



เอกสารประกอบการบรรยาย
หลักสูตรเจ้าหน้าที่ช่างอากาศ พ.ศ.๒๕๖๕
วิชา ทฤษฎีอุตุนิยมวิทยา

กองช่างอากาศ
กองบัญชาการควบคุมการปฏิบัติทางอากาศ

จุดประสงค์รายวิชา เพื่อให้

๑. มีความเข้าใจเกี่ยวกับทฤษฎีพื้นฐานทางอุตุนิยมวิทยาที่ก่อให้เกิดสภาพอากาศ
๒. มีความเข้าใจเกี่ยวกับมวลอากาศและแนวปะทะอากาศ
๓. มีเจตคติที่ดีต่อการเรียนวิชาทฤษฎีอุตุนิยมวิทยา

สมรรถนะรายวิชา

๑. สามารถอธิบาย เชื่อมโยง องค์ประกอบทางอุตุนิยมวิทยาในเชิงทฤษฎีที่ส่งผลต่อการเกิดสภาพอากาศได้ถูกต้อง
๒. สามารถอธิบายคุณสมบัติของมวลอากาศและระบุนิคมของแนวปะทะอากาศรวมทั้งสภาพอากาศ

คำอธิบายรายวิชา

ศึกษาบรรยากาศของโลก ความกดอากาศ อุณหภูมิ ความหนาแน่นของอากาศ ลม ความชื้น การทรงตัวของบรรยากาศ เมฆ และมวลอากาศและแนวปะทะอากาศ

คำนำ

สภาพอากาศเกี่ยวข้องกับทุกกิจกรรมในการดำเนินชีวิตของเรา แต่สำคัญและจำเป็นอย่างมากในกิจการด้านการบินทั้งนี้เพื่อความปลอดภัย นอกจากนี้ในการปฏิบัติการทางอากาศทั้งในด้านยุทธศาสตร์และยุทธวิธีข้อมูลสภาพอากาศนับเป็นส่วนหนึ่งของการบรรลุผลสำเร็จของภารกิจ การที่จะเข้าใจถึงสาเหตุของการเกิดสภาพอากาศ จำเป็นอย่างยิ่งที่ต้องมีความรู้ในเชิงทฤษฎีอุตุนิยมวิทยา

เอกสารประกอบการบรรยายวิชาทฤษฎีอุตุนิยมวิทยานับนี้เรียบเรียงขึ้นเพื่อมุ่งให้ความรู้กับผู้เข้ารับการศึกษาในหลักสูตรเจ้าหน้าที่ข่าวอากาศ ซึ่งจะทำหน้าที่เป็นผู้ช่วยเจ้าหน้าที่พยากรณ์อากาศในเบื้องต้นได้ อย่างไรก็ตามเนื่องจากจำนวนชั่วโมงการบรรยายตามโครงสร้างหลักสูตรฯค่อนข้างจำกัด จึงขอล่าถึงเฉพาะเนื้อหาสาระที่สำคัญและจำเป็นต่อการนำไปใช้เป็นองค์ความรู้ในการปฏิบัติหน้าที่ได้ ส่วนที่เหลือจะขอล่าไว้ในการศึกษาในระดับสูงต่อไป

ผู้เรียบเรียงหวังว่าเอกสารประกอบการบรรยายฉบับนี้จะเป็นประโยชน์ต่อผู้เข้ารับการศึกษา หรือผู้สนใจทั่วไป หากต้องการเพิ่มเติมในส่วนใดขอให้แจ้งให้กับผู้เรียบเรียงรับทราบเพื่อจะได้นำมาปรับปรุงแก้ไขเพื่อความสมบูรณ์ของเอกสารประกอบการบรรยายต่อไป

น.อ.เสนีย์ ฉัตรวิไล

ผู้เรียบเรียง

ธ.ค. ๒๕๖๕

สารบัญ

บทที่	เนื้อหา	หน้า
1.	บรรยากาศของโลก (The Earth's Atmosphere)	1
2.	ความกดอากาศ (Pressure)	10
3.	อุณหภูมิ (Temperature)	21
4.	ลม (Wind)	29
5.	ความชื้น (Moisture)	40
6.	การทรงตัวของบรรยากาศ (Stability)	51
7.	เมฆ (Clouds)	57
8.	มวลอากาศและแนวปะทะอากาศ (Air masses and Fronts)	62
	เอกสารอ้างอิง	79

บทที่ 1

บรรยากาศของโลก (The Earth's Atmosphere)

1. **บรรยากาศ** คือ แก๊สที่ห่อหุ้มปกคลุมพื้นผิวโลกและแผ่สูงขึ้นไปประมาณ 1,000 กม.เหนือระดับน้ำทะเล ปรากฏการณ์ทางธรรมชาติที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ เช่น การเกิดลมการก่อตัวและการสลายตัวของเมฆ การเกิดฝน ลูกเห็บ และหิมะ การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิปรากฏการณ์เหล่านี้รวมเรียกว่าสภาพอากาศ (Weather) การศึกษาถึง ปรากฏการณ์เหล่านี้จึงเป็นที่มาของวิชาอุตุนิยมวิทยา ซึ่งมีความเกี่ยวข้องกับชีวิตประจำวัน และกิจการบินเสมอมา

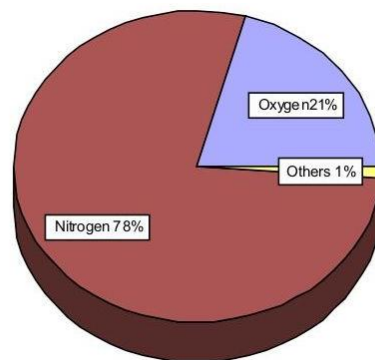
2. ส่วนประกอบของบรรยากาศ

2.2.1 แก๊สที่มีส่วนผสมคงที่ (Permanent or Fixed amount of gases) หรือที่เรียกว่าอากาศแห้ง, อากาศบริสุทธิ์ (Dry air, Pure air) ประกอบด้วยไนโตรเจน 78% ออกซิเจน 21% และแก๊สเฉื่อย 1%

2.2.2 แก๊สที่มีส่วนผสมไม่คงที่ (Variable gases) มีความสำคัญในทางอุตุนิยมวิทยาได้แก่ ไอน้ำ (Water vapour) คาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) และโอโซน (O_3)

ไอน้ำนั้นเป็นตัวการสำคัญอันหนึ่งที่ทำให้เกิดสภาพอากาศ และทำให้บรรยากาศของโลกมีสถานะไม่แห้งจริง ปริมาณไอน้ำนั้นมีมากในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ ณ ระดับ 10 กม. แรกที่ขั้วโลก และ ณ ระดับ 16 กม. แรกที่ศูนย์สูตร

2.2.3 สิ่งเจือปน (Impurities or Non-Gaseous) เช่น อนุภาคของผงฝุ่น (Dust particles), อนุภาคของ ผงเกลือ (Salt particles) ซึ่งเกิดจากการระเหยของน้ำทะเล, ควัน (Smoke) และ/หรือ เถ้าถ่านจากการระเบิดของภูเขาไฟ (Volcanic ash) อนุภาคเหล่านี้จะเป็นแกนกลางในการกลั่นตัว (Condensation nuclei) ของปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา เช่น หมอก หมอกแดด และน้ำฟ้าอื่นๆ



รูปที่ 1-1 ส่วนประกอบของบรรยากาศ

3. การแบ่งชั้นบรรยากาศ

บรรยากาศของโลกได้ถูกจัดแบ่งเป็นชั้นต่างๆ ตามโครงสร้างการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิในแนวดิ่งดังนี้

3.1 ชั้นโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) มีความสูงจากพื้นดินขึ้นไปประมาณ 15-16 กม. ที่ศูนย์สูตร และประมาณ 8-10 กม. ที่ขั้วโลก ในบรรยากาศชั้นนี้มีการหมุนเวียนผสมคลุกเคล้ากันมาก มีกระแสอากาศเคลื่อนที่ทั้งในทางระดับ และทางดิ่ง ทำให้เกิดสภาพลมฟ้าอากาศต่างๆ เช่น มีเมฆ หมอก ฝน และลมแรง หรือพายุ เป็นบรรยากาศชั้นที่มีความสำคัญทางอุตุนิยมวิทยา

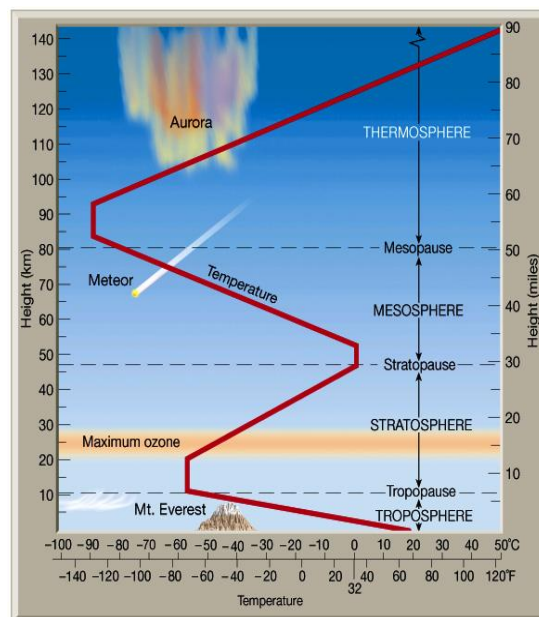
3.2 ชั้นสตราโทสเฟียร์ (Stratosphere) ความสูงของบรรยากาศชั้นนี้ ประมาณ 48-50 กม.จากพื้นผิวโลกเป็นชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิคงที่ ที่ระดับ 10 กม. แรกต่อนั้นขึ้นไปอุณหภูมิของอากาศจะสูงขึ้น

เขตติดต่อกันระหว่างโทรโพสเฟียร์ กับสตราโทสเฟียร์ เรียกว่า โทรโปพอส (Tropopause) ซึ่งปรากฏอยู่ในระดับสูงประมาณ 17-18 กม. ที่ศูนย์สูตร และประมาณ 11-12 กม. ที่ขั้วโลก เป็นชั้นที่เกิด กระแสลมเจ็ต (Jet stream) เป็นชั้นที่มีอุณหภูมิเท่าซึ่งเรียกว่า Isothermal layer นั่นก็คืออุณหภูมิคงที่ตามความสูงนั่นเอง

นอกจากนี้ยังเป็นเขตของบรรยากาศที่มีแก๊สโอโซน (O_3) สะสมอยู่หนาแน่นอีกด้วย ณ ระดับความสูงประมาณ 25-30 กม. โอโซนในบรรยากาศชั้นนี้จะทำหน้าที่กรองรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ส่วนใหญ่ไว้ รังสีนี้ถ้าได้รับเป็นจำนวนมากๆ จะก่อให้เกิดอันตรายต่อชีวิตมนุษย์และสัตว์ได้

3.3 ชั้นเมโสสเฟียร์ (Mesosphere) คำว่า Meso เป็นภาษากรีก แปลว่า Middle ความสูงของบรรยากาศชั้นนี้ประมาณ 80 กม. เหนือพื้นโลก อุณหภูมิของอากาศในชั้นนี้จะลดลงอย่างรวดเร็วตามความสูง มีค่าต่ำสุดถึง $-120^{\circ}C$ ซึ่งเย็นกว่าอุณหภูมิที่ยอดของชั้นโทรโพสเฟียร์เสียอีกเขตติดต่อกันระหว่างชั้นเมโสสเฟียร์ กับสตราโทสเฟียร์ เรียกว่า สตราโทพอส (Stratopause) อยู่ที่ระดับสูงประมาณ 50-60 กม. บรรยากาศชั้นนี้มีผลทางอุตุนิยมวิทยาน้อย

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



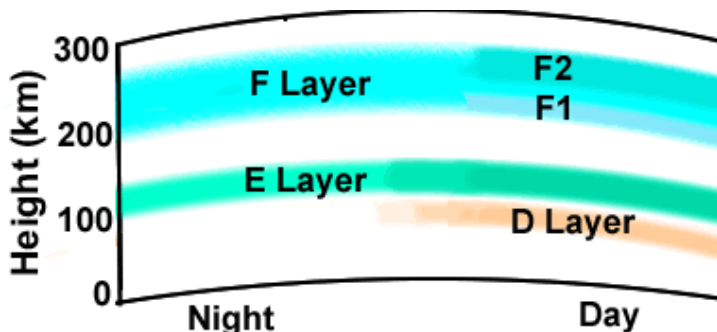
รูปที่ 1-2 การแบ่งชั้นบรรยากาศ

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



รูปที่ 1-3 Ionosphere

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

4. ประโยชน์ของบรรยากาศ

4.1 มีส่วนผสมของแก๊สออกซิเจน และไนโตรเจน ที่พอดีพอเหมาะที่ทำให้สิ่งมีชีวิต และพืชดำรงชีวิตอยู่บนพื้นโลก

4.2 ในบรรยากาศสูงประมาณ 25-30 กม. เหนือพื้นโลกมีแก๊สโอโซนอยู่มากซึ่งทำหน้าที่กรองรังสีจากดวงอาทิตย์ ในแถบคลื่นรังสีอัลตราไวโอเล็ต (Solar ultra-violet radiation) ถ้าร่างกายมนุษย์รับรังสีชนิดนี้ไว้เป็นจำนวนมากแล้ว อาจเป็นอันตรายถึงชีวิตได้ เช่น อาจทำให้เป็นมะเร็งผิวหนัง (Skin cancer) ได้

4.3 บรรยากาศทำหน้าที่คล้ายเรือนกระจก (Green house) โดยเก็บกักความร้อนไว้ในเวลากลางวัน ในเวลากลางคืนก็เก็บกักความร้อนอันเนื่องจากการแผ่รังสีออกของโลก โดยไม่ปล่อยให้พื้นดินแผ่รังสีออกไปมาก และรวดเร็ว

4.4 บรรยากาศทำหน้าที่เสมือนเกราะป้องกันไม่ให้สะเก็ดดาวหรือ อุกาบาต (Meteors) วิ่งเข้ามาชนโลก

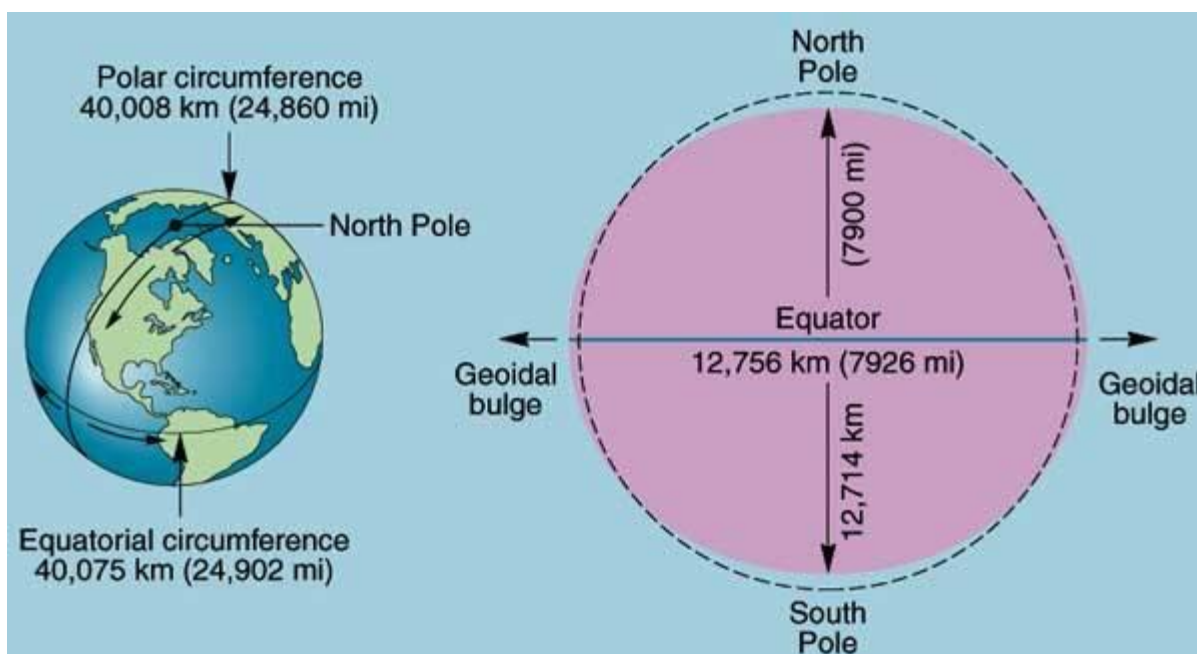
4.5 บรรยากาศทำหน้าที่เป็นสื่อทำให้เกิดเป็นคลื่นของเสียงที่เราได้ยิน ถ้าปราศจากบรรยากาศแล้วจะไม่มีเสียง นอกจากนั้นจะไม่มีไฟ เพราะไฟจะเกิดขึ้นได้ก็ต้องมีออกซิเจน และจะไม่มีลม ไม่มีเมฆ ไม่มีฝน ไม่มีสิ่งมีชีวิต และพืชพันธุ์

5. โลกและดวงอาทิตย์

5.1 ความสัมพันธ์ระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ กล่าวคือ ดวงอาทิตย์เป็นแหล่งพลังงานที่ใหญ่ที่สุด โลกได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ เป็นผลทำให้เกิดปรากฏการณ์ และสภาพอากาศชนิดต่างๆ ขึ้น

5.2 โครงสร้างของโลก

โลกมีลักษณะคล้ายทรงกลม (Sphere) มีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 8,000 ไมล์ อยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ประมาณ 93,000,000 ไมล์ มีการโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นรูปวงรี (Ellipse) รัศมีของโลกที่ขั้วโลกมีความยาว 6,356.91 กม. และที่ศูนย์สูตรมีความยาว 6,378.39 กม. ซึ่งมีความแตกต่างกันประมาณ 21 กม. ความแตกต่างนี้เป็นผลมาจากแรงหนีศูนย์กลางซึ่งเกิดจากการหมุนของโลกนั่นเอง



รูปที่ 1-4 มิติของโลก (Dimension of the Earth)

6. การเคลื่อนที่ของโลก

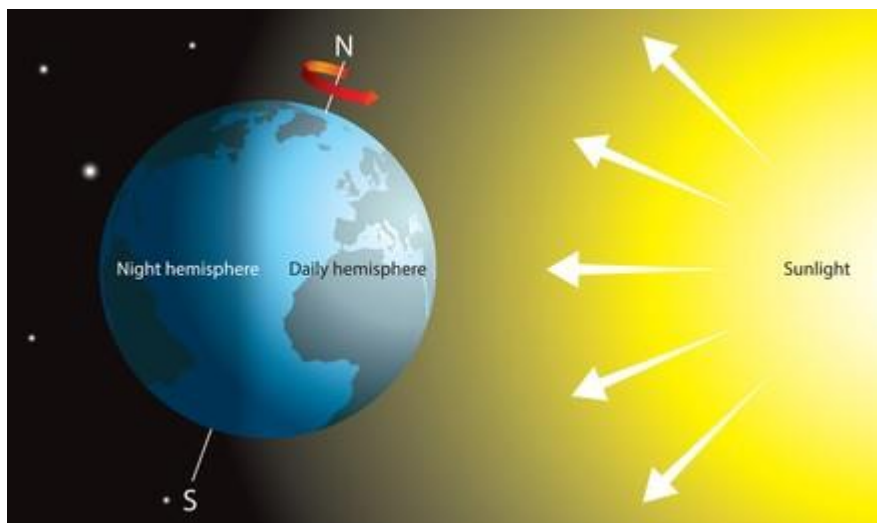
ที่มีผลทางอุตุนิยมวิทยาแบ่งได้ดังนี้

6.1 การหมุนของโลกรอบแกนตัวเอง (Rotation) มีทิศทางการหมุนจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออก (หมุนทวนเข็มนาฬิกา) การหมุนในลักษณะนี้จะเสร็จสิ้นสมบูรณ์ใช้เวลา 24 ชั่วโมง ในแต่ละชั่วโมงจะหมุนไปได้ 15° เมื่อ หมุนครบ 360° ก็จะใช้เวลา 24 ชั่วโมงพอดีการหมุนเช่นนี้เป็นผลทำให้เกิดเวลากลางวัน และกลางคืน สำหรับผลทางอุตุนิยมวิทยาได้แก่ ทำให้เกิดลมบก ลมทะเล (Land-Sea breeze) อีกทั้งยังเป็นสาเหตุทำให้เกิดการไหลของลมที่ผิวพื้นด้วย

6.2 การหมุนของโลกรอบดวงอาทิตย์ (Revolution)

คำว่า Revolution มาจากคำว่า Rotation (หมุน) + Translation (เคลื่อนที่ไป) หมายความว่า มีการหมุนและเคลื่อนที่ไปในเวลาเดียวกัน การหมุนในลักษณะนี้ใช้เวลาทั้งสิ้น $365\frac{1}{4}$ วัน จึงจะครบรอบที่สมบูรณ์ มีลักษณะ การหมุนเป็นรูปวงรี (Ellipse) ในทิศทางทวนเข็มนาฬิกา

การที่แกนของโลก เอียงทำมุม $23\frac{1}{2}$ องศา กับเส้นตั้งฉาก กับพื้นที่ที่โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์ (Plane of The Earth's orbit) ทำให้เกิดฤดูกาลบนพื้นโลก



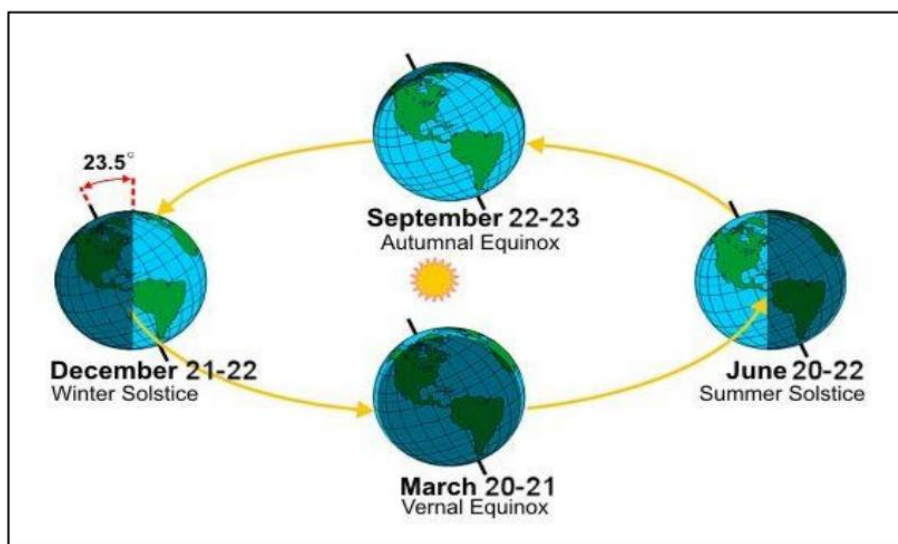
รูปที่ 1-5 แกนของโลก

แกนของโลกที่เอียงกับพื้นที่ที่โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์นั้น เอียงอยู่ในทางเดียวตลอดเวลาที่โลกหมุนรอบตัวเองในวันหนึ่งๆ ในขณะที่โลกเคลื่อนที่รอบดวงอาทิตย์ในปีหนึ่งๆ ทำให้มีฤดูกาล เมื่อซีกโลกเหนือเอียงเข้าหาดวงอาทิตย์ระยะนั้นรังสีของดวงอาทิตย์จะส่องไปยังซีกโลกเหนือโดยตรงจึงมีพลังความร้อนสูงและเข้มข้นกว่าทำให้ส่วนของพื้นโลกทางซีกโลกเหนือได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มากและเป็นช่วงที่ร้อนกว่าเรียกว่าฤดูร้อน ในขณะเดียวกันซีกโลกใต้ซึ่งเอียงออกจากดวงอาทิตย์จะได้รับรังสีในมุมที่เอียง และมีพลังงานน้อยกว่าทำให้ส่วนของพื้นโลกทางซีกโลกใต้ได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์น้อยกว่า และเป็นช่วงที่เย็นกว่าเรียกว่า ฤดูหนาว ส่วนในช่วงที่ซีกโลกใต้หันเข้าหาดวงอาทิตย์และซีกโลกเหนือหันออกจากดวงอาทิตย์ก็จะเกิดฤดูกาลที่ตรงกันข้าม

6.3 การเคลื่อนที่อย่างช้าๆ (Precessional motion) เป็นการหมุนอย่างช้าๆ รอบแกนของโลกลักษณะการหมุนเป็นรูปกรวยคล้ายกับการหมุนของลูกข่าง หมุนครบ 1 รอบใช้เวลา 26,000 ปี

6.4 การเคลื่อนที่ไปกับระบบสุริยะจักรวาล (Solar motion) เป็นการเคลื่อนที่ไปในอวกาศของระบบสุริยะจักรวาลทั้งหมดรวมทั้งโลกด้วยความเร็วในการเคลื่อนที่คือ 12 ไมล์ต่อวินาที

7. ตำแหน่งต่างๆ ในการเคลื่อนที่ของโลกรอบดวงอาทิตย์



รูปที่ 1-6 ตำแหน่งต่าง ๆ ในการเคลื่อนที่ของโลกรอบดวงอาทิตย์

7.1 Summer Solstice

Solstice เป็นภาษาลาติน แปลว่า Sun to stand หมายถึง ตำแหน่งที่โลกเวียนไปถึงเมื่อแกนชี้ไปทางดวงอาทิตย์ปรากฏการณ์นี้จะเกิดขึ้นก่อนระยะที่ตำแหน่งของโลกจะอยู่ใกล้ (Perihelion) หรือไกล (Aphelion) จากดวงอาทิตย์เป็นเวลาหลายวันกล่าวคือตำแหน่งรังสีตั้งฉากของดวงอาทิตย์ส่องไปได้ไกลที่สุด ($23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N,S}$)

ดังนั้น Summer solstice คือ ตำแหน่งที่ดวงอาทิตย์อยู่เหนือเส้นศูนย์สูตรมากที่สุด (ประมาณละติจูด $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N,S}$) เป็นตำแหน่งที่เริ่มต้นฤดูร้อนในซีกโลกเหนือ คือประมาณวันที่ 21 มิ.ย. สำหรับในซีกโลกใต้เป็นการเริ่มต้นฤดูหนาว ในฤดูนี้เดือนที่ตำแหน่งของโลกอยู่ไกลจากดวงอาทิตย์มากที่สุด ประมาณ วันที่ 4-6 ก.ค.

