได้ด้วยลมจีโอสโทรฟิก เราจะต้องประมาณค่าลมเกรเดียนกับลมที่อยู่เหนือขึ้นไปที่ไม่มีความผิดพลาดเกี่ยวข้องด้วย โดยปกติแล้วเส้นความกดอากาศเท่า ในแผนที่อากาศมีลักษณะเป็นเส้นโค้ง ดังนั้นการประมาณค่าลมที่สังเกตได้ด้วยลมเกรเดียน จึงมีค่าใกล้เคียงความเป็นจริงกว่า การประมาณค่าโดยลมจีโอสโทรฟิก

6. การเปลี่ยนแปลงประจำวันของลมผิวพื้น (Diurnal Variation of Surface Wind)

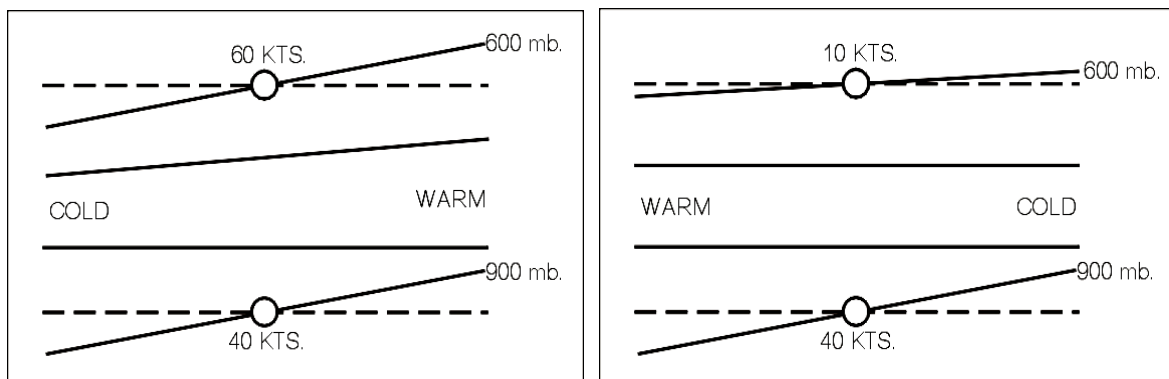
ลมในระดับผิวพื้นมีการเปลี่ยนแปลงอย่างสม่ำเสมอในรอบเวลา 24 ชั่วโมง โดยลมเปลี่ยนทิศทางไปตามเข็มนาฬิกา (Veer) และเพิ่มอัตราความเร็วขึ้นในเวลากลางวันจนถึงกำลังสูงสุดในตอนบ่าย หลังจากนั้นลมจะเปลี่ยนทิศทางกลับเป็นทวนเข็มนาฬิกา (Back) และลดกำลังลงจนถึงต่ำสุดในตอนพระอาทิตย์ขึ้น การเปลี่ยนแปลงนี้มีส่วนสัมพันธ์อันใกล้กับการเปลี่ยนแปลงอัตราการลดอุณหภูมิตามส่วนสูง (Lapse Rate) แรงเสียดทานไม่เป็นผลแต่เพียงทำให้ความเร็วลมและทิศทางลมเปลี่ยนแปลงไปเท่านั้น แต่ทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนขึ้นด้วย ในเวลากลางวันเมื่อพื้นดินได้รับความร้อนจะเกิดอากาศไหลขึ้นในทางตั้ง ทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนเพิ่มขึ้น และแผ่กระจายออกไปได้มากกว่าที่เกิดในเวลากลางคืน

7. การเปลี่ยนแปลงของลมตามส่วนสูงเหนือระดับแรงเสียดทาน (Wind Variation with Height Above The Friction Layer)

ผลอันเนื่องมาจากความแตกต่างของอุณหภูมิในทางระดับ (Effect of Horizontal Temperature Difference) เมื่อพิจารณาถึงการเปลี่ยนแปลงของลมตามส่วนสูงเหนือระดับความเสียดทาน (Friction Layer) มีปรากฏการณ์อยู่ 2 อย่างคือ :-

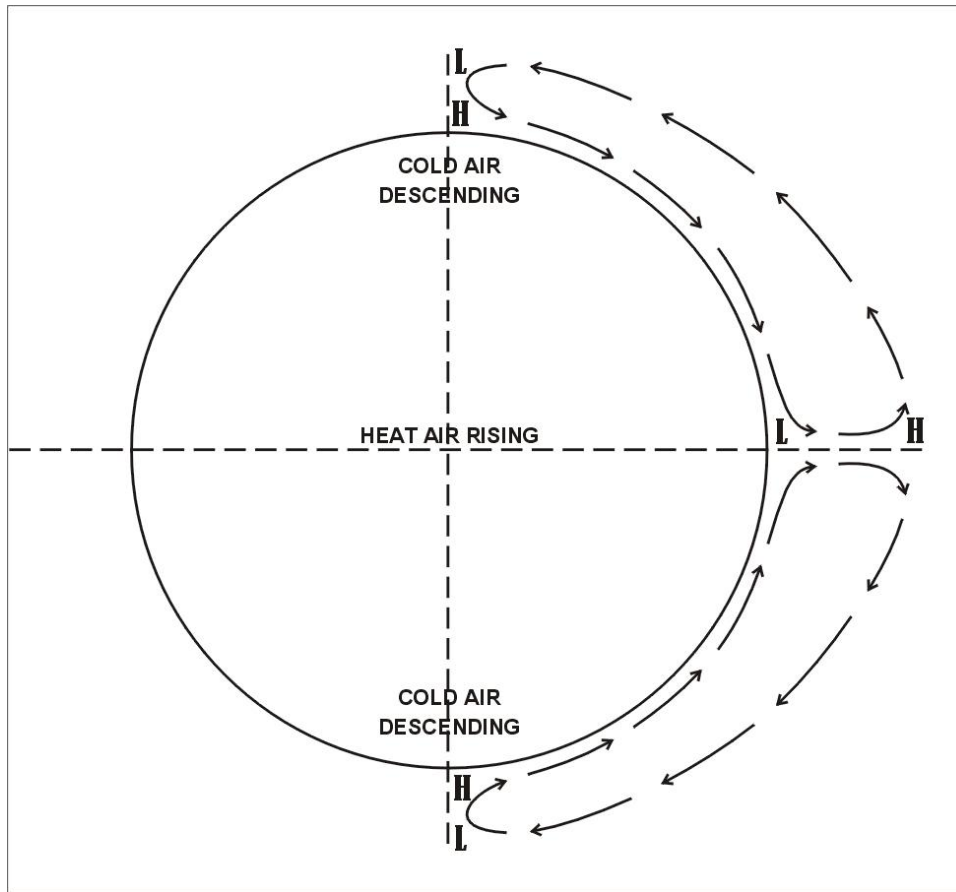
1. ระยะทางตั้งระหว่างพื้นผิวความกดอากาศเท่า (Isobaric Surface) จะเป็นอัตราส่วนโดยตรงกับอุณหภูมิเฉลี่ยของอากาศในลุ่มอากาศนั้น

2. ความเร็วลมจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความเอียง (Slope) ของพื้นผิวความกดอากาศเท่าถ้าหากอุณหภูมิเฉลี่ยเปลี่ยนแปลงในทางระดับระหว่างพื้นผิวความกดอากาศเท่าแล้วความเอียงของพื้นผิวความกดอากาศเท่าจะเปลี่ยนแปลงในทางตั้ง โดยเหตุนี้เองจึงมีการเปลี่ยนแปลงความเร็วลมตามส่วนสูง



8. การหมุนเวียนของบรรยากาศทั่วไป (General Circulation)

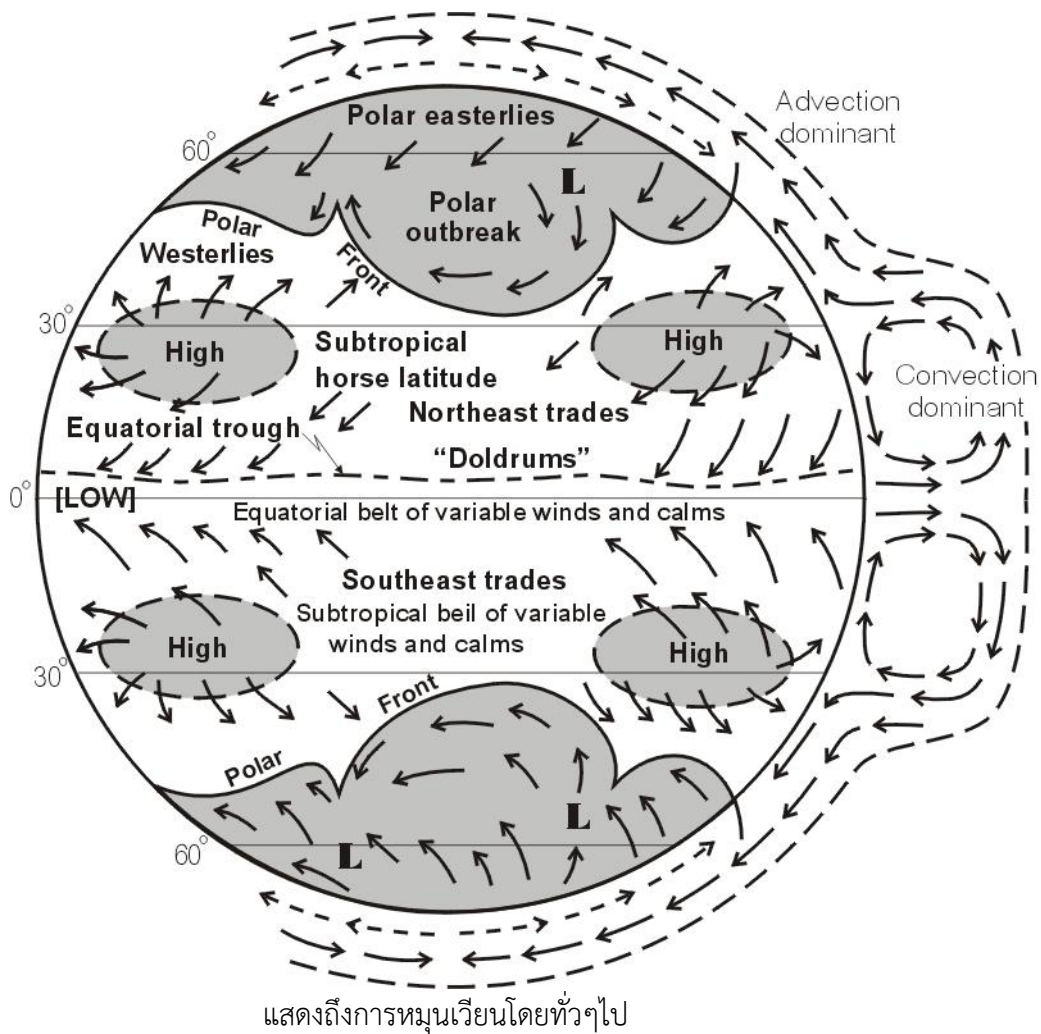
ดังที่ทราบกันอยู่แล้วว่า บริเวณศูนย์สูตรจะได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากกว่าบริเวณขั้วโลก เป็นผลทำให้อากาศในบริเวณศูนย์สูตรร้อนกว่าบริเวณขั้วโลก ถ้าโลกไม่มีการหมุนแล้วที่ศูนย์สูตรจะร้อนขึ้น และที่ขั้วโลกจะเย็นลงเรื่อยๆ แต่จากความเป็นจริงปรากฏว่าไม่ได้เป็นไปตามนั้น ดังนั้นจะต้องมีตัวการที่ทำให้เกิดการถ่ายเทความร้อนจากศูนย์สูตรไปยังขั้วโลกหรือเกิดการหมุนเวียนของอากาศขึ้นได้ เนื่องจากไม่มีการสะสมความร้อนของอากาศในแต่ละแห่ง จึงคาดว่าต้องมีการถ่ายเทความร้อนจากแห่งหนึ่งไปอีกแห่งหนึ่ง ถ้าสมมุติว่าโลกไม่หมุนความร้อนที่ศูนย์สูตรจะทำให้อากาศแถบนั้นลอยตัวสูงขึ้น และอากาศเย็นที่ขั้วโลกจะไหลเข้ามาแทนที่ ทำให้เกิดความกดอากาศต่ำในระดับสูงที่ขั้วโลก และความกดอากาศสูงในระดับสูงที่ศูนย์สูตร อากาศในระดับสูงจึงเคลื่อนที่จากศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก การเคลื่อนที่ของอากาศเช่นนี้ ทำให้เกิดความกดอากาศสูงที่ผิวพื้นที่ขั้วโลก และเกิดความกดอากาศต่ำที่ผิวพื้นที่ศูนย์สูตร ผลต่างของความกดอากาศทั้งสองนี้ทำให้อากาศเคลื่อนที่จากขั้วโลกมายังศูนย์สูตร (ดังรูป)



แสดงถึงการหมุนเวียนของอากาศ ถ้าโลกไม่มีการหมุน

การหมุนเวียนของบรรยากาศทั่วไป (General Circulation) นั้นเป็นสิ่งที่ยากแก่การอธิบายเพราะว่าเกิดขึ้นในบริเวณกว้างใหญ่น้อย่อมจะมีการเปลี่ยนแปลงมีทฤษฎีอยู่หลายทฤษฎีด้วยกันที่จะอธิบายถึงการหมุนเวียนของอากาศบนพื้นโลก และมีการค้นคว้าต่อเนื่องกันมาหลายคน ในปี ค.ศ.1686 Edmund Halley ได้อธิบายในครั้งแรกคือ บริเวณละติจูดต่ำๆ ในปี ค.ศ.1735 George Hadley ได้ค้นคว้าต่อมาโดยพยายามที่จะอธิบายถึงผลของการหมุนของโลกที่มีแรงคอริโอลิสมาเกี่ยวข้อง ค.ศ.1856 Ferrel ได้พิสูจน์ทฤษฎีของ Hadley ปี ค.ศ.1928 Bergeron ได้ค้นคว้าเพิ่มเติม และปี ค.ศ.1941 Rossby ได้ค้นคว้าและสรุปทฤษฎีสามเซลล์ดังนี้ :-

ทฤษฎีสามเซลล์ (The Three-Cell Theory) ทฤษฎีนี้อธิบายถึงอิทธิพลของการหมุนของโลกที่มีต่อการหมุนเวียนของบรรยากาศ โดยแบ่งพื้นที่โลกออกเป็น 6 ส่วนด้วยกัน ให้แต่ละซีกโลกแบ่งออกเป็น 3 ส่วน คือ ที่ศูนย์สูตร ละติจูด 30 องศา และละติจูด 60 องศา



เซลล์ที่ 1 (รูป) ในซีกโลกเหนือ-ใต้ อยู่ระหว่างศูนย์สูตรกับละติจูด 30 องศาเหนือ-ใต้ อากาศที่ศูนย์สูตรได้รับความร้อน และลอยสูงขึ้นถึงชั้น โทรโปพอส (Tropopause) อากาศจะเคลื่อนที่ไปยังขั้วโลกทั้งสอง และเมื่อเคลื่อนที่มาถึงละติจูดที่ 30 องศาเหนือ-ใต้ อากาศส่วนหนึ่งจะจมตัวลงมายังผิวพื้น และบางส่วนจะเคลื่อนที่ต่อไปยังขั้วโลก ขณะที่อากาศจมตัวลงถึงผิวพื้นจะแยกออกเป็นสองส่วน ส่วนแรกจะไหลต่อไปยังขั้วโลก อีกส่วนหนึ่ง จะไหลมายังศูนย์สูตร ส่วนที่ไหลไปยังขั้วโลกจะถูกแรงคอริโอลิสหักเหไปกลายเป็นลมประจำฝ่ายตะวันตก (Prevailing Westerlies) และส่วนที่ไหลมายังศูนย์สูตรเป็นลมค้า (Trade Wind) ทั้งสองซีกโลกโดยที่ซีกโลกเหนือเป็น Northeast Trades และซีกโลกใต้เป็น Southeast Trades ที่บริเวณละติจูด 30 องศาเหนือ-ใต้ เป็นบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical High Pressure Belt) หรือที่เรียกว่า Horse Latitudes เนื่องจากเป็นบริเวณลมอ่อนมีทิศทางไม่แน่นอน และในสมัยก่อนมีการบรรทุกม้าโดยทางเรือใบจากประเทศ สเปนไปยังอเมริกา เมื่อไปถึงบริเวณละติจูดที่ 30° ลมสงบไม่สามารถเดินเรือได้จึงจำเป็นต้องพัก และอาหารม้าหมดไป ชาวเรือจึงโยนม้าทิ้งทะเลทำให้ม้าหาสมุทรเต็มไปด้วยม้าจึงเรียกว่า Horse Latitudes

เนื่องจากในเซลล์แรกนี้ George Hadley ได้เป็นผู้พบระบบการหมุนเวียนนี้ขึ้น จึงให้ชื่อเซลล์นี้ว่า "Hadley Cell" ซึ่งเป็นเซลล์ที่อยู่ในเขตร้อน และได้รับความร้อนมากที่สุด

เซลล์ที่ 2 อยู่ระหว่างละติจูดที่ 30-60 องศาเหนือ-ใต้ ในเซลล์นี้เราเรียกว่า Ferrel Cell เป็นเซลล์ที่อยู่ในละติจูดกลาง (Middle Latitudes) อากาศที่ไหลมาจากศูนย์สูตรและไปจมตัวลงที่ละติจูด 30° นั้นส่วนหนึ่งไหลไปยังขั้วโลกกลายเป็นลมประจำฝ่ายตะวันตก (Prevailing Westerlies) และอากาศที่ขั้วโลกจมลงมายังผิวพื้นพบกับ

ลมประจำฝ่ายตะวันตกที่ละติจูด 60° ซึ่งเป็นแนวของหย่อมความกดอากาศต่ำกึ่งถาวร (Semi-permanent Low Pressure Belt) ในแถบละติจูดที่ 60° จะเกิดมีแนวปะทะอากาศขั้วโลก (Polar Front) เกิดขึ้นเนื่องจากอยู่ระหว่างมวลอากาศเย็นจากขั้วโลก และอากาศอุ่นจากลมประจำฝ่ายตะวันตก แนวปะทะนี้บางส่วนอาจจะเคลื่อนต่ำลงมาถึงบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical High Pressure) ได้ เนื่องจากมวลอากาศเย็นทะลักลงมา หรือเรียกว่า Polar Out Break or Cold Wave

เซลล์ที่ 3 อยู่ระหว่างละติจูด 60 องศาเหนือ-ใต้ ถึงขั้วโลกในเซลล์นี้เราอาจเรียกว่า Polar Cell ในระดับสูงอากาศไหลจาก เซลล์ที่ 1 รวมกับเซลล์ที่ 2 และไหลต่อไปยังขั้วโลก และอากาศเย็นนี้จะจมตัวลงทำให้เกิดความกดอากาศสูงขึ้นที่ขั้วโลกเรียกว่า บริเวณความกดอากาศสูงกึ่งถาวร (Semi Permanent High Pressure) อากาศที่จมลงจะไหลกลับมายังศูนย์สูตร และจะหักเหโดยแรงคอริโอลิส กลายเป็นลมฝ่ายตะวันออกขั้วโลก (Polar Easterlies) ทั้งสองซีกโลก อากาศเย็นนี้จะปะทะกับอากาศอุ่น จากลมประจำฝ่ายตะวันตกแนวปะทะที่เกิดขึ้นนี้เรียกว่า แนวปะทะอากาศขั้วโลก (Polar Front) ซึ่งได้กล่าวไว้แล้วในเซลล์ที่ 2

ระหว่างลมค้าทั้งสองซีกโลก คือ NE Trade และ SE Trade ลมทั้งสองนี้จะมาพบกันบริเวณ 5 องศาเหนือ-ใต้ ซึ่งในเขตนี้เราเรียกว่า Doldrums หรือ Equatorial Belt of Variable Wind and Calms หรือเราเรียกว่า เขตลมสงบ และเป็นบริเวณที่มีพายุฝนฟ้าคะนองเกิดขึ้นอย่างรุนแรงพร้อมกับมีลมกระโชกแรง

9. ระบบลมใหญ่ๆ (Large Wind Systems)

ในเขตละติจูดสูงๆ สภาพอากาศมักจะมีการเปลี่ยนแปลงอย่างเห็นได้ชัดเจน เช่น อุณหภูมิในฤดูหนาวและฤดูร้อนจะต่างกันอย่างมาก การเปลี่ยนแปลงของระบบความกดอากาศ (ความกดอากาศสูง และความกดอากาศต่ำ) ระบบความกดที่เคลื่อนตัวเหล่านี้ จะเคลื่อนจากตะวันตกไปตะวันออก ตามระบบของลมประจำฝ่ายตะวันตก

9.1 ไซโคลน (Cyclones) และแอนตี้ไซโคลน (Anticyclones) ในซีกโลกเหนืออากาศที่เคลื่อนที่รอบความกดอากาศต่ำ จะเคลื่อนที่ในลักษณะทวนเข็มนาฬิกา และตามเข็มนาฬิกาในซีกโลกใต้โดยเคลื่อนที่เข้าสู่ศูนย์กลางบริเวณพื้นที่ของไซโคลน หรือหย่อมความกดอากาศต่ำนั้นจะมีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 200-300 ไมล์ สำหรับแอนตี้ไซโคลนหรือความกดอากาศสูง อากาศจะเคลื่อนที่ตามเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ และทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกใต้ โดยเคลื่อนที่ออกจากศูนย์กลาง แอนตี้ไซโคลนจะมีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 2,000 ไมล์ หรือมากกว่านั้นในบางพื้นที่

9.2 Hurricanes และ Typhoons เฮอริเคนมีแหล่งเกิดในมหาสมุทรแอตแลนติก ทะเลแคริบเบียน อ่าวเม็กซิโก ในเขตร้อนบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเรียกว่า ไต้ฝุ่น (Typhoons) ทั้งเฮอริเคนและไต้ฝุ่น เป็นระบบความกดอากาศต่ำที่มีความรุนแรงและมีลมแรง ซึ่งจะกล่าวต่อไป

9.3 กระแสลมกรด (Jet Streams) กระแสลมกรดเป็นลักษณะความเร็วลมที่เพิ่มขึ้นตามความสูงผ่านบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ สูงขึ้นไปถึงระดับโทรโพพอส ความเร็วลมสูงสุดเกิดเป็นบริเวณแคบรายระเียดจะกล่าวในคราวต่อไป

10. ลมประจำถิ่น (Local Winds)

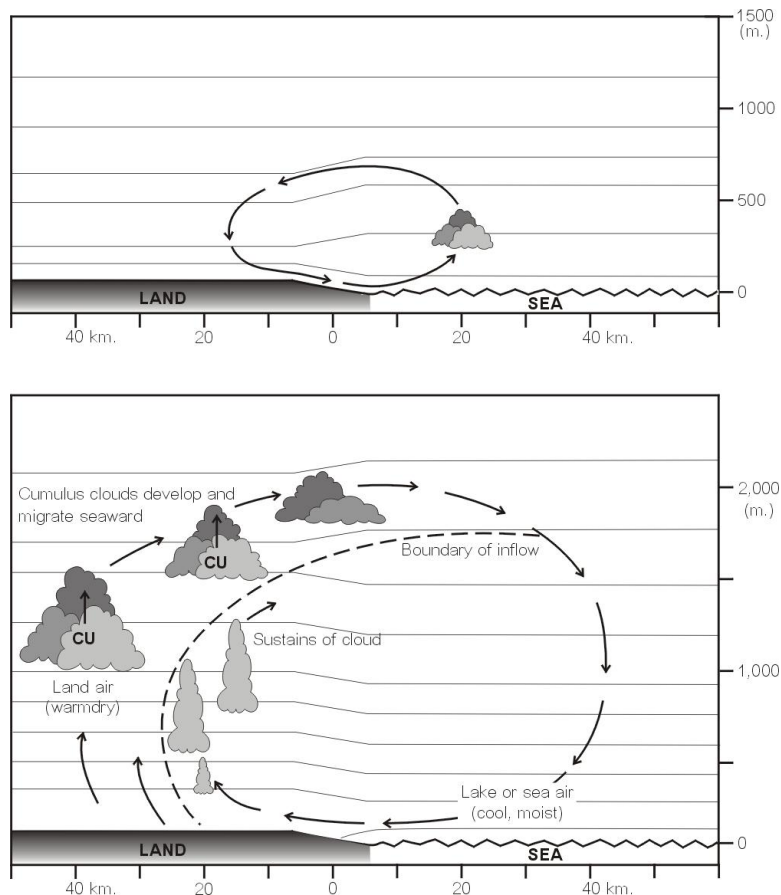
10.1 ลมบกลมทะเล (Land and Sea Breeze) ในตอนกลางวันอากาศร้อนจะพบว่าลมพัดผ่านจากทะเลเข้าสู่ฝั่ง และในตอนกลางคืนลมพัดจากฝั่งลงสู่ทะเล ลมพัดจากทะเลเข้าสู่ฝั่ง เรียกว่าลมทะเล ลมที่พัดจากฝั่งลงสู่ทะเล เรียกว่าลมบก