7.2 Winter Solstice

เป็นตำแหน่งที่ดวงอาทิตย์อยู่ใต้เส้นศูนย์สูตรมากที่สุด (ประมาณละติจูดที่ $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{S}$)ปรากฏการณ์เช่นนี้จะเกิดประมาณ วันที่ 21-22 ธันวาคม เป็นตำแหน่งที่เริ่มต้นฤดูหนาวในซีกโลกเหนือ สำหรับซีกโลกใต้เป็นการเริ่มต้นฤดูร้อน ประมาณ วันที่ 1-3 ม.ค. จะเป็นวันที่ตำแหน่งของโลกอยู่ใกล้ (Perihelion) ดวงอาทิตย์มากที่สุด

7.3 Autumnal Equinox (Autum = Fall)

Equinox หมายถึง ตำแหน่งที่โลกเวียนไปถึงกึ่งกลางระหว่าง Solstice ทั้งสองเป็นจุดที่โลกได้รับพลังงานรังสีจากดวงอาทิตย์เท่ากันทั้งสองซีกโลก

Equinox เป็นภาษาลาติน แปลว่า Equal Night

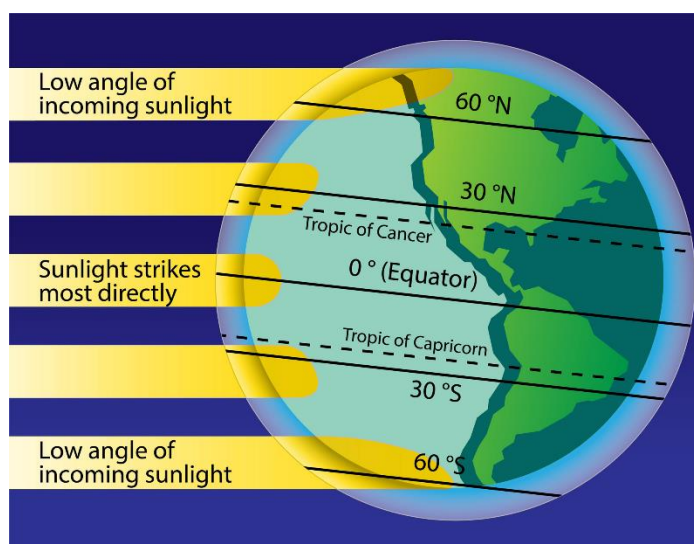
ดังนั้น Autumnal Equinox จึงเป็นตำแหน่งที่ดวงอาทิตย์อยู่ที่เส้นศูนย์สูตรของโลกในระยะที่ดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านเส้นศูนย์สูตร จากซีกโลกเหนือไปซีกโลกใต้ปรากฏการณ์เช่นนี้จะเกิดประมาณ วันที่ 22-23 กันยายน ถือเป็นการเริ่มต้นฤดูใบไม้ร่วงในซีกโลกเหนือ และฤดูใบไม้ผลิในซีกโลกใต้

7.4 Vernal Equinox (Vernal = Spring)

(Vernal = Spring) ตำแหน่งของดวงอาทิตย์จะอยู่ตรงเส้นศูนย์สูตร ในระยะที่ดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านเส้นศูนย์สูตรจากซีกโลกใต้ไปซีกโลกเหนือเวลากลางวันจะเท่ากับเวลากลางคืนฤดูนี้เรียกว่าฤดูใบไม้ผลิ (Spring) ในซีกโลกเหนือ สำหรับในซีกโลกใต้เรียกว่า ฤดูใบไม้ร่วง Vernal Equinox จะเกิดขึ้นประมาณ วันที่ 20-21 มีนาคม

8. ผลจากมุมของรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องมายังพื้นผิวโลก

บริเวณใดที่รังสีจากดวงอาทิตย์ส่องทำมุมตั้งฉาก ย่อมได้รับพลังงานมากกว่าบริเวณที่รังสีส่องทำมุมเอียง นั่นหมายความว่า บริเวณศูนย์สูตร ย่อมมีพลังงานรังสีจากดวงอาทิตย์มากกว่าบริเวณละติจูดสูงๆ ขึ้นไป



รูปที่ 6 มุมของรังสีดวงอาทิตย์กระทบกับพื้นผิวโลก

9. กฎโดยทั่วไปของแก๊สที่ถูกนำไปใช้เกี่ยวกับบรรยากาศ

เป็นกฎซึ่งสามารถนำไปประยุกต์ใช้ในการคำนวณค่าต่างๆ ทางอุตุนิยมวิทยาเพื่อนำผลไปช่วยในการพยากรณ์ แต่ในที่นี้จะกล่าวเพียงขั้นพื้นฐานเท่านั้น สำหรับขั้นการประยุกต์นั้นจะได้ทำการศึกษาใน รายละเอียดต่อไป

เนื่องจากอากาศแห้ง (Dry air) ในบรรยากาศ ถูกกำหนดว่าเป็นแก๊สที่มีรูปแบบของส่วนผสมที่คงที่ (Uniform Gas or Perfect gas) ดังนั้นจึงเป็นสิ่งที่หลีกเลี่ยงไม่ได้ ในการที่จะกล่าวถึงกฎโดยทั่วไปของแก๊สที่ต่อเนื่องไปถึง

ความกด อุณหภูมิ และความหนาแน่น การเปลี่ยนแปลงใดๆ ทางปริมาณของค่าตัวแปรทั้งสามดังกล่าวนี้ล้วนแต่มีผลกระทบทางอุทกนิยมนิยามวิทยาทั้งสิ้น

ดังนั้น กฎของแก๊สจึงเป็นส่วนประกอบขึ้นพื้นฐานที่สำคัญ ของทฤษฎีอุทกนิยมนิยามวิทยา

ถ้าเรากำหนดให้ ความกดใดๆ ของแก๊สมีค่า = P ความหนาแน่น = D และอุณหภูมิมีค่า = T แล้วจะได้เป็นกฎ ดังนี้

ความกดนั้นจะมีค่าเท่ากับ ค่าคงที่ของแก๊สใดๆ คูณด้วยอุณหภูมิ และความหนาแน่นของแก๊สนั้นซึ่งแทนด้วยรูปของสมการดังนี้

$$P = RTD$$

R = ค่าคงที่ใดๆ ขึ้นอยู่กับแก๊สที่นำมาพิจารณา

แก๊สนั้นประกอบด้วยจำนวนโมเลกุลซึ่งมีทั้งที่คงที่ และไม่คงที่ ผลกระทบจากการชนกันระหว่างโมเลกุล จะทำให้เกิดความกด ดังนั้นความกดของแก๊สจึงขึ้นอยู่กับจำนวนของอนุภาคน้ำหนัก และความเร็วที่โมเลกุล เหล่านั้นเคลื่อนที่ จำนวนและมวลของโมเลกุล กำหนดได้ด้วยความหนาแน่นของแก๊ส ดังนั้นความกดจึงเป็นสัดส่วน โดยตรงกับความหนาแน่น ความเร็วในการเคลื่อนที่ของอนุภาคขึ้นอยู่กับอุณหภูมิ ถ้าอุณหภูมียิ่งสูงก็ยิ่งจะทำให้ โมเลกุลเคลื่อนที่ได้เร็ว ณ อุณหภูมิ 0 องศาสมบูรณ์ (Absolute zero = -273°C) โมเลกุลจะไม่มี การเคลื่อนที่จึงทำให้ไม่มีความกดเกิดขึ้น

กฎที่กล่าวถึงนี้สามารถถูกนำไปประยุกต์ใช้ในเรื่องของบรรยากาศได้ดังนี้

จาก Boyle's Law กล่าวว่า ถ้าอุณหภูมิของบรรยากาศคงที่จะทำให้ความกดเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความ หนาแน่น

จาก Charl's Law กล่าวว่า ถ้าความกดคงที่และอุณหภูมิถูกทำให้เพิ่มขึ้น จะมีผลทำให้ความหนาแน่น ลดลง

หมายเหตุ*** สำหรับรายละเอียดในเรื่องนี้จะได้ทำการศึกษาในขั้นสูงต่อไป ***

10. สภาพแวดล้อมที่มีผลกระทบต่อผู้ปฏิบัติงานในอากาศ (Aircraft Environment)

เนื่องจากบรรยากาศประกอบด้วยออกซิเจน 21% และความกดของแก๊สออกซิเจนที่กระทำออกไปนั้นมี ค่า 1 ใน 5 เท่า ของความกดบรรยากาศทั้งหมด ณ ระดับที่กำหนดใดๆ

ค่าของความกดนี้มีความสำคัญต่อผู้ปฏิบัติงานในอากาศกล่าวคือ อัตราที่ปอดดูดรับออกซิเจนไว้นั้นขึ้นอยู่กับ ความกดของแก๊สชนิดนี้นั่นเองซึ่งโดยปกติแล้วคนทั่วไปจะคุ้นเคย และสามารถที่จะรับความกดของแก๊ส ออกซิเจนได้ 3 ปอนด์ต่อตารางนิ้ว

อนึ่งความกดของอากาศที่กระทำต่อปอดคนทั่วๆ ไปนั้นจะมีค่าลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น และในทำนอง เดียวกันความกดของแก๊สออกซิเจนที่กระทำต่อปอดของคนเรานั้น ก็จะมีค่าลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้นเช่นเดียวกัน

การบินอยู่ ณ ความสูงที่ระดับสูงๆ เป็นเวลานานๆ โดยปราศจากการได้รับออกซิเจนที่เพียงพอจะเป็นผลทำให้เกิดอาการคล้ายกับจะหมดสติ ตาพล่าลาย และในที่สุดจะทำให้หมดสติได้ ซึ่งอาการเช่นนี้ เรียกว่า Hypoxia หมายถึง การขาดออกซิเจนนั่นเอง กรณีเช่นนี้อาจเกิดขึ้นได้เสมอกับบุคคลที่ไม่มีความระมัดระวังในเรื่องนี้

ดังนั้นเมื่อทำการบิน ณ ระดับสูงๆ ซึ่งใช้เพดานบินเหนือระดับ 10,000 ฟุตขึ้นไปเป็นระยะเวลานานๆ หรือบินเหนือความสูง 12,000 ฟุต ในระยะเวลาสั้นๆ ออกซิเจนที่ใช้เสริมนั้น ควรจะถูกนำมาใช้ตลอดเวลา และเมื่อใดก็ตามที่ความกดบรรยากาศลดลงต่ำกว่า 3 ปอนด์ต่อตารางนิ้ว (ณ ระดับความสูงประมาณ 40,000 ฟุต) แล้วระบบที่จำเป็นได้แก่ ระบบความกดที่ใช้ช่วยทำให้ความกดภายในร่างกายกับความกดภายนอกมีความสมดุลกัน ซึ่งสามารถทำให้มนุษย์มีความรู้สึกเป็นปกติเหมือนอยู่บนพื้นโลก ระบบนี้เรียกว่า Pressurize system

บทที่ 2

ความกดอากาศ (Pressure)

1. นิยาม (DEFINITION)

ความกด (Pressure) คือ แรงที่มากระทำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่บนพื้นผิวที่กำหนด

เมื่อ P = ความกด

$$P = F/A$$

F = แรงหรือน้ำหนักที่มากระทำ

A = พื้นที่ที่แรงหรือน้ำหนักมากระทำ

สังเกตว่า เราไม่จำเป็นต้องคำนึงถึงทิศทางของแรงที่มากระทำนั้นเลย เพราะความกดจะปรากฏค่าเท่าๆ กันทุกทิศทาง เราแบ่งความกดออกเป็น 2 อย่างคือ

1.1 ความกดอากาศ, ความกดบรรยากาศ (Atmospheric pressure) หรือความกดขณะอยู่กับที่ (Static Pressure) ความกดที่เกิดขึ้นจากน้ำหนักของแท่งอากาศที่มีพื้นที่หน้าตัดหนึ่งหน่วย ณ ระดับความสูงหนึ่งขึ้นไปจนถึงสุดขอบบรรยากาศด้านบน เราเรียกความกดที่ระดับความสูงนั้นว่า Atmospheric pressure หรือ Static pressure

1.2 ความกดขณะเคลื่อนที่ (Dynamic pressure) ความกดที่เกิดบนพื้นผิวใดๆ ที่เคลื่อนที่ เมื่อเทียบกับอากาศ เรียกว่าความกดขณะเคลื่อนที่ (Dynamic pressure) และความกดที่เกิดบนด้านหน้าของพื้นผิวนั้นจะมีค่ามากกว่าด้านหลังในขณะที่พื้นผิวนั้นกำลังเคลื่อนที่ เช่น การวัดความเร็วเครื่องบินก็ยึดหลักการวัดค่า Dynamic pressure

2. หน่วยวัดความกดอากาศ (Pressure units)

ตามนิยามเป็นหน่วยของแรงต่อหน่วยของพื้นที่ ใน International system of units (SI units) คือ "นิวตันต่อตารางเมตร" (Nm^{-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"

สำหรับบารอมิเตอร์แบบปรอท เราใช้หน่วยวัดความกดอากาศเป็นความสูงของปรอทในหลอดแก้วมาตรฐาน โดย ณ อุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส และความเร่งจากแรงโน้มถ่วงโลก $9.80665 \text{ เมตร/วินาที}^2$ มีค่าความกดอากาศเท่ากับ 29.92 นิ้ว หรือ 760 มิลลิเมตรของปรอทหรือ 1013.25 hPa

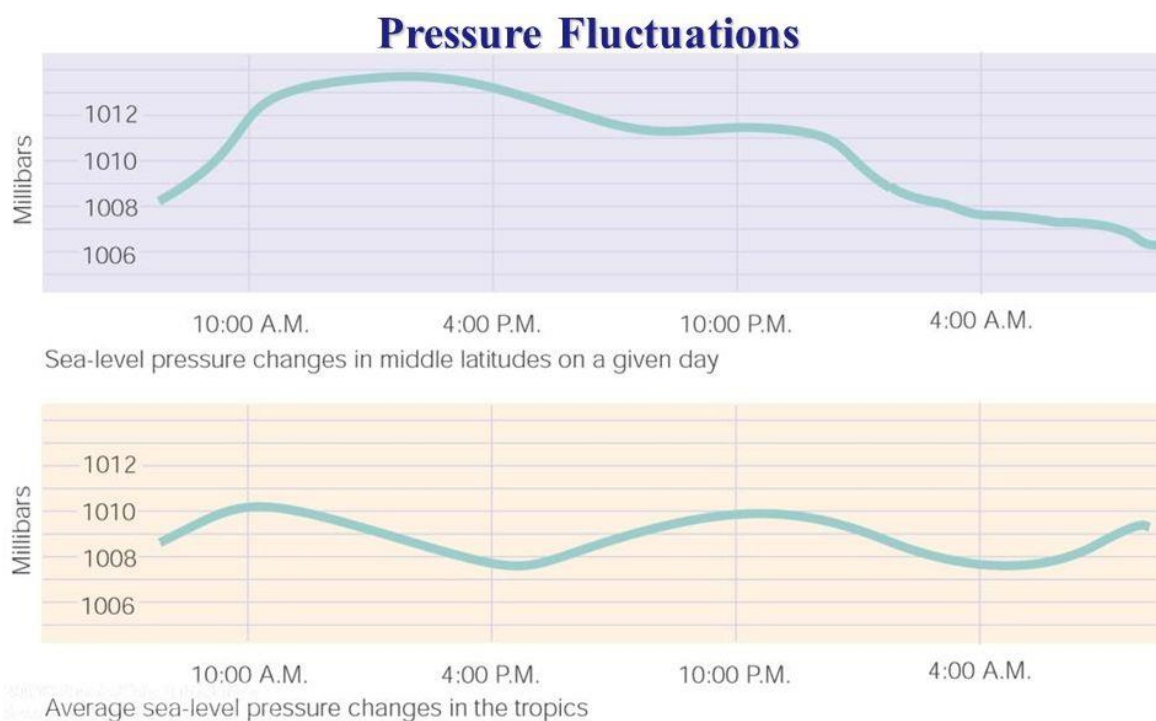
3. การเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศ (Pressure variation)

ความกดอากาศเปลี่ยนแปลงได้อย่างต่อเนื่องตลอดเวลาทุกสถานที่ เมื่อระบบความกดอากาศสูงหรือต่ำเคลื่อนตัวผ่านไปทางใดก็มักจะทำให้บริเวณนั้นมีค่าความกดเปลี่ยนแปลงไปด้วย ซึ่งใช้เวลานานหลายชั่วโมงกว่าจะเปลี่ยนไปแต่ละนิ้วปรอทการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่เห็นได้อย่างชัดเจนที่สุดจะเป็นไปตามระยะสูง (Altitude) และ อุณหภูมิ (Temperature)

3.1 การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวดิ่งเนื่องจากค่าความกดอากาศก็คือน้ำหนักของมวลอากาศทั้งหมดเหนือระดับที่ตรววัด ค่าความกดอากาศ ณ ระดับสูงขึ้นไปจึงมีค่าน้อยลงตามลำดับและลดลงอย่างรวดเร็ว ประมาณ 1 hPa ต่อระยะสูงที่เพิ่มขึ้นทุกๆ 10 เมตร หรือ 1 นิ้วปรอทต่อทุกๆ 1,000 ฟุต

3.2 การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวระดับ โดยทั่วไปจะมีค่าน้อยกว่าการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวดิ่ง ค่าที่เปลี่ยนแปลงเล็กน้อยนี้มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อทิศทางและความเร็วลม ณ ระดับน้ำทะเลค่าความกดอากาศจะประมาณระหว่าง 1050-950 hPa เสมอ โดยค่าสูงสุดวัดได้ที่บริเวณไซบีเรีย (1084 hPa) และค่าต่ำสุดวัดได้จากพายุไต้ฝุ่นในแปซิฟิก (976 hPa) การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศในแนวระดับเกิดขึ้นในระดับสูงขึ้นไปอีกด้วย

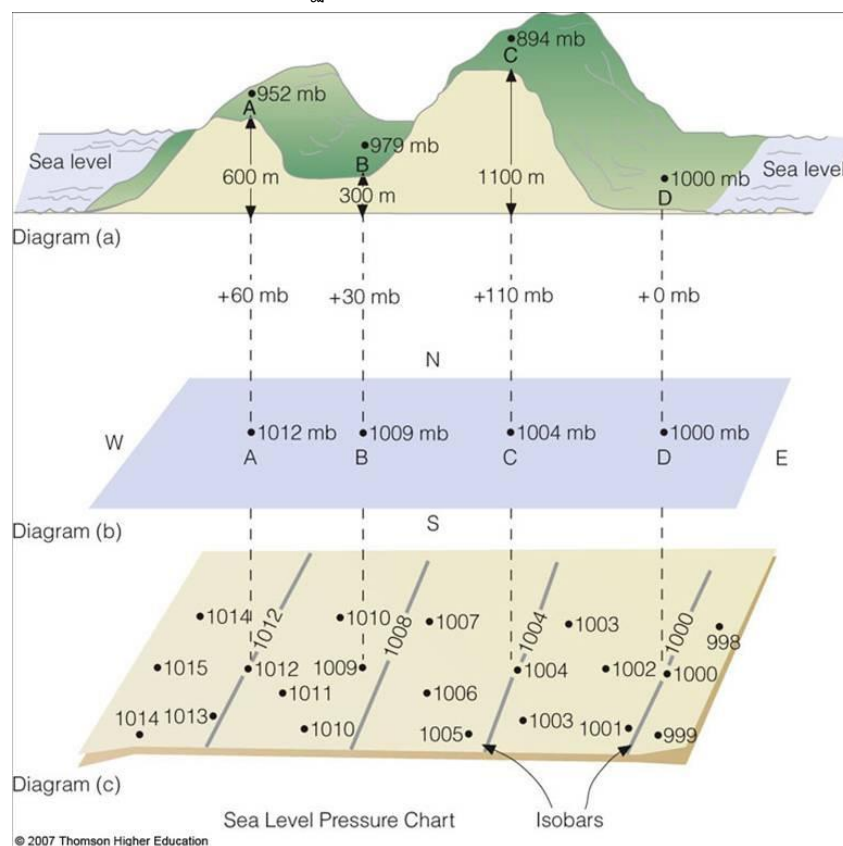
3.3 การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศประจำวัน



รูปที่ 2-1การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศประจำวัน

3.4 ความกดที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง (Pressure at mean sea level)

ในการเปรียบเทียบความกดอากาศต่างสถานที่กันจำเป็นต้องอ้างอิงที่ระดับเดียวกัน ระดับอ้างอิงที่ดีที่สุดคือระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) ดังนั้นในการตรวจอากาศทุกครั้ง จึงคำนวณความกดอากาศที่ได้เป็นความกดอากาศที่ MSL ความกดอากาศมาตรฐานที่ระดับน้ำทะเลมีค่า 1013.2 hPa หรือ 29.92 นิ้วปรอท

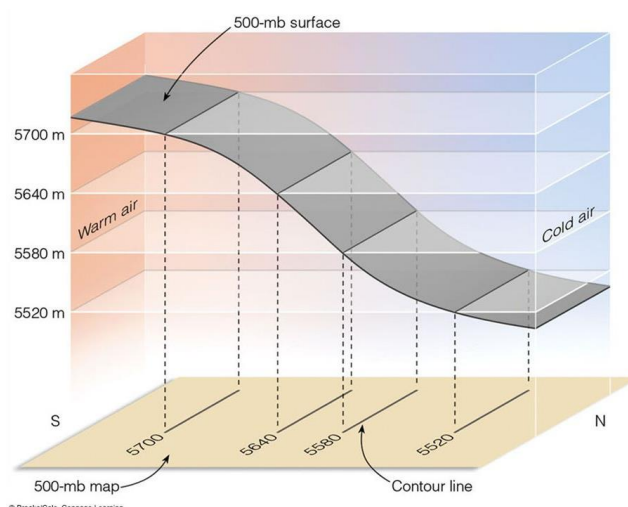


รูปที่ 2-2 การหักแก้ความกดอากาศลงสู่ระดับน้ำทะเล

3.5 เส้นความกดอากาศเท่าและพื้นผิวความกดอากาศเท่า (Isobar and isobaric surface)

เพื่อทราบความเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศในทางระดับ ณ ตำบลหนึ่งๆ ที่ระดับน้ำทะเล จำเป็นต้องลากเส้นผ่านตำบลต่างๆ ที่มีความกดอากาศเท่ากันลงบนแผนที่อากาศแต่ละเส้นนี้ เรียกว่า Isobar ระยะห่างแต่ละเส้นแล้วแต่จะกำหนดขึ้น สำหรับประเทศไทยใช้ 2 hPa

การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่เป็น 3 มิติจะแทนได้ด้วยพื้นผิวความกดอากาศเท่าเรียกว่า Isobaric surface รอยตัดของ MSL กับ Isobaric surface ก็คือเส้นความกดอากาศเท่าที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL isobars) นั่นเอง

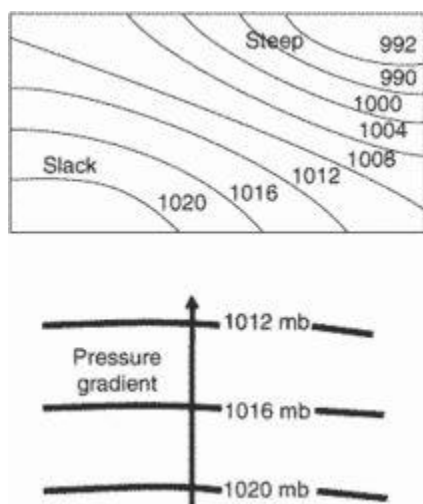


รูปที่ 2-3 ภาคตัดขวางของ Isobaric surface กับ Isobars ที่ MSL

3.6 ความชันของความกดอากาศ (Pressure gradient)

การลดลงของความกดอากาศต่อหนึ่งหน่วยระยะทางเรียกว่า ความชันของความกดอากาศ (Pressure gradient) ซึ่งก็อาจเป็นไปได้ทั้งแนวตั้งและแนวระดับ ความชันของความกดอากาศจะตั้งฉากกับเส้นความกดอากาศเท่า โดยมีทิศทางจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปยังบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำกว่า

ถ้าเส้นความกดอากาศเท่าอยู่ชิดกันก็จะมีค่าความชันของความกดอากาศมาก และค่าความชันน้อยเมื่อเส้นความกดอากาศเท่าอยู่ห่างกัน

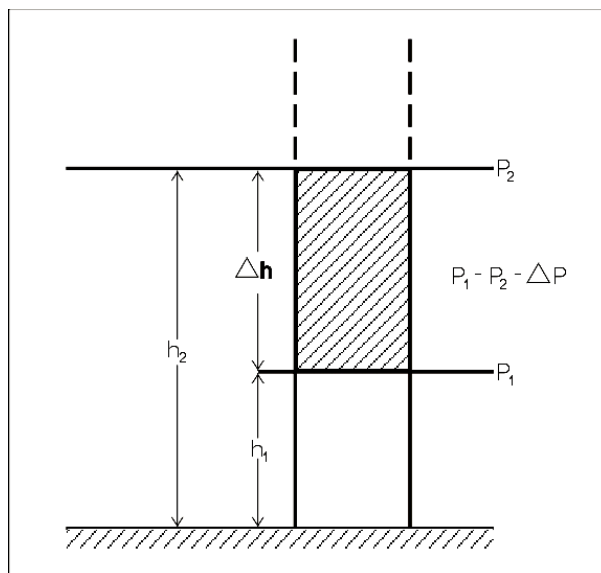


รูปที่ 2-4 ความชันของความกดอากาศ

3.7 การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศตามความสูง (Pressure variation with height)

ความกดอากาศ ณ ความสูงหนึ่งมีค่าเท่ากับ น้ำหนักของอากาศในลำอากาศที่มีพื้นที่หน้าตัดหนึ่งหน่วย ตั้งแต่ ณ ความสูงนั้นขึ้นไปจนถึงขอบบนของบรรยากาศ ดังนั้นผลต่างของความกดอากาศระหว่าง 2 ระดับความสูงจึง

มีค่าเท่ากับน้ำหนักของอากาศที่อยู่ระหว่าง 2 ระดับนั้นในลำอากาศเดียวกันนั่นเอง ถ้าให้ความกด p_1 ที่ความสูง h_1 และ ความกด p_2 ที่ความสูง h_2 และความหนาแน่นเฉลี่ยของอากาศที่อยู่ระหว่าง 2 ระดับนั้นเป็น d



รูปที่ 2-5 ความต่างของความกดอากาศสองระดับ

จะได้ว่า $p_1 - p_2 = d \cdot g \cdot (h_2 - h_1)$ เมื่อ g คือแรงโน้มถ่วงของโลก

หรือ $\Delta p = d \cdot g \cdot \Delta h$

เรียกว่า สมการของของไหล (Hydrostatic equation)

ถ้าเราทราบ d เราก็จะคำนวณผลต่างความสูง Δh ได้จากการวัด p_1, p_2 มาก่อน

ความหนาแน่นของอากาศมีความสัมพันธ์กับอุณหภูมิและความกด โดยจะแปรผกผัน (inversely proportional) กับอุณหภูมิและแปรตาม (directly proportional) กับความกด ดังนั้นจะพบว่า "Isobaric surface ในอากาศเย็นจะอยู่ชิดกันมากกว่าในอากาศอุ่น" หรือกล่าวอีกอย่างหนึ่งว่า "ความกดจะลดลงตามความสูงในอากาศเย็นได้มากกว่าในอากาศร้อน"

ความหนาแน่นของอากาศจะลดลงอย่างรวดเร็วตามความสูงเป็นผลจากการลดลงของความกดนั้น หมายความว่า ระยะห่างระหว่างพื้นผิวความกดอากาศเท่า (Isobaric surface) จะเพิ่มขึ้นเมื่อความกดอากาศลดลง หรือความกดอากาศในบริเวณความกดอากาศสูงจะลดลงได้เร็วกว่าบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ

4. รูปแบบของความกดอากาศ (Pressure pattern)

ในแผนที่อากาศ รูปแบบของความกดอากาศจะแสดงด้วยเส้นต่อเนื่อง เรียกว่า ไอโซบาร์ (Isobars) ซึ่งเป็นเส้นที่ต่อเชื่อมเอาทุกบริเวณที่มีความกดอากาศเท่ากัน ณ ระดับเดียวกัน แต่เนื่องจากสถานีตรวจอากาศมักอยู่ ณ ระดับความสูงต่างๆ กัน เราจึงต้องแก้ไขเปลี่ยนค่าความกดที่ตรวจวัดได้ ให้เป็นค่าที่ระดับมาตรฐานเดียวกันคือ

ระดับน้ำทะเล มิฉะนั้น เราจะได้แผนที่อากาศที่แสดงเพียงระดับต่างๆ ของพื้นผิวเท่านั้น ทั้งนี้เนื่องจากค่าการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศ ในแนวตั้งมีค่ามากกว่าในแนวระดับ

การแสดงผลการกระจายของความกดอากาศในระดับอื่นๆ ที่สูงกว่าระดับน้ำทะเลแสดงด้วยเส้นความสูงเท่า (Contour) ซึ่งเป็นเส้นที่เชื่อมจุดต่างๆ บนระนาบของความกดอากาศเท่าที่มีความสูงจากระดับน้ำทะเลเท่ากัน

4.1 หย่อมความกดอากาศต่ำ (Low or Depression) เป็นบริเวณที่ศูนย์กลางของความกดอากาศมีค่าน้อยที่สุดที่ถูกล้อมรอบด้วยความกดอากาศที่สูงกว่า มีขนาดไม่แน่นอนตั้งแต่ 1 กม. เช่น ทอร์นาโดไปจนถึงเป็น 1,000 กิโลเมตร

ในหย่อมความกดอากาศต่ำขนาดใหญ่อาจมีหย่อมความกดอากาศต่ำขนาดเล็ก ที่เรียกว่า Secondary low อยู่ภายในก็ได้ หย่อมความกดอากาศต่ำตัวที่มีความชันของความกดอากาศมาก ถือว่ามีความรุนแรงมากกว่าตัวที่มีความชันของความกดอากาศน้อย

ถ้าความกดอากาศที่ศูนย์กลางมีค่าลดลงแสดงว่ามีความรุนแรงขึ้น และในทางตรงข้าม ความรุนแรงจะลดลงเมื่อความกดอากาศที่ศูนย์กลางมีค่าเพิ่มขึ้น ในแผนที่อากาศผิวพื้น เราใช้สัญลักษณ์ว่า "L" สีแดง

4.2 ร่องความกดอากาศต่ำ (Trough of low pressure) คือบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำกว่าข้างเคียงเป็นแนวยาวยื่นออกมาจากหย่อมความกดอากาศต่ำ

4.3 บริเวณความกดอากาศสูง (High or Anticyclone) เป็นบริเวณที่ศูนย์กลางของความกดอากาศมีค่ามากที่สุด ที่ถูกล้อมรอบด้วยความกดอากาศที่ต่ำกว่า โดยที่ศูนย์กลางของระบบความกดอากาศสูงมีขนาดใกล้เคียงกับศูนย์กลาง ของระบบความกดอากาศต่ำ

ถ้าความกดอากาศที่ศูนย์กลางมีค่าเพิ่มขึ้นแสดงว่ามีความรุนแรงเพิ่มขึ้น และในทางตรงกันข้ามความรุนแรงจะน้อยลงเมื่อความกดอากาศที่ศูนย์กลางมีค่าลดลงในแผนที่อากาศผิวพื้นใช้สัญลักษณ์ "H" สีน้ำเงิน

4.4 ลิ่มความกดอากาศสูง (Ridge or Wedge of high pressure) บริเวณที่มีความกดอากาศสูงกว่าข้างเคียง เป็นแนวยื่นออกมาจากบริเวณความกดอากาศสูง

4.5 จุดเป็นกลาง (Col) เป็นบริเวณที่มีรูปร่างเหมือนอานม้า อยู่ระหว่างความกดอากาศสูง 2 ตัวและความกดอากาศต่ำ 2 ตัว เป็นจุดที่มีค่าความกดอากาศต่ำสุดในระหว่างความกดอากาศสูง 2 ตัวและมีค่าความกดอากาศสูงสุดในระหว่างความกดอากาศต่ำ 2 ตัว

5. บรรยากาศมาตรฐาน (Standard atmosphere)

เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงในทางตั้งของอุณหภูมิและความกดอากาศ เป็นไปตามเวลาและสถานที่ ดังนั้นเพื่อความสะดวก และเป็นมาตรฐานของบรรยากาศในทางตั้ง จึงจำเป็นต้องกำหนดโครงสร้างบรรยากาศที่ใช้อ้างอิงได้ ICAO ได้กำหนดค่าเฉลี่ยตลอดปีของความกด ความสูง อุณหภูมิไว้เป็นมาตรฐานในการปรับแต่งแอนนิรอยด์บาร์อมิเตอร์ ตามรายการข้างล่างนี้

- อุณหภูมิที่ระดับน้ำทะเล 15°C หรือ 59°F

- ความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเล 29.92 นิ้วปรอท หรือ 1013.2 hPa (14.7ปอนด์/ตารางนิ้ว)
- อัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูง (Lapse rate) ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ ประมาณ 2°C ต่อ 1,000 ฟุต (0.65°C ต่อ 100 เมตร) ขึ้นไปจนถึง 11,000 เมตร (36,089 ฟุต)
- อุณหภูมิจะคงที่ -56.5°C ที่ระดับ Tropopause
- ต้องเป็นอากาศแห้งอย่างแท้จริง

6. การวัดระยะสูง (Altimetry)

6.1 นิยาม ICAO ได้กำหนดความหมายของคำต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับการใช้เครื่องวัดระยะสูง เพื่อป้องกันการสับสนดังนี้

ระยะสูง (Altitude) หมายถึง ระยะทางตั้งของจุดหนึ่ง หรือแนวระดับหนึ่ง หรือวัตถุหนึ่ง วัดจากระดับน้ำทะเล

ระดับความสูง (elevation) หมายถึง ระยะทางตั้งของจุดหนึ่ง หรือแนวระดับหนึ่ง หรือวัตถุหนึ่ง บนผิวโลก (ติดกับผิวโลก) วัดจากระดับน้ำทะเล

ความสูง (Height) หมายถึง ระยะทางตั้งของจุดหนึ่ง หรือแนวระดับหนึ่ง หรือวัตถุหนึ่งวัดจากฐานของ สิ่งนั้น

ระดับบิน (Flight level) หมายถึง พื้นผิวที่มีความกดอากาศเท่ากันตลอดทั้งพื้นผิวโดยมีค่าต่างจากความกดที่ระดับน้ำทะเล (1013.25 hPa) ที่แน่นอน

6.2 เครื่องวัดระยะสูง (Altimeter) ใช้หลักการสร้างจากแอนนิรอยด์บารอมิเตอร์ แล้วมาปรับแต่งให้อ่านค่าระยะสูงออกมาเป็นฟุต แทนที่จะออกมาเป็นหน่วยของความกด ระยะสูง (Altitude) ไม่ขึ้นกับลักษณะภูมิประเทศข้างล่าง เครื่องวัดระยะสูงจะแสดงค่าระยะสูงได้อย่างถูกต้องเฉพาะในบรรยากาศมาตรฐานเท่านั้น และจะต้องมีการปรับค่า (Setting) เรียบร้อยแล้วด้วยฟังระลึกไว้เสมอว่าเครื่องวัดระยะสูงเป็นเพียงเครื่องมือวัดความกดอากาศเท่านั้น

ดังนั้นเมื่อความกดอากาศเท่ากับ 697 hPa ไม่ว่าระยะสูงจริงๆ จะเป็น 10,000 ฟุตหรือไม่ก็ตาม มันก็จะบอกระยะสูงเป็น 10,000 ฟุตเสมอ

ระยะสูงจริง (True altitude) เนื่องจากสภาวะเงื่อนไขต่างๆ ในบรรยากาศจริง มักจะกำหนดไว้เป็นมาตรฐาน ระยะสูงที่อ่านได้บนเครื่องวัดระยะสูงจึงบอกระยะสูงจริง หรือเรียกว่า "True altitude" ซึ่งก็คือ ระยะสูงที่เป็นจริงเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง

ระยะสูงที่อ่านได้ (Indicated altitude) เป็นค่าที่อ่านได้จากเครื่องวัดระยะสูงเมื่อมีการปรับค่า (Set) แล้ว ตาม Altimeter setting เฉพาะแห่ง (Local altimeter setting)

Pressure altitude (PA) ในบรรยากาศมาตรฐาน ความกดที่ระดับน้ำทะเล 29.92 นิ้วปรอท/1013.2 hPa ซึ่งเรียกว่า ระนาบมาตรฐาน (Standard datum plane) PA ก็เป็นระยะสูงเหนือระนาบมาตรฐานนั้น (ในบรรยากาศไม่มาตรฐาน ณ ความสูงเดียวกัน ระยะสูงจริงกับค่า PA จะมีค่าไม่เท่ากัน) ดังนั้นท่านจะทราบค่า PA ได้จาก

เครื่องวัดระยะสูงใน บ. ไม่ว่าจะอยู่ในอากาศหรือบนดิน นั่นคือถ้าท่านปรับเครื่องวัดระยะสูงสู่มาตรฐาน 29.92 นิ้วปรอท (Standard altimeter setting) แล้ว เครื่องวัดระยะสูงนั้นก็จะมีค่า PA

Altimeter setting คือความกดของสถานีที่รายงานเป็นนิ้วปรอท ซึ่งแปลงค่าแล้ว (Converted or Altered) เพื่อให้เครื่องวัดระยะสูงชี้ที่ศูนย์ (Zero elevation) ณ ระดับน้ำทะเลปานกลาง หรือเพื่อให้ชี้ที่ระดับสูงของสถานี (Station elevation) เมื่อ บ.อยู่บนพื้นดิน ณ สถานี มีวิธีปรับ Altimeter setting อยู่ 3 วิธี

การปรับตั้ง	ณ สนามบิน	ในอากาศ
QNE มาตรฐาน 29.92 นิ้วปรอท 1013.25 hPa	ระดับความสูง (Elevation) ที่อ่านได้จะแปรปรวน สูงกว่า หรือต่ำกว่าระดับความสูงที่เป็นจริง	ความสูง (Height) แปรตาม ความกดของแต่ละระยะสูงจริง (True altitude) ที่มีค่าต่าง ๆ กัน
QFE	ระดับความสูงเป็นศูนย์ เมื่อ บ.อยู่บนพื้นดิน	แสดงความสูงเหนือพื้นดิน (ไม่คิดอุณหภูมิแปรปรวน)
QNH	แสดงระดับความสูงจริงเหนือ MSL ขณะที่ บ.อยู่บนพื้นดิน	แสดงระยะสูงของ บ.เหนือ MSL (ไม่คิดอุณหภูมิแปรปรวน)

QNE มีค่า 29.92 นิ้วปรอทเสมอ และทำให้เครื่องวัดระยะสูงบอกความสูงเหนือระนาบมาตรฐาน (Standard datum plane) หรือเป็น Pressure altitude นั่นเอง

QFE (ใช้กันเพียง 2-3 ประเทศ เช่น ยุโรป อเมริกา) เป็นความกดอากาศที่เกิดขึ้นจริง ณ ระดับความสูงของสนามบิน (จุดที่สูงที่สุดบน Landing area) โดยไม่ได้หักค่าลงสูง MSL เมื่อตั้ง QFE แล้ว เครื่องวัดระยะสูงจะแสดงระดับความสูงจริง (Actual elevation) เหนือสนามบิน

QNH ได้จากการวัดความกดอากาศจริงที่ผิวพื้น แล้วแปลงให้เป็นค่าที่น่าจะเป็น (ตามทฤษฎี) ที่ MSL ณ จุดนั้นๆ เมื่อปรับตั้ง QNH แล้ว เครื่องวัดระยะสูงจะแสดงความสูง (height) เหนือ MSL หรือกล่าวง่ายๆ ว่าเป็นความกดอากาศที่หักค่าลงสู่ MSL ตามบรรยากาศมาตรฐาน เช่น ถ้าสนามบินมีระดับความสูงจริงจาก MSL เป็น 604 ฟุต และความกดอากาศขณะนั้น (QFE) อ่านได้ 995 hPa นำค่าความกดอากาศที่อ่านได้ (QFE) มาหาความสูงเป็นฟุตจากตารางบรรยากาศมาตรฐานจะได้ 502 ฟุต แล้วนำค่าระดับความสูงจริงของสนามบินมาหักลบออก เพื่อหาค่าความแตกต่างระหว่างระดับความสูงจริงกับระดับความสูงตามบรรยากาศมาตรฐานของสนามบิน ณ ความกดอากาศเดียวกัน (995 hPa) จะได้ $502 - 604 = -102$ ฟุต

นำค่า -102 ฟุตนี้ ไปเปรียบเทียบกับตารางบรรยากาศมาตรฐาน เพื่อหาค่าเป็น hPa จะได้ 1017 hPa ซึ่งเป็นค่า QNH นั่นเอง

เมื่อเปรียบเทียบค่าความกดอากาศของสนามบิน ณ MSL 1017 hPa กับค่าความกดอากาศมาตรฐาน ณ MSL 1013.25 hPa แล้ว จะเห็นว่าความกดอากาศที่สนามบินขณะนั้นอยู่ต่ำกว่า MSL

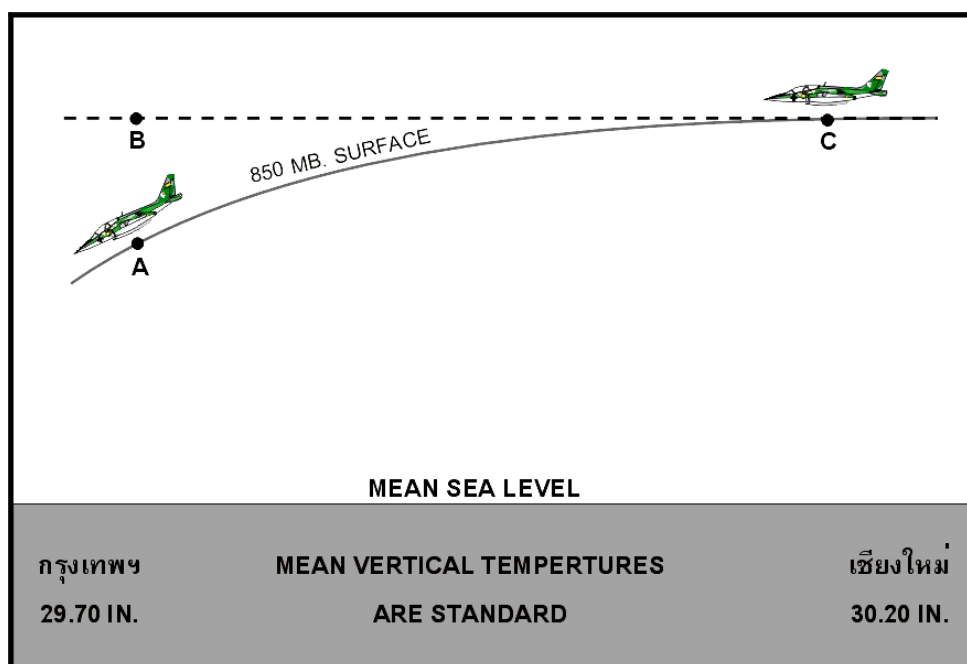
ดังนั้น เมื่อนักบินนำเครื่องบินลงที่สนามบินนี้ หากไม่ปรับเครื่องวัดระยะสูงเสียใหม่ เครื่องบินจะอยู่สูงกว่าปกติ

6.3 ความผิดพลาดของเครื่องวัดระยะสูง (Altimeter errors) นอกจากความผิดพลาดของตัวเครื่องและการติดตั้งแล้ว ยังมีความผิดพลาดจากสภาวะประกอบทางอื่นๆ อีกด้วย คือความเบี่ยงเบนของความกดที่ระดับน้ำทะเลออกไปจากบรรยากาศมาตรฐานและความเบี่ยงเบนของการกระจายอุณหภูมิในแนวตั้งออกไปจากบรรยากาศมาตรฐาน

6.3.1 ความผิดพลาดจากความกด (Pressure error) จากการเปลี่ยนแปลงความกดในแนวระดับไปตามสถานที่ต่างๆ ทำให้พื้นผิวความกดอากาศเท่าๆ เียงลงไปทางบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ และเอียงขึ้นไปทางบริเวณที่มีความกดอากาศสูง นั่นคือ เมื่อความกดอากาศมีค่าต่ำลง พื้นผิวความกดอากาศเท่าๆ ก็จะมีระดับต่ำลงด้วย และจะมีระดับสูงขึ้น ถ้าความกดอากาศมีค่าสูงขึ้น

ความผิดพลาดจากการเบี่ยงเบนของความกดออกไปจากที่ระดับน้ำทะเล 29.92 นิ้วปรอทแก้ไขได้จากการปรับแต่ง (Adjusting) Altimeter setting (QNH) ให้ถูกต้อง

แม้ว่าเราจะใช้ QNH ถูกต้องในขณะที่วิ่งขึ้นแล้วก็ตาม ระยะสูงที่อ่านในขณะที่บินเดินทาง (Cross country flight) และขณะวิ่งลงก็ยังผิดพลาดได้ ซึ่งเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศตามเส้นทางบินและที่ปลายทางนั่นเอง ดังนั้นก่อนที่จะลงสนามบินใดจำเป็นต้องขอทราบ QNH จากที่นั่นก่อนเพื่อปรับตั้งเครื่องวัดระยะสูงให้ถูกต้อง



รูปที่ 2-6 ความผิดพลาดจากความกดอากาศ(บินจาก High ไป Low)

ตัวอย่าง จากรูปที่ 2-6 สมมุติตั้ง QNH ที่สนามบินต้นทางเชียงใหม่ 30.20 นิ้วปรอท และบินต่อไปตามเส้นทางเชียงใหม่-กรุงเทพฯ โดยไม่ได้ปรับตั้ง QNH ใหม่จนถึงสนามบินปลายทางกรุงเทพฯ ซึ่งมี QNH 29.70 นิ้วปรอท ในกรณีนี้ บ.จะบินไปตามพื้นผิวความกดอากาศเท่า สมมุติเป็น 850 hPa จะพบว่าที่ปลายทางกรุงเทพฯจะมีพื้นผิวความกดอากาศเท่าอยู่ในระดับต่ำกว่าเชียงใหม่ นั่นคือ ความกดอากาศที่ $C=B=850$ hPa แต่ที่ A น้อยกว่า 850 hPa

เนื่องจากที่ระดับน้ำทะเล ความกด 1 นิ้วปรอท มีค่าเท่ากับระยะสูงประมาณ 1,000 ฟุต แสดงว่าค่าแตกต่างของ QNH ที่เชียงใหม่และที่กรุงเทพฯซึ่งมีค่า 0.5 นิ้วปรอท จะทำให้ บ.เสียระยะสูงไปถึง 500ฟุตหากไม่ตั้ง (Set) QNH เสียใหม่

สรุปได้ว่า "หากบินเข้าไปหาความกดอากาศต่ำ (บินจาก High ไป Low) โดยไม่ตั้ง QNH ตามสนามบินปลายทางจะพบว่า บ.จะอยู่ต่ำกว่าระยะสูงที่อ่านได้ นั่นคือ ระยะสูงที่อ่านได้จะมีค่ามากกว่าที่เป็นจริงและหากบินเข้าหาความกดอากาศสูงระยะสูงที่อ่านได้จะมีค่าต่ำกว่าที่เป็นจริง

6.3.2 ความผิดพลาดจากอุณหภูมิ (Temperature error) ถึงแม้ว่าความกดที่ระดับน้ำทะเลจะไม่เปลี่ยนแปลงตลอดเส้นทางบิน ระยะสูงที่ไม่ถูกต้องก็ยังคงเป็นไปได้จากผลของการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิที่เกิดขึ้นจริง ไม่เป็นไปตามบรรยากาศมาตรฐานความชื้นก็มีผลเหมือนกันแต่น้อยมากจนตัดทิ้งได้ ถ้าอากาศเย็นกว่าบรรยากาศมาตรฐานมันจะมีความหนาแน่นมากกว่า บ.ก็จะอยู่ต่ำกว่าที่เครื่องวัดระยะสูงบอก ตรงข้ามถ้าอากาศร้อนกว่า บ. ก็จะอยู่สูงกว่าที่เครื่องวัดระยะสูงบอก

ถ้าให้ h_s และ d_s เป็นความสูงและความหนาแน่นของบรรยากาศมาตรฐาน

h_a และ d_a เป็นความสูงและความหนาแน่นของบรรยากาศจริง

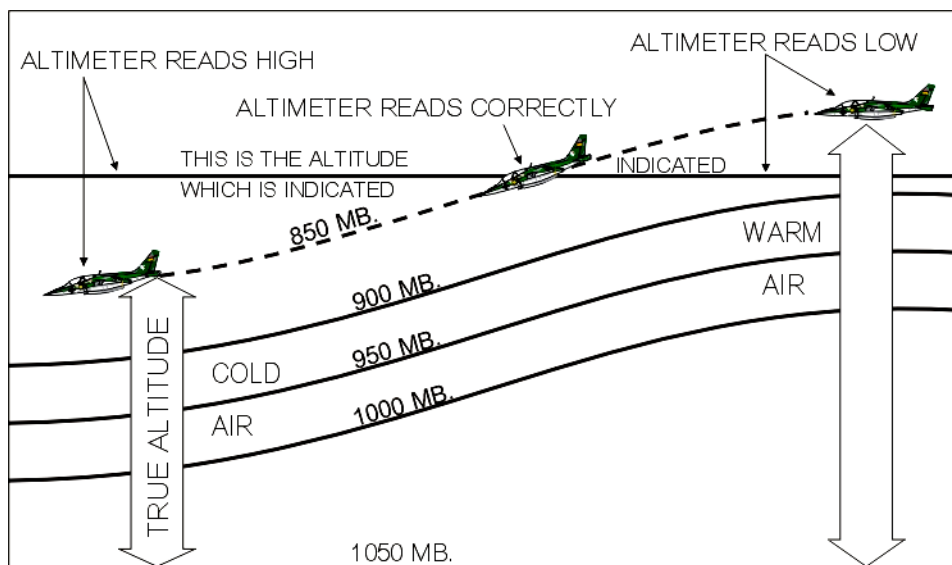
จากสมการของของไหล (Hydrostatic Equation) จะได้

$$P-P_0 = -d_s \times g \times h_s = -d_a \times g \times h_a$$

$$h_a \div h_s = d_s \div d_a$$

แต่ความหนาแน่น d เป็นอัตราส่วนกลับกับอุณหภูมิ ดังนั้น $h_a \div h_s = T_a \div T_s$

จากสมการนี้สรุปได้ว่า "ถ้าอากาศจริงเย็นกว่าบรรยากาศมาตรฐาน $T_a < T_s$ แล้ว ระยะสูงจริงก็จะมีค่าน้อยกว่าระยะสูงในบรรยากาศมาตรฐาน $h_a < h_s$ ด้วย และตรงข้าม ถ้า $T_a > T_s$ จะได้ $h_a > h_s$



รูปที่ 2-7 ความผิดพลาดจากอุณหภูมิ

ช่วยจำในเรื่อง Altimeter error ได้ง่ายขึ้นด้วยคำนี้

"Low to high-clear the sky and high to low-look out below"

บทที่ 3

อุณหภูมิ (Temperature)

1. อุณหภูมิ

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

2. กระบวนการถ่ายเทความร้อน (Heat transfer process) และการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ (Temperature changes)

การถ่ายเทพลังงานความร้อนระหว่างสิ่งต่างๆ ตามธรรมชาตินั้นมีอยู่ตลอดเวลา เหมือนกับเป็นการเฉลี่ยกระจายความร้อนออกไป หากวางวัตถุต่างอุณหภูมิ 2 ชิ้นไว้ใกล้ๆ กัน พลังงานความร้อนของวัตถุที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจะถ่ายเทไปสู่วัตถุที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าโดยวิธีใดวิธีหนึ่งต่อไปนี้คือ

การนำความร้อน(Conduction),

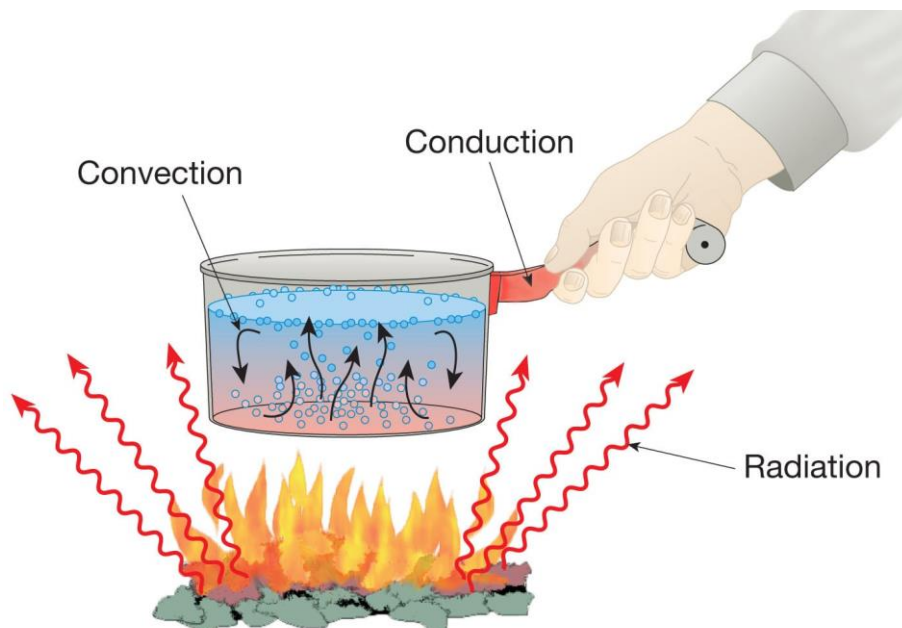
การพาความร้อน (Convection),

การแผ่รังสี (Radiation)

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

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

2.3 การแผ่รังสี (Radiation) เป็นการเคลื่อนที่ของความร้อนโดยไม่ต้องผ่านตัวกลางพลังงานความร้อนแผ่ออกมาจากต้นกำเนิดในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า เช่นพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์แผ่รังสีผ่านอวกาศมาในรูปของคลื่นสั้น (Short wave radiation) และโลกแผ่รังสีกลับไปในรูปของคลื่นยาว (Long wave radiation)



รูปที่ 3-1 กรรมวิธีถ่ายเทความร้อน (Heat transfer processes)

3. คุณสมบัติบางประการของการแผ่รังสี

การแผ่รังสีที่เรารู้จักกันดีคือ การแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์เป็นพลังงานในรูปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าเคลื่อนตัวด้วยความเร็วของแสง ดวงอาทิตย์แผ่รังสีออกมาในทุกขนาดช่วงคลื่น ช่วงที่แผ่พลังงานออกมาสูงสุดคือช่วงของแสงสว่าง (Visible range) ซึ่งมีความยาวขนาดช่วงคลื่นระหว่าง 0.4 ถึง 0.7 ไมครอน แต่ประมาณครึ่งหนึ่งของพลังงานที่แผ่จากดวงอาทิตย์เป็นขนาดช่วงคลื่นอื่นที่สั้นกว่า 0.4 ไมครอน ได้แก่พวกอัลตราไวโอเล็ต และเอ็กซ์เรย์ ส่วนที่มีความยาวมากกว่า 0.7 ไมครอน ได้แก่พวกอินฟราเรด และคลื่นวิทยุอื่นๆ เป็นต้น

กฎของ Planck และของ Stefan-Boltzmann ช่วยอธิบายเรื่องกำลังในการแผ่พลังงานและช่วยให้สามารถคำนวณค่าออกมาได้

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

กฎของ Stefan-Boltzmann กล่าวว่า "ผลรวมของกำลังในการแผ่พลังงานของวัตถุดำจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับอุณหภูมิ (เคลวิน) ของวัตถุนั้นยกกำลังสี่" จะเห็นว่ากฎทั้งสองนี้มีอุณหภูมิของวัตถุเป็นปัจจัยสำคัญ วัตถุที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจะมีกำลังในการแผ่พลังงานมากกว่า และขนาดของคลื่นสั้นกว่า เช่นดวงอาทิตย์เมื่อเทียบกับโลก

ดวงอาทิตย์แผ่พลังงานออกมาอย่างมหาศาล เพราะมีอุณหภูมิสูงกว่า และพลังงานที่แผ่ออกมาก็เป็นพวกคลื่นสั้น (Short waves) ส่วนโลกแผ่พลังงานที่ได้รับนั้นกลับออกไปในรูปของคลื่นยาว (Long waves or Terrestrial radiation)

*** วัตถุดำ (Black body) เป็นวัตถุดำสมมุติในทางทฤษฎี ที่สามารถแผ่พลังงานออกมาสูงสุดในทุกขนาดช่วงคลื่น ณ อุณหภูมิหนึ่ง และสามารถดูดซึมพลังงานทั้งหมดที่มาตกกระทบ 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 เป็นที่มาของพลังมหาศาลที่ผลักดันให้บรรยากาศของโลกเกิดการหมุนเวียนถ่ายเท พลังงานดังกล่าวได้มาจากดวงอาทิตย์ถึง 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) เป็นพลังงานที่ของแข็งและของเหลวดูดซึมกักไว้ในระหว่างขบวนการละลายและระเหย (เช่น การที่น้ำแข็งจะละลายหรือน้ำจะกลายเป็นไอนั้นจะต้องใช้ความร้อนจำนวนหนึ่งเพื่อการเปลี่ยนสถานะดังกล่าว) และความร้อนจำนวนนี้จะถูกคายออกมาอีกครั้งเมื่อมีการเปลี่ยนสถานะกลับสภาพเดิม

4.4 พลังงานจากความร้อน (Thermal energy) เป็นพลังงานที่กักเก็บไว้ในเนื้อของอากาศเมื่อได้รับความร้อนซึ่งไปกระตุ้นให้โมเลกุลเกิดการสั่นไหว พลังงานที่กล่าวนี้จะแสดงออกมาเมื่ออากาศนั้นไปอยู่ในที่ที่มีความแตกต่างทางอุณหภูมิระหว่างเนื้อมวลอากาศกับสิ่งแวดล้อม

5. พลังงานจากดวงอาทิตย์ (Solar radiation)

ดวงอาทิตย์เป็นต้นกำเนิดแห่งขบวนการแผ่รังสีทุกชนิดของโลก ดวงอาทิตย์แผ่รังสีปริมาณมหาศาลออกไปทุกทิศทุกทางในอวกาศอย่างต่อเนื่อง โลกรับพลังงานนี้ (รังสีดวงอาทิตย์) มาเพียงเล็กน้อย ปริมาณพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับ (Insolation หรือ Incoming solar radiation) นั้นขึ้นอยู่กับองค์ประกอบ 4 ประการต่อไปนี้

5.1 Solar Constant คือค่าของรังสีดวงอาทิตย์ที่วัด ณ ขอบนอกของบรรยากาศ ซึ่งเชื่อว่าเป็นค่าคงที่ 1.94 กรัม-แคลอรี / ซม² / นาที

5.2 ระยะห่างของดวงอาทิตย์ เนื่องจากโลกมีวิถีโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ระยะห่างจากดวงอาทิตย์เมื่ออยู่ ณ ตำแหน่งต่างๆ จึงไม่เท่ากัน เป็นผลให้ค่า Solar constant แปรเปลี่ยนตามไปด้วย เช่นเมื่อโลกอยู่ในตำแหน่งใกล้ดวงอาทิตย์ที่สุด (Perihelion) ประมาณ 1-3 ม.ค. Solar constant จะมีค่าประมาณ 2.01 กรัม-แคลอรี / cm^2 /นาทีก และเมื่อโลกอยู่ที่ตำแหน่งไกลดวงอาทิตย์ที่สุด (Aphelion) ประมาณ 4-6 ก.ค. Solar constant มีค่าประมาณ 1.88 กรัม-แคลอรี / cm^2 /นาทีก

5.3 มุมของดวงอาทิตย์ที่กระทำต่อโลก ปริมาณพลังงานที่ผิวโลกได้รับในขณะที่แสงอาทิตย์ทำมุมตั้งฉากกับพื้นพื้นนั้นย่อมมากกว่าเมื่อแสงทำมุมเอียง

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

6. การสูญเสียพลังงานของรังสีดวงอาทิตย์

พลังงานที่ดวงอาทิตย์แผ่ผ่านห้วงอวกาศมานั้นจะมีค่าคงที่เมื่อยังไม่เข้าสู่บรรยากาศของโลก แต่เมื่อผ่านบรรยากาศเข้ามาแล้วจะสูญเสียพลังงานไปบางส่วน ตัวการต่างๆ ที่ทำให้ Insolation สูญเสียพลังงานมีดังนี้

6.1 ผลกระทบจากบรรยากาศ บรรยากาศจะทำหน้าที่แพร่กระจาย (Scattering) และดูดซึม (Absorption) รังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามา โดยโมเลกุลของอากาศจะกระจายรังสีจากดวงอาทิตย์ออกไปทุกทิศทุกทางในท้องฟ้าก่อนผ่านลงมาถึงพื้นโลก ท้องฟ้าในเวลากลางวันจึงแลดูเจิดจ้า แก๊สแต่ละชนิดที่ประกอบขึ้นมาเป็นบรรยากาศจะเลือกดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์แต่ละช่วงความยาวคลื่นเฉพาะตัว ในขณะที่ปล่อยให้คลื่นขนาดอื่นผ่านไป พวกคลื่นสั้น (Short wave) ทั้งหลายจะถูกบรรยากาศในระดับบนดูดซึมไว้บรรยากาศไม่สามารถดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์ที่มีความยาวคลื่นมากกว่า 0.34 ไมครอน (ซึ่งได้กล่าวแล้วว่าดวงอาทิตย์แผ่พลังงานย่านนี้มาด้วยความเข้มสูงสุด) จะผ่านบรรยากาศลงมาได้โดยง่าย แล้วถูกพื้นดินดูดซึมไว้ ทำให้อุณหภูมิของพื้นดินเพิ่มขึ้น และต่อมาก็เป็นผลให้อากาศใกล้ๆ พื้นดินร้อนขึ้นด้วยการนำความร้อนและการพาความร้อน

6.2 ผลกระทบจากเมฆจำนวน ชนิด และความหนาของเมฆ มีผลในการขัดขวางรังสีดวงอาทิตย์ที่ ส่องลงมาสู่พื้นโลก การสูญเสียพลังงานจะมากหรือน้อยก็ขึ้นอยู่กับคุณสมบัติของเมฆนั้นๆ ในเรื่องการ สะท้อนกลับ (Reflection), การดูดซึม (Absorption) โดยหยดน้ำและผลึกน้ำแข็งที่อยู่ในเมฆ และการแพร่กระจาย (Scattering) ความสามารถในการสะท้อนแสงกลับ (Albedo) ของเมฆแต่ละชนิดนั้นแตกต่างกันมาก เมฆชั้นสูงและเมฆแผ่นมี Albedo ประมาณ 21%, เมฆแผ่นในชั้นกลางประมาณ 48%, เมฆแผ่น ชั้นต่ำ 69% และเมฆก่อตัวทางตั้งที่สูงใหญ่มี Albedo ประมาณ 70% ทั้งนี้ก็ขึ้นอยู่กับความหนาของเมฆนั้นด้วย Insolation จะถูกเมฆดูดซึมไว้บ้างเพียงเล็กน้อย และเมฆยังเป็นตัวขัดขวางบางส่วนของ Terrestrial radiation ซึ่งเป็นคลื่นยาวที่โลกแผ่ออกไปสู่อวกาศในเวลากลางคืนอีกด้วย ทำให้ความต่างอุณหภูมิในเวลากลางวันและกลางคืนมีไม่มากนักในวันที่มีเมฆมาก

*** Albedo คือ ความสามารถในการสะท้อนแสงที่ตกกระทบของสิ่งต่างๆ ปกติแล้วจะแสดงค่า Albedo เป็นเปอร์เซ็นต์ ซึ่งคืออัตราส่วนระหว่างปริมาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่สะท้อนกลับโดยวัตถุต่อปริมาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ตกกระทบวัตถุนั้น

6.3 ผลกระทบจากพื้นดิน-พื้นน้ำ ความสามารถในการดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์ของผิวโลกขึ้นอยู่กับธรรมชาติของผิวโลกแต่ละแห่ง โดยเฉพาะอย่างยิ่งค่าความสามารถในการสะท้อนกลับ (Albedo) และค่าความจุความร้อน (Heat capacity) ของที่นั้น โดยทั่วไปแล้วพื้นดินมีค่า Albedo มากกว่าพื้นน้ำ Insolation ที่ตกบริเวณพื้นดินจึงสะท้อนกลับไปมากกว่าที่ตกลงสู่พื้นน้ำ (ยกเว้นเมื่อดวงอาทิตย์ทำมุมต่ำต่อผิวน้ำที่ราบเรียบ) ส่วนค่าความจุความร้อนนั้น น้ำมีค่าความจุความร้อนมากกว่าดิน น้ำจึงดูดซึมรังสีดวงอาทิตย์ไว้มากกว่าพื้นดิน ในเวลากลางคืนความร้อนเหล่านี้ก็จะถูกคายกลับออกมา ด้วยเหตุนี้ น้ำในมหาสมุทรจึงทำหน้าที่เสมือนเป็นแหล่งสำรองพลังงานแหล่งใหญ่ของโลก และช่วงห่างระหว่างค่าอุณหภูมิสูงสุด-ต่ำสุด เหนือพื้นน้ำมีค่าน้อยกว่าที่เหนือพื้นดิน ความต่างอุณหภูมิระหว่างพื้นดิน-พื้นน้ำ เป็นเหตุให้เกิดสภาพอากาศตามฤดูกาลในสเกลใหญ่ (Large scale) หรือที่เห็นได้ง่ายๆ คือลมบก-ลมทะเล ในสเกลขนาดท้องถิ่น (Local scale)

6.4 ผลกระทบจากความสูงและทิศทางที่หันรับรังสีดวงอาทิตย์ องค์ประกอบทั้งสองนี้มีความสำคัญต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่แต่ละตำบลได้รับ ตำบลที่อยู่ในระดับความสูงมากๆ ย่อมมีช่วงเวลาของการรับรังสีดวงอาทิตย์ยาวนานกว่าพื้นที่ที่อยู่ต่ำกว่า อีกทั้งบรรยากาศในระดับสูงก็บางเบากว่าทำให้อิทธิพลของบรรยากาศที่มีต่อรังสีดวงอาทิตย์มีน้อยลง ลักษณะการวางตัวของพื้นลาดเอียงไหลเขาและหน้าผาที่หันหน้าเข้ารับรังสีดวงอาทิตย์ ย่อมมีช่วงเวลาของการได้รับรังสีดวงอาทิตย์ในมุมตรงมากกว่าพื้นราบทั่วไป