เนื่องจากพื้นดินรับและถ่ายเทความร้อนได้เร็วกว่าพื้นน้ำจึงทำให้พื้นดินร้อนกว่าพื้นน้ำในเวลากลางวัน และเย็นกว่าในเวลากลางคืน ความแตกต่างของอุณหภูมิทั้งสองแห่งสามารถสังเกตได้ง่ายในฤดูร้อนบริเวณชายฝั่ง การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศด้วย ในเวลากลางวันความกดอากาศที่ พื้นดินจะต่ำกว่าที่พื้นน้ำ

การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศและอุณหภูมิบนพื้นน้ำนั้น ทำให้อากาศอุ่นบนพื้นดินลอยสูงขึ้นและเคลื่อนตัวในทางระดับไปสู่ทะเลเบื้องบนเพื่อเป็นการทดแทนอากาศที่ไหลขึ้น ทำให้อากาศเย็นจากพื้นน้ำไหลเข้ามาแทนที่ ที่ผิวพื้นจึงเกิดลมพัดจากทะเลเข้าสู่ชายฝั่ง เรียกว่า ลมทะเล

ในตอนเย็นพื้นดินเย็นลงความแตกต่างของอุณหภูมิไม่มี ลมทะเลจึงไม่เกิดขึ้น แต่ในเวลากลางคืนพื้นดินเย็นเร็วกว่าพื้นน้ำ จึงทำให้เกิดลมพัดจากฝั่งไปสู่ทะเล เรียกว่า ลมบก

ลมทะเลจะเกิดรุนแรงกว่าลมบกซึ่งมีความเร็วประมาณ 8-15 นอต และลมทะเลสามารถพัดลึกเข้าไปบนพื้นดินถึง 50 กิโลเมตร และลมทะเลอาจจะมีอิทธิพลรวมกับลมท้องถิ่นนั้นๆ ได้ ลมทะเลจะพัดกลับสู่ทะเลในระดับบนอยู่ระหว่าง 1,500-3,000 เมตร และมีอิทธิพลมากบริเวณใกล้ชายฝั่งทะเล หลังจากพระอาทิตย์ขึ้นประมาณ 2-3 ชั่วโมง แต่จะมีความรุนแรงมากในเวลาบ่าย ลมทะเลพัดไปได้ไกลสุดถึงไหนจะสังเกตได้จาก แนวหน้าของลมทะเล (Sea Breeze Front) จะเห็นเมฆเป็นแนวแคบ อาจกว้างประมาณ 100-200 เมตร ภายในเมฆมีกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้ง และมีอากาศปั่นป่วน นอกจากนี้แล้วยังสังเกตได้จากลมเปลี่ยนทิศทาง (ดังรูป)

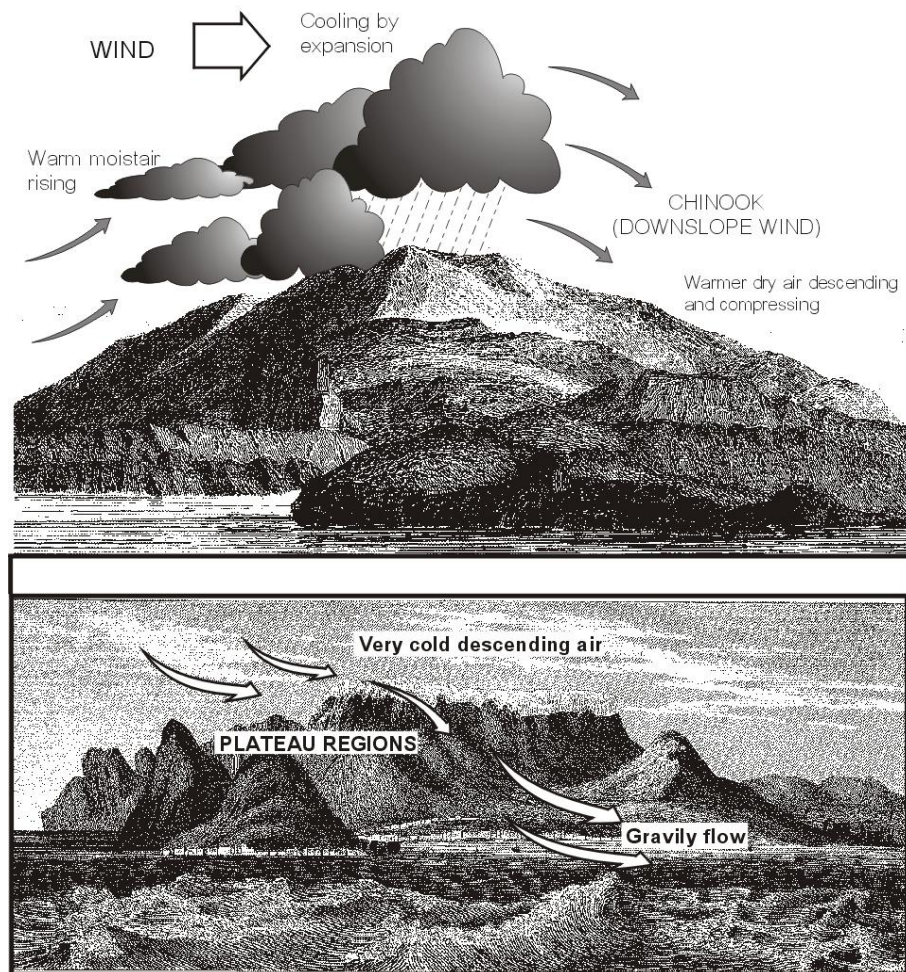


การหมุนเวียนในระบบใหญ่ๆ ของอากาศเย็นจากพื้นดินไปสู่อากาศอุ่นบนพื้นมหาสมุทรในฤดูหนาว และอากาศเย็นจากมหาสมุทรไปสู่บริเวณอบอุ่นบนพื้นดินในฤดูร้อน การหมุนเวียนเช่นนี้เป็นการหมุนเวียนของอากาศแบบมรสุม (Monsoon – Circulation) ซึ่งมีความสำคัญต่อสภาพอากาศในประเทศไทย

10.2 ลมภูเขา และลมหุบเขา (Mountain and Valley Wind)

ในเวลากลางวัน อากาศที่ติดกับพื้นลาดของภูเขาได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ มีความหนาแน่นน้อย และเบากว่าอากาศที่อยู่ห่างออกไป ณ ที่ความสูงระดับเดียวกัน ทำให้อากาศไหลขึ้นตามลาดภูเขา การไหลขึ้นของอากาศนี้เรียกว่าลมหุบเขา (Valley Wind or Anabatic Wind) และจะเกิดเมฆก้อนก่อตัวขึ้นได้ตามลาดของภูเขา

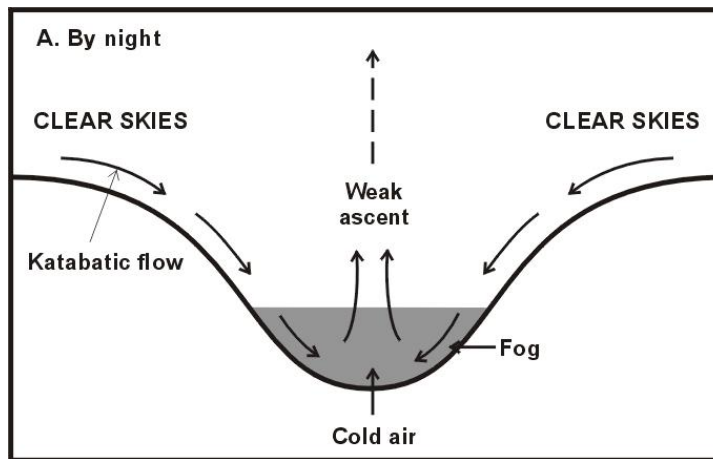
ในเวลากลางคืนอากาศที่ติดกับพื้นลาดของภูเขามีความหนาแน่นมาก และเย็นกว่าบริเวณใกล้เคียง เนื่องจากการแผ่รังสีออกจึงทำให้อากาศไหลลงตามลาดภูเขาสู่หุบเขานี้ เรียกว่าลมภูเขา (Mountain Wind or Katabatic Wind) ซึ่งจะทำให้เกิดหมอกบริเวณหุบเขา ลมภูเขาจะรุนแรงกว่าลมหุบเขา โดยเฉพาะในฤดูหนาว (ดังรูป)



10.3 ลมคาตาเบติก (Katabatic Wind) คือลมที่พัดลงตามพื้นลาดภูเขา เราเรียกลมชนิดนี้ว่าลมคาตาเบติก ถ้าลมที่พัดลงมานั้นอุ่น เรียกว่าลมเฟิน (Foehn Wind) แต่ถ้าลมที่พัดลงมานั้นเย็น เรียกว่าลมตกเขา (Fall Wind) หรือ ลมกราวิทัต (Gravity Wind)

10.4 ลมเฟิน (Foehn Wind) เป็นลมที่ค่อนข้างแรง แห้งและร้อน ซึ่งเกิดขึ้นด้านหลังลมของภูเขา โดยอุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว และความชื้นสัมพัทธ์ลดลง ทั้งนี้เนื่องจากการร้อนขึ้นแบบเอเดียเบติก (Adiabatic Heating) อากาศที่เคลื่อนที่ลงมาตามพื้นลาดของภูเขาจะรุนแรง ถ้าอากาศไหลขึ้นด้านรับลมของภูเขาเกิดน้ำฟ้า ปะปนมาด้วย ลมเฟินมีชื่อเรียกตามสถานที่เกิด เช่นลมเฟินที่เกิดทางด้านตะวันออกของเทือกเขา ร็อกกี เรียกว่า ลมชินูค (Chinook Wind)

10.5 ลมตกเขา (Fall Wind) เกิดขึ้นบริเวณที่มีอากาศเย็น และไหลลงมาตามพื้นลาดของภูเขา เนื่องจากแรงดึงดูดของโลก เนื่องจากอากาศเย็นนั้นหนักบางครั้งเรียกว่า ลมกราวิตี (Gravity Wind) ซึ่งลมนี้จะเกิดบริเวณ ค่อนข้างกว้าง และเกิดขึ้นได้ทั้งกลางวันและกลางคืน ลมตกเขามักจะรุนแรงในเวลากลางคืน เพราะพื้นดินแผ่รังสี ความร้อนออกไป และบวกกับความเย็นของอากาศ ลมนี้มีชื่อเรียกแตกต่างกันออกไป เช่น เกิดบริเวณภูเขา แอลป์ เรียกว่า บอรา (Bora) (ดังรูป)



บทที่ 6 การทรงตัวของบรรยากาศ (Stability)

1. การทรงตัวของอากาศ

การที่นักบินที่มีความสามารถบังคับเครื่องบินให้บินไปได้ตรงทิศทางและเรียบ แม้ว่า เครื่องบินจะถูกรบกวนจากแรงภายนอก เช่น กระแสลม หรือผลจากการบังคับเครื่องก็ตามลักษณะการบินนี้เรียกว่าเครื่องบินมีการทรงตัวดี (Stable) แต่ในทางตรงกันข้าม เมื่อนักบินมีประสบการณ์น้อยในการบังคับเครื่อง เมื่อประสบภาวะวิกฤติเครื่องบินจะเสียการทรงตัว เรียกว่า การทรงตัวไม่ดี (Unstable)

ในบรรยากาศ การไหลของกระแสอากาศในสภาพปกติจะไหลไปในทางระดับ แต่ถ้าการไหลของอากาศถูกรบกวนกระแสอากาศก็จะเปลี่ยนการไหล จากทางระดับสู่การไหลขึ้นหรือไหลลง และในไม่ช้าก็จะกลับมาไหลในทางระดับตามเดิม เราเรียกบรรยากาศขณะนี้ว่า มีการทรงตัวดี (Stability) แต่ถ้าบรรยากาศมีการทรงตัวไม่ดี (Instability) การไหลของกระแสอากาศจะไม่ราบเรียบ เป็นผลทำให้กระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence) ตัวอย่างเช่น ในเมฆพายุฝนฟ้าคะนองจะพบกับกระแสอากาศที่ไหลขึ้นไหลลงอย่างรุนแรง มีฟ้าแลบ ฟ้าร้อง และฝนหนัก บางครั้งอาจมีลูกเห็บเกิดขึ้นด้วย

ดังนั้นบรรยากาศที่มีการทรงตัวดีคือ บรรยากาศขณะที่อากาศถูกยกตัวให้สูงขึ้นหรือต่ำลง เมื่อหมดแรงส่งนั้นแล้วอากาศนั้นจะกลับไปที่เดิม แต่ถ้าอากาศนั้นเคลื่อนที่ต่อไป ไม่กลับมาอยู่ที่เดิม บรรยากาศขณะนั้นเรียกว่า ทรงตัวไม่ดี หรือ ไม่ทรงตัว (Unstable or Instability)

กล่าวอีกนัยหนึ่ง การทรงตัวคือ ลักษณะของบรรยากาศที่ต่อต้านการเคลื่อนที่ในทางตั้ง ซึ่งขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและความชื้น (Moist Air) ของอากาศด้วย ในรูปที่ 1 อากาศร้อนจะเบากว่า (ความหนาแน่นน้อย) อากาศเย็นและอากาศชื้นจะเบากว่าอากาศแห้ง (Dry Air) ดังนั้นถ้าอากาศอุ่นกว่า หรือชื้นกว่า อากาศโดยรอบแล้ว อากาศจะไหลขึ้นบรรยากาศตอนนั้นเรียกว่า อากาศทรงตัวไม่ดี ในทางตรงกันข้าม ถ้าอากาศเย็นกว่า หรือแห้งกว่า อากาศโดยรอบ อากาศจะจมตัวลง บรรยากาศตอนนั้นจะมีการทรงตัวดี และบางที่อากาศกอนั้น อาจจมตัวลงจนกระทั่งถึงจุดสมดุล (Equilibrium)

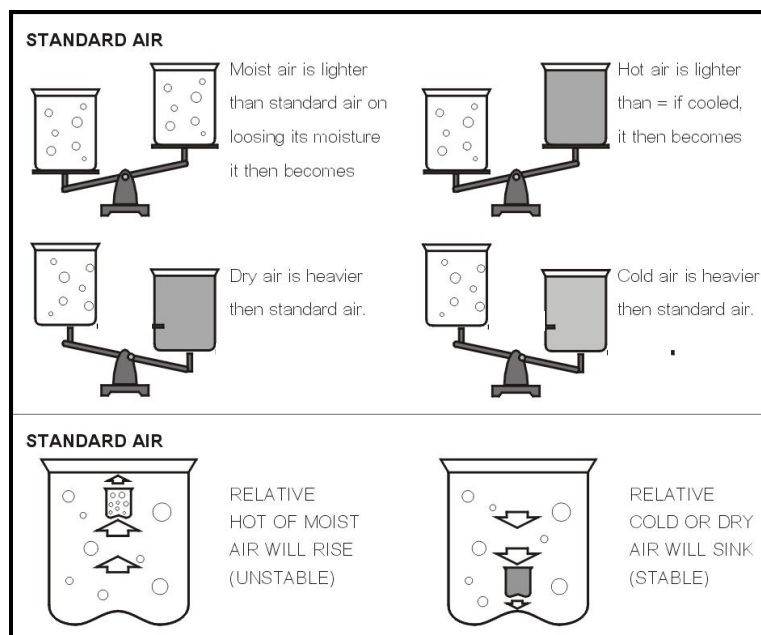


Figure 1 Moisture Content and Temperature Determine Weight of Air.

2. ผลกระทบของอุณหภูมิต่อการทรงตัวของอากาศ (Temperature Effect)

ในเวลากลางวันของฤดูร้อนอากาศที่ใกล้กับผิวพื้นโลกจะลอยตัวสูงขึ้น ความเร็วและการลอยตัวขึ้นในทางตั้งจะขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของบรรยากาศ กระแสอากาศไหลขึ้นทางตั้ง ซึ่งเป็นผลจากการยกตัวของอากาศนี้สามารถเปลี่ยนแปลงความรุนแรงได้จากเพียงแค่อากาศมีการขึ้น ๆ ลง ๆ (Bumps) เพียงเล็กน้อยขณะที่บินต่ำๆ (ในวันที่มีอากาศร้อน) ไปจนถึงกระแสอากาศไหลขึ้นไหลลงอย่างรุนแรงที่เกิดร่วมกับพายุฝนฟ้าคะนอง

ดังนั้นอุณหภูมิของอากาศ จะเป็นเครื่องบ่งชี้ความหนาแน่นของบรรยากาศ การเปรียบเทียบอุณหภูมิจากระดับหนึ่งไปยังอีกระดับหนึ่ง สามารถประมาณได้จากค่าของการทรงตัวของบรรยากาศนอก จากนั้นการทรงตัวของอากาศยังขึ้นอยู่กับอัตราลดอุณหภูมิตามระยะสูงที่เพิ่มขึ้น ถ้าเป็นอัตราการลดอุณหภูมิมาตรฐาน (Standard Lapse Rate) จะมีค่าประมาณ 2°C หรือ 3.5°F ต่อ 1,000 ฟุต

3. กระบวนการอะเดียเบติก (Adiabatic Process)

เมื่ออากาศอยู่ใกล้ๆ กับผิวพื้น อากาศจะถ่ายเทความร้อนโดยสัมผัสกับผิวพื้นที่ยื่น หรือสูญเสียความร้อนโดยการแผ่รังสี หรือผสมกับอากาศที่เย็นกว่าโดยวิธีธรรมดา น้ำค้างแข็ง, (Frost) หรือ หมอกอาจเกิดขึ้นได้ การลดอุณหภูมิลักษณะนี้ไม่เป็นกระบวนการอะเดียเบติก (Nonadiabatic Process)

แต่กระบวนการที่เกิดจากก้อนอากาศลอยตัวสูงขึ้น จะทำให้ความกดดันลดลงในระดับที่สูงขึ้น โดยจะทำให้ให้อากาศขยายตัวและเย็นลง (เช่น เมื่อเราปล่อยแก๊สออกจากถังในทันทีที่มันได้จับถึงรูสีกเย็น) และเมื่ออากาศจมตัวลงความกดดันจะเพิ่มขึ้นและอุ่นขึ้น (เช่น สูบลมจักรยานจับดูจะรู้สึกร้อน) เราจะเห็นว่ากระบวนการนี้มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเกิดขึ้นโดยไม่มีการเอาความร้อนเพิ่มเข้าไปหรือเอาออกจากก้อนอากาศเลย จึงเรียกระบวนการนี้ว่า กระบวนการอะเดียเบติก (Adiabatic Process)

3.1 อัตราการลดอุณหภูมิของอากาศแห้งตามอะเดียเบติก (Dry Adiabatic Lapse Rate)

อากาศที่ยังไม่อิ่มตัวจำนวนหนึ่ง เมื่อถูกยกตัวให้สูงขึ้นและเย็นลงโดยการขยายตัว และในทางตรงกันข้าม ถ้าอากาศถูกทำให้ลดต่ำลงก็จะร้อนขึ้นโดยการกดหรือการบีบ แต่ละกรณีจะมีค่าประมาณ 3°C (5.5°F) ต่อ 1,000 ฟุต อัตราการเย็นลงของอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว เนื่องจากการถูกบีบหรือขยายตัวนี้เรียกว่า Dry Adiabatic Lapse Rate มีค่า 3°C หรือ 5.5°F ต่อ 1,000 ฟุต

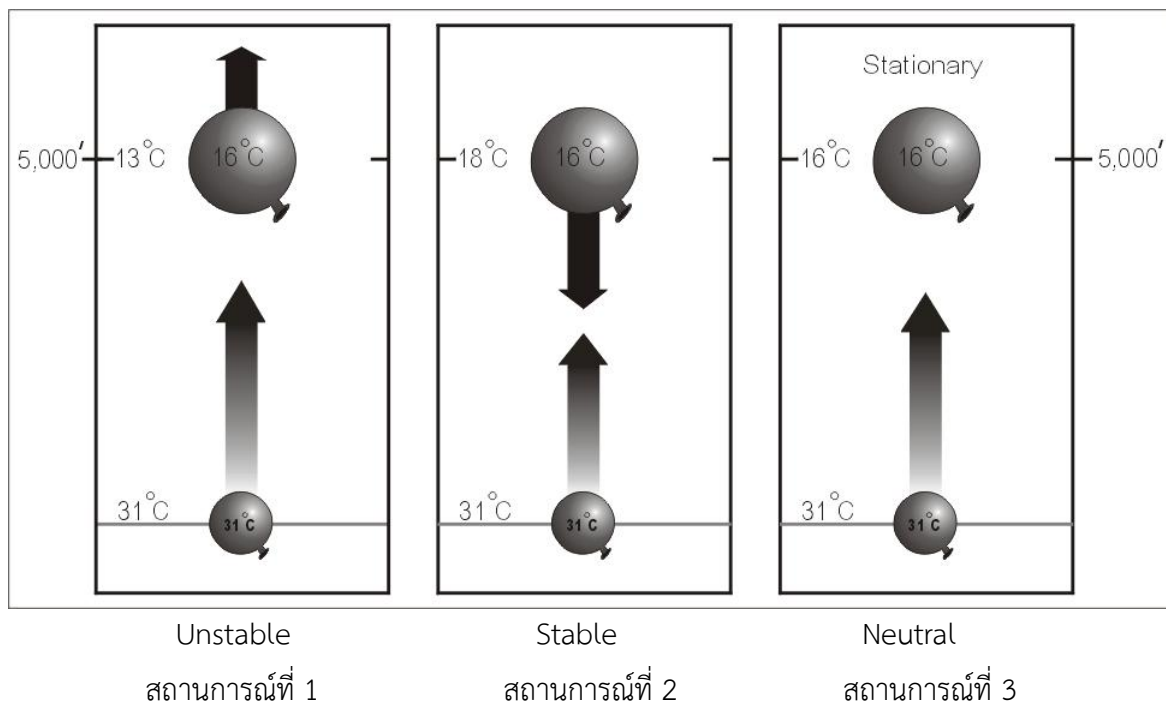
3.2 อัตราการลดอุณหภูมิของอากาศอิ่มตัว (Saturation Adiabatic or Pseudo Adiabatic Lapse Rate) ถ้าอากาศที่ลอยตัวสูงขึ้นนั้นประกอบด้วย ไอน้ำ และลอยขึ้นไปด้วย Dry Adiabatic Lapse Rate คือ ลดอุณหภูมิลง 3°C ต่อ 1,000 ฟุต ซึ่งจะทำให้อุณหภูมิของอากาศลดลงมาใกล้ๆ กับอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง ณ ที่จุดหนึ่งอากาศจะอิ่มตัว การลอยขึ้นต่อไปของอากาศจะทำให้อากาศเกิดการกลั่นตัวและความร้อนแฝงจะถูกปล่อยออกมากระบวนการเย็นลงของอากาศ อันเนื่องมาจากการขยายตัว ดังนั้นอากาศจึงมีอัตราการเย็นลงน้อยกว่าก่อนที่จะอิ่มตัว (ครั้งแรก) อัตราการเย็นลงของอากาศที่อิ่มตัวแล้ว ในขณะที่ลอยตัวสูงขึ้นนั้นเรียกว่า Saturation Adiabatic Lapse Rate หรือ Pseudo Adiabatic Lapse Rate ซึ่งมีค่าไม่คงที่เหมือน Dry Adiabatic Lapse Rate แต่จะขึ้นอยู่กับจำนวนของไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศขณะนั้นเพื่อการกลั่นตัว ซึ่งการกลั่นตัวนี้ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและความกดด้วย ณ ใกล้ๆ กับผิวพื้นในละติจูดกลางๆ อัตราการลดอุณหภูมิของอากาศชื้น จะมีค่าประมาณ 2.7°C ต่อ 1,000 ฟุต ในบริเวณเขตร้อนจะมีค่าลดลงถึง 1°C ต่อ 1,000 ฟุต ซึ่งคิดเป็นค่าเฉลี่ยแล้วประมาณ 1.5°C ต่อ 1,000 ฟุต