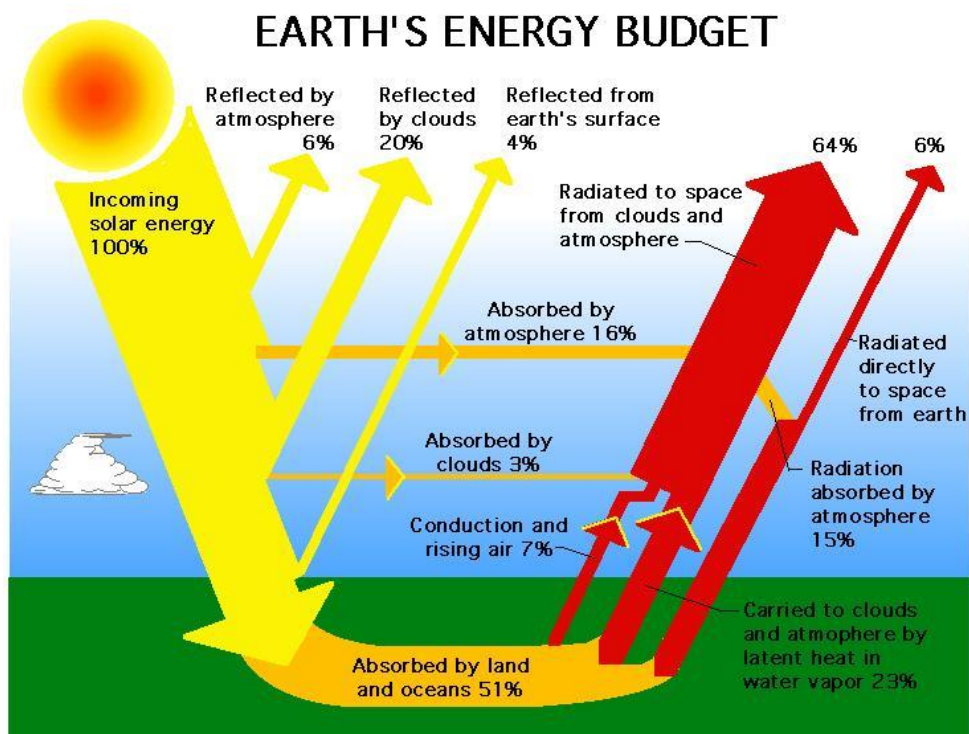
7. การแผ่รังสีของโลก (Terrestrial radiation)

เมื่อโลกได้รับรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์แล้ว โลกก็จะแผ่รังสีคลื่นยาว (Long wave หรือ Infra-red) กลับออกไป ไอน้ำและคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศนั้นมีคุณสมบัติในการดูดซึมรังสีคลื่นยาวได้ดีมาก รังสีคลื่นยาวที่โลกแผ่ออกไปจะถูกบรรยากาศดูดซึมไว้ถึง 94% ปล่อยให้หลุดรอดสู่บรรยากาศเพียง 6% เท่านั้น ย่านความยาวคลื่น 8 ถึง 13 ไมครอน เป็นช่วงที่บรรยากาศปล่อยให้หลุดรอดออกไปไม่สามารถดูดซึมไว้ได้ซึ่งเรียกว่าเป็น "หน้าต่างบรรยากาศ" (Atmospheric window) บางส่วนของรังสีคลื่นยาวที่บรรยากาศ ดูดซึมไว้จะถูกแผ่กลับมายังพื้นโลกอีก

8. ความสมดุลพลังงานของโลก และบรรยากาศ

ผลจากการวิเคราะห์เกี่ยวกับระบบของโลกและบรรยากาศปรากฏว่า ปริมาณเฉลี่ยของรังสีดวงอาทิตย์คลื่นสั้นที่ได้รับในบริเวณที่อยู่ระหว่างเส้นรุ้ง 35° กับเส้นศูนย์สูตรนั้นมีมากกว่าคลื่นยาว (Terrestrial radiation) ที่แผ่ออกไป ส่วนบริเวณตั้งแต่เส้นรุ้ง 35° ขึ้นไปถึงขั้วโลกปริมาณรังสีที่ได้รับจะน้อยกว่าที่แผ่ออก สภาพนี้ควรทำให้แถบเส้นรุ้งต่ำๆ มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น และแถบเส้นรุ้งสูงๆ มีอุณหภูมิลดลงเรื่อยๆ แต่กลับปรากฏว่าทุกแห่งในโลกยังคงรักษาค่าเฉลี่ยอุณหภูมิรายปีไว้ได้อย่างสม่ำเสมอ แสดงว่าจะต้องมีการส่งถ่ายพลังงานส่วนเกินอย่างต่อเนื่องสม่ำเสมอจาก

แถบเส้นรุ้งต่ำๆ ไปยังแถบเส้นรุ้งสูงๆ ซึ่งขาดดุลพลังงาน การหมุนเวียนของบรรยากาศนั่นเองที่ทำให้เกิดการส่งถ่ายพลังงานเหล่านี้ 70% ถึง 90% ส่วนที่เหลือถูกนำไปโดยกระแสน้ำในมหาสมุทร



รูปที่ 3-2 ความสมดุลพลังงานของโลกและบรรยากาศ

ความสมดุลพลังงานของโลกและบรรยากาศ (รูปที่ 3-2) แสดงให้เห็นการได้รับและการสูญเสียพลังงานของระบบโลกและบรรยากาศว่ามีความสมดุลกันได้อย่างไร หากถือว่า Insolation ที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ทั้งหมดเป็น 100 ส่วน จะมีส่วนที่สะท้อนกลับไปยังเมฆและพื้นโลก 30% พลังงานส่วนนี้ถือว่าสูญเสียไปจากระบบเพราะสะท้อนกลับไปยังอวกาศโดยตรง บรรยากาศและเมฆดูดซับไว้ 20% ส่วนนี้จะถูกแผ่กลับออกไปสู่อวกาศในภายหลัง ที่เหลืออีก 50% จะถูกพื้นดิน-พื้นน้ำดูดซับไว้พลังงานจำนวนนี้จะถูกใช้ในลักษณะต่างๆ ดังนี้ ให้ความร้อนแก่บรรยากาศโดยตรง 6% ใช้ระเหยน้ำเพื่อคงสภาพวงจรของน้ำ 24% ซึ่งพลังงานจำนวนนี้จะกลับมาทำความร้อนให้กับบรรยากาศอีกครั้งในรูปของความร้อนแฝงที่ไอน้ำคายออกมาขณะกลั่นตัวเป็นหยดน้ำในเมฆ, อีก 20% จะใช้ทำความร้อนให้แก่พื้นโลกแล้วในที่สุดก็ถูกโลกแผ่รังสีกลับสู่บรรยากาศในรูปคลื่นยาวเสีย 14% กับแผ่ไปสู่อวกาศโดยตรง 6% พลังงานความร้อนที่บรรยากาศดูดซับไว้จำนวนหนึ่ง (ประมาณ 1%) จะถูกแปรเป็นพลังงานจลน์ (Kinetic energy) เพื่อใช้ทำให้บรรยากาศและกระแสน้ำเกิดการหมุนเวียนต้านแรงเสียดทาน (Friction) แล้วพลังงานส่วนนี้ก็จะกลับคืนสู่บรรยากาศต่อไป

9. การกระจายของอุณหภูมิ (Temperature distribution)

อุณหภูมิ ณ ที่ต่างๆ ย่อมมีค่าไม่เท่ากันทั้งในทางระดับ และในทางตั้ง ซึ่งแยกพิจารณาได้ดังนี้

9.1 การกระจายของอุณหภูมิทางระดับที่พื้นโลก ขึ้นอยู่กับฤดูกาลเป็นปัจจัยหลักส่วนปัจจัยรองลงไปได้แก่ทำเลที่ตั้งและส่วนประกอบของพื้นดิน-พื้นน้ำรวมทั้งสภาพภูมิประเทศ เช่นในฤดูร้อน บริเวณพื้นดิน จะอุ่นกว่าพื้นน้ำที่อยู่ใกล้เคียง ณ เส้นรุ้งเดียวกัน ในฤดูหนาวบริเวณพื้นน้ำจะอุ่นกว่าพื้นดินที่อยู่ใกล้เคียง ณ เส้นรุ้งเดียวกันค่าอุณหภูมิทั้งสูงสุด และต่ำสุดประจำวันจะพบเหนือบริเวณที่เป็นพื้นดิน

9.2 การกระจายของอุณหภูมิทางตั้งในบรรยากาศ ผู้ปฏิบัติงานในอากาศจะคำนึงถึงอุณหภูมิในบรรยากาศเพื่อนำมาประกอบการตัดสินใจเลือกความสูงของระดับบิน พิกัดน้ำหนักบรรทุกรวมทั้งผลกระทบอื่นๆ ที่จะมีต่อเที่ยวบิน การกระจายของอุณหภูมิทางตั้งมีลักษณะต่างๆ ดังนี้

9.2.1 อุณหภูมิลดลงตามระยะสูง (A temperature lapse) ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ อุณหภูมิจะลดลงตามระยะสูงที่เพิ่มขึ้น อัตราการลดอุณหภูมิตามระยะสูงที่ถือเป็นค่ามาตรฐาน (Standard lapse rate) มีค่า 2°C (3.6°F) ต่อ 1,000 ฟุต ($6-8^{\circ}\text{C}/1 \text{ กม.}$) ค่านี้ใช้เป็นบรรทัดฐานในการปรับแต่งอุปกรณ์ต่างๆ และการจัดทำรายการตรวจสอบระบบการทำงานต่างๆ ของอากาศยาน

9.2.2 อุณหภูมิกลับ (A temperature inversion) บ่อยครั้งที่มักจะมีชั้นอุณหภูมิเพิ่มตามระยะสูงเกิดขึ้นในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ เรียกว่าชั้นอุณหภูมิกลับ (Inversion layer) ชั้นอุณหภูมิกลับที่เกิดบ่อยที่สุดได้แก่แบบที่เกิดเหนือผิวดินเพียงเล็กน้อย เกิดในคืนที่ท้องฟ้าโปร่ง และลมค่อนข้างสงบ พื้นดินคายความร้อนออกอย่างรวดเร็วทำให้อากาศที่อยู่ติดกับผิวดินพลอยเย็นตัวไปด้วยจนถึงระยะประมาณ 200-300 ฟุต ผลนี้อาจเหลือเพียงเล็กน้อยหรือหมดไป อากาศชั้นล่างสุดจึงมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศชั้นที่อยู่ ถัดขึ้นไป

สภาพตามนี้ที่กล่าวนี้เรียกว่า Radiation inversion หรือ Ground inversion ซึ่งจะไม่ค่อยเกิดในคืนที่เมฆมาก เพราะเป็นสภาพที่ไม่อำนวยให้เกิดการลดอุณหภูมิในเวลากลางคืน นอกจาก Radiation inversion แล้วยังมี Inversion แบบอื่นๆ อีกดังนี้

Subsidence inversion เกิดเนื่องจากอากาศในระดับใดระดับหนึ่งจมตัวลงสู่เบื้องล่างซึ่งมักเกิดเป็นบริเวณกว้าง ในขณะที่จมตัวลงก็จะมีอุณหภูมิสูงขึ้นด้วยกรรมวิธีอะเดียเบติก (Adiabatic warming) ชั้นของอากาศที่จมตัวลงมานี้ (Layer of subsiding air) จึงมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศชั้นที่อยู่ถัดลงไป และจะเป็นชั้นที่มีความชื้นน้อยมาก

Frontal inversion จะพบในบริเวณที่เกิดแนวปะทะอากาศ ทั้งในแนวปะทะอากาศเย็น และในแนวปะทะอากาศอุ่น เมื่อมวลอากาศเย็นเคลื่อนตัวเข้าไปใต้มวลอากาศอุ่น หรือเมื่อมวลอากาศอุ่นเคลื่อนตัวไปซ้อนทับบนมวลอากาศเย็นก็ตาม จะทำให้เกิดชั้นอุณหภูมิกลับเหนือบริเวณนั้นเสมอ และจะสังเกตได้ว่าในระดับของ Frontal inversion นั้นความชื้นจะเพิ่มขึ้น

Turbulence inversion เกิดเมื่อมีลมร้อนพัดไปบนพื้นดินหรือพื้นน้ำที่เย็นกว่า ทำให้เกิดการปั่นป่วนเล็กน้อยในบรรยากาศระดับใกล้ๆ ผิวพื้นโลก และจะพบชั้นอุณหภูมิกลับเหนือบรรยากาศระดับใกล้ๆ ผิวพื้นโลกเล็กน้อย

9.2.3 ระดับอุณหภูมิเท่า (An isothermal layer) เกิดขึ้นได้ในบางโอกาสเป็นชั้นที่ไม่หนานัก มีอุณหภูมิคงที่ไม่เปลี่ยนแปลงตามระยะสูง

9.2.4 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิแบบอะเดียเบติก (Adiabatic process) เป็นการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิที่เกิดขึ้นภายในก้อนอากาศ (Air parcel) โดยไม่ได้รับอิทธิพลจากอุณหภูมิภายนอก

บทที่ 4

ลม (Wind)

1. ลม (Wind)

การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศและอุณหภูมิทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศทั้งในทางตั้ง และทางระดับที่เราเรียกกันทั่วไปว่า ลม ซึ่งมีความสำคัญต่อการเกิดสภาพอากาศ เช่นในขณะที่มีกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้งเป็นตัวการสำคัญสำหรับการเกิดเมฆฝน 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 เหล่านี้เป็นตัวการที่ทำให้เกิดความกดอากาศสูง และความกดอากาศต่ำ ซึ่งเป็นตัวควบคุมทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศในแต่ละภูมิภาค ความกดอากาศเหล่านี้เป็นตัวการสำคัญขั้นพื้นฐานที่จะทำให้เข้าใจถึงการหมุนเวียนของบรรยากาศ ลมมีความสำคัญต่อลักษณะอากาศและภูมิอากาศ เนื่องจากลมเป็นตัวการที่ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศในเขตต่างๆ ของโลก ซึ่งหมายถึงการถ่ายเทพลังงานความร้อนระหว่างมวลอากาศที่มีคุณสมบัติแตกต่างกัน

2. รายละเอียดต่างๆ ที่เกี่ยวกับลม

2.1 ทิศทางลม (Wind direction) หมายถึงทิศทางที่ลมพัดเข้าหาสถานี เช่น ลมฝ่ายตะวันตก หรือทิศทาง 270 องศา

การเคลื่อนที่ของมวลอากาศเป็นแหล่งกำเนิดของลมผิวพื้นนั้นเกิดจากการเคลื่อนที่ของลมจากความกดอากาศสูงไปยังความกดอากาศต่ำเสมอในระยะทางสั้นๆ จะเป็นสิ่งกำหนดทิศทางได้โดยตรงแต่ถ้าเป็นระยะทางที่ยาวและมีแรงอื่นๆ ที่มากระทำต่อการเคลื่อนที่ดังกล่าวมีผลให้ทิศทางลมเปลี่ยนไป

2.2 ความเร็วลม (Wind speed) ความเร็วลมคือ อัตราการเคลื่อนที่ของอากาศบนพื้นโลกซึ่งมีหน่วยวัดความเร็วดังนี้

ไมล์ทะเล ต่อ ชั่วโมง เรียกว่า นอต (Nautical miles per hours = Knots) เขียนย่อว่า kts

ไมล์บกต่อ ชั่วโมง (Statute miles per hours) เขียนย่อว่า mph

กิโลเมตร ต่อ ชั่วโมง (Kilometers per hours)⁴ เขียนย่อว่า kmh

เมตร ต่อ วินาที (Meter per second) เขียนย่อว่า mps

1 นอต = 1.8 กิโลเมตร ต่อชั่วโมง

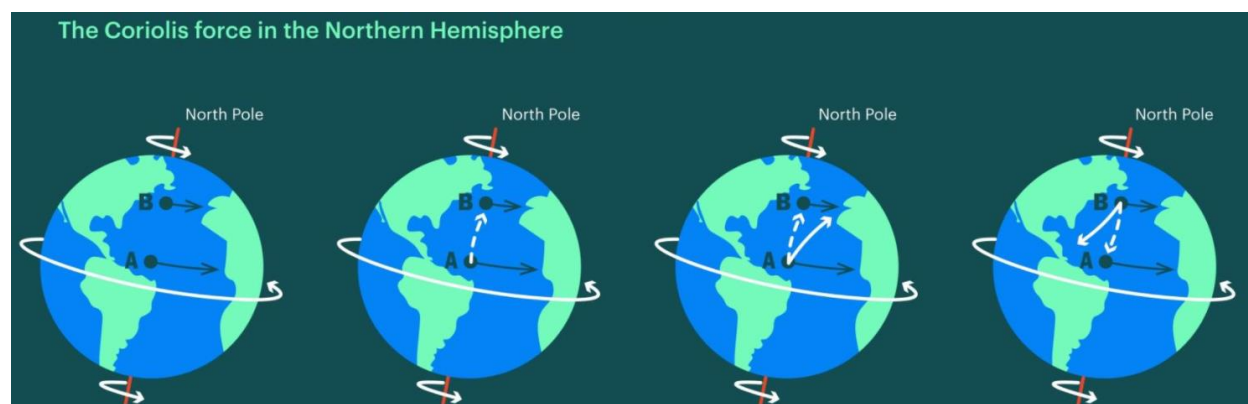
1 นอต = 1.2 ไมล์ บก ต่อชั่วโมง

1 ไมล์บก/ชม = 1.6 กิโลเมตร ต่อชั่วโมง

3. แรงที่มากกระทำและเกี่ยวข้องกับลม

3.1 แรงคอริโอลิส (Coriolis force) คือแรงเฉื่อย (inertial force) ที่กระทำต่อวัตถุในขณะที่เคลื่อนที่ภายในกรอบอ้างอิงที่มีการหมุนภายใต้กรอบของแรงเฉื่อยนั้น ในกรอบอ้างอิงที่มีการหมุนตามเข็มนาฬิกา (clockwise rotation) แรงคอริโอลิสกระทำ (เบี่ยงเบน) ไปทางด้านซ้ายของการเคลื่อนที่ของวัตถุ แต่หากเป็นการหมุนทวนเข็มนาฬิกา (counterclockwise) แรงคอริโอลิสกระทำ (เบี่ยงเบน) ไปทางด้านขวา การเบี่ยงเบนของวัตถุเนื่องจากแรงคอริโอลิสเรียกว่า Coriolis effect ซึ่งนำเสนอโดย Gaspard-Gustave de Coriolis นักวิทยาศาสตร์ชาวฝรั่งเศสในปี ค.ศ. 1835 และในช่วงต้นศตวรรษที่ 20 คำว่า แรงคอริโอลิสได้เริ่มนำมาใช้ในอุทุนิยมวิทยา

ถ้าวัตถุที่เคลื่อนที่บนพื้นผิวโลกจะเบี่ยงเบนไปทางขวาของทิศทางการเคลื่อนที่ในซีกโลกเหนือและเบี่ยงเบนไปทางด้านซ้ายของทิศทางการเคลื่อนที่ในซีกโลกใต้เสมอ อาจกล่าวได้ว่าแรงคอริโอลิสกระทำต่อวัตถุทุกอย่างที่เคลื่อนที่ แรงคอริโอลิสเกิดขึ้นเนื่องจากการหมุนรอบแกนของโลกและทุกจุดบนพื้นโลกก็เคลื่อนที่รอบแกนของโลก แต่ความเร็วในการเคลื่อนที่ต่างกัน



รูปที่ 4-1 แรงคอริโอลิสในซีกโลกเหนือ

เนื่องจากโลกมีลักษณะทรงกลม แต่ละจุดที่หมุนรอบแกนจึงเป็นวงกลมโดยมีจุดศูนย์กลางของวงกลมอยู่ที่แกนการหมุนของโลก ถ้าแต่ละจุดอยู่ที่ละติจูดที่แตกต่างกัน (จุด A และ จุด B) รัศมีของวงกลมจะมีขนาดแตกต่างกันด้วย รัศมีวงกลมที่อยู่ใกล้ขั้วโลกจะน้อยกว่าและความยาวของวงกลมสั้นกว่า ในขณะที่เส้นวงกลมที่ยาวที่สุดจะอยู่บริเวณศูนย์สูตร นัยสำคัญที่ได้จากความแตกต่างนี้คือ

1. จุดที่อยู่บริเวณศูนย์สูตรเดินทางเป็นระยะทางที่ไกลมากในการหมุนรอบแกนของโลก 1 รอบ และจุดที่อยู่ใกล้กับขั้วโลกเดินทางได้ในระยะทางที่สั้น

2. จุดที่อยู่บริเวณศูนย์สูตรขนาดของวงกลมจะใหญ่กว่าทำให้เคลื่อนตัวไปพร้อมกับการหมุนของโลก

3. ในขณะที่ระยะทางแต่ละจุดแตกต่างกันแต่เวลาเท่ากัน ดังนั้นจุดที่อยู่ใกล้กับศูนย์สูตรเคลื่อนที่ได้เร็วกว่า

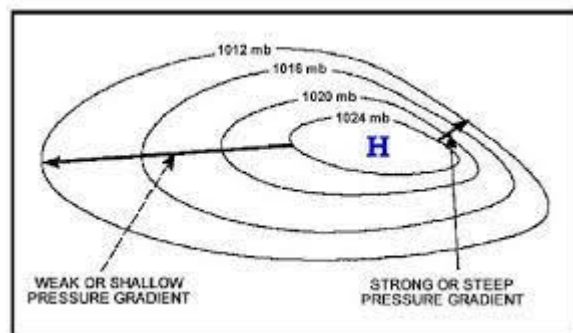
จากรูปที่ 4-1 พบว่า ที่จุด A จะมีเส้นวงกลมที่ยาวกว่าในช่วงเวลาเท่ากันกับจุด B จุด A จึงเคลื่อนที่ได้เร็วกว่าหากอากาศเคลื่อนที่จากจุด A ไปยังจุด B ก็จะมีลมพัดไปพร้อมกับโลกจึงเคลื่อนไปรอบแกนการหมุนของโลก ขณะที่เคลื่อนที่ไปในสองทิศทางพร้อมกัน (A ไปยังจุด B, รอบและแกนการหมุนของโลก) ความเร็วก็ต่างกัน จากการที่ความเร็วในการหมุนรอบแกนของโลกแตกต่างกันตามละติจูด จุด A เคลื่อนที่เร็วกว่าจุด B ดังนั้นอากาศที่จุด A จึงหมุนเร็วกว่าจุด B เมื่ออากาศเคลื่อนมาจุด B ความเร็วยังคงสูงกว่าจุด B จึงมีแนวโน้มเคลื่อนที่ไปด้านหน้าซึ่งเบี่ยงเบนไปทางขวาจากแนวเดิมของการเคลื่อนที่

หากมีการเคลื่อนที่จากบริเวณละติจูดที่สูงกว่าไปยังละติจูดที่ต่ำกว่า จะเกิดปรากฏการณ์ที่ต้องข้าม คืออากาศเคลื่อนที่ช้ากว่าการเคลื่อนที่ของการหมุนรอบแกนของโลกจึงเบี่ยงเบนไปทางด้านหลังหรือทางขวาของแนวเดิมของการเคลื่อนที่

ในทางกลับกันการเคลื่อนที่ของวัตถุใด ๆ ในซีกโลกใต้จะเบี่ยงเบนไปทางซ้าย แรงคอริโอลิสมีค่ามากที่สุดที่ขั้วโลกและค่อย ๆ ลดลงจนมีค่าเป็นศูนย์ที่ศูนย์สูตร

3.2 แรงความชันของความกดอากาศ (Pressure gradient force) คือ แรงที่เกิดจากผลต่างของความกดอากาศทั่วทั้งพื้นที่ โดยทั่วไปความกดคือแรงที่กระทำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ ดังนั้นหากพิจารณาผลต่างของความกดอากาศทั่วทั้งพื้นที่ก็หมายถึงความแตกต่างของแรงเช่นกัน ซึ่งส่งผลให้เกิดความเร่งตามกฎการเคลื่อนที่ข้อที่สองของนิวตัน หากไม่มีแรงอื่นใดที่ทำให้เกิดความสมดุลกับแรงของความชันของความกดอากาศ แรงลัพธ์ที่ได้จะมีทิศทางจากบริเวณความกดอากาศที่สูงกว่าไปยังบริเวณความกดอากาศที่ต่ำกว่าเสมอ

อัตราการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศต่อหนึ่งหน่วยระยะทาง(ผลต่างของความกดอากาศ) เรียกว่า ความชันของความกดอากาศ (Pressure gradient) มีทิศทางจากความกดอากาศสูง ไปยังความกดอากาศต่ำ และตั้งฉากกับเส้นความกดอากาศเท่า ความชันของความกดอากาศมีความสัมพันธ์กับความเร็วลม บริเวณที่มีความชันมากกว่าจะมีความเร็วลมที่แรงกว่าบริเวณที่มีความชันน้อยกว่า ในแผนที่อากาศผิวพื้นค่าความชันของความกดอากาศแสดงโดยระยะห่างของเส้นไอโซบาร์ บริเวณใดที่เส้นไอโซบาร์เรียงใกล้ชิดกันมากหมายถึงมีความชันมาก และบริเวณนั้นความเร็วจะแรงมากเช่นกัน

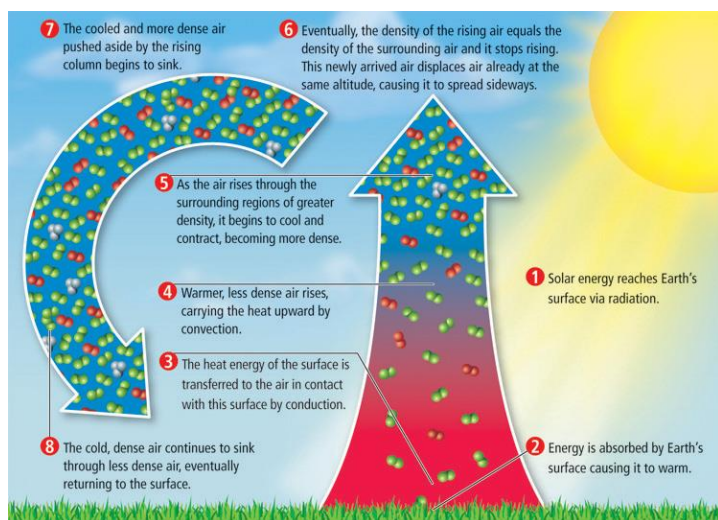


รูปที่ 4-2 ความชันความกดอากาศ

หมายเหตุ สำหรับแรงอื่น ๆ ที่เกี่ยวข้องตลอดจนลมประเภทต่าง ๆ ที่เกิดจากความสมดุลของแรงจะนำไปกล่าวในการศึกษาระดับสูงต่อไป

4. การหมุนเวียนของบรรยากาศทั่ว ๆ ไป (General circulation)

บริเวณศูนย์สูตรจะได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากกว่าบริเวณขั้วโลกเป็นผลทำให้อากาศในบริเวณศูนย์สูตรร้อนกว่าบริเวณขั้วโลก ดังนั้น อากาศที่ศูนย์สูตรจึงร้อนอย่างต่อเนื่องในขณะที่อากาศบริเวณที่ขั้วโลกจะเย็นลงอย่างต่อเนื่องเช่นกัน แต่เนื่องจากบรรยากาศของโลกเป็นระบบปิด กล่าวคือ หากมีการเสียสมดุลเกิดขึ้นจะมีกลไกในการปรับให้เกิดความสมดุลขึ้น ในกรณีที่กำลังกล่าวมาแล้วข้างต้นกลไกที่สำคัญที่ก่อให้เกิดความสมดุลคือกระบวนการพาความร้อน (Convection) ซึ่งทำให้เกิดการถ่ายเทความร้อนและเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้เกิดระบบหมุนเวียนของโลก (Global circulation) หรือระบบหมุนเวียนของบรรยากาศทั่ว ๆ ไป (General circulation)



รูปที่ 4-3 กระบวนการพา

4.1 กระบวนการพาความร้อน (Convection)

1. พลังงานจากดวงอาทิตย์แผ่รังสีมายังพื้นโลก
2. พื้นผิวโลกดูดซับพลังงานเป็นเหตุให้อุ่นขึ้น
3. พลังงานความร้อนจากพื้นผิวโลกถูกส่งผ่านสู่อากาศที่สัมผัสกับพื้นผิวโลกโดยกระบวนการนำ (conduction)
4. เมื่ออากาศอุ่นขึ้น ความหนาแน่นลดลงและเบากว่าอากาศโดยรอบจึงลอยขึ้นและพาความร้อนขึ้นสู่อากาศระดับบนด้วยกระบวนการพา
5. ขณะที่อากาศลอยตัวเข้าสู่บริเวณโดยรอบที่มีความหนาแน่นมากกว่าจะเริ่มเย็นลงและสัมผัสกันทำให้ความหนาแน่นเพิ่มขึ้น

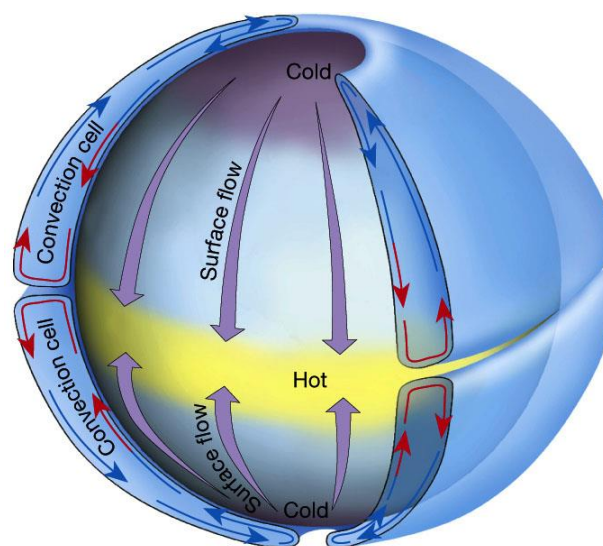
6. สุดท้ายความหนาแน่นของอากาศที่ลอยขึ้นมาเท่ากับความหนาแน่นของอากาศที่อยู่โดยรอบอากาศนั้นจะหยุดการลอยตัวขึ้น อากาศที่ลอยขึ้นมาเข้าแทนที่อากาศเดิมที่อยู่ในระดับความสูงเดียวกันเป็นเหตุให้อากาศแผ่ออกไปด้านข้าง

7. อากาศเย็นและมีความหนาแน่นกว่าถูกผลักออกไปจากคอลัมน์ของอากาศไหลขึ้นเริ่มจมตัวลง

8. อากาศเย็นและมีความหนาแน่นจมตัวลงผ่านอากาศที่มีความหนาแน่นน้อยกว่าอย่างต่อเนื่อง จนในที่สุดจมตัวลงสู่พื้นผิวโลกและไหลไปในแนวระนาบสู่บริเวณที่อุ่นกว่า

จากขั้นตอนการแลกเปลี่ยนความร้อนโดยการพาความร้อนมาอธิบายการเกิดระบบหมุนเวียนขนาดใหญ่ (Convection Cell หรือ Giant Cell) ได้ดังนี้

ในกรณีที่โลกไม่มีการหมุนบริเวณศูนย์สูตรจะร้อนกว่าบริเวณขั้วโลก อากาศร้อนแถบศูนย์สูตรลอยตัวสูงขึ้นแล้วเย็นลง ความหนาแน่นเพิ่มขึ้นจนเท่ากับอากาศเย็นที่อยู่ระดับบนจึงหยุดการลอยตัวขึ้น พร้อมกับเข้าแทนที่และผลักให้อากาศเย็นและมีความหนาแน่นเดิมนั้นลอยออกไปด้านข้างและจมตัวลงอย่างต่อเนื่องจนกระทั่งลงสู่พื้นผิวโลกบริเวณขั้วโลกและไหลลงมาสู่บริเวณศูนย์สูตร จากลักษณะการเคลื่อนที่ของอากาศดังกล่าวจึงก่อให้เกิดระบบการหมุนเวียนขนาดใหญ่ขึ้น



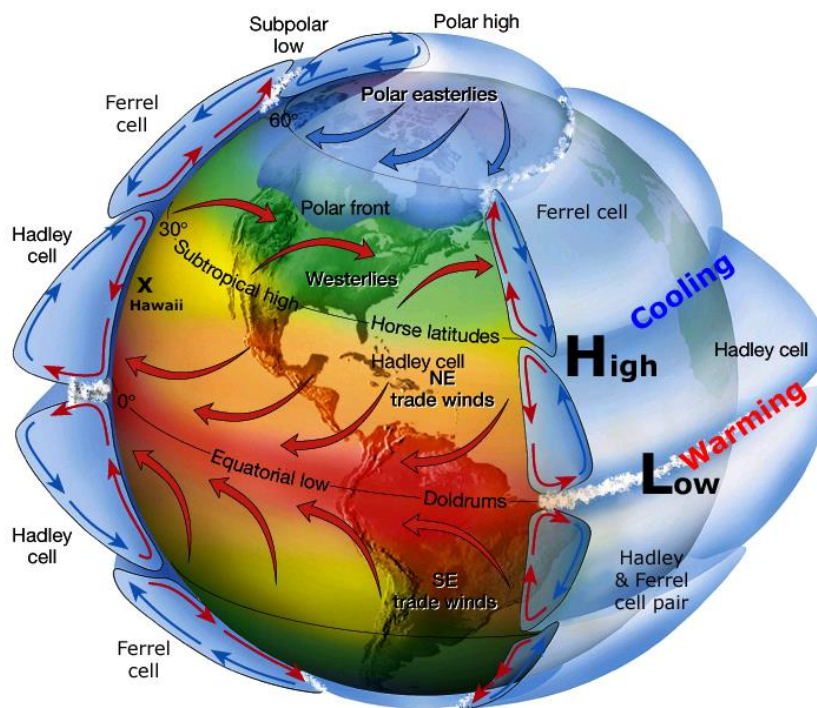
หากพิจารณาระบบความกดอากาศที่เกิดขึ้นจะพบว่า บริเวณพื้นผิวโลกแถบศูนย์สูตรจะปรากฏเป็นความกดอากาศต่ำ เพราะอากาศร้อนทำให้ปริมาตรของอากาศเพิ่มขึ้น ความหนาแน่นลดลง ความกดจึงลดลง ขณะที่ระดับบนเหนือแถบศูนย์สูตรอากาศที่ลอยขึ้นสมทบกับอากาศเย็นในระดับบนทำให้มีมวลเพิ่มขึ้นจึงเกิดเป็นความกดอากาศสูงในระดับบน

รูปที่ 4-4 ระบบการหมุนเวียนขนาดใหญ่

ส่วนบริเวณขั้วโลกนั้นเมื่ออากาศเย็นและมีความหนาแน่นเคลื่อนที่ออกไปด้านข้างและจมตัวลงอย่างต่อเนื่อง จนในที่สุดจมลงสู่ผิวพื้นบริเวณขั้วโลกในระดับบนจะเป็นความกดอากาศต่ำ ทั้งนี้เพราะมวลของอากาศเย็นจมตัวลง เบื้องลงจึงทำให้น้ำหนักของอากาศหรือความกดอากาศระดับบนลดลง ขณะที่บริเวณผิวพื้นแถบขั้วโลกได้รับมวลของอากาศที่จมตัวลงมาจึงทำให้ความกดเพิ่มขึ้นและเป็นความกดอากาศสูงที่ผิวพื้น

อย่างไรก็ตามในความเป็นจริงโลกมีการหมุนรอบแกน ดังนั้นระบบหมุนเวียนขนาดใหญ่จึงแตกออกเป็น 3 เซลล์ หรือเรียกว่าทฤษฎี 3 เซลล์

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



รูปที่ 4-5 ทฤษฎี 3 เซลล์

เซลล์ที่ 1 ในซีกโลกเหนือ-ใต้ อยู่ระหว่างศูนย์สูตรกับละติจูด 30 องศาเหนือ-ใต้ อากาศที่ศูนย์สูตรได้รับความร้อน และลอยสูงขึ้นถึงชั้นโทรโพพอส (Tropopause) อากาศจะเคลื่อนที่ไปยังขั้วโลกทั้งสอง และเมื่อเคลื่อนที่มาถึงละติจูดที่ 30 องศาเหนือ-ใต้ อากาศส่วนหนึ่งจะจมตัวลงมายังผิวพื้น และบางส่วนจะเคลื่อนที่ต่อไปยังขั้วโลก ขณะที่อากาศจมตัวลงถึงผิวพื้นจะแยกออกเป็นสองส่วน ส่วนแรกจะไหลต่อไปยัง ขั้วโลก อีกส่วนหนึ่งจะไหลมายังศูนย์สูตร ส่วนที่ไหลไปยังขั้วโลกจะถูกแรงคอริโอลิส หักเหไปกลายเป็นลมประจำฝ่ายตะวันตก (Prevailing westerlies) และส่วนที่ไหลมายังศูนย์สูตรเป็นลมค้า (Trade wind) ทั้งสองซีกโลกโดยที่ซีกโลกเหนือเป็น Northeast trades และซีกโลกใต้เป็น Southeast trades ที่บริเวณละติจูด 30 องศาเหนือ-ใต้ เป็นบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical high pressure belt) หรือที่เรียกว่า Horse latitudes เนื่องจากเป็นบริเวณลมอ่อนมีทิศทางไม่แน่นอน และในสมัยก่อนมีการบรรทุกม้าโดยทางเรือใบจากประเทศสเปนไปยังอเมริกา เมื่อไปถึงบริเวณละติจูดที่ 30 องศา 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 องศา นั้นส่วนหนึ่งไหลไปยังขั้วโลก กลายเป็นลมประจำฝ่ายตะวันตก (Prevailing westerlies) และอากาศที่ขั้วโลกจมลงมายังผิวพื้น พบกับลมประจำฝ่ายตะวันตกที่ละติจูด 60 องศา ซึ่งเป็นแนวของหย่อมความกดอากาศต่ำกึ่งถาวร (Semi-permanent low pressure belt) ในแถบละติจูดที่ 60 องศา 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 และอากาศเย็นนี้จะจมตัวลงทำให้เกิดความกดอากาศสูงขึ้นที่ขั้วโลก เรียกว่า 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

5. ระบบลมในสเกลขนาดใหญ่ (Large wind systems)

ระบบลมในสเกลขนาดใหญ่คือลมที่มีลักษณะเฉพาะของการเคลื่อนที่ในแนวระดับมากกว่าในทางตั้งและได้รับอิทธิพลจากการกระทำของแรงคอริโอลิสเป็นสำคัญ

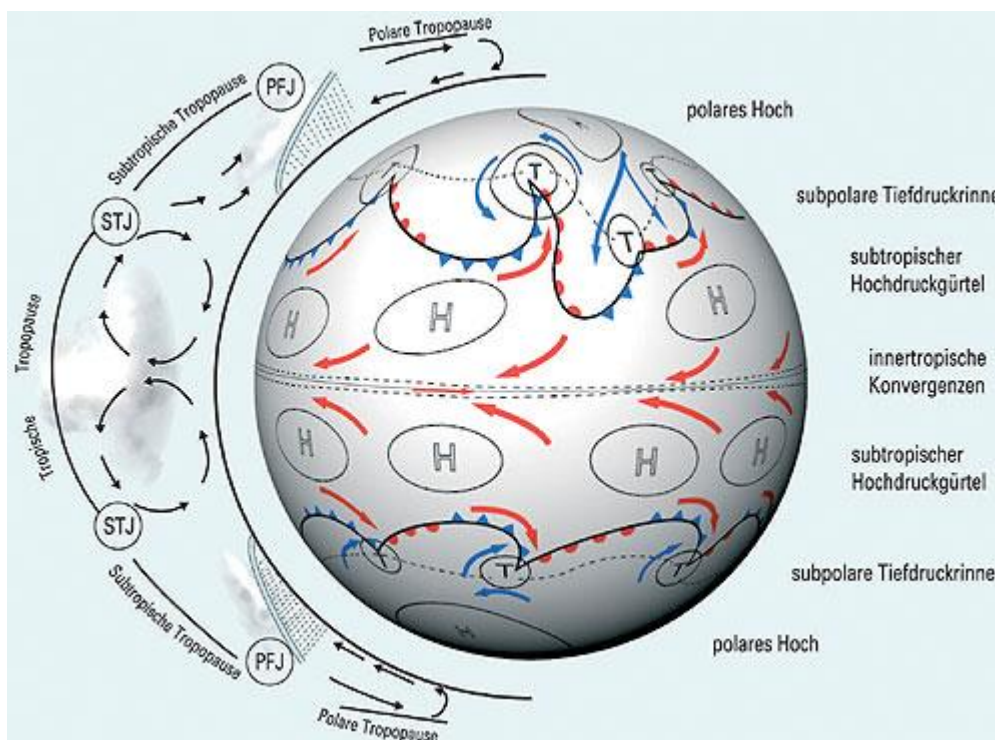
5.1 ลมค้า

5.2 ลมฝ่ายตะวันตก

5.3 ไซโคลน (Cyclones) และแอนติไซโคลน (Anticyclones)

5.4 Hurricanes และ Typhoons

5.5 กระแสลมกรด (Jet Streams)



รูปที่ 4-6 ระบบลมในสเกลขนาดใหญ่และระบบความกดอากาศในเดือนมกราคม

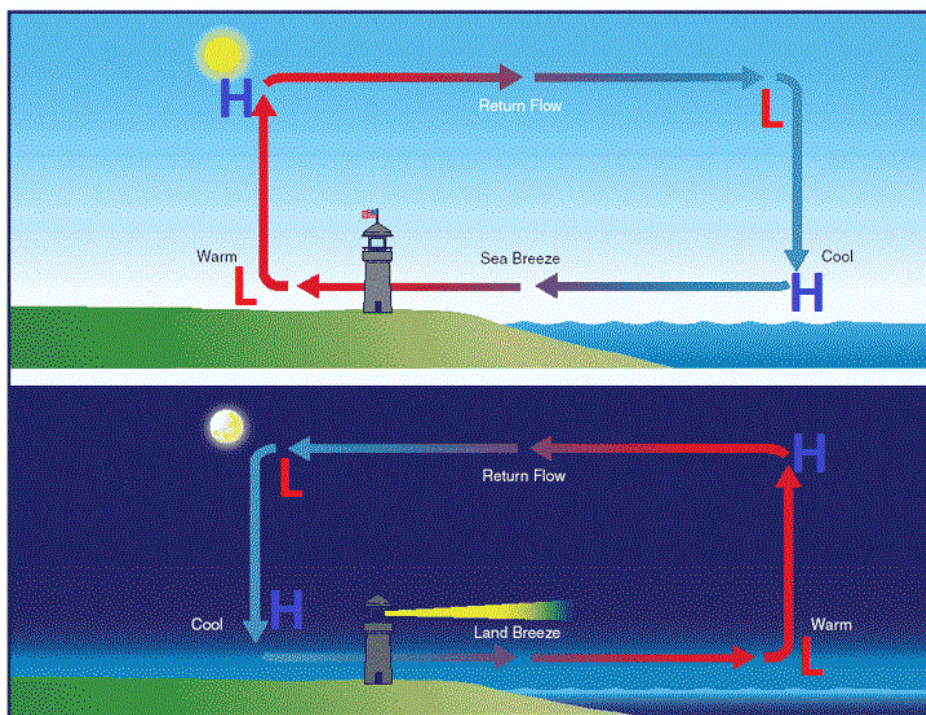
6. ลมประจำถิ่น (Local winds)

6.1 ลมบกลมทะเล (Land and sea breeze)

การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศและอุณหภูมิบนพื้นน้ำนั้น ทำให้อากาศอุ่นบนพื้นดินลอยสูงขึ้นและเคลื่อนตัวในทางระดับไปสู่ทะเลเบื้องบนเพื่อเป็นการทดแทนอากาศที่ไหลขึ้น ทำให้อากาศเย็นจากพื้นน้ำไหลเข้ามาแทนที่ ที่ผิวพื้น จึงเกิดลมพัดจากทะเลเข้าสู่ชายฝั่ง เรียกว่า ลมทะเล

ในตอนเย็นพื้นดินเย็นลงความแตกต่างของอุณหภูมิไม่มี ลมทะเลจึงไม่เกิดขึ้น แต่ในเวลากลางคืนพื้นดินเย็นเร็วกว่าพื้นน้ำ จึงทำให้เกิดลมพัดจากฝั่งไปสู่ทะเล เรียกว่าลมบก

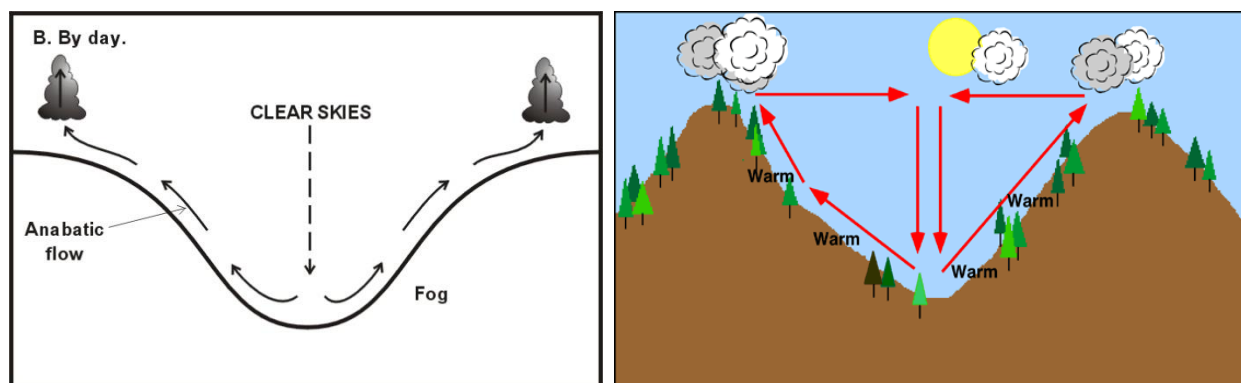
ลมทะเลจะเกิดรุนแรงกว่าลมบกซึ่งมีความเร็วประมาณ 8-15 นอต และลมทะเลสามารถพัดลึกเข้าไปบนพื้นดินถึง 50 กิโลเมตร และลมทะเลอาจจะมีอิทธิพลรวมกับลมท้องถิ่นนั้นๆ ได้ ลมทะเลจะพัดกลับสู่ทะเลในระดับบนอยู่ระหว่าง 1,500-3,000 เมตร และมีอิทธิพลมากบริเวณใกล้ชายฝั่งทะเล หลังจากพระอาทิตย์ขึ้น ประมาณ 2-3 ชั่วโมง แต่จะมีความรุนแรงมากในเวลาบ่าย ลมทะเลพัดไปได้ไกลสุดถึงไหนจะสังเกตได้จาก แนวหน้าของลมทะเล (Sea breeze front) จะเห็นเมฆเป็นแนวแคบ อาจกว้างประมาณ 100-200 เมตร ภายในเมฆมีกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้ง และมีอากาศปั่นป่วน นอกจากนี้แล้วยังสังเกตได้จากการลมเปลี่ยนทิศทาง



รูปที่ 4-7 ลมทะเลและลมบก

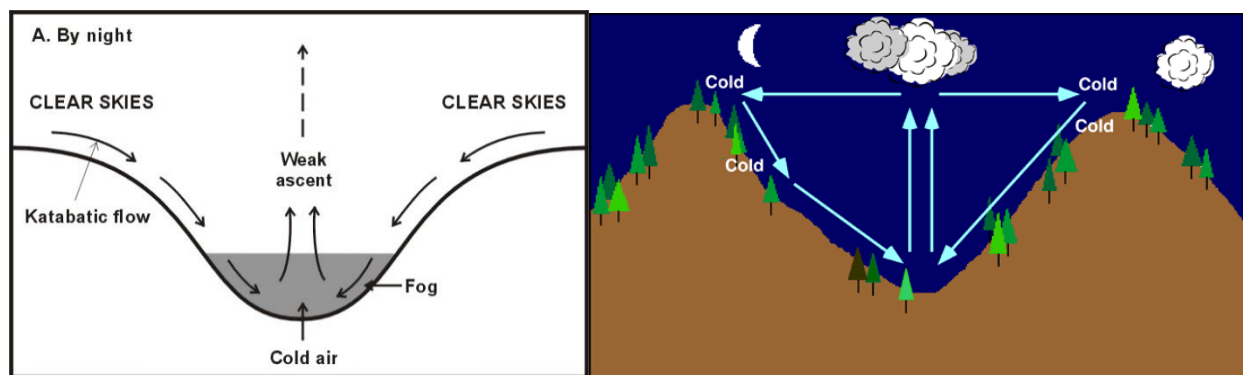
6.2 ลมภูเขา และลมหุบเขา (Mountain and valley wind)

ในเวลากลางวัน อากาศที่ติดกับพื้นลาดของภูเขาได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ มีความหนาแน่นน้อยและเบากว่าอากาศที่อยู่ห่างออกไป ณ ที่ความสูงระดับเดียวกัน ทำให้อากาศไหลขึ้นตามลาดภูเขา การไหลขึ้นของอากาศนี้เรียกว่าลมหุบเขา (Valley wind or anabatic wind) และจะเกิดเมฆก่อนก่อตัวขึ้นได้ตามลาดของภูเขา



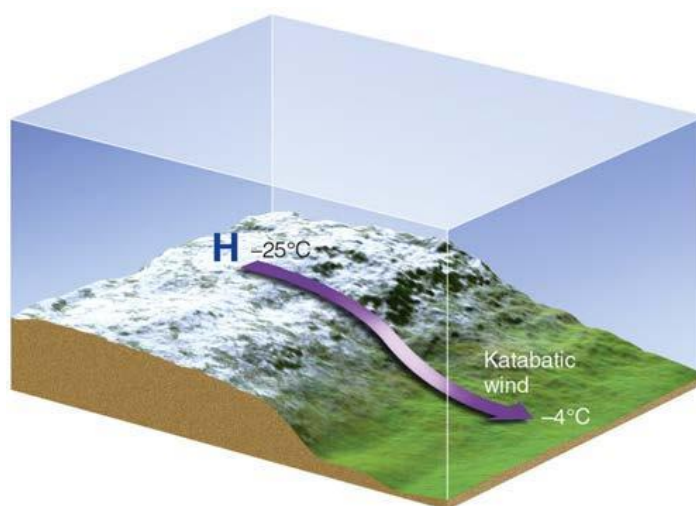
รูปที่ 4-8 Valley wind or anabatic wind

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



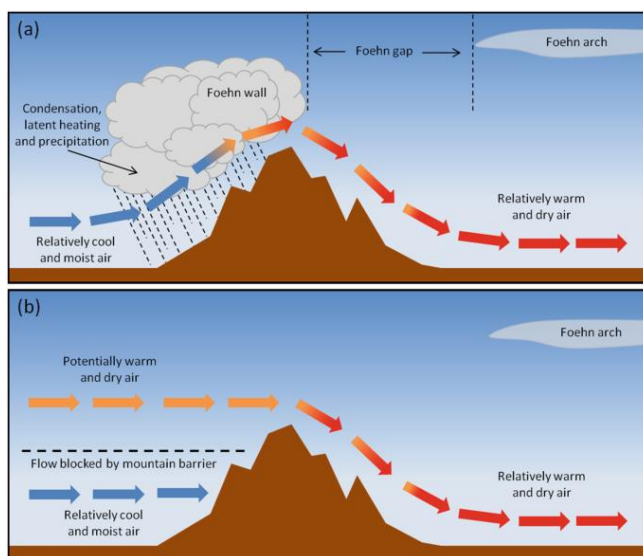
รูปที่ 4-9 Mountain wind or Katabatic wind

6.3 ลมคาตาเบติก (Katabatic wind) คือลมที่พัดลงมาตามพื้นลาดภูเขา เราเรียกลมชนิดนี้ว่าลมคาตาเบติก ถ้าลมที่พัดลงมานั้นอุ่น เรียกว่าลมเฟิน (Foehn wind) แต่ถ้าลมที่พัดลงมานั้นเย็น เรียกว่า ลมตกเขา (Fall Wind) หรือ ลมกราวิท (Gravity wind)



รูปที่ 4-10 ลมลงเขา (Katabatic wind)

6.3.1 ลมเฟิน (Foehn wind) เป็นลมที่ค่อนข้างแรง แห้งและร้อน ซึ่งเกิดขึ้นด้านหลังลมของภูเขา โดยอุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วและความชื้นสัมพัทธ์ลดลง ทั้งนี้เนื่องจากการร้อนขึ้นแบบเอเดียเบติก (Adiabatic heating) อากาศที่เคลื่อนที่ลงมาตามพื้นลาดของภูเขาจะรุนแรง ถ้าอากาศไหลขึ้นด้านรับลมของภูเขาเกิดน้ำฟ้าปะปนมาด้วยลมเฟินมีชื่อเรียกตามสถานที่เกิด เช่นลมเฟินที่เกิดทางด้านตะวันออกของเทือกเขาร็อกกี เรียกว่าลมชินุก (Chinook wind)



รูปที่ 4-11 ลม Föhn

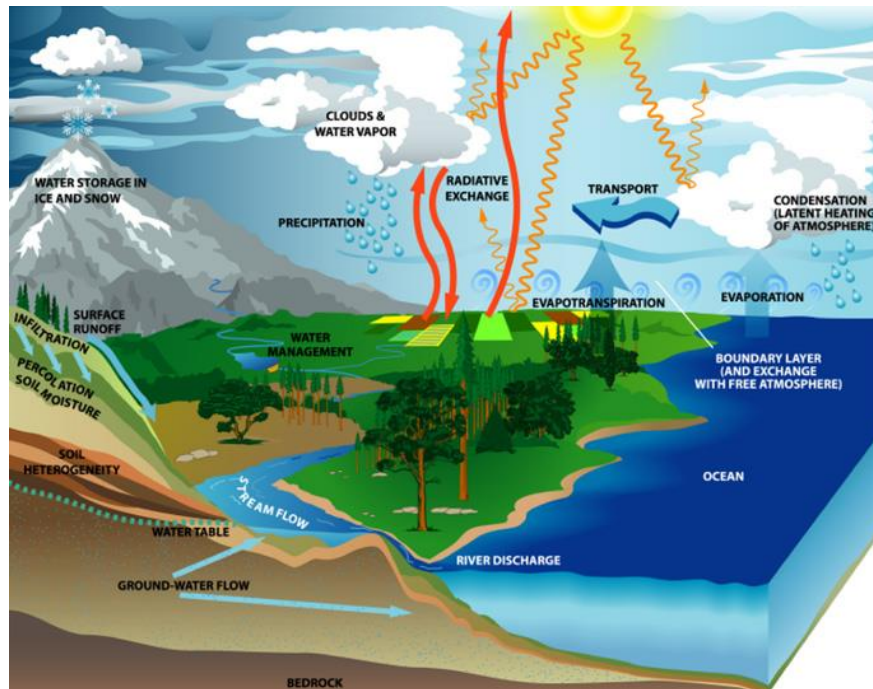
6.5 ลมตกเขา (Fall wind) เกิดขึ้นบริเวณที่มีอากาศเย็น และไหลลงมาตามพื้นลาดของภูเขา เนื่องจากแรงดึงดูดของโลก เนื่องจากอากาศเย็นนั้นหนักบางครั้งเรียกว่า ลมกราวิตัต (Gravity wind) ซึ่งลมนี้อาจเกิดบริเวณค่อนข้างกว้าง และเกิดขึ้นได้ทั้งกลางวันและกลางคืน ลมตกเขามักจะรุนแรงในเวลากลางคืน เพราะพื้นดินแผ่รังสีความร้อนออกไป และบวกกับความเย็นของอากาศ ลมนี้มีชื่อเรียกแตกต่างกันออกไป เช่น เกิดบริเวณภูเขาแอลป์ เรียกว่า บอรา (Bora)

บทที่ 5

ความชื้น (Moisture)

1. วัฏจักรของน้ำ (Hydrological cyclone)

มากกว่า 2 ใน 3 ส่วนของพื้นผิวโลกจะถูกปกคลุมไปด้วยน้ำ และน้ำตามบริเวณต่างๆ เหล่านี้จะเป็นแหล่งกำเนิดของไอน้ำที่ลอยอยู่ในบรรยากาศ เมื่อไอน้ำเหล่านี้ผ่านกระบวนการเย็นตัวลงก็จะกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ และกลายเป็นฝนตกลงมาสู่พื้นโลกในที่สุด กระบวนการเหล่านี้จะดำเนินต่อเนื่องไปไม่มีการสิ้นสุดซึ่งเรียกว่า วัฏจักรของน้ำ (Hydrologic cycle) โดยจะเป็นสิ่งที่ทำให้มีความชื้นอยู่ในบรรยากาศ และช่วยทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิและความกดอากาศขึ้น



รูปที่ 5-1 วัฏจักรของน้ำ (Hydrological cycle)

1 ใน 3 ส่วนของพื้นผิวโลกจะเป็นพื้นแผ่นดินกว้างใหญ่ไพศาลและมีลักษณะของภูมิประเทศแตกต่างกันออกไป เช่น เทือกเขาสูงๆ หรือทะเลทรายที่กว้างใหญ่สุดสยดากับเนินเขาเตี้ยๆ ซึ่งเป็นสิ่งที่ควรจะทราบ เพราะมีความสำคัญในการพยากรณ์อากาศ เนื่องจากสิ่งเหล่านี้จะมีอิทธิพลกับการพัดของลมประจำถิ่น ความชื้นของอากาศ และเป็นผลทำให้เกิดลักษณะอากาศแตกต่างกัน

2. สถานะของน้ำ (State of water)

น้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศจะมีอยู่ 3 สถานะ (3 States) คือ

2.1 ของแข็ง (Solid) จะอยู่ในรูปของน้ำแข็ง เช่น หิมะ (Snow), ลูกเห็บ (Hail), ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice pellets), หมอกแข็ง (Ice fog) เป็นต้น

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

2.3 แก๊ส (Gas) จะอยู่ในรูปของไอน้ำ ซึ่งไม่สามารถจะมองเห็นได้ด้วยตาเปล่า ไอน้ำ (Water vapor) เป็นองค์ประกอบที่สำคัญที่สุด ซึ่งจะทำให้เกิดเมฆและปรากฏการณ์ของลักษณะอากาศอื่นๆ ที่สามารถมองเห็นได้ ไอน้ำก็สามารถที่จะทำให้เกิดสภาพอากาศรุนแรง ซึ่งจะสร้างปัญหาให้กับผู้ทำการบินในอากาศ เมื่อไอน้ำเหล่านั้นเปลี่ยนสถานะเป็นของเหลวหรือของแข็ง

ส่วนใหญ่ของไอน้ำในอากาศ จะอยู่ในระดับต่ำ ๆ ของบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) แต่เหนือระดับชั้นโทรโปพอส (Tropopause) ขึ้นไปจำนวนไอน้ำจะลดน้อยลง

3. การเปลี่ยนสถานะของน้ำ (Change of state of water)

น้ำอาจเปลี่ยนสถานะหนึ่งไปยังอีกสถานะหนึ่งได้ทั้งทางตรง และทางอ้อม ซึ่งก็เป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดสภาพอากาศขึ้น กรรมวิธีที่น้ำเปลี่ยนสถานะมีดังต่อไปนี้

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

3.1 การระเหย (Evaporation) เป็นการเปลี่ยนสถานะของน้ำจากของเหลวมาเป็นแก๊สคือไอน้ำลอยอยู่ในอากาศ การระเหยเกิดขึ้นได้เสมอทุกอุณหภูมิจนกว่าอากาศจะอิ่มตัว แม้อุณหภูมิของอากาศต่ำ การระเหยก็เกิดขึ้นได้โดยใช้ความร้อนแฝง (Latent heat) การกลายเป็นไอจำเป็นต้องใช้ความร้อนเป็นจำนวนมาก (600 แคลอรีต่อกรัม) และความร้อนนี้จำเป็นต้องเอามาจากบริเวณใกล้เคียงดังนั้นการระเหยจึงเป็นกรรมวิธีที่ทำให้เกิดความเย็น (Cooling process) วิธีหนึ่งอัตราการกลายเป็นไอของผิวน้ำจะเพิ่มขึ้น เนื่องด้วยสาเหตุต่างๆ ดังต่อไปนี้

- ความเร็วลมเพิ่มขึ้น
- ความแตกต่างของอุณหภูมิของอากาศกับอุณหภูมิของน้ำมากขึ้น
- ความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของอากาศกับอุณหภูมิของจุดน้ำค้างมากขึ้น

3.2 การกลั่นตัว (Condensation) เป็นขบวนการที่ไอน้ำในบรรยากาศเปลี่ยนสถานะกลายมาเป็นน้ำ การกลั่นตัวจะเริ่มขึ้นเมื่ออากาศนั้นถึงจุดอิ่มตัว ในระหว่างกรรมวิธีของการกลั่นตัว อากาศจะคาย ความร้อนแฝงออกมา (600 แคลอรีต่อกรัม) เป็นการเพิ่มอุณหภูมิให้กับอากาศที่อยู่ใกล้เคียง ดังนั้นขบวนการกลั่นตัวจึงเป็นกรรมวิธีทำให้เกิดความร้อนซึ่งพายุฟ้าคะนอง ทอร์นาโด ใต้ฝุ่น ฯลฯ ก็ใช้พลังงานความร้อนจากผลของการกลั่นตัวดังกล่าว

การกลั่นตัวมักจะเกิดจากการที่อากาศเย็นลง ซึ่งหลังจากเย็นลงแล้วอากาศจะเกิดการอึมตัว และทำให้เกิดการกลั่นตัวกลายเป็นเมฆ และหมอก