3.3 สถานะต่างๆของการทรงตัวของบรรยากาศ ถ้าเรานำลูกโป่งมาใช้สาธิตเรื่องการทรงตัวของอากาศและไม่ทรงตัวของอากาศ จะทำให้เข้าใจเรื่องนี้เป็นอย่างดี คือ อัดลูกโป่งที่ระดับน้ำทะเลด้วยอากาศที่อุณหภูมิ 31°C เท่ากับอุณหภูมิจริงๆในบริเวณนั้น แล้วปล่อยลูกโป่งลอยขึ้นไปสู่ระดับ 5,000 ฟุต ในแต่ละสถานการณ์ ดังรูปข้างล่างอากาศในลูกโป่งจะขยายตัว และเย็นลงแบบ Dry Adiabatic Lapse Rate ในอัตรา 3°C ต่อ 1,000 ฟุต จนกระทั่งถึงระดับ 5,000 ฟุต อุณหภูมิในลูกโป่งจะลดลงเหลือ 16°C

ในสถานการณ์แรก อากาศข้างในลูกโป่งแม้ว่าจะเย็นตัวลงแบบ อะเดียเบติก แต่ก็ยังคงอุ่นกว่าอากาศโดยรอบ ลูกโป่งจึงลอยตัวขึ้นตลอด ถ้าอากาศโดยรอบเย็นและหนาแน่นมากเท่าไร ยิ่งมีแรงมากจะทำให้ลูกโป่งลอยขึ้นไปมากยิ่งขึ้น สภาพบรรยากาศเช่นนี้เรียกว่า มีการทรงตัวไม่ดี และกระแสอากาศจะพาความร้อนยกตัวขึ้นทางดังต่อไปนี้ได้เรื่อยๆ

ในสถานการณ์ที่สอง อากาศชั้นบนอบอุ่นกว่า (ร้อนกว่า) อากาศข้างในลูกโป่งจะเย็นลงแบบ อะเดียเบติก ซึ่งตอนนี้มันจะเย็นกว่าอากาศโดยรอบ ลูกโป่งจึงจมตัวลงโดยน้ำหนักตัวของมันเองย้อนกลับสู่ตำแหน่งเริ่มต้นปล่อย สภาพอากาศเช่นนี้เรียกว่า มีการทรงตัวดี

ในสถานการณ์ที่สาม อุณหภูมิของอากาศข้างในลูกโป่งเท่ากับอุณหภูมิของอากาศโดยรอบ ลูกโป่งจะยังคงอยู่นิ่ง เงื่อนไขนี้เป็นสภาพอากาศที่ทรงตัวอย่างเป็นกลาง (Neutral Stability) นั่นคือสภาพอากาศอยู่ในสถานะที่ไม่เป็นทั้งทรงตัวและไม่ทรงตัว ปรากฏการณ์ที่ยกเป็นตัวอย่างเป็นกลางนี้จึงเป็นการทรงตัวดีภายในขอบเขตจำกัดอันหนึ่ง (อากาศยังไม่อึดตัว) และเป็นการทรงตัวไม่ดีภายในขอบเขตจำกัดอีกอันหนึ่ง (อากาศอึดตัว) ซึ่งเราเรียกว่า การไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional Instability)



4. ผลที่เกิดจากการทรงตัวของอากาศ (Some Effect of Stability)

4.1 เมื่ออากาศทรงตัวดี อากาศเคลื่อนที่ขึ้นตามลาดของภูเขา เมฆจะเกิดในระดับต่ำ มีรูปทรงเป็นแผ่น และมีหมอกเกิดขึ้นด้วย อากาศจะราบเรียบ นุ่มนวล (Smooth) ทักษณวิสัยจะเลวขณะเกิดหมอกแดด และหมอกปนควัน (Haze and Smog)

4.2 เมื่ออากาศทรงตัวไม่ดี อากาศที่เคลื่อนที่ขึ้นตามลาดของภูเขา เมฆที่เกิดจะเป็นพวกเมฆก้อน มีกระแสอากาศปั่นป่วน มีฝนหนักเกิดขึ้น บางครั้งจะมีฟ้าร้อง ฟ้าแลบ ฟ้าผ่าตามมา ทักษณวิสัยจะดียกเว้นในขณะเกิดฝน (ดูภาพ 4.1 ประกอบ)

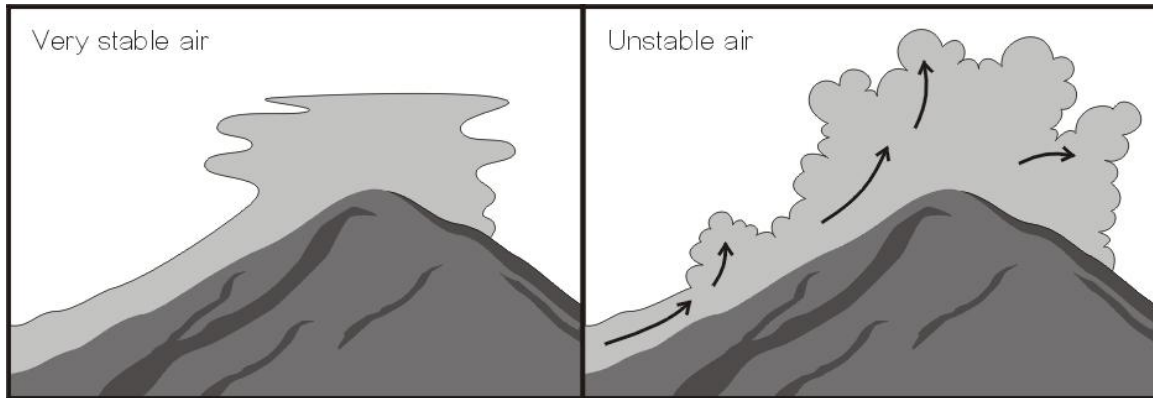


Figure 4.1 Stability of Air Affects Type of Cloud Formation.

4.3 บางครั้งในฤดูหนาว ส่วนมากอากาศจะทรงตัวดีทำให้อากาศเบียดบนจนตัวลง ความร้อนจะเกิดขึ้นจากการถูกบีบ (Compression) อุณหภูมิของอากาศจะสูงขึ้นตามส่วนสูงที่เพิ่มขึ้นที่เรียกว่า Inversion สภาพอากาศจึงถูกปิดบังด้วย หมอกแดดและหมอกปนควัน ทักษณวิสัยจะเลวในระดับต่ำๆ โดยเฉพาะบริเวณที่มีโรงงานอุตสาหกรรมมากๆ

จากการที่ได้ศึกษามาในบทนี้จะพบว่า การทรงตัวของบรรยากาศเป็นส่วนสำคัญ ที่จะทำให้เกิดการยกตัวในทางตั้งของอากาศ ซึ่งเป็นผลทำให้เกิดเมฆก้อน พายุฟ้าคะนอง จึงได้นำเอาการทรงตัวของบรรยากาศมาใช้พยากรณ์พายุฟ้าคะนองได้

5. แผนภูมิอะเดียเบติก (Adiabatic Diagram)

ในการศึกษาการทรงตัวของอากาศนั้น จำเป็นจะต้องศึกษาแผนภูมิอะเดียเบติก ซึ่งใช้ศึกษา และคำนวณหาระยะทาง ในทางตั้งระหว่างระดับของความกดสองระดับ ใช้หาฐานเมฆ ยอดเมฆระดับเกิดน้ำแข็ง ระดับเกิดทางเมฆ (Contrail) เวลาที่จะเกิดพายุฟ้าคะนอง และปรากฏการณ์อื่นๆอีกมากมาย

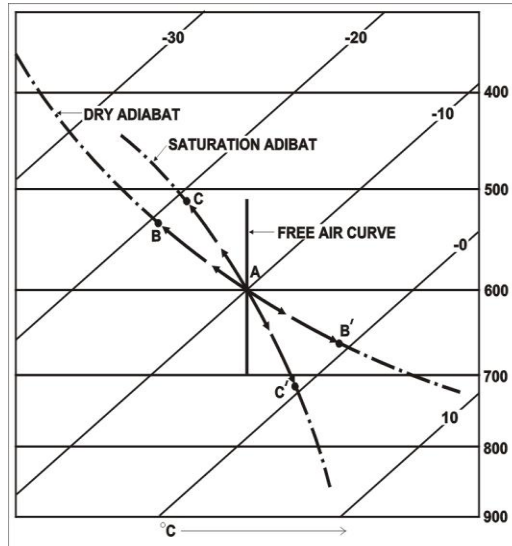
แผนภูมิดังกล่าวมีอยู่หลายชนิด เช่น Emagram, Tephigram, Stüve Diagram และ Skew T Log P Diagram แต่ละชนิดมีส่วนประกอบและสาระสำคัญคล้ายๆ กัน เช่นประกอบด้วย เส้นความกดอากาศเท่า (Isobar) เส้นอุณหภูมิเท่า (Isotherm), Dry Adabat, Saturation Adabat และ Saturation Mixing Ratio ส่วนที่แตกต่างกันออกไปก็คือ ตำแหน่งการวางเส้นต่างๆ ในแผนภูมิตานั้น ใน ทอ. ไทยขณะนี้ใช้ Skew T Log P Diagram เป็นหลักเพราะสะดวกและง่าย กว่าชนิดอื่นๆ

สำหรับ Skew T Log P ผู้เขียนเข้าใจว่าผู้ที่ศึกษาดำร่าเล่มนี้คงจะเคยเห็นและผ่านการ Plot Skew T มาอย่างดีแล้ว จะไม่ขอกล่าวถึงรายละเอียดของเส้นต่างๆ อีก

6. การใช้แผนภูมิ Skew T Log P สำหรับการพิจารณาการทรงตัวของอากาศ

6.1 การทรงตัวอิสระ (Absolute Stability)

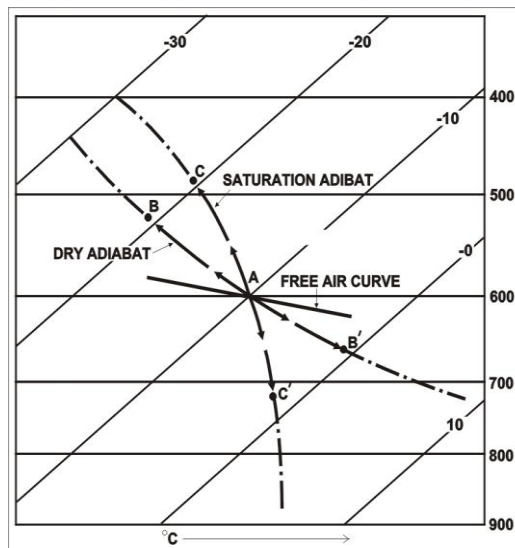
ดังในรูปที่ 6.1 แสดงถึงการทรงตัวอิสระ ไม่ว่าอากาศ A จะถูกทำให้เคลื่อนตัวขึ้นไปตามเส้น Dry Adiabats ถึงจุด B หรือ Saturation Adiabats ถึงจุด C อากาศ A จะเย็นกว่าอากาศใกล้เคียงเสมอ ดังนั้นอากาศเย็นจะจมลงมาที่เดิม และในทำนองเดียวกัน ถ้าอากาศ A ถูกกดต่ำลงมาถึงจุด B' และ C' อากาศจะอุ่นกว่าอากาศใกล้เคียงจึงลอยกลับสู่ที่เดิม ณ จุด A ในสภาพอากาศเช่นนี้ อากาศ A ได้ชื่อว่าการทรงตัวอิสระ ซึ่งสังเกตได้จากเส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระ ตอนบนจะอยู่ทางขวามือ Dry และ Saturation Adiabats เสมอ



รูปที่ 6.1 แสดงถึงการทรงตัวอิสระ (Absolute Stability)

6.2 การไม่ทรงตัวอิสระ (Absolute Instability)