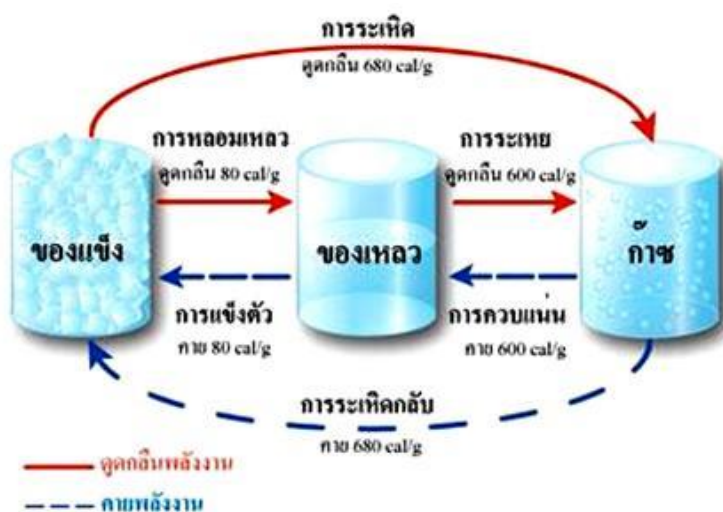
3.3 การระเหิด (Sublimation) น้ำแข็งเปลี่ยนสถานะกลายเป็นไอน้ำโดยไม่ผ่านการเป็นน้ำมาก่อน โดยน้ำแข็งรับเอาความร้อนที่อยู่ในบรรยากาศโดยรอบมาทำให้เกิดการระเหิดกลายเป็นไอน้ำในที่สุด เช่น หิมะกลายเป็นไอน้ำ

3.4 การระเหิดกลับ (Deposition) ในกรณีที่ไอน้ำเปลี่ยนสถานะเป็นน้ำแข็งในขณะที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C โดยไม่ผ่านการเป็นน้ำมาก่อนและปล่อยความร้อนในตัวเองให้กับบรรยากาศโดยรอบ เช่น การเกิดน้ำค้างแข็ง (Frost) บนพื้นดิน

3.5 การแข็งตัว (FREEZING) น้ำจะแข็งตัวเมื่อมีอุณหภูมิ 0°C หรือต่ำกว่า แต่น้ำก็สามารถทำให้เย็นต่ำกว่า 0°C ได้โดยที่น้ำนั้นไม่แข็งตัว หยดน้ำเช่นนี้เรียกว่า SUPERCOOLED WATER DROPLETS สภาพ SUPERCOOLED นี้ อาจพบได้ในอุณหภูมิต่ำลงไปจนถึง -40°C อย่างไรก็ตามในระหว่างขบวนการแข็งตัว อุณหภูมิยังคงอยู่ที่ 0°C และปริมาณความร้อนที่สะสมไว้เมื่อตอนขบวนการละลาย 80 แคลอรีต่อกรัม นั้นจะถูกคายออกมา

3.6 การละลาย (MELTING) การที่น้ำแข็งกลายเป็นน้ำจำเป็นต้องใช้ความร้อน แต่อุณหภูมิของน้ำขณะนั้นไม่ได้สูงขึ้นกว่าเดิมทั้งนี้เพราะว่าความร้อนที่ได้มานั้นไปช่วยในการละลายน้ำแข็ง และความร้อนนี้เรียกว่า ความร้อนแฝงในการละลาย (Latent heat of melting)

การเปลี่ยนสถานะแบบใดๆ ก็ตามจะต้องมีการแลกเปลี่ยนความร้อนเข้ามาเกี่ยวข้องด้วยทุกครั้งซึ่งหมายถึงพลังงานความร้อนที่กล่าวถึงนี้จะนำเข้ามาใช้หรือปล่อยออกไปก็ตาม



รูปที่ 5-2 การเปลี่ยนสถานะของน้ำ

4. แกนการกลั่นตัวและการแข็งตัว (Condensation and Freezing nuclei)

4.1 แกนการกลั่นตัว (Condensation nuclei) คือสิ่งเจือปนจำพวกอนุภาคผงฝุ่น คิววัน ผงเกลือ หรือผลอันเกิดจากการเผาไหม้ที่แขวนลอยในอากาศ ทำหน้าที่เป็นแกนการกลั่นตัว ถ้าหากอากาศไม่มีสิ่งอื่นเจือปนเลยการกลั่นตัวจะเกิดขึ้นได้จะต้องใช้ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) ถึง 300% ดังนั้นการที่อากาศมีสิ่งอื่นเจือปนจึงช่วยให้เกิดการ

กลั่นตัวที่มีความชื้นสัมพัทธ์ 100% หรือต่ำกว่าได้ ส่วนมากจะเกิดขึ้นในบริเวณที่มีโรงงานอุตสาหกรรมหนาแน่นมากๆ

4.2 แกนการแข็งตัว (Freezing nuclei) คือ สิ่งเจือปนที่เป็นแกนกลางที่ทำให้เกิดผลึกน้ำแข็ง โดยทั่วไปก็คืออนุภาคของผลึกน้ำแข็ง (ice crystals) เอง แต่ในบางครั้งสารบางอย่างที่มีโครงสร้างที่เป็นผลึก เช่น แร่ดินเหนียว (clay mineral) ทำหน้าที่เป็นแกนการแข็งตัวที่มีประสิทธิภาพอย่างมากในย่านอุณหภูมิประมาณ - 15 องศาเซลเซียส หรือแบคทีเรียบางชนิดสามารถเป็นแกนการแข็งตัวได้

น้ำแข็งเกิดบนแกนการแข็งตัวได้ 3 วิธี คือ การระเหิดกลับ การสัมผัสและการแข็งตัว ในการระเหิดกลับไอน้ำเปลี่ยนสถานะโดยตรงเป็นน้ำแข็งบนแกนการแข็งตัว การสัมผัสแล้วแข็งตัวเกิดขึ้นในขณะที่หยดน้ำเย็นยิ่งยวดไปชนกับแกนการแข็งตัว (อนุภาคของผลึกน้ำแข็ง) สุดท้ายแกนการแข็งตัวที่หิวจำนวนมากขึ้นช่วยเพิ่มการแข็งตัวของหยดน้ำเย็นยิ่งยวด

5. ปริมาณความชื้นในอากาศ (Moisture content)

ปริมาณของไอน้ำในอากาศจะมีขีดจำกัดตามความสูงต่ำของอุณหภูมิอากาศ ที่มีอุณหภูมิสูงกว่าย่อมสามารถรับจำนวนไอน้ำไว้ได้มากกว่าก่อนที่จะถึงจุดอิ่มตัว (Saturation air) และเกิดการกลั่นตัวขึ้น ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิจากการทดลองโดยประมาณถ้าอุณหภูมิเพิ่มขึ้น ทุกๆ 11°C ความสามารถในการรับจำนวนไอน้ำของอากาศจะเพิ่มขึ้นเป็น 2 เท่า อากาศที่ยังไม่อิ่มตัว (Unsaturation air) สามารถรับจำนวนไอน้ำได้ต่อไปจนกระทั่งถึงจุดอิ่มตัว

ในกรณีที่อากาศที่อิ่มตัวแล้ว (Saturation air) ถูกทำให้เย็นลงไปอีกจะเรียกว่าอากาศเกินจุดอิ่มตัว (Supersaturated air)

การวัดปริมาณความชื้นในอากาศมีหลายวิธีด้วยกัน โดยทั่ว ๆ ไปแล้วมักรายงานผลการวัดในรูปของสิ่งต่อไปนี้

5.1 ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) ใช้อักษรย่อว่า R.H. คืออัตราส่วนระหว่างความดันไอน้ำของอากาศที่แท้จริง (Actual vapor pressure) ขณะนั้นกับความดันไอน้ำที่อิ่มตัว (Saturated vapor pressure) ณ อุณหภูมินั้นมักจะแสดงเป็นร้อยละ (%) ซึ่งหาได้จากสูตร

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

และสามารถหาได้จากอีกสูตรหนึ่งดังนี้

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

สำหรับอากาศที่แห้งอย่างแท้จริง ความชื้นสัมพัทธ์จะมีค่าเท่ากับ 0% ถ้าอากาศอิ่มตัวอยู่แล้ว และเพิ่มไอน้ำ

น้ำลงไปอีกจะทำให้เกิดการควบแน่น หมายความว่าในขณะนั้นมีความชื้นสัมพัทธ์ 100% เราจะเห็นว่า ถ้าลดอุณหภูมิให้ต่ำลง ค่าความชื้นสัมพัทธ์จะเพิ่มขึ้น และถ้าเพิ่มอุณหภูมิค่าความชื้นสัมพัทธ์จะลดลง ทั้งนี้เนื่องจากอากาศสามารถมีไอน้ำได้เพิ่มขึ้นในขณะที่อุ่นขึ้น ดังนั้นความชื้นสัมพัทธ์สามารถเปลี่ยนแปลงได้โดยเพิ่มหรือลดความร้อน ถึงแม้ว่าจะไม่มีการเพิ่มหรือลดความชื้นให้กับอากาศก็ตาม

ความชื้นสัมพัทธ์สามารถเปลี่ยนแปลงตามความกดอากาศได้ด้วย เช่นถ้าหากขณะนั้นความกดของอากาศต่ำอากาศจะขยายตัว อุณหภูมิจะลดลง และความดันไอน้ำอิ่มตัวจะลดลงด้วย ซึ่งจะทำให้ความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้น เช่นในกรณีที่อากาศลอยตัวสูงขึ้น และในทางตรงกันข้ามเมื่ออากาศจมตัวลงความชื้นสัมพัทธ์จะลดลงด้วย

5.2 ความชื้นสัมบูรณ์ (Absolute humidity) เป็นวิธีการวัดความชื้นที่มีอยู่ในอากาศโดยตรง ซึ่งก็คือการวัดมวลของไอน้ำในหนึ่งหน่วยปริมาตร นั่นคือ

$$\text{ความชื้นสัมบูรณ์} = \frac{\text{มวลของไอน้ำ}}{\text{ปริมาตร}}$$

มีหน่วยเป็น กรัม/ลูกบาศก์เมตร หรือ gm/m³

จะเห็นได้ว่าถ้าอากาศขยายตัวหรือหดตัวค่าความชื้นสัมบูรณ์จะเปลี่ยนแปลง ดังนั้นจึงไม่นิยมใช้ในทางอุตุนิยมวิทยา

5.3 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

5.4 อัตราส่วนผสมของไอน้ำกับอากาศแห้ง (Mixing ratio) เป็นการแสดงถึงปริมาณไอน้ำในอากาศ โดยไม่เปลี่ยนแปลงตามความกดอากาศซึ่งก็คือ อัตราส่วนระหว่างความดันของไอน้ำกับความดันของอากาศแห้ง โดยปกติจะหมายถึง จำนวนกรัมของไอน้ำต่อหนึ่งกิโลกรัมของอากาศแห้ง ซึ่งอัตราส่วนผสมนี้ จะมีค่าคงที่ตามส่วนสูง トラพบได้ที่ไม่มีความชื้นให้กับอากาศ หรือความชื้นในอากาศนั้นไม่กลั่นตัวไปเสียก่อน

6. จุดน้ำค้าง (Dew point)

ใช้อักษรย่อว่า "Td" หมายถึงค่าอุณหภูมิของอากาศ ณ ความกดบรรยากาศที่กำหนดให้ และอากาศถูกทำให้เย็นลงจนกระทั่งอากาศมีไอน้ำอิ่มตัว โดยรักษาให้ความกดอากาศคงที่

อุณหภูมิจุดน้ำค้างแสดงถึงจำนวนของไอน้ำที่มีในอากาศ ถ้าสูงขึ้นจำนวนของไอน้ำในอากาศจะสูงขึ้นด้วย และ

ใช้ประโยชน์ในการหาตำแหน่งของแนวปะทะอากาศได้ดีเพราะว่าเมื่อเปรียบเทียบกับอุณหภูมิของอากาศแล้ว อุณหภูมิจุดน้ำค้างมีการเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยตามความกดอากาศ

อุณหภูมิจุดน้ำค้างนั้นเปลี่ยนแปลงไปตามจำนวนของไอน้ำที่มีอยู่ในมวลอันหนึ่งของอากาศ โดยการเปรียบเทียบระหว่างความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิของจุดน้ำค้างกับความดันไออิ่มตัว ที่อุณหภูมิของอากาศอิสระ เราก็สามารถหาความชื้นสัมพัทธ์ได้

เมื่ออุณหภูมิจุดน้ำค้างต่ำกว่าจุดเยือกแข็งจะเรียกว่าจุดน้ำค้างแข็ง (Frost point) ซึ่งค่าแตกต่างระหว่างค่าอุณหภูมิของอากาศที่แท้จริง และค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะเป็นเครื่องชี้ว่าอากาศใกล้จะอิ่มตัวแล้วหรือไม่ ซึ่งค่าแตกต่างของอุณหภูมิทั้งสองดังกล่าวแล้วจะเรียกว่า ช่วงห่าง (Spread) หรือ Dew point depression และเมื่อค่าความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้นจนกระทั่งมีค่า 100% แล้ว ค่าช่วงห่าง (Spread) ระหว่างอุณหภูมิ และอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะมีค่าเท่ากับ 0

ค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้างใช้เป็นข้อสังเกตในการรายงานข่าวอากาศเพื่อการบินด้วยเนื่องจากว่าใช้เป็นเครื่องชี้ให้หน่วยบินมีการเตรียมพร้อมสำหรับการเกิดหมอก และเมฆชั้นต่ำได้ตลอดเวลาเมื่อค่าอุณหภูมิของอากาศ กับอุณหภูมิจุดน้ำค้างมีช่วงห่างกันประมาณ 1.4°C และลดลงเรื่อย ๆ ในทางตรงกันข้าม เมื่ออุณหภูมิของอากาศเพิ่มสูงขึ้น ประกอบกับช่วงห่าง (Spread) ระหว่างค่าอุณหภูมิทั้งสองยิ่งเพิ่มมากขึ้น หมอกและเมฆชั้นต่ำก็จะค่อย ๆ สลายตัวไป เนื่องจากว่าอากาศสามารถที่จะรับไอน้ำได้เพิ่มมากขึ้น

7. ความดันไอน้ำ หรือความกดไอน้ำ (Water vapor pressure)

ถ้าหากว่ามีอากาศปะปนกันหลายชนิด เช่นอากาศในชั้นบรรยากาศหนึ่ง ความกดอากาศที่เกิดขึ้นในส่วนผสมนั้นจะเท่ากับผลรวมของความกดของแต่ละแก๊สในปริมาตรนั้น ส่วนความกดที่เกิดขึ้นจากไอน้ำเรียกว่าความดันไอน้ำ และถ้าอากาศนั้นอิ่มตัวแล้วความกดของไอน้ำในที่นั้น เรียกว่าความกดไอน้ำอิ่มตัว หรือ ความดันไอน้ำอิ่มตัว (Saturation vapor pressure)

ตามที่ทราบแล้วว่าอากาศอุ่นสามารถรับไอน้ำได้มากกว่าอากาศเย็น ดังนั้นความกดไอน้ำอิ่มตัว จึงเพิ่มขึ้นตามการเพิ่มของอุณหภูมิ

8. กรรมวิธีที่นำไปสู่การอิ่มตัวของไอน้ำ (Processes leading to saturation)

อากาศจะอิ่มตัวได้นั้นมี 3 วิธี คือ

8.1 การทำให้เย็นลง (Cooling)

8.2 การเพิ่มความชื้น (Supply of humidity) เข้าไปในอากาศ จะทำให้อากาศนั้นอิ่มตัว

8.3 การรวมกับอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว (Mixing with other unsaturated air)

ทั้ง 3 วิธีนี้บางครั้งก็เกิดร่วมกันไม่จำเป็นจะต้องโดยวิธีใดวิธีหนึ่ง เช่นการอิ่มตัวจะเกิดจากการทำให้เย็นลง และขณะเดียวกันก็เกิดจากการให้ความชื้นเข้าไปอีกด้วยก็ได้

9. น้ำฟ้า (Precipitation)

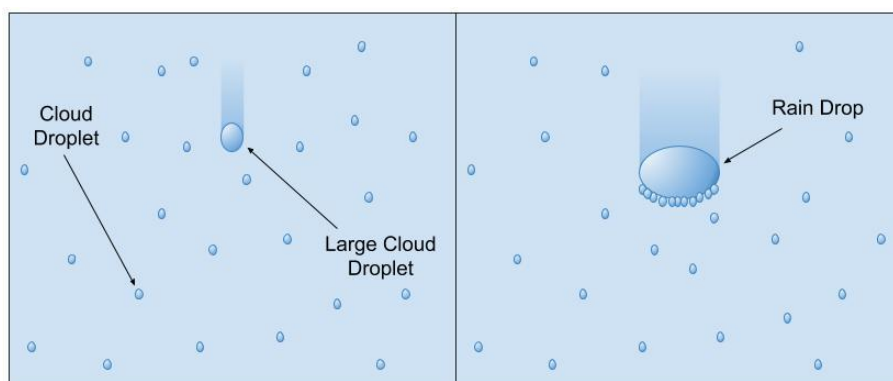
น้ำฟ้า หมายถึงความชื้นที่อยู่ในรูปของของเหลว หรือของแข็งซึ่งสามารถมองเห็นได้ ขณะที่ตกลงมาจากบรรยากาศสู่พื้นดิน น้ำฟ้าเกิดขึ้นได้เมื่ออนุภาคของความชื้นที่อยู่ในรูปของของเหลว และของแข็งมีขนาดใหญ่ขึ้นอย่างพอเพียง และมีน้ำหนักมากจนไม่สามารถลอยตัวอยู่ในอากาศได้ จะตกลงมาตามแรงดึงดูดของ

น้ำฟ้าทุกชนิดไม่จำเป็นจะต้องตกลงถึงพื้นดินทุกครั้ง ซึ่งในบางครั้งแล้วจะระเหยกลายเป็นไอเสียก่อน เมื่อตกผ่านชั้นบรรยากาศที่แห้งได้ฐานของเมฆ เรียกว่า VIRGA หรือฝนที่ตกลงมาไม่ถึงพื้นดิน ซึ่งปรากฏการณ์เช่นนี้จะเกิดขึ้นได้ในบริเวณที่มีอากาศร้อนและแห้ง เช่นบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของไทย

กระบวนการเกิดน้ำฟ้ามีอยู่ 2 กระบวนการคือ

1. การชนกันและเกาะรวมกัน (Collision and Coalescence process)

คือ กระบวนการที่ก่อให้เกิดน้ำฟ้าโดยการชนกันและเกาะรวมกันของอนุภาคของของเหลว เช่น หยดเมฆ หยดฝนละอองหรือหยดฝน กระบวนการนี้เกิดขึ้นในเมฆอุ่น (warm cloud) (อุณหภูมิสูงกว่า 0 องศาเซลเซียส) ทั้งนี้เพราะเมฆจะประกอบไปด้วยอนุภาคของหยดน้ำที่มีขนาดแตกต่างกัน หยดน้ำที่มีขนาดใหญ่กว่าจะมีความเร็วสุดท้าย (Terminal velocity) มากกว่า จึงร่วงหล่นลงมาถึงพื้นได้เร็วกว่า ระหว่างที่ร่วงหล่นลงมาก็จะชนเข้ากับหยดน้ำขนาดเล็กและมีความเร็วต่ำกว่าหลังจากที่ชนแล้วจะรวมกับหยดน้ำขนาดใหญ่จนกระทั่งอากาศไม่สามารถพยุงหยดน้ำนั้นไว้ได้ก็จะตกลงสู่พื้น



รูปที่ 5-3 กระบวนการชนกันและเกาะรวมกัน (collision and coalescence process)

2. กระบวนการเกิดผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal process หรือ Bergeron process)

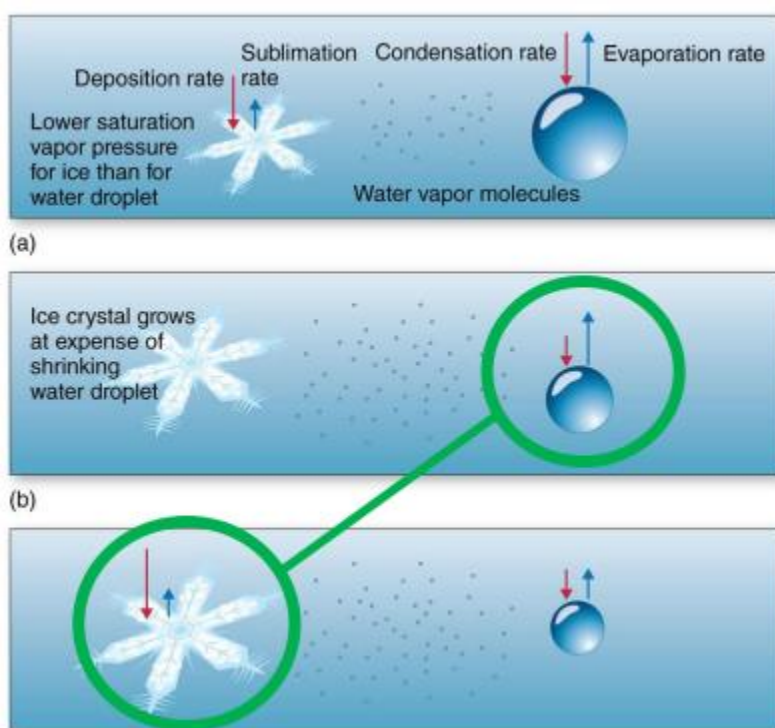
คือ กระบวนการที่อธิบายน้ำฟ้าที่เกิดขึ้นระหว่างอนุภาคของหยดเมฆที่เป็นของเหลวและของแข็งอยู่ร่วมกัน ซึ่งเกิดขึ้นในเมฆเย็น (cold cloud) (อุณหภูมิต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส) จากข้อเท็จจริงสองประการ

ประการแรก ถ้าอากาศโดยรอบหยดน้ำอยู่ในสถานะอิ่มตัว (Saturated air) หยดน้ำจะยังคงรักษารูปร่างไว้ได้ แสดงว่าเกิดความสมดุลระหว่างอัตราการระเหยกับอัตราการกลั่นตัว ในขณะที่อากาศโดยรอบหยดน้ำอยู่สถานะอิ่มตัว แต่อากาศโดยรอบน้ำแข็งจะสถานะเกินจุดอิ่มตัว (Supersaturated air) กล่าวคืออัตราการระเหิดกลับ(deposition rate) มากกว่าอัตราการระเหิด (sublimation rate)

ประการที่สอง ความสมดุลความดันไอน้ำ (equilibrium vapor pressure) พบว่าความดันไอน้ำของน้ำแข็งต่ำกว่าความดันไอน้ำของหยดน้ำ ณ อุณหภูมิที่ต่ำกว่าจุดเยือกแข็งที่ระดับเดียวกัน ด้วยเหตุนี้จึงเกิดขึ้นในเมฆเฉพาะบริเวณที่มีอนุภาคของน้ำแข็งและหยดน้ำอยู่ร่วมกันและภายใต้เงื่อนไขของผลรวมของความจุไอน้ำ (total water content) สูงอย่างเพียงพอ ในสภาวะการณื่อนี้อนุภาคของน้ำแข็งจะมีมวลเพิ่มขึ้นจากการระเหิดกลับของไอน้ำบนพื้นผิว อนุภาคของน้ำแข็งในขณะที่อนุภาคของหยดน้ำจะสูญเสียมวลจากการระเหยออกไป จนกระทั่งผลึกน้ำแข็งมีน้ำหนักพอที่จะตกลงสู่พื้น

กระบวนการนี้นำเสนอเป็นครั้งแรกโดย T Bergeron ในปี 1933 และต่อ W. Findeisen ได้นำมาพัฒนาซึ่งรูปแบบบางอย่างเกี่ยวข้องกับแกนกลาง (nucleation) ซึ่งเป็นข้อสังเกตของ A. Wegner ที่นำเสนอไว้ในช่วงต้นปี 1911

กระบวนการเกิดผลึกน้ำแข็งต้องการอนุภาคที่เป็นหยดน้ำเย็นยิ่งยวดขนาดเล็กจำนวนมาก ร่วมกับอนุภาคของน้ำแข็ง ซึ่งพบได้โดยทั่วไปในเมฆในย่านอุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียสถึง -20 องศาเซลเซียสหรือต่ำกว่า



รูปที่ 5-4 กระบวนการเกิดผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal Process)

ต่อไปจะอธิบายถึงรูปร่างลักษณะของน้ำฟ้าแต่ละชนิดซึ่งมีดังนี้

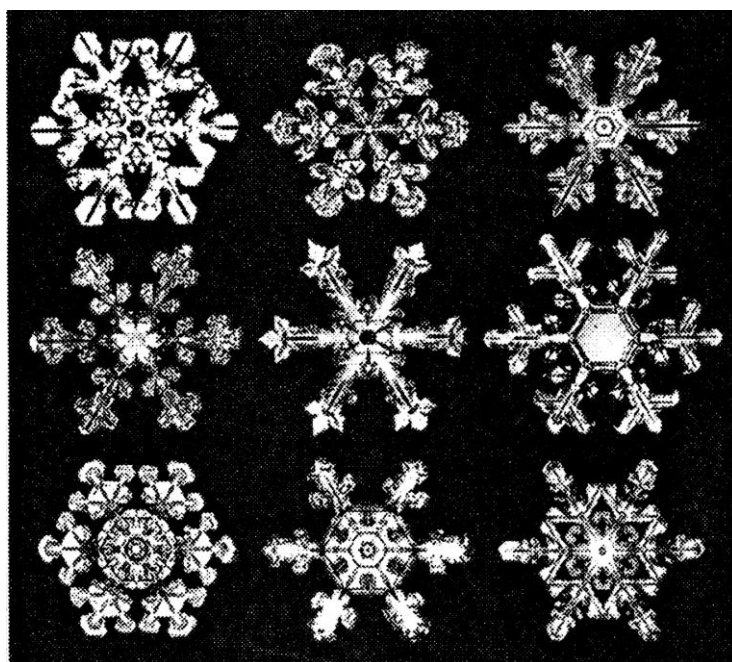
9.1 ฝน (Rain) คือน้ำฟ้าที่ตกลงมาจากเมฆในรูปของหยดน้ำ ซึ่งอยู่ในสถานะของของเหลว มีเส้นผ่าศูนย์กลางมากกว่า 0.5 มม. หรือถ้าไม่มากกว่า 0.5 มม. จะมีจำนวนเม็ดฝนน้อยกว่าในกรณีของฝนละออง

หยดฝนที่ตกผ่านระดับที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C จะแข็งตัวเมื่อกระทบกับพื้นดิน หรือวัตถุบนพื้นดินหรือเครื่องบินในขณะที่บิน เรียกว่า ฝนแข็ง (Freezing rain)

9.2 ฝนละออง (Drizzle) เป็นน้ำฟ้าที่มีรูปร่างแน่นอนมีขนาดเม็ดเล็กมาก และดูเหมือนว่าจะสามารถลอยอยู่ในอากาศได้โดยที่เดียว เส้นผ่าศูนย์กลางของเม็ดฝนเล็กกว่า 0.5 มิลลิเมตร มักจะตกลงมาจากเมฆสเตรตัส (ST)

หยดฝนละอองที่ตกผ่านระดับที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C จะแข็งตัวเมื่อกระทบกับพื้นดินหรือวัตถุบนพื้นดิน เรียกว่า ฝนละอองแข็ง (Freezing drizzle)

9.3 หิมะ (Snow) เป็นน้ำฟ้าที่อยู่ในรูปของผลึกน้ำแข็ง โดยมากมีรูปร่างคล้ายดาว 6 แฉก (Six pointed star)



รูปที่ 5-5 หิมะ

9.4 ลูกปรายหิมะ (Snow pellets) คือน้ำฟ้าที่เป็นน้ำแข็ง และมีสีขาวขุ่นมีรูปร่างกลม หรือบางครั้งจะเหมือนรูปกรวย มีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 2-5 มิลลิเมตร เปราะและแตกง่าย เมื่อตกลงมากระทบพื้นแข็ง

9.5 เม็ดหิมะ (Snow grains) คือน้ำฟ้าชนิดหนึ่ง ซึ่งเป็นเม็ดน้ำแข็งเล็กๆ มีสีขาวขุ่น รูปร่างแบนหรือยาวเรียวยาว เส้นผ่าศูนย์กลางน้อยกว่า 1 มม. และตกลงมาจากเมฆ ST (Stratus)

9.6 ลูกปรายน้ำแข็ง (Ice pellets) เป็นน้ำฟ้าที่เป็นเม็ดน้ำแข็งมีรูปร่างกลม หรือค่อนข้างกลมมีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 5 มม. หรือน้อยกว่า

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

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

9.9 ผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal) เป็นผลึกน้ำแข็งที่ตกลงมา และมีรูปร่างคล้ายเข็มซึ่งเป็นลำยาว หรือแผ่น ซึ่งจะเรียกผลึกน้ำแข็งชนิดนี้ว่า “ปริซึมน้ำแข็ง” (Ice prisms) ผลึกน้ำแข็งชนิดนี้จะมองเห็นเล็กมาก จนสามารถลอยแขวนตัวอยู่ในอากาศได้ ซึ่งจะตกลงมาจากเมฆ หรือเมื่อลักษณะอากาศดี สามารถมองเห็นได้เมื่อกระทบกับแสงอาทิตย์ หรือแสงไฟอื่นๆ ที่สว่างมากๆ ซึ่งจะปรากฏเป็นลำแสง หรือปรากฏการณ์อื่นๆ ที่สายตาสถาสามารถมองเห็นได้ส่วนมากจะเกิดบริเวณขั้วโลกที่อากาศมีการทรงตัวดี และมีอุณหภูมิของอากาศต่ำ

10. ความหนาแน่นของอากาศชื้น (Density of moist air)

ความหนาแน่นของอากาศแห้งจะเปลี่ยนแปลงค่าตามความกดอากาศ และอุณหภูมิที่อยู่ใกล้พื้นผิวโลก ณ ความกดของบรรยากาศมาตรฐาน ความหนาแน่นของอากาศแห้งมีค่าเท่ากับ 1.225 กิโลกรัมต่อลูกบาศก์เมตร ตามที่ทราบแล้วว่าอากาศแห้งเป็นส่วนผสมของแก๊สชนิดต่างๆ ที่มีอยู่ในบรรยากาศดังแสดงตามตารางข้างล่างนี้

แก๊ส	เปอร์เซ็นต์โดยปริมาตร
ไนโตรเจน	78.084
ออกซิเจน	20.946
อาร์กอน	0.943
คาร์บอนไดออกไซด์	0.033
นีออน	0.00182
ฮีเลียม	0.00052
คริปตัน	0.00066
ไฮโดรเจน	0.00066
ซีนอน	0.00066
โอโซน	0.00066
เรดอน	0.00066
ฯลฯ	0.00066

ฉะนั้นจึงไม่มีสิ่งใดเป็นโมเลกุล (Molecule) ของอากาศแห้ง อย่างไรก็ตามสามารถที่จะหาน้ำหนักโมเลกุลเฉลี่ยของอากาศแห้ง (Mean molecular weight of dry air) ได้ซึ่งในบรรยากาศชั้น HOMOSPHERE แก๊สที่มีอยู่ในบรรยากาศจะผสมคลุกเคล้ากันเป็นอย่างดี น้ำหนักโมเลกุลเฉลี่ยของอากาศแห้งมีค่าประมาณ 28.96

ไอน้ำมีน้ำหนักโมเลกุลเฉลี่ยเท่ากับ 18 หรือประมาณ 5/8 ของน้ำหนักโมเลกุลเฉลี่ยของอากาศแห้ง ฉะนั้นใน

ชั้นบรรยากาศที่สูงขึ้นไปจนกระทั่งถึงชั้น MESOPAUSE แก๊สที่มีอยู่ในบรรยากาศจะผสมคลุกเคล้ากันดีและเกิดในสัดส่วนเดียวกัน ดังนั้นโมเลกุลของน้ำจึงมีมวลน้อยกว่าโมเลกุลเฉลี่ยของอากาศแห้ง

ตารางค่าน้ำหนักโมเลกุล (Molecular weight)	
แก๊ส	น้ำหนักโมเลกุล
ไฮโดรเจน	1
ออกซิเจน	16
ไนโตรเจน	14
ไอน้ำ	18
อาร์กอน	40
คาร์บอน	12

เมื่อเราเอาอากาศแห้งในปริมาตรที่กำหนดมาทดลอง และแทนที่บางโมเลกุลของอากาศแห้งในจำนวนที่เท่ากันด้วยโมเลกุลของไอน้ำ จะเห็นว่ามวลของไอน้ำลดลง และเนื่องจากความหนาแน่นได้มาจากจำนวนของมวล (Mass) ต่อปริมาตร (Volume) ซึ่งก็จะลดลงด้วย ฉะนั้นความหนาแน่นของอากาศชื้นจึงต่ำกว่าอากาศแห้งที่ความกดอากาศ และอุณหภูมิเดียวกัน

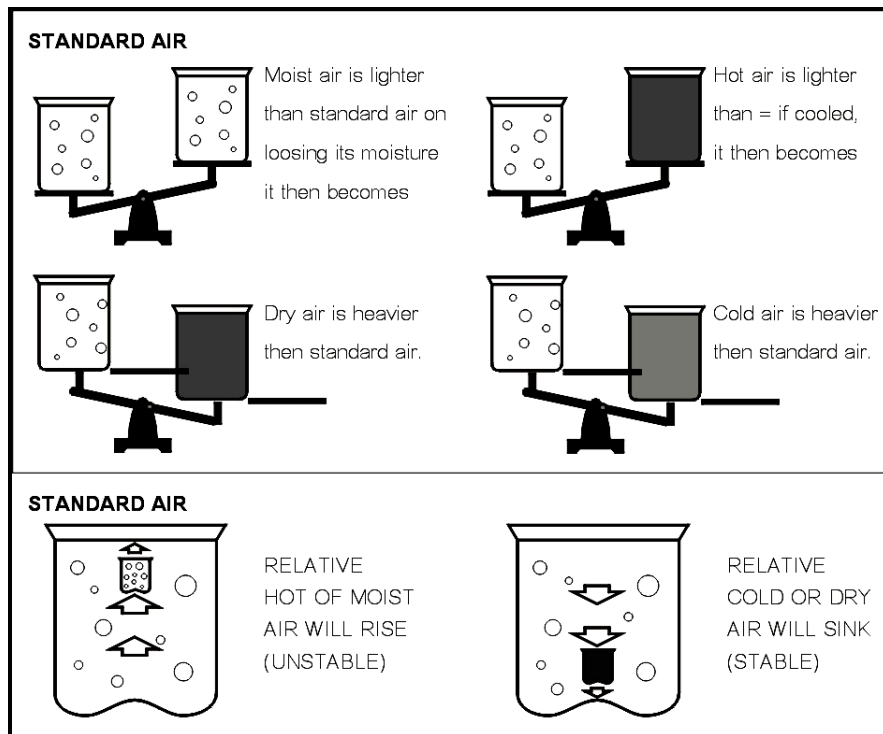
บทที่ 6

การทรงตัวของบรรยากาศ (Stability)

1. การทรงตัวของอากาศคืออะไร

การทรงตัวคือ ลักษณะของบรรยากาศที่ต่อต้านการเคลื่อนที่ในทางตั้ง ซึ่งขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและความชื้น (Moist air) ของอากาศด้วย

อากาศร้อนจะเบากว่า (ความหนาแน่นน้อย) อากาศเย็นและอากาศชื้นจะเบากว่าอากาศแห้ง (Dry air) ดังนั้น ถ้าอากาศอุ่นกว่าหรือชื้นกว่า อากาศโดยรอบแล้วอากาศจะไหลขึ้นบรรยากาศตอนนั้นเรียกว่า อากาศทรงตัวไม่ดี (unstable air) ในทางตรงกันข้าม ถ้าอากาศเย็นกว่า หรือแห้งกว่าอากาศโดยรอบ อากาศจะจมตัวลงบรรยากาศตอนนั้น จะมีการทรงตัวดี (stable air) และบางทีอากาศก็อนั้น อาจจมตัวลงจนกระทั่งถึงจุดสมดุล (Equilibrium)



รูปที่ 6-1 Moisture Content and Temperature Determine Weight of Air.

2. กรรมวิธีอะเดียเบติก (Adiabatic process)

กระบวนการที่เกิดจากก้อนอากาศลอยตัวสูงขึ้น จะทำให้ความกดดันลดลงในระดับที่สูงขึ้น โดยจะทำให้อากาศขยายตัวและเย็นลง (เช่น เมื่อเราปล่อยแก๊สออกจากถังในทันทีทันใดจะรู้สึกเย็น) และเมื่ออากาศจมตัวลงความกดดันจะเพิ่มขึ้นและอุ่นขึ้น (เช่น สูบลมจักรยานจะรู้สึกร้อน) เราจะเห็นว่ากระบวนการนี้มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเกิดขึ้นโดยไม่มีการเอาความร้อนเพิ่มเข้าไปหรือเอาออกจากก้อนอากาศเลย จึงเรียกระบวนการนี้ว่า กรรมวิธีอะเดียเบติก (Adiabatic process)

2.1 อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศแห้งตามอะเดียเบติก (Dry adiabatic lapse rate : DALR) อากาศที่ยังไม่อิ่มตัวจำนวนหนึ่ง เมื่อถูกยกตัวให้สูงขึ้นและเย็นลงโดยการขยายตัว และในทางตรงกันข้ามถ้าอากาศถูกทำให้ลดต่ำลงก็จะร้อนขึ้นโดยการกดหรือการบีบ 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

2.2 อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศอิ่มตัวตามอะเดียเบติก (Saturation adiabatic or Pseudo adiabatic lapse rate : SALR) ถ้าอากาศจะอิ่มตัวถูกทำให้ลอยขึ้นจะทำให้เกิดการกลั่นตัวและความร้อนแฝงจะถูกปล่อยออกมาบรรเทาการเย็นลงของอากาศอันเนื่องมาจากการขยายตัว ดังนั้นอากาศจึงมีอัตราการเย็นลงน้อยกว่าก่อนที่จะอิ่มตัว (ครั้งแรก) อัตราการเย็นลงของอากาศที่อิ่มตัวแล้ว ในขณะที่ลอยตัวสูงขึ้นนั้นเรียกว่า Saturation adiabatic lapse rate หรือ Pseudo adiabatic lapse rate ซึ่งมีค่าไม่คงที่ขึ้นอยู่กับจำนวนของไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศขณะนั้น เพื่อการกลั่นตัว ซึ่งการกลั่นตัวนี้ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและความกดด้วย ณ ใกล้เคียง กับผิวพื้นในละติจูดกลางๆ อัตราการลดอุณหภูมิของอากาศขึ้นจะมีค่าประมาณ 2.7°C ต่อ 1,000 ฟุต ในบริเวณเขตร้อนจะมีค่าลดลงถึง 1°C ต่อ 1,000 ฟุต ซึ่งคิดเป็นค่าเฉลี่ยแล้วประมาณ 1.5°C ต่อ 1,000 ฟุต

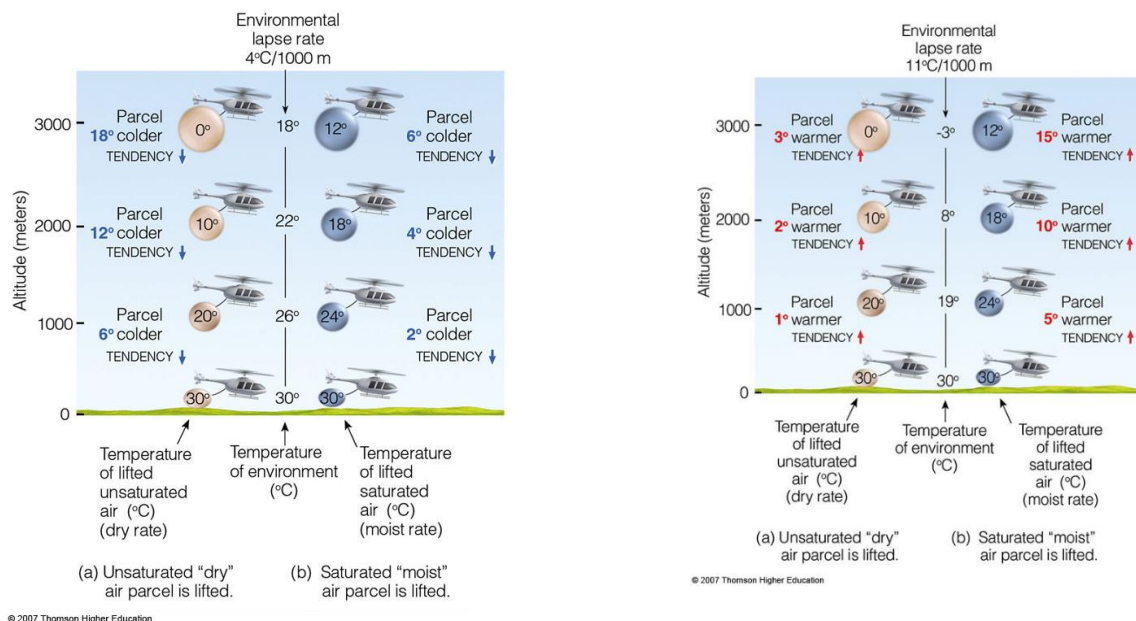
2.3 อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศโดยรอบ (Environmental adiabatic lapse Rate : ELR) คืออัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศต่อระยะสูงของบรรยากาศโดยรอบเมฆหรือก้อนอากาศที่ลอยขึ้นมา ค่าเฉลี่ยของอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศโดยรอบในบรรยากาศมาตรฐานเท่ากับ 2 องศาเซลเซียสต่อ 1,000 ฟุตหรือประมาณ 6.5 องศาเซลเซียสต่อ 1 กิโลเมตร แต่ในสภาวะการณ์ที่เป็นจริงบรรยากาศไม่ได้ตกอยู่ภายใต้เงื่อนไขของบรรยากาศมาตรฐานตลอดเวลา ดังนั้นอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศโดยรอบจึงแตกต่างกันอย่างมากขึ้นอยู่กับสถานที่ มวลอากาศและฤดูกาล สำหรับค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศโดยรอบได้จากผลการหยั่งอากาศชั้นบน

อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศโดยรอบเป็นตัวบ่งชี้ถึงการทรงตัวของอากาศ กล่าวคือ

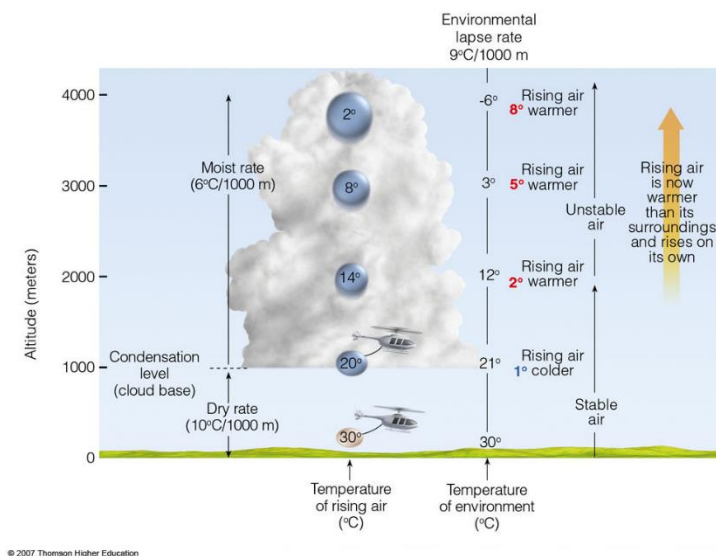
2.3.1 หากอุณหภูมิของก้อนอากาศที่ลอยขึ้นมาเย็นกว่าอากาศโดยรอบ แสดงว่าก้อนอากาศนั้นหนักกว่าอากาศโดยรอบ ดังนั้นจะหยุดการลอยตัวขึ้นแต่กลับจะจมตัวลงสู่จุดเดิมที่ลอยขึ้นมา ลักษณะนี้ว่าอากาศทรงตัวดี (Stable air)

2.3.2 หากอุณหภูมิของก้อนอากาศที่ลอยขึ้นมาอุ่นกว่าอากาศโดยรอบ แสดงว่าก้อนอากาศเบากว่าอากาศโดยรอบ ก้อนอากาศสามารถลอยขึ้นไปอย่างต่อเนื่อง ลักษณะเช่นนี้เรียกว่าอากาศเสียการทรงตัว (unstable air)

2.3.3 หากอุณหภูมิของก้อนอากาศเท่ากับอุณหภูมิของอากาศโดยรอบลักษณะดังกล่าวเรียกว่าสภาวะเป็นกลาง (Neutral)



รูปที่ 6-2 stable air (ซ้าย) และ unstable air (ขวา)



รูปที่ 6-3 conditionally unstable

3. ผลที่เกิดจากการทรงตัวของอากาศ (Some effect of stability)

3.1 เมื่ออากาศทรงตัวดี อากาศเคลื่อนที่ขึ้นตามลาดของภูเขา เมฆจะเกิดในระดับต่ำ มีรูปทรงเป็นแผ่น และมีหมอกเกิดขึ้นด้วย อากาศจะราบเรียบ นุ่มนวล (Smooth) ทักษะวิสัยจะเลวขณะเกิดหมอกแดด และหมอกปนควัน (Haze and Smog)

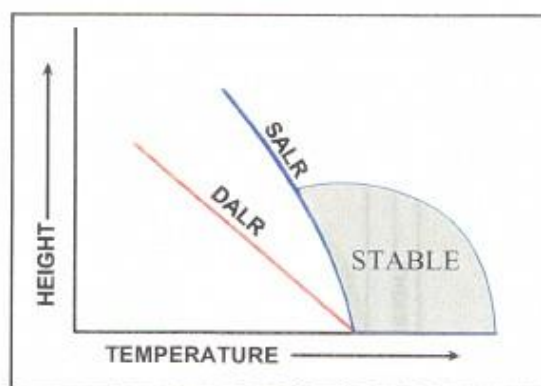
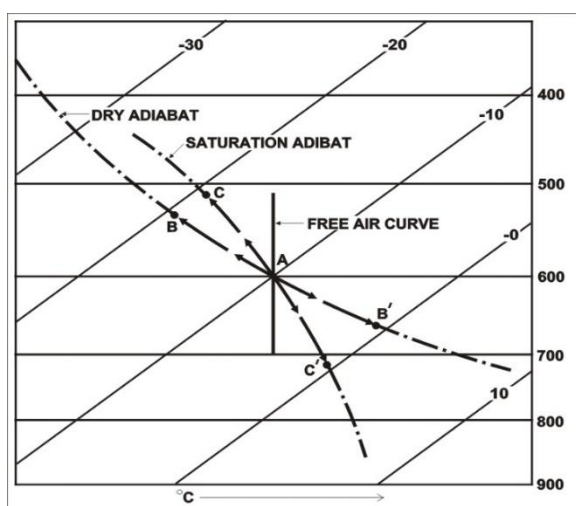
3.2 เมื่ออากาศทรงตัวไม่ดีอากาศที่เคลื่อนที่ขึ้นตามลาดของภูเขาเมฆที่เกิดจะเป็นพวกเมฆก้อนมีกระแสอากาศปั่นป่วน มีฝนหนักเกิดขึ้น บางครั้งจะมีฟ้าร้อง ฟ้าแลบฟ้าผ่าตามมา ทักษณวิสัยจะดียกเว้นในขณะเกิดฝน

3.3 บางครั้งในฤดูหนาว ส่วนมากอากาศจะทรงตัวดีทำให้อากาศเบื้องบนจมตัวลง ความร้อนจะเกิดขึ้นจากการถูกบีบ (Compression) อุณหภูมิของอากาศจะสูงขึ้นตามส่วนสูงที่เพิ่มขึ้นที่เรียกว่า Inversion สภาพอากาศจึงถูกปิดบังด้วย หมอกแดดและหมอกปนควัน ทักษณวิสัยจะเลวในระดับต่ำๆ โดยเฉพาะบริเวณที่มีโรงงานอุตสาหกรรมมากๆ

4. การใช้แผนภูมิ Skew T Log P สำหรับการพิจารณาการทรงตัวของอากาศ

4.1 การทรงตัวอิสระ (Absolute stability)

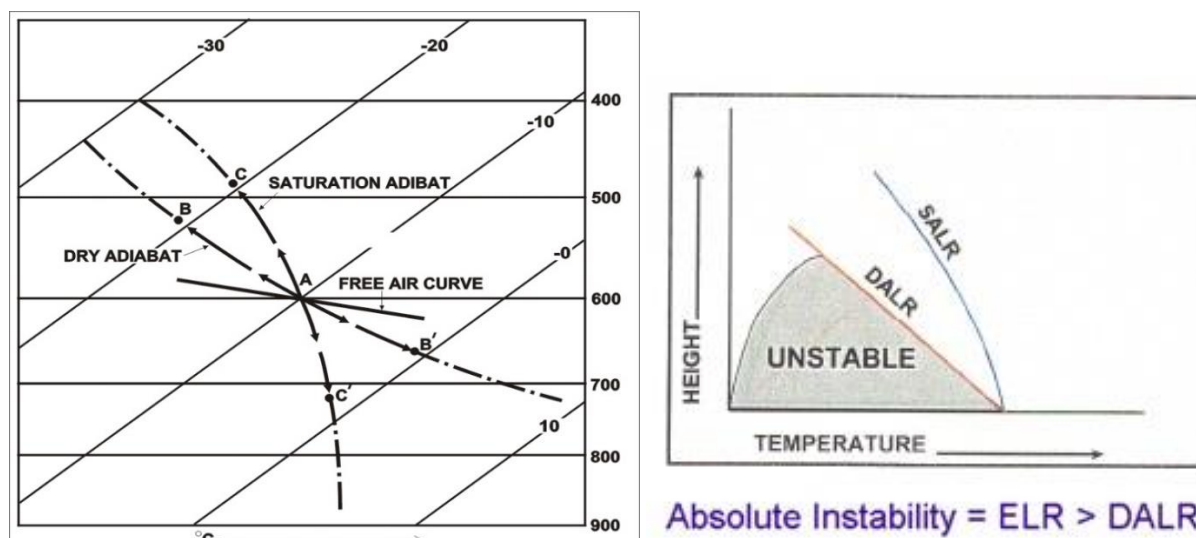
ดังในรูปที่ 5 แสดงถึงการทรงตัวอิสระ ไม่ว่าอากาศ A จะถูกทำให้เคลื่อนตัวขึ้นไปตามเส้น Dry adiabat ถึงจุด B หรือ Saturation adiabat ถึงจุด C อากาศ A จะเย็นกว่าอากาศใกล้เคียงเสมอ ดังนั้นอากาศเย็นจะจมลงมาที่เดิม และในทำนองเดียวกัน ถ้าอากาศ A ถูกกดต่ำลงมาถึงจุด B' และ C' อากาศจะอุ่นกว่าอากาศใกล้เคียงจึงลอยกลับสู่ที่เดิม ณ จุด A ในสภาพอากาศเช่นนี้ อากาศ A ได้ชื่อว่ามี การทรงตัวอิสระ ซึ่งสังเกตได้จากเส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระ ตอนบนจะอยู่ทางขวามือ Dry และ Saturation adiabat curves เสมอ



รูปที่ 6-4 แสดงถึงการทรงตัวอิสระ (Absolute stability)

4.2 การไม่ทรงตัวอิสระ (Absolute instability)

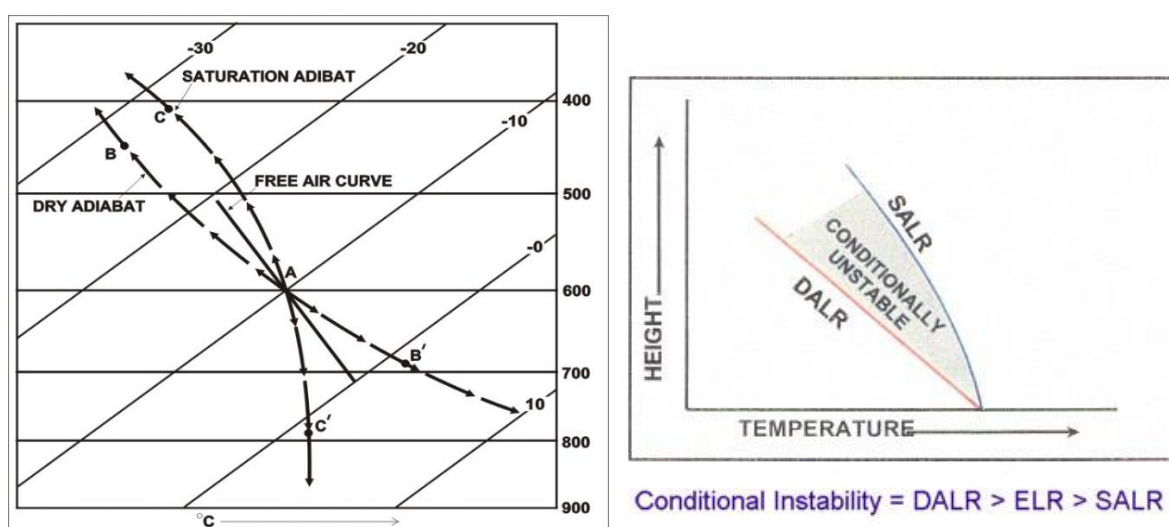
ตรงกันข้ามกับการทรงตัวอิสระ ก็คือ การไม่ทรงตัวอิสระ ดังในรูปข้างล่างนี้ เมื่ออากาศ A ถูกทำให้ลอยขึ้นไปตาม Dry adiabat ถึงจุด B และตาม Saturation adiabat ถึงจุด C อากาศ A จะอุ่นกว่าอากาศใกล้เคียงเสมอ ดังนั้นอากาศ A จะเบากว่า และลอยตัวต่อไปโดยไม่ต้องอาศัยแรงอื่น และในทำนองเดียวกัน เมื่ออากาศ A ถูกทำให้ลดต่ำลงมายังจุด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



รูปที่ 6-5 แสดงถึงการไม่ทรงตัวอิสระ (Absolute instability)

4.3 การไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional instability)

ในกรณีของการไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข เกิดขึ้นเมื่อเส้นอุณหภูมิของอากาศอิสระนั้นอยู่ระหว่าง Dry และ Saturation adiabat ในกรณีนี้จะพบว่าอากาศ A จะอุ่นกว่าอากาศใกล้เคียงเมื่ออากาศ A นั้นถูกยกไปตามเส้น Saturation adiabat และจะเย็นกว่าอากาศใกล้เคียง เมื่ออากาศ A ถูกยกตัวไปตาม Dry adiabat อากาศจะมีการทรงตัวดีหรือมีการทรงตัวไม่ดีขึ้นอยู่กับสถานะของอากาศ A นั้นว่าอิมตัวหรือไม่อิมตัว เช่นอากาศจะไม่มี การทรงตัว เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศอิมตัว แต่อากาศจะมีการทรงตัวดี เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศที่ยังไม่ อิมตัว ลักษณะเช่นนี้เรียกว่า การทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional instability) ในรูปที่ 7

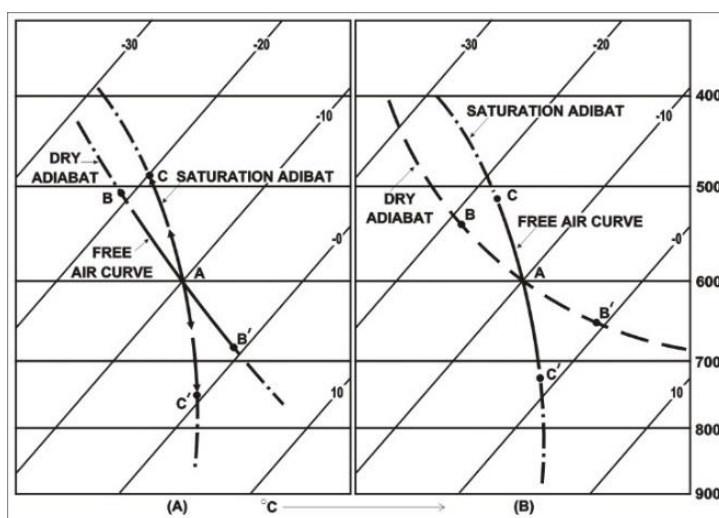


รูปที่ 6-6 แสดงถึงการไม่ทรงตัวที่มีเงื่อนไข (Conditional instability)

4.4 Dry indifferent and Saturation indifferent

เมื่อเส้นอุณหภูมิจากอากาศอิสระนั้นทับกับ Dry adiabat จะเกิดการทรงตัวอย่างเป็นกลางชนิดหนึ่งซึ่งเรียกว่า Dry indifferent นั่นคือ เมื่ออากาศ A ที่ยังไม่อิ่มตัวถูกทำให้เคลื่อนที่ไปถึงจุด B หรือลงมายังจุด B' เมื่อหมดแรงส่งแล้วจะหยุดอยู่แค่นั้นเอง ลักษณะเช่นนี้เรียกว่า Dry indifferent

แต่เมื่ออากาศ A นั้นอิ่มตัว จะเคลื่อนตัวไปตามเส้น CC' เมื่อหมดแรงแล้วจะหยุดอยู่ตรงนั้นเพราะว่าอากาศ A มีความหนาแน่นเท่ากับอากาศใกล้เคียง แต่เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว ก็จะเคลื่อนที่ตามเส้น BB' ทำให้อากาศ A มีการทรงตัวดี ปรากฏการณ์ที่เส้นอุณหภูมิจากอากาศอิสระทับอยู่กับเส้น Saturation adiabat นั้นเรียกว่า Saturation indifferent แต่เมื่ออากาศ A นั้นเป็นอากาศที่ยังไม่อิ่มตัว จะทำให้อากาศมีการทรงตัวดี ดังแสดงไว้ในรูปที่ 8



รูปที่ 6-7 แสดงถึงการทรงตัวอย่างเป็นกลาง (Neutral equilibrium)

บทที่ 7

เมฆ (Clouds)

1. เมฆ (Clouds)

เมฆคือไอน้ำที่อยู่ในอากาศ ซึ่งเปลี่ยนสถานะเป็นอนุภาคเล็กๆ ของน้ำหรือน้ำแข็งหรือทั้งสองอย่างปนกันและจับกลุ่มกันเป็นก้อน หรือเป็นเส้นล่องลอยอยู่ในอากาศ มองเห็นเป็นรูปทรงต่างๆ (Forms)

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 Cirriform

2. ส่วนประกอบของเมฆ (Cloud composition)

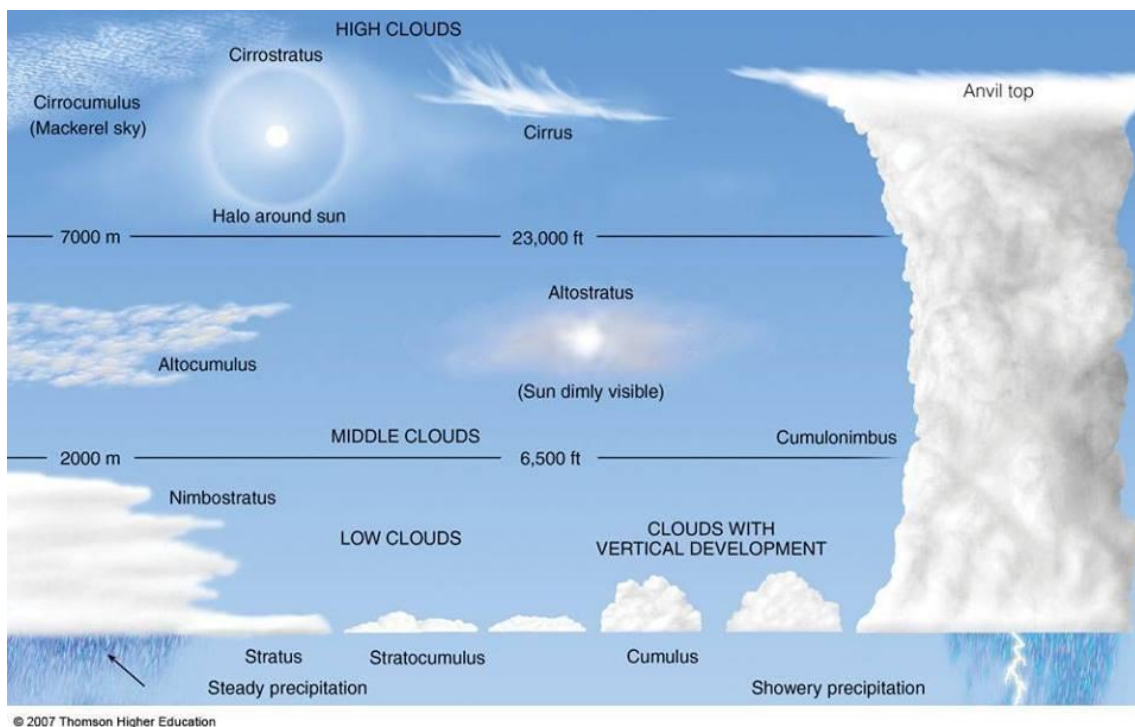
ส่วนประกอบของเมฆที่สำคัญได้แก่

2.1 อนุภาคเล็กๆของน้ำ หรือ น้ำแข็ง (Water droplet or Ice crystals)

2.2 แกนการกลั่นตัว (Condensation nuclei) ได้แก่ ผงฝุ่น ผงเกลือ อนุภาคเล็กๆ ที่เกิดจากโรงงานอุตสาหกรรม

2.3 ส่วนที่ช่วยทำให้เกิดการกลั่นตัวของไอน้ำคือ อุณหภูมิ ซึ่งจะอยู่ระหว่าง 0°C ถึง -15°C