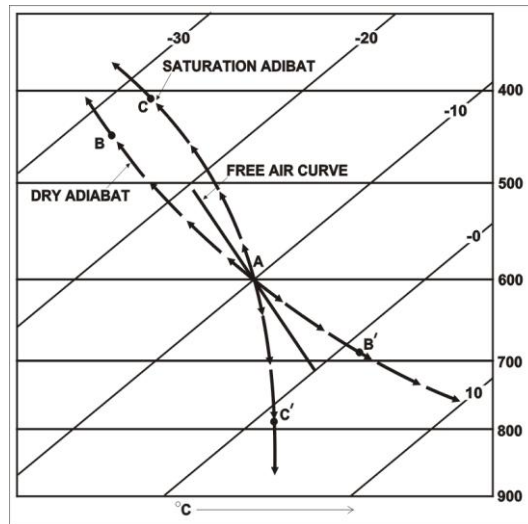
ตรงกันข้ามกับการทรงตัวอิสระ ก็คือ การไม่ทรงตัวอิสระ ดังในรูปข้างล่างนี้ เมื่ออากาศ A ถูกทำให้ลอยขึ้นไปตาม Dry Adiabats ถึงจุด B และตาม Saturation Adiabats ถึงจุด C อากาศ A จะอุ่นกว่าอากาศใกล้เคียงเสมอ ดังนั้นอากาศ A จะเบากว่า และลอยตัวต่อไปโดยไม่ต้องอาศัยแรงอื่น และในทำนองเดียวกัน เมื่ออากาศ A ถูกทำให้ลดต่ำลงมายังจุด B' และ C' แล้วอากาศ A จะเย็นกว่า อากาศใกล้เคียงจึงหนักกว่าและลอยต่ำลงมาเรื่อยๆ แม้ว่าจะหมดแรงก็ตามปรากฏการณ์เช่นนี้ เราเรียกว่า การไม่ทรงตัวอิสระ



รูปที่ 6.2 แสดงถึงการไม่ทรงตัวอิสระ (Absolute Instability)

6.3 การไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional Instability)

ในกรณีของการไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข เกิดขึ้นเมื่อเส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระนั้นอยู่ระหว่าง Dry และ Saturation Adiabatic ในกรณีนี้จะพบว่าอากาศ A จะอุ่นกว่าอากาศใกล้เคียงเมื่ออากาศ A นั้นถูกยกไปตามเส้น Saturation Adiabatic และจะเย็นกว่าอากาศใกล้เคียง เมื่ออากาศ A ถูกยกตัวไปตาม Dry Adiabatic อากาศจะมีการทรงตัวดี หรือมีการทรงตัวไม่ดีขึ้นอยู่กับสถานะของอากาศ A นั้นว่าอิมตัวหรือไม่อิมตัว เช่นอากาศจะไม่มี การทรงตัว เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศอิมตัว แต่อากาศจะมีการทรงตัวดี เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศที่ยังไม่ อิมตัว ลักษณะเช่นนี้เรียกว่า การทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional Instability) ดังแสดงไว้ในรูปที่ 6.3

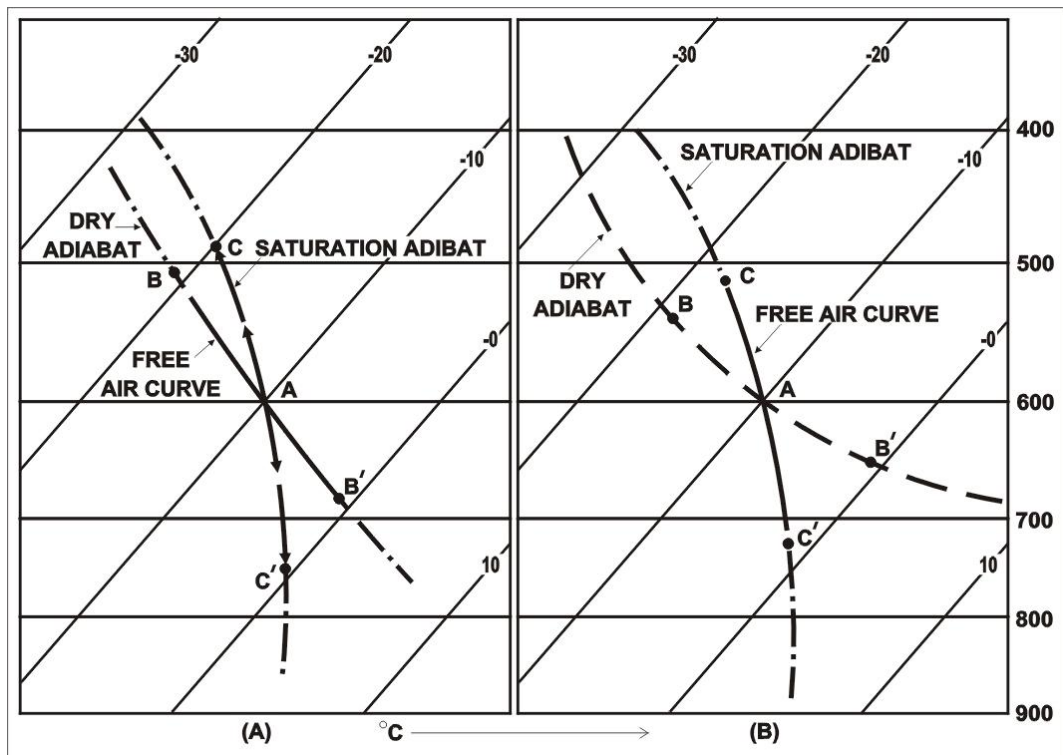


รูปที่ 6.3 แสดงถึงการไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional Instability)

6.4 Dry Indifferent and Saturation Indifferent

เมื่อเส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระนั้นทับกับ Dry Adiabatic จะเกิดการทรงตัวอย่างเป็นกลางชนิดหนึ่ง ซึ่งเรียกว่า Dry Indifferent นั่นคือ เมื่ออากาศ A ที่ยังไม่อิมตัวถูกทำให้เคลื่อนที่ไปถึงจุด B หรือลงมายังจุด B' เมื่อหมดแรงส่งแล้วจะหยุดอยู่แค่นั้นเอง ลักษณะเช่นนี้ เรียกว่า Dry Indifferent

แต่เมื่ออากาศ A นั้นอิมตัว จะเคลื่อนตัวไปตามเส้น CC' เมื่อหมดแรงแล้วจะหยุดอยู่ตรงนั้นเพราะว่า อากาศ A มีความหนาแน่นเท่ากับอากาศใกล้เคียง แต่เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศที่ยังไม่อิมตัว ก็จะเคลื่อน ที่ตาม เส้น BB' ทำให้อากาศ A มีการทรงตัวดี ปรากฏการณ์ที่เส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระทับอยู่กับเส้น Saturation Adiabatic นั้นเรียกว่า Saturation Indifferent แต่เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศที่ยังไม่อิมตัว จะทำให้อากาศมี การทรงตัวดี ดังแสดงไว้ในรูปที่ 6.4



รูปที่ 6.4 แสดงถึงการทรงตัวอย่างเป็นกลาง
(Neutral Equilibrium)

บทที่ 7 เมฆ (CLOUDS)

1. กล่าวนำ

เมฆคือไอน้ำที่อยู่ในอากาศ ซึ่งเปลี่ยนสถานะเป็นอนุภาคเล็กๆของน้ำหรือน้ำแข็งหรือทั้งสองอย่างปนกัน และจับกลุ่มกันเป็นก้อน หรือเป็นเส้นล่องลอยอยู่ในอากาศ มองเห็นเป็นรูปทรงต่างๆ (Forms) บางครั้งอาจจะมีอนุภาคของของแข็งซึ่งเกิดจากโรงงานอุตสาหกรรมหรือผงฝุ่นและควันปะปนอยู่ด้วยก็ได้

ในปี ค.ศ. 1803 LUKE HOWARD ได้ตั้งชื่อรูปทรงต่างๆของเมฆเป็น 3 พวกใหญ่ๆ คือ :-

พวกที่ 1 คือ เมฆที่มีรูปลักษณะเป็นแผ่น ชื่อว่า Stratiform

พวกที่ 2 คือ เมฆที่มีรูปลักษณะเป็นก้อน มีฐานแบน ส่วนบนกลม ชื่อว่า Cumuliform

พวกที่ 3 คือ เมฆที่มีรูปลักษณะเป็นเส้นใย คล้ายขนนก ชื่อว่า Cirriiform

2. ส่วนประกอบของเมฆ (Cloud Composition)

ส่วนประกอบของเมฆที่สำคัญได้แก่ :-

2.1 อนุภาคเล็กๆของน้ำ หรือ น้ำแข็ง (Water Droplet or Ice Crystals)

2.2 แกนการกลั่นตัว (Condensation Nuclei) ได้แก่ ฝุ่นผง ฝุนเกลือ อนุภาคเล็กๆที่เกิดจากโรงงานอุตสาหกรรม

2.3 ส่วนที่ช่วยทำให้เกิดการกลั่นตัวของไอน้ำคือ อุณหภูมิ ซึ่งจะอยู่ระหว่าง 0° ถึง -15°C

3. ชนิดของเมฆ (Types of Clouds)

จากหนังสือ Weather For Air Crew ได้แบ่งเมฆชนิดต่างๆออกเป็นดังนี้คือ :-

เมฆชั้นต่ำ เมฆชั้นกลาง เมฆชั้นสูง เมฆก่อตัวในทางตั้ง (Extensive Vertical Development)

เมฆที่เกิดจากกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้ง (Convective) ประกอบกับอากาศมีการทรงตัวไม่ดี (Unstable) เมฆพวกนี้จะมีลักษณะเป็นก้อน (Cumuliform) มีความหมายว่า กองหรือสุมหรือพูน (Heap) ปรากฏให้เห็นเป็น ก้อน เมื่อเครื่องบินบินเข้าไปหรือใกล้ได้ฐานเมฆเหล่านี้จะพบกับกระแสอากาศปั่นป่วน ทำให้เครื่องบินเสียการทรงตัว

แต่เมฆที่เกิดขึ้นโดยการเย็นตัวของอากาศและมีการทรงตัวดี (Stable) เมฆชนิดนี้ เรียกว่า เมฆแผ่น (Stratiform) จะปรากฏให้เห็นเป็นผืนผ้า (Sheetlike) เมื่อเครื่องบิน บินเข้าไปในเมฆเครื่องบินจะบินได้เรียบ (Smooth)

สำหรับเมฆที่มีคำว่า Nimbo อยู่ข้างหน้าชื่อหรือต่อท้ายคำว่า Nimbus จะมีความหมายว่าเป็นพวกเมฆฝน (Raincloud) นั้นหมายความว่า เมฆนี้จะก่อให้เกิดน้ำฟ้า (Precipitation) ตัวอย่างเช่น เมฆ Nimbostratus (NS) จะมีฐานในแนวระดับ เกิดในเวลาที่ท้องฟ้ามีความชื้นสูงมากและเมฆพร้อมที่จะกลั่นตัวตกลงมาเป็นฝนมีโอกาสด่อนข้างสูงมากหรือเมฆ CU ที่มีขนาดใหญ่ขึ้น จะกลายเป็นเมฆ Cumulonimbus เมฆนี้ก็จะเกิดฝน หรือมีพายุฟ้าคะนองติดตามมาด้วย

ALTITUDE OF BASE	CLOUD TYPE	ABBREVIATION
Base of High Clouds	Cirrus	CI
Usually Above 16,000 Feet (AGL)	Cirrocumulus	CC
	Cirrostratus	CS
20,000 Feet		
Base of Middle Clouds	Alto cumulus	AC
Range from 6,500 Feet to 20,000 Feet (AGL)	Altostratus	AS
	Nimbostratus	NS
6,500 Feet		
Base of Low Clouds	*Cumulus	CU
Range from Surface to 6,500 Feet (AGL)	*Cumulonimbus	CB
	Stratocumulus	SC
	Stratus	ST
SURFACE		

4. การเกิดเมฆ

เมฆเกิดจากสาเหตุใหญ่ๆ 3 สาเหตุดังนี้ :-

4.1 การเกิดเมฆอันเนื่องมาจากการเย็นลงแบบอะเดียเบติก (Adiabatic Cooling) การเย็นลงของอากาศแบบอะเดียเบติกนั้น เป็นวิธีการที่สำคัญที่สุดที่จะทำให้เกิดการกลั่นตัวในอากาศ เนื่องจากอากาศที่ยังไม่อิ่มตัวนั้น จะเย็นตัวลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้นในอัตรา 3°C ต่อ 1,000 ฟุต

ดังนั้นการเจริญเติบโตของเมฆจึงใช้เวลาไม่นานนักเมฆที่เกิดด้วยสาเหตุนี้แยกออกไปได้อีกคือ

4.2 เมฆก่อตัวในทางตั้ง (Convective Clouds) กระแสอากาศที่ไหลขึ้น บางทีเป็นผลอันเนื่องมาจากอากาศไม่ทรงตัว ถ้าหากอากาศที่ลอยตัวขึ้นได้รับความเย็น จนอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew Point Temperature) เมฆก็จะเกิดขึ้น ขณะที่อากาศถูกทำให้ร้อนที่ผิวพื้นอากาศนั้นก็จะยกตัวสูงขึ้นเมื่อถึงระดับกลั่นตัว (CCL = Convective Condensation Level) เมฆก็จะเกิดตัวอย่างเช่น เมฆก้อน CU ฐานของเมฆจะเห็นได้ชัดที่ระดับ CCL. ถ้าหากอัตราการลดอุณหภูมิเหนือระดับ CCL. น้อยกว่าอัตราการลดอุณหภูมิของอากาศที่อิ่มตัว (Saturation Adiabatic Lapse Rate) จะทำให้อากาศที่ลอยขึ้นเย็นกว่าอากาศโดยรอบการลอยตัวขึ้นของอากาศ จึงขึ้นอยู่กับแรงที่ยกตัวทำให้อากาศลอยขึ้นไป ด้วยเหตุนี้เมฆจึงแผ่กระจายไปอย่างรวดเร็ว แต่ถ้าหากอัตราการลดอุณหภูมิเหนือระดับ CCL. มากกว่าอัตราการลดอุณหภูมิอิ่มตัวเมฆจะยกตัวสูงขึ้น ถึงแม้ว่าจะหมดแรงยกแล้วก็ตาม เมฆก้อนก็จะเกิดขึ้น เช่น CU, CB จนกระทั่งถึงระดับที่อากาศทรงตัวดี (Stable) ถ้าอุณหภูมิที่ยอดเมฆนั้นต่ำกว่า 0°C มาก ยอดของเมฆจะกลายเป็นผลึกน้ำแข็งที่เรามักจะเห็นเป็นรูปทั้งในเมฆ CB นั่นเอง

บนพื้นดิน เมฆ CU ที่ก่อตัวขึ้นเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงความร้อนประจำวันโดยปกติจะเริ่มเกิดในตอนเช้าและก่อตัวไปเรื่อยๆ จนถึงสูดยอดในตอนบ่ายและเริ่มสลายตัวเมื่อพื้นดินเย็นลงในตอนเย็น

บนพื้นทะเล เมฆที่เกิดจากการก่อตัวในทางตั้งเกิดขึ้นเมื่อพื้นทะเลอุ่นกว่าอากาศเบื้องบนเมฆจะเกิดขึ้นได้ทั้งกลางวันและกลางคืน ทั้งนี้เนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเพียงเล็กน้อยของพื้นทะเล เมฆ CU ที่เกิดขึ้นบ่อยที่สุดบนพื้นทะเลนี้ มักจะเกิดในฤดูหนาว เมื่ออากาศจากพื้นดินไหลทับพื้นน้ำที่อุ่นกว่า เมฆที่เกิดขึ้นลักษณะนี้ในบางที่ เกิดจากการเคลื่อนที่ในทางระดับ (Advection) ของอากาศเย็นทับอากาศอุ่นเสียก่อนแล้ว จึงเกิดการยกตัวในทางตั้งที่หลัง บางที่ก็เกิดจากการไหลสอเข้าหากัน (Convergence) ของอากาศ นอกจากนั้น ยังเกิดขึ้นบริเวณความกดอากาศต่ำก็ได้

4.3 เมฆที่เกิดจากแนวปะทะอากาศ (Frontal Clouds) อากาศที่ลอยตัวขึ้นตามลาดของแนวปะทะ (Slope) อากาศจะเย็นลงแบบอะเดียเบติก (Adiabatic) จนทำให้อุณหภูมิของอากาศเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง เมฆก็จะเกิดขึ้น ถ้าหากอากาศก่อนนั้นมีการทรงตัวดี เมฆที่เกิดขึ้นจะเป็นเมฆแผ่น เช่น CI, CS, AS, SC, ST และ NS แต่ถ้าอากาศที่ทรงตัวดี แล้วเปลี่ยนมาเป็นอากาศที่ทรงตัวไม่ดีขณะที่ยกตัวขึ้น ตอนแรกจะเป็นพวกเมฆแผ่น ส่วนตอนบนจะเป็นพวกเมฆก้อน เช่น CU หรือ CB

4.4 เมฆที่เกิดจากลาดภูเขา (Orographic Clouds) ถ้าหากอากาศถูกทำให้ยกตัวขึ้นตามลาดภูเขาและภูเขานั้นสูงพอ อากาศก่อนนั้นจะเย็นลงจนทำให้เกิดเมฆขึ้น จำนวนเมฆที่เกิดขึ้นนั้นจะขึ้นอยู่กับความชื้นของอากาศ และถ้าหากว่าอากาศใกล้อิ่มตัวอยู่แล้ว ภูเขาเตี้ยๆ ก็ทำให้เกิดเมฆได้

เมฆที่เกิดจากวิธีนี้ ส่วนมากจะเป็นเมฆ Stratus (ST) ไม่หนามากนัก การที่อากาศจมตัวลงทางด้านหลังเขานั้น (Leeward Side) ทำให้อากาศอุ่นขึ้นและเมฆสลายตัวอย่างรวดเร็ว แต่ถ้าอากาศนั้นทรงตัว หรือถูกเปลี่ยนเป็นไม่ทรงตัวในขณะที่ยกตัวขึ้น เมฆ CU และ CB ก็เกิดขึ้นทางด้านรับลมของภูเขา แม้ว่าบางส่วนจะถูกลมพัดพาไป แต่ส่วนใหญ่ก็จะอยู่กับที่

ในกรณีของคลื่นภูเขา (Mountain Wave) เมฆรูปเลนซ์ (Lenticular Clouds) และเมฆม้วน (Roll Clouds) จะเกิดขึ้นทางด้านหลังเขา ซึ่งเป็นสาเหตุของกระแสอากาศปั่นป่วนอย่างรุนแรง

4.5 เมฆในกระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence Clouds) กระแสอากาศปั่นป่วนคือ การแปรปรวนของลมที่ระดับที่มีแรงเสียดทาน การไหลขึ้นลงของกระแสอากาศจะทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศตามระยะสูง ถ้าหากอากาศที่มีความชื้นพอ ส่วนบนของกระแสอากาศปั่นป่วน บางที่ก็จะเย็นลงจนอุณหภูมิเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง เมฆ ST หรือ SC จะเกิดขึ้นได้

4.6 การเกิดเมฆเนื่องจากแผ่รังสีออก (Outgoing Radiation) การแผ่รังสีออกจากบริเวณที่อากาศมีความชื้น ทำให้อากาศเย็นลงจนทำให้เกิดเมฆได้ เมื่อเกิดเมฆขึ้นแล้ว การแผ่รังสีความร้อนจากหยดน้ำนั้น จะทำให้เมฆก่อตัวสูงขึ้นอีก

4.7 การเกิดเมฆอันเนื่องมาจากการเพิ่มความชื้นให้กับอากาศ เมฆชั้นต่ำบางส่วนจะเกิดขึ้นได้เมฆก้อนใหญ่ๆ ในขณะที่ฝนตก ทั้งนี้เนื่องจากการระเหยกลายเป็นไอจากเม็ดฝนทำให้เพิ่มความชื้นให้กับอากาศที่เกือบอิ่มตัว จนอากาศนั้นอิ่มตัว เมฆก็เกิดขึ้นถ้าหากมีลมแรงพอ การที่มีกระแสอากาศปั่นป่วนจะช่วยให้ เมฆก่อตัวขนาดใหญ่ขึ้นด้วย

5. รูปลักษณะที่สำคัญของเมฆ (Main Form of Clouds)

เมฆแบ่งออกเป็นแบบที่สำคัญๆ 3 แบบ คือ :-

5.1 CIRRIFORMS หมายถึงเมฆที่มีลักษณะ คล้ายขนนก หรือเป็นสายคล้ายหางม้า

5.2 STRATIFORMS หมายถึงเมฆที่เป็นชั้นๆหรือเป็นแผ่น เมฆชนิดนี้เมื่อเกิดขึ้นแล้ว ณ ระดับใดระดับหนึ่งจะทำให้อากาศเย็นตัวลงทั้งระดับ จนเกิดการกลั่นตัวเป็นเมฆ STRATUS ได้

5.3 CUMULIFORMS หมายถึงเมฆที่เป็นก้อนๆ เกิดขึ้น ณ ตำบลใด ตำบลหนึ่ง ที่มีกระแสอากาศไหลขึ้นและได้นำเอาความชื้นไปเหนือระดับ CCL.

6. การจำแนกประเภทของเมฆ (Classification of Clouds)

ในสากลได้จัดแบ่งประเภทเมฆตามระยะสูงของเมฆชนิดต่างๆไว้ดังนี้คือ เมฆชั้นสูง เมฆชั้นกลาง และเมฆชั้นต่ำ ระยะสูงของเมฆแต่ละชนิดขึ้นอยู่กับ ละติจูด (Latitude) ของโลกด้วยสำหรับในเขตร้อนจำแนกได้ดังนี้

เมฆชั้นสูง (High Clouds = Ch) มีฐานสูงจากพื้นดินตั้งแต่ 20,000 ฟุตขึ้นไป ได้แก่

Cirrus = Ci

Cirrostratus = Cs

Cirrocumulus = Cc

เมฆชั้นกลาง (Middle Clouds = Cm) มีฐานสูงจากพื้นดินระหว่าง 6,500-20,000 ฟุต

Alto cumulus = Ac

Altostratus = As

Nimbostratus = Ns

เมฆชั้นต่ำ (Low Clouds = Cl) อยู่ไม่เกิน 6,500 ฟุต จากพื้นดิน ได้แก่

Stratus = St

Stratocumulus = Sc

Cumulus = Cu

Cumulonimbus = Cb

7. ทำความรู้จักกับเมฆชนิดต่างๆ (Clouds Recognition)

7.1 Low Clouds ฐานของเมฆชั้นต่ำจะอยู่สูงจากพื้นดินไม่เกิน 6,500 ฟุต แต่ถ้าฐานต่ำกว่า 50 ฟุต เราไม่ถือว่าเป็นเมฆ เช่น หมอก (Fog) เป็นต้น อย่างไรก็ตามเมฆในระดับชั้นต่ำนี้อาจประกอบด้วยเกล็ดน้ำแข็ง (Ice Crystals) หรือ Supercool Water Droplets ก็ได้ (ส่วนมากจะเกิดในเขตละติจูดกลางขึ้นไป)

Stratus (ST) เมฆสเตรตัสจะมีลักษณะเรียบ ติดกันเป็นแผ่นหรือฉีกขาด หรือทั้งสองอย่าง มีสีเทา เป็นเมฆที่เกิดจากการยกตัวของหมอกอันเนื่องมาจากพื้นดินได้รับความร้อน น้ำฟ้าที่เกิดจะอยู่ในรูปของฝนละออง หรือ ก้อนหิมะ ไม่เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนในเมฆชนิดนี้

Stratocumulus (SC) เมฆสเตรโตคิวมูลัส ลักษณะเป็นก้อนๆ สีขาวหรือสีเทา ประกอบด้วยเม็ดละอองไอน้ำ ในฤดูหนาวแถบละติจูดสูงๆ บางทีก็มีผลึกน้ำแข็งปนอยู่ด้วย ภายในเมฆจะมีกระแสอากาศปั่นป่วน และน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้ ในชั้นปานกลาง

Cumulus (CU) เมฆคิวมูลัส มีลักษณะเป็นโดม รูปร่างคล้ายดอกกะหล่ำ มีฐานส่วนมากอยู่ในแนวระดับ ภายในเมฆประกอบด้วยเม็ดละอองน้ำ ส่วนที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C บางทีจะมีผลึกน้ำแข็งด้วย ผลึกเหล่านี้จะเจริญเติบโตขึ้นจากผลของการกลายเป็นไอของเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง ซึ่งจะทำให้เจริญเติบโตเป็นเมฆ CB ต่อไป

คุณสมบัติของเมฆ CU ขึ้นอยู่กับความสูงจากฐานของเมฆกับฐานของระดับที่มีการทรงตัวดี ถ้าระยะห่างนี้สั้นมากเมฆ CU จะก้อนเล็กและแบน ถ้าระยะห่างกันสูงมากจะมีก้อนโตขนาดใหญ่ ถ้ามีรูปร่างคล้ายหอคอยที่เรียกว่า TCU (Towering Cumulus) น้ำฟ้าที่เกิดจาก TCU จะเป็นน้ำฟ้าชู่ (Shower) หรือบางครั้งจะเกิด Virga ด้วย ในเขตร้อนเนื่องจาก CCL และระดับอากาศที่มีการทรงตัวดีอยู่สูงกว่าเขตอื่น ดังนั้นเมฆในเขตร้อนจึงก่อตัวสูงกว่าเขตอื่นๆ การเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนจะเกิดขึ้นนับตั้งแต่ฐานสูงขึ้นไป การเกิดน้ำแข็งมีความรุนแรงปานกลาง อัตราการไหลขึ้นในทางดิ่งมีค่าประมาณ 400-1,000 ฟุตต่อวินาที ในเมฆ CU อย่างบาง แต่ใน CU ขนาดใหญ่จะมีค่าถึง 2,000 ฟุตต่อวินาที ในกรณีรุนแรงมากๆ จะมีกระแสไฟฟ้าสถิตย์เกิดขึ้นได้

Cumulonimbus (CB) รายละเอียดดูในข้อ 9.2

7.2 Middle Clouds เมฆชั้นกลางประกอบด้วยเมฆ AS, AC และ NS ความสูงอยู่ระหว่าง 6,500-20,000 ฟุต ประกอบด้วยหยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็ง แต่ส่วนมากจะประกอบด้วยเม็ดน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง ดังนั้นเมฆในระดับนี้ จึงเป็นอันตรายต่ออากาศยานมาก

Altostratus (AS) ออลโตคิวมูลัส เป็นเมฆที่ปรากฏเห็นเป็นชั้นๆ ลักษณะเป็นลูกฟูกหรือขนแกะสีขาวหรือสีเทา ส่วนใหญ่จะโปร่งแสง บางครั้งก็หนาที่บจนสามารถปิดบังท้องฟ้าได้ บางครั้งอาจแสดงว่า อากาศนั้นไม่มีการทรงตัวและมักแสดงว่าจะมีลักษณะอากาศไม่ดีใน 8-9 ชั่วโมงข้างหน้า

Altostratus (AS) ออลโตสเตรตัส เป็นเมฆแผ่นสีเทา ส่วนใหญ่โปร่งแสง แสงสามารถผ่านทะลุเพียงครึ่งเดียว ทำให้มองเห็นดวงอาทิตย์หรือดวงจันทร์ได้สลัวๆ คุณสมบัติที่แตกต่างจากเมฆ ST ตรงที่สีเทาลึกกว่า และไม่เหมือนเมฆ CS ตรงที่บดบังแสงดวงอาทิตย์หรือดวงจันทร์ได้ ไม่ทำให้เกิดเงาบนพื้นดิน และไม่มีปรากฏการณ์ที่เรียกว่า Halo ด้วย ในกรณีที่เมฆ AS หนามากๆ จะแบ่งออกได้เป็น 3 ส่วน คือ :-

ส่วนบน ประกอบด้วย น้ำแข็ง

ส่วนกลาง ประกอบด้วย ส่วนผสมของผลึกน้ำแข็ง และเม็ดละอองน้ำ

ส่วนล่าง ประกอบด้วย เม็ดละอองน้ำที่เย็นต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง

ภายในก้อนเมฆมีกระแสอากาศปั่นป่วน และน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้เพียงเบาบางเท่านั้น

Nimbostratus (NS) เมฆนิมโบสเตรตัส เมื่อเกิดจะปกคลุมเป็นบริเวณกว้างใหญ่ และบางครั้งฐานจะแผ่ตัวลงมาถึงระดับของเมฆชั้นต่ำได้ มีลักษณะคล้ายเมฆ AS แต่เมฆ NS จะหนากว่า บางครั้งความหนาจะอยู่ระหว่าง 6,000-25,000 ฟุต ภายในเมฆทัศนวิสัยไม่ดี บางครั้งจะน้อยกว่า 500 เมตร เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน และน้ำแข็งเกาะเครื่องบินขนาดเบาถึงปานกลาง

เมฆ NS ส่วนใหญ่สามารถปิดบังแสงดวงอาทิตย์และดวงจันทร์ได้ทั้งหมด และจะเกิดขึ้นร่วมกันกับน้ำฟ้าที่ตกต่อเนื่อง โดยที่ฐานของเมฆ NS จะแผ่ขยายตัวลงมาถึงระดับของเมฆชั้นต่ำได้บ่อยๆ เรียกเมฆพวกนี้ว่า Fractostratus หรือ Fractocumulus

7.3 High Clouds เมฆชั้นสูง ประกอบด้วย CI, CC และ CS ความสูงของฐานอยู่ระหว่าง 16,000-45,000 ฟุต ในละติจูดกลาง ความสูงของเมฆเหล่านี้อาจสูงถึง 60,000 ฟุต ส่วนมากจะประกอบด้วยผลึกน้ำแข็ง

Cirrus (CI) เมฆเซอรัสเป็นเมฆที่ประกอบด้วย ผลึกน้ำแข็งขนาดต่างๆ กันลักษณะเป็นใยสีขาวๆบางๆ คล้ายขนนกหรือหางม้า ถ้าหากเมฆชนิดนี้เกิดขึ้นมาบางๆและไม่ติดตามด้วยเมฆ CS หรือ AS จะเป็นสิ่งแสดงว่า อากาศดี แต่ถ้าเมฆนี้หนาแน่นเป็นทางยาวจะเป็นสิ่งเตือนถึงอากาศไม่ดี

Cirrostratus (CS) เมฆเซอโรสเตรตัส มีลักษณะคล้ายเยื่อใยที่ติดต่อกัน สีขาวหรือสีเทา เมฆจะจัดตัวกัน อย่างเรียบๆ ปกคลุมท้องฟ้าและมักจะทำให้เกิดปรากฏการณ์ที่เรียกว่า "HALO" แต่ไม่ถึงกับทำให้แสงอาทิตย์ หรือ แสงจันทร์มัวไป

CS เกิดจากผลของการเป็นไอและกลั่นตัวเป็นเมฆอีกครั้งหนึ่ง ณ ที่ระดับสูงๆ แม้ว่าจะไม่เป็นสิ่ง เตือนล่วงหน้าว่าจะเกิดอากาศเลว แต่ก็ เป็นสิ่งที่แสดงว่าขณะนั้นละอองน้ำเม็ดเล็กๆ กำลังจะโตเป็นฝน โอกาสที่ จะตกใน 24 ชั่วโมงนั้นมีประมาณ 80%

Cirrocumulus (CC) เมฆเซอโรคิวมูลัส มีลักษณะเป็นหย่อมๆสีขาวบางๆ หรือเป็นก้อนเล็กๆ คุคล้ายๆ รอยคลื่นหรือเกล็ดปลาสีขาวๆ เหมือนละลอกคลื่น ส่วนมากจะเกิดในเวลาที่อากาศไหลสอบเข้าหากัน (Convergence) ส่วนประกอบของเมฆจะประกอบด้วยเม็ดละอองน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง หรือ ประกอบด้วยเกล็ดของน้ำแข็ง (Ice Crystals) เล็กๆ หรือส่วนผสมของทั้งสองอย่าง

8. เมฆที่ก่อตัวในทางตั้งอย่างรุนแรง (Extensive Vertical Development)

ที่สำคัญมี 2 ชนิดคือ TCU และ CB ความสูงของฐานจะอยู่ในระดับของ Low Clouds ยอดจะสูงถึงระดับ ของเมฆชั้นสูง

8.1 Towering Cumulus (TCU) เมฆ TCU คือเมฆ CU ที่อยู่รวมกันหลายๆ ก้อนมีการไหลขึ้นของกระแส อากาศในทางตั้งมากกว่าเมฆ CU ก้อนเดียว มีลักษณะเป็นหอคอย สีขาว เมื่อต้องแสงแดด ภายในจะมีกระแส อากาศปั่นป่วน น้ำแข็งเกาะเครื่องบิน และมีพายุฟ้าคะนองเกิดขึ้นด้วย

8.2 Cumulonimbus (CB) เป็นเมฆก้อนใหญ่ เจริญเติบโตมาจาก CU แต่กระจายสูงขึ้นไปนับแต่ส่วน ล่างสุด ผ่านระดับเมฆชั้นกลางและเมฆชั้นสูง

ในเขตร้อน (Tropic) ยอดของเมฆ CB อาจสูงถึงชั้นสูงสุดคือบริเวณ Tropopause หรือตอนล่างของ บรรยากาศชั้น Stratosphere ส่วนยอดของเมฆ CB จะเป็นรูปทัง (Anvil)

เมฆ CB ประกอบด้วยหยดน้ำ ตอนบนจะเป็นผลึกน้ำแข็ง ภายในจะมีเม็ดฝนหรือละอองหิมะและลูกเห็บ ดังนั้นเมื่อมีเมฆ CB อากาศจะไม่ดี ติดตามมาด้วยฟ้าแลบ ฟ้าร้อง ฟ้าผ่า มีพายุลูกเห็บหรือลมวงช้าง (Tornadoes) ฯลฯ เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบิน อัตรากระแสอากาศไหลขึ้นอาจสูงถึง 5,000 ฟุตต่อวินาที และยังมี กระแสอากาศไหลลงอย่างรุนแรงมาก ปรากฏที่บริเวณที่มีน้ำฟ้าตกหนักกระแสอากาศปั่นป่วนและนอกจากนั้นยัง เกิดไฟฟ้าสถิตย์อีกด้วย

9. เมฆชนิดพิเศษ (Special Clouds Types)

9.1 Altocumulus Standing Lenticular (ACSL) เมฆชนิดนี้จะเกิดเป็นหย่อมๆ มีรูปร่างคล้ายเลนซ์ส่วนใหญ่แล้วโปร่งแสง มีฐานอยู่ที่ระดับเดียวกับหรือมากกว่า มีการเปลี่ยนแปลงสภาพของเมฆอยู่ตลอดเวลา เมฆ ACSL จะเกิดขึ้นตรงส่วนยอดของคลื่น ซึ่งเกิดจากกระแสอากาศจมลง ดังนั้นเมฆนี้จะไม่เคลื่อนไปไหน แม้ว่าลมที่พัดจะแรงก็ตาม ไม่ควรบินผ่านเมฆ ACSL เนื่องจากเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนอย่างแรงด้วย

9.2 Rotor Clouds (เมฆม้วน) เมฆม้วนจะเกิดขึ้นทางด้านหลังภูเขา เมฆม้วน จะดูคล้ายกับแนวของเมฆก้อนเล็กๆ ซึ่งจะมีแนวขนานกับภูเขา และจะปรากฏให้เห็นพร้อมกับมีกระแสอากาศปั่นป่วนเหมือน กับคลื่นของภูเขาด้วย (Mountain Wave)

9.3 Condensation Trails (Contrails) Contrail คือทางเมฆที่เกิดขึ้นเมื่อเครื่องบิน บินไปถึงระดับที่มีความชื้นและความเย็นเพียงพอ ในเชิงกลยุทธ์ Contrail จะทำให้สามารถเห็นตำแหน่งของเครื่องบินของข้าศึกได้เป็นอย่างดี Contrail เกิดขึ้นได้ 2 วิธีคือ

9.4 Contrail ที่เกิดจากอากาศพลศาสตร์ (Aerodynamic Contrail) เกิดจากการลดลงของความกดอากาศเมื่ออากาศไหลผ่านปีกของเครื่องบิน (Airfoil) ด้วยความเร็วสูง Contrails ที่เกิดจะมีลักษณะสั้นเป็นทางสีขาว และถ้าเปลี่ยนแปลงระดับบินเพียงเล็กน้อย หรือลดความเร็วของเครื่องยนต์ลง Contrails ก็หายไ

- Contrails ที่เกิดจากท่อไอเสียของเครื่องบิน (Engine Exhaust Contrails) เกิดจากไอน้ำที่พ่นออกมาจากท่อไอเสียผ่านบรรยากาศที่เย็น แล้วเกิดการควบแน่นเป็นเกล็ดขาวๆเป็นทางยาว ซึ่งส่วนมากจะเกิดในฤดูหนาว ในเขต Arctic ที่หนาวเย็น Contrails จะเกิดใกล้ๆ กับผิวพื้นเสมอๆ การเปลี่ยนความสูง หรือเปลี่ยนกำลังของเครื่องยนต์ แนว Contrails จะหายไป.