3. ชนิดของเมฆ (Types of clouds)



รูปที่ 7-1 การแบ่งชนิดของเมฆ

4. การเกิดเมฆ เมฆเกิดจากสาเหตุใหญ่ๆ 3 สาเหตุดังนี้

4.1 การเกิดเมฆอันเนื่องมาจากการเย็นลงแบบอะเดียเบติก (Adiabatic cooling)

ดังนั้นการเจริญเติบโตของเมฆจึงใช้เวลาไม่นานนักเมฆที่เกิดด้วยสาเหตุนี้แยกออกไปได้อีกคือ

4.1.1 เมฆก่อตัวในทางตั้ง (Convective clouds) กระแสอากาศที่ไหลขึ้น บางทีเป็นผลอันเนื่องจากอากาศไม่ทรงตัว ถ้าหากอากาศที่ลอยตัวขึ้นได้รับความเย็นจนอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew point temperature)

บนพื้นดิน เมฆ CU ที่ก่อตัวขึ้นเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงความร้อนประจำวันโดยปกติจะเริ่มเกิดในตอนเช้าและก่อตัวไปเรื่อยๆ จนถึงสุดยอดในตอนบ่ายและเริ่มสลายตัวเมื่อพื้นดินเย็นลงในตอนเย็น

บนพื้นทะเล เมฆที่เกิดจากการก่อตัวในทางตั้งเกิดขึ้นเมื่อพื้นทะเลอุ่นกว่าอากาศเบื้องบนเมฆจะเกิดขึ้นได้ทั้งกลางวันและกลางคืน ทั้งนี้เนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเพียงเล็กน้อยของพื้นทะเล เมฆ CU ที่เกิดขึ้นบ่อยที่สุดบนพื้นทะเลนี้มักจะเกิดในฤดูหนาว เมื่ออากาศจากพื้นดินไหลทับพื้นน้ำที่อุ่นกว่า เมฆที่เกิดขึ้นลักษณะนี้ในบางที่เกิดจากการเคลื่อนที่ในทางระดับ (Advection) ของอากาศเย็นทับอากาศอุ่นเสียก่อนแล้วจึงเกิดการยกตัวในทางตั้งที่หลัง บางทีก็เกิดจากการไหลสอเข้าหากัน (Convergence) ของอากาศนอกจากนั้นยังเกิดขึ้นบริเวณความกดอากาศต่ำก็ได้

4.1.2 เมฆที่เกิดจากแนวปะทะอากาศ (Frontal clouds)

4.1.3 เมฆที่เกิดจากลาดภูเขา (Orographic clouds)

4.1.4 เมฆในกระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence clouds) กระแสอากาศปั่นป่วนคือ การแปรปรวนของลมที่ระดับที่มีแรงเสียดทาน การไหลขึ้นลงของกระแสอากาศจะทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศตามระยะสูง ถ้าหากอากาศที่มีความชื้นพอ ส่วนบนของกระแสอากาศปั่นป่วนบางทีก็จะเย็นลงจนอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง เมฆ ST หรือ SC จะเกิดขึ้นได้

4.2 การเกิดเมฆเนื่องจกแผ่รังสีออก (Outgoing radiation) การแผ่รังสีออกจากบริเวณที่อากาศมีความชื้น ทำให้อากาศเย็นลงจนทำให้เกิดเมฆได้ เมื่อเกิดเมฆขึ้นแล้ว การแผ่รังสีความร้อนจากหยดน้ำนั้น จะทำให้เมฆก่อตัวสูงขึ้นอีก

4.3 การเกิดเมฆอันเนื่องมาจากการเพิ่มความชื้นให้กับอากาศ เมฆชั้นต่ำบางส่วนจะเกิดขึ้นได้เมฆก้อนใหญ่ๆ ในขณะที่ฝนตก

5. เมฆที่ก่อตัวในทางตั้งอย่างรุนแรง (Extensive vertical development)

ที่สำคัญมี 2 ชนิดคือ TCU และ CB ความสูงของฐานจะอยู่ในระดับของ Low clouds ยอดจะสูงถึงระดับของเมฆชั้นสูง

5.1 Towering Cumulus (TCU) เมฆ TCU คือเมฆ CU ที่อยู่รวมกันหลายๆ ก้อนมีการไหลขึ้นของกระแสอากาศในทางตั้งมากกว่าเมฆ CU ก้อนเดียว มีลักษณะเป็นหอคอย สีขาว เมื่อต้องแสงแดด ภายในจะมีกระแสอากาศปั่นป่วน น้ำแข็งเกาะเครื่องบิน และมีพายุฟ้าคะนองเกิดขึ้นด้วย

5.2 Cumulonimbus (CB) เป็นเมฆก้อนใหญ่ เจริญเติบโตมาจาก CU แต่กระจายสูงขึ้นไปนับแต่ส่วนล่างสุดผ่านระดับเมฆชั้นกลางและเมฆชั้นสูง

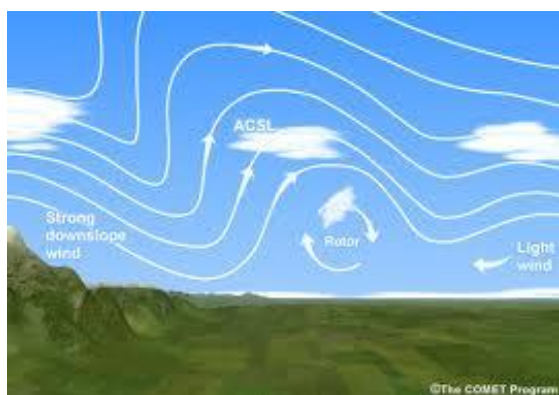
ในเขตร้อน (Tropic) ยอดของเมฆ CB อาจสูงถึงชั้นสูงสุดคือบริเวณ Tropopause หรือตอนล่างของบรรยากาศชั้น Stratosphere ส่วนยอดของเมฆ CB จะเป็นรูปทั่ง (Anvil)



รูปที่ 7-2 เมฆ Towering Cumulus (ซ้าย) เมฆ Cumulonimbus (ขวา)

6. เมฆชนิดพิเศษ (Special clouds types)

6.1 Altocumulus standing lenticular (ACSL) เมฆชนิดนี้จะเกิดเป็นหย่อมๆ มีรูปร่างคล้ายเลนส์ ส่วนใหญ่แล้วโปร่งแสง มีฐานอยู่ที่ระดับเดียวหรือมากกว่า มีการเปลี่ยนแปลงสภาพของเมฆอยู่ตลอดเวลาเมฆ ACSL จะเกิดขึ้นตรงส่วนยอดของคลื่น ซึ่งเกิดจากกระแสอากาศจม ดังนั้นเมฆนี้จะไม่เคลื่อนไปไหน แม้ว่าลมที่พัดจะแรงก็ตาม ไม่ควรบินผ่านเมฆ ACSL เนื่องจากเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนอย่างแรงด้วย



รูปที่ 7-3 เมฆ Altocumulus standing lenticular

6.2 Rotor clouds (เมฆม้วน) เมฆม้วนจะเกิดขึ้นทางด้านหลังภูเขา เมฆม้วน จะดูคล้ายกับแนวของเมฆก้อนเล็กๆ ซึ่งจะมีแนวนานกับภูเขา และจะปรากฏให้เห็นพร้อมกับมีกระแสอากาศปั่นป่วนเหมือน กับคลื่นของภูเขาด้วย (Mountain wave)



รูปที่ 7-4 Rotor clouds or Wave clouds

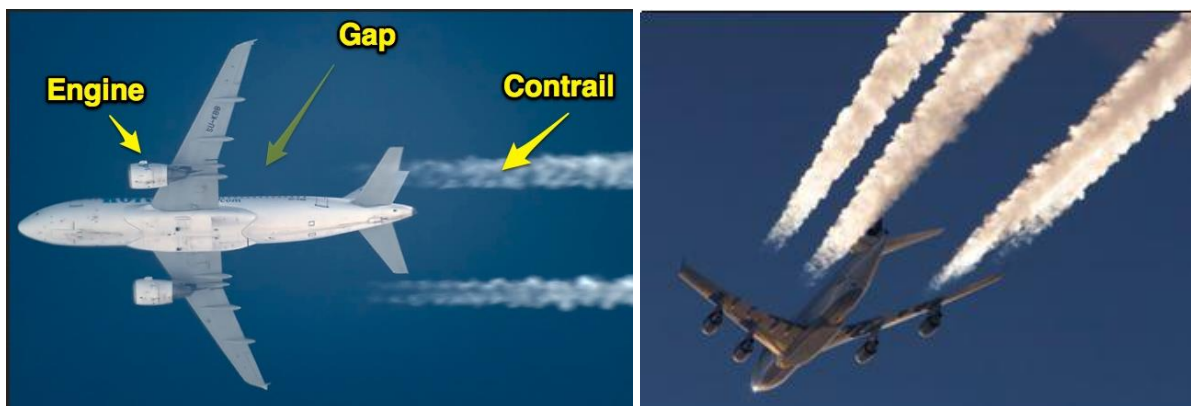
6.3 Condensation trails (Contrails) Contrail คือทางเมฆที่เกิดขึ้นเมื่อเครื่องบิน บินไปถึงระดับที่มีความชื้นและความเย็นเพียงพอในเชิงกลยุทธิ์ Contrail จะทำให้สามารถเห็นตำแหน่งของเครื่องบินของข้าศึกได้เป็นอย่างดี Contrail เกิดขึ้นได้ 2 วิธีคือ

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



รูปที่ 7-5 Aerodynamic contrail

6.3.2 Contrails ที่เกิดจากท่อไอเสียของเครื่องบิน (Engine exhaust contrails) เกิดจากไอน้ำที่พุ่งออกมาจากท่อไอเสียผ่านบรรยากาศที่เย็น แล้วเกิดการควบแน่นเป็นเกล็ดขาวๆ เป็นทางยาว ซึ่งส่วนมากจะเกิดในฤดูหนาวในเขต Arctic ที่หนาวเย็น Contrails จะเกิดใกล้ๆ กับผิวพื้นเสมอๆ การเปลี่ยนความสูง หรือเปลี่ยนกำลังของเครื่องยนต์ แนว Contrails จะหายไป



รูปที่ 7-6 Engine exhaust contrail

บทที่ 8

มวลอากาศและแนวปะทะอากาศ (Air Masses and fronts)

1. มวลอากาศ

มวลอากาศหมายถึงอากาศที่ปกคลุมพื้นที่เป็นอาณาบริเวณกว้างใหญ่ไพศาลนับเป็นพันๆ ตารางไมล์มีคุณสมบัติทางกายภาพของอุณหภูมิและความชื้นในทางระดับคล้ายคลึงกันตลอดมวลอากาศนั้น คุณสมบัตินี้ถูกควบคุมโดยพื้นผิวภูมิประเทศที่มวลอากาศนั้นปกคลุมอยู่ เช่น ภูเขา, หุบเขา, ที่ราบหรือพื้นน้ำซึ่งมีคุณสมบัติในการดูดเก็บ และคายความร้อนแตกต่างกัน

2. แหล่งกำเนิดของมวลอากาศ (Source Region)

บริเวณหรือภูมิภาคที่ถูกปกคลุมด้วยมวลอากาศที่มีคุณสมบัติของอุณหภูมิและความชื้นเหมือนกันตลอดทั้งมวลนั้นเรียกว่า "แหล่งกำเนิดของมวลอากาศ" แหล่งกำเนิดที่เหมาะสมจะต้องมีพื้นผิวที่มีลักษณะเป็นแบบเดียวกัน คือเป็นพื้นดินทั้งหมดหรือเป็นพื้นน้ำทั้งหมด อากาศควรจะค่อนข้างนิ่งไม่ค่อยมีการเคลื่อนไหวเพื่อก่อให้เกิดระบบความกดอากาศสูง เช่นบริเวณความกดอากาศสูงใกล้โซนร้อน (Subtropical Highs) บริเวณความกดอากาศสูงฝ่ายทวีปแถบขั้วโลก (Polar Continental Highs) ซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดของมวลอากาศที่สำคัญ คือ มวลอากาศเขตร้อนและมวลอากาศขั้วโลก

3. การจำแนกมวลอากาศ (Classification of Air Masses)

โดยทั่วไปแล้วจำแนกโดยใช้แหล่งกำเนิดของมวลอากาศนั้นเป็นพื้นฐาน แต่เมื่อใช้กับพื้นผิวโลกที่กว้างใหญ่ไพศาล เราไม่สามารถจะใช้ไปได้นานๆ เพราะคุณสมบัติของมวลอากาศนั้นจะเปลี่ยนแปลงไป เมื่อมวลอากาศเคลื่อนที่ไปบนพื้นที่ที่ต่างกัน ดังนั้นแหล่งกำเนิดจึงเป็นเพียงประวัติความเป็นมาในอดีตของมวลอากาศเท่านั้น

อย่างไรก็ดีนักอุตุนิยมวิทยาได้จำแนกมวลอากาศต่างๆ ไปโดยอาศัยปัจจัยต่อไปนี้เป็นหลักเกณฑ์ประกอบ

1. แบ่งตามละติจูดของแหล่งกำเนิด (ทางภูมิศาสตร์) มวลอากาศที่ปกคลุมพื้นที่เหล่านี้จะมีอุณหภูมิคล้ายคลึงกันได้แก่ :-

1.1 มวลอากาศแถบอาร์คติก (Arctic Air Mass : A) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิหนาวจัด

1.2 มวลอากาศขั้วโลก (Polar Air Mass : P) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิหนาวถึงเย็น

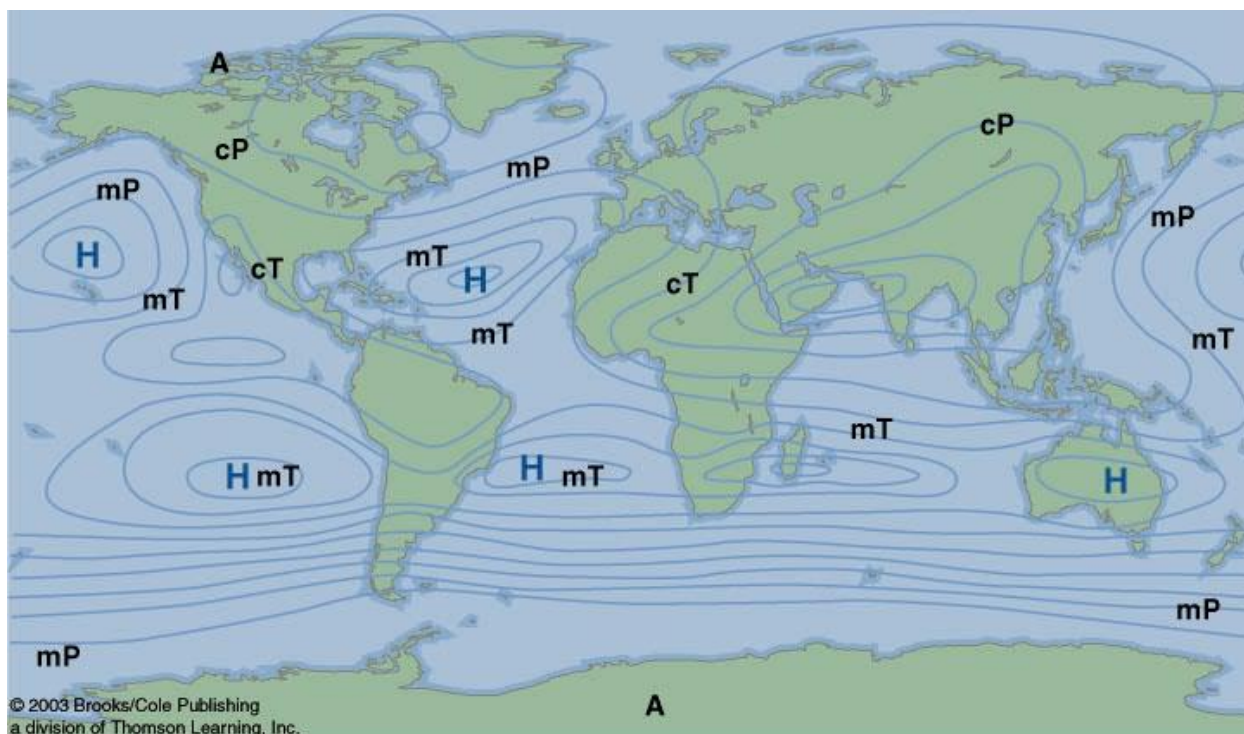
1.3 มวลอากาศเขตร้อน (Tropical Air Mass : T) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิอุ่นถึงร้อน

1.4 มวลอากาศเขตศูนย์สูตร (Equatorial Air Mass : E) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิร้อน

2. แบ่งตามความชื้นของแหล่งกำเนิดนั้นๆ มวลอากาศที่ปกคลุมพื้นภูมิประเทศต่างกันจะมีความชื้นต่างกัน

2.1 มวลอากาศฝ่ายมหาสมุทร (Maritime Air Mass : m) เป็นมวลอากาศที่มีแหล่งกำเนิดเหนือมหาสมุทร ซึ่งจะมีความชื้นสูง

2.2 มวลอากาศฝ่ายทวีป (Continental Air Mass : c) เป็นมวลอากาศที่ก่อตัวอยู่บนทวีปหรือพื้นดิน จะมีคุณสมบัติค่อนข้างแห้ง



รูปที่ 8-1 มวลอากาศ

4. แหล่งกำเนิดและคุณสมบัติของมวลอากาศ

4.1 แหล่งกำเนิดมวลอากาศแถบอาร์คติก (Arctic Air Mass : A)

มีลักษณะอากาศแห้งอยู่เบื้องบน อากาศเย็น และมีการทรงตัวดีในระดับต่ำๆ เนื่องจากปกคลุมด้วยหิมะ, น้ำแข็ง และบริเวณความกดอากาศสูง ลมพัดอ่อน ดวงอาทิตย์ขึ้นชันพื้นหิมะเป็นบางวันและลับขอบฟ้าเป็นส่วนใหญ่ในฤดูหนาว มวลอากาศจึงมีโอกาสสัมผัสกับผิวพื้นที่อยู่เบื้องล่างเป็นเวลานาน ส่วนในฤดูร้อนนั้น อุณหภูมิที่ผิวพื้นยังคงต่ำอยู่ และพื้นที่ที่ถูกล้อมรอบด้วยอากาศอุ่น โดยเฉพาะบริเวณที่รอบข้างเป็นภาคพื้นทวีป ดังนั้นมวลอากาศส่วนใหญ่จึงถูกขังอยู่ ความชื้นสัมพัทธ์มีค่าสูงทำให้เกิดหมอกและเมฆแผ่นปกคลุมอยู่ทั่วไป

4.2 แหล่งกำเนิดมวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลก (Continental Polar Air Mass : cP)

โดยทั่วไปแถบนี้พื้นดินปกคลุมด้วยหิมะและน้ำแข็งมีบริเวณความกดอากาศสูงที่มาจากขั้วโลกเคลื่อน ตัวมาปกคลุม อากาศมีการทรงตัวดี มีความชื้นน้อย เนื่องจากบริเวณนี้มีพื้นน้ำเป็นส่วนน้อยบริเวณที่เกิดมวลอากาศแบบนี้ได้แก่ไซบีเรีย (Siberian High) ปกคลุมอยู่แถบยูเรเชีย, ในอเมริกาเหนือแถบอลาสก้า และแคนาดาตะวันตกถึงด้านตะวันออกของเทือกเขาร็อกกี้ (Canadian High) ซึ่งเป็นมวลอากาศที่มีขนาดเล็กกว่าบริเวณไซบีเรีย ส่วนในซีกโลกใต้นั้นมวลอากาศชนิดนี้ไม่ค่อยมีความสำคัญ เพราะพื้นที่ส่วนใหญ่ประกอบด้วยพื้นน้ำ

4.3 แหล่งกำเนิดของมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรแถบขั้วโลก (Maritime Polar Air Mass : mP)

ได้แก่บริเวณทะเลเปิด และไม่มีน้ำแข็งแถบละติจูด 60 องศาเหนือและใต้ บางครั้งมวลอากาศแถบอาร์คติก และมวลอากาศฝ่ายทวีปแถบขั้วโลกซึ่งมีอุณหภูมิต่ำ และมีความชื้นน้อย เคลื่อนตัวผ่านกระแสน้ำเย็นมายังน่านน้ำในบริเวณนี้ซึ่ง

อุ่นกว่า มวลอากาศจึงเปลี่ยนคุณสมบัติอย่างรวดเร็ว เป็นการนำเอาความร้อน และความชื้นขึ้นไปได้ถึงระดับสูงๆซึ่งบริเวณดังกล่าวนี้ เป็นบริเวณที่มีพายุเกิดขึ้นบ่อยได้

4.4 แหล่งกำเนิดของมวลอากาศฝ่ายทวีปเขตร้อน (Continental Tropical Air Masses : cT)

ครอบคลุมพื้นที่บริเวณละติจูด 25 องศาเหนือและใต้ เช่นทวีปแอฟริกาตอนเหนือ ด้านตะวันตกของออสเตรเลีย ตอนกลางของอเมริกาใต้ พื้นที่ส่วนใหญ่เป็นแผ่นดินแห้งแล้งมาก กระแสลมมีกำลังอ่อน ปกคลุมด้วยระบบการหมุนเวียนแบบ Anticyclone อากาศจึงจมลงในระดับข้างบน อากาศค่อนข้างแห้งโดยตลอดจนถึงระดับสูงๆ ฝนไม่ค่อยตก มวลอากาศนี้มักจะมาจากทะเลทราย เช่น มาจากทะเลทรายสะฮารา (Sahara), การาฮารี (Karahari) ในทวีปแอฟริกา ทะเลทรายอาราเบีย (Arabian) ในประเทศอียิปต์ เป็นมวลอากาศที่แห้งและร้อน

4.5 แหล่งกำเนิดของมวลอากาศฝ่ายมหาสมุทรเขตร้อน (Maritime Tropical Air Masses : mT)

เกิดจากมหาสมุทรในเขตร้อนปกคลุมด้วยบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อน (Subtropical High) ตลอดเวลา โดยที่ด้านตะวันออกของบริเวณความกดอากาศสูงนี้มีลักษณะของการจมตัวอย่างสม่ำเสมอ จากการจมตัวลง ณระดับที่มีชั้นอุณหภูมิลบประมาณ 1,500-3,000 ฟุต เช่น เหนือผิวพื้นด้านตะวันตกของแอฟริกาเหนือ, ด้านตะวันตกของรัฐแคลิฟอร์เนีย และความชื้นสัมพัทธ์บริเวณย่านนี้จะต่ำมาก ประมาณ 20-30 % เท่านั้น

ส่วนด้านตะวันตกของบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อนนี้ โดยเฉลี่ยจะมีการลอยตัวขึ้นเพียงเล็กน้อย มีอัตราการลดอุณหภูมิตามส่วนสูงค่อนข้างชันมาก และการเคลื่อนตัวของอากาศในทางตั้งมีมาก ยังผลให้ความชื้นที่ได้รับจากมหาสมุทรถูกดูดซึมขึ้นไปในระดับสูงได้

มวลอากาศชนิดนี้มักจะเกิดขึ้นตลอดทั้งปีตามละติจูดต่ำๆ มีอุณหภูมิสูงและปริมาณความชื้นทางด้านตะวันตกจะมากกว่าด้านตะวันออก

ขณะที่มวลอากาศชนิดนี้เคลื่อนตัวผ่านพื้นดินที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจะทำให้เกิดกระแสอากาศไหลขึ้นในทางตั้ง เป็นผลทำให้เกิดเมฆก้อนในตอนบ่ายๆ และถ้าหากในระดับที่มีความชื้นสูงมากๆ จะทำให้เกิดเมฆ CB แต่ในเวลากลางคืนพื้นดินเย็นลงทำให้อากาศเหนือพื้นดินนั้นเย็นลงตามไปด้วย จะเกิดหมอกหรือเมฆ ST ในตอนเช้ามืดแล้วจะสลายตัวไปเมื่อได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์

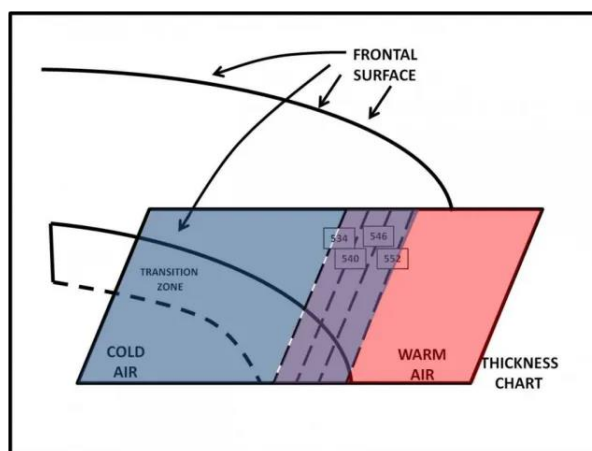
4.6 แหล่งกำเนิดของมวลอากาศแถบศูนย์สูตร (Equatorial Air Masses : E)

อยู่ถัดจากบริเวณความกดอากาศสูงใกล้เขตร้อนไปทางเส้นศูนย์สูตร ได้แก่พื้นที่บริเวณละติจูด 10 องศาเหนือและใต้ ลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือไปพบกับลมค้าตะวันออกเฉียงใต้ บริเวณที่กระแสลมพัดสอบเข้าหากันนี้ มีการลอยตัวขึ้นทั่วไป อัตราการลดอุณหภูมิตามส่วนสูงค่อนข้างชัน การพาความร้อนและความชื้นขึ้นไปในระดับสูงๆมีมากทำให้เกิดกระแสอากาศไหลขึ้นทางตั้ง, พายุฟ้าคะนอง และฝนตกหนักมักเกิดขึ้นเป็นประจำ

5. แนวปะทะอากาศ (Fronts)

เมื่อมวลอากาศสองมวลซึ่งมีคุณสมบัติแตกต่างกัน เช่น อุณหภูมิ, ความหนาแน่น เคลื่อนที่มาพบกันและยังไม่มี การผสมคลุกเคล้าซึ่งกันและกันเกิดขึ้น แต่จะเกิดเป็นบริเวณแคบๆ ขึ้นระหว่างมวลอากาศทั้งสอง พร้อมทั้งเกิดการเปลี่ยนแปลง อย่างรวดเร็วของอุณหภูมิแผ่ขยายจากผิวพื้นขึ้นไปสู่ส่วนบนของมวลอากาศทั้งสอง ณ ความสูงระดับหนึ่ง

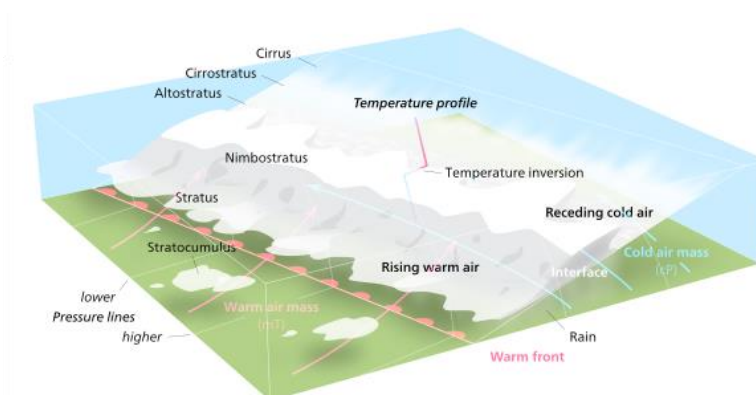
บริเวณแคบๆของการเปลี่ยนแปลงระหว่างมวลอากาศทั้งสองนี้ เรียกว่า แนวปะทะอากาศ (Front) ซึ่งครอบคลุมพื้นที่ ตั้งแต่ 20-90 กม.ขึ้นไป ส่วนที่สัมผัสกับพื้นโลกเรียกว่า แนวปะทะที่ผิวพื้น (Surface front) และส่วนพื้นผิวที่ลาดเอียงขึ้นไป เบื้องบนเรียกว่า พื้นผิวความลาดชันของแนวปะทะ (Slope of Frontal Surface)



รูปที่ 8-2 โครงสร้างของแนวปะทะอากาศ

6. ชนิดของแนวปะทะ (Type of Fronts)

6.1 แนวปะทะอากาศอุ่น (Warm Front) คือ การที่มวลอากาศอุ่นเคลื่อนที่ไปซ้อนทับมวลอากาศเย็น (Warm Air Replace Cold Air)



รูปที่ 8-3 แนวปะทะอากาศอุ่น

6.1.1 คุณสมบัติ

ก. ความชันและความเร็ว

ความชันของแนวปะทะอากาศอุ่นค่อนข้างจะน้อย คือมีค่าความชันประมาณ 1 ต่อ 150 โดยทั่วไปแล้วจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็วประมาณ 25 กม.ต่อ ชม. หรือ 60-80 % ของลม จีโอสโตรฟิก ถ้าการเคลื่อนที่ของอากาศอุ่นมีทิศทางตั้งฉากกับแนวปะทะจะทำให้แนวปะทะอากาศอุ่นมีความเร็วในการเคลื่อนที่มากขึ้น

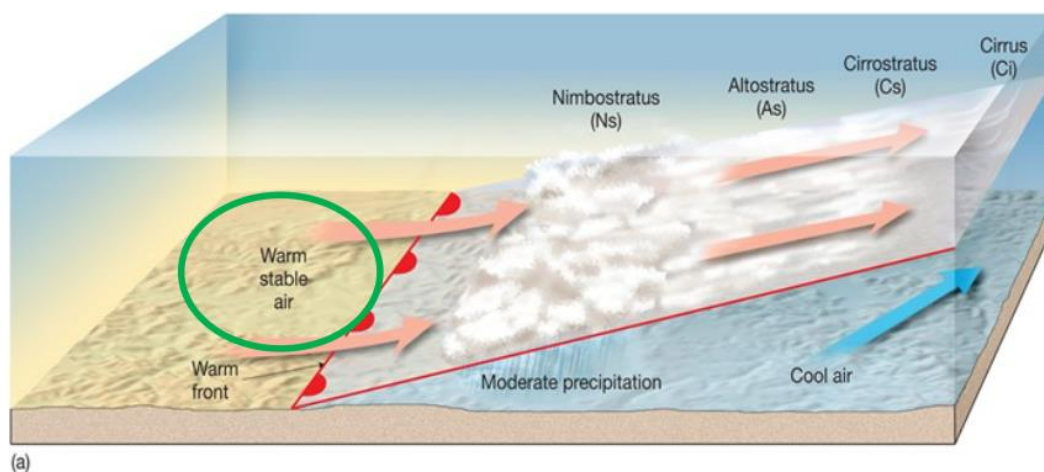
ข. ความกดและลม

โดยปกติแล้วความกดจะลดลงตามช่วงเวลาก่อนที่แนวปะทะจะเคลื่อนผ่าน และเมื่อแนวปะทะเคลื่อนที่ผ่านไปแล้วความกดก็ยังคงลดลงอีกเล็กน้อย

ข้างหน้าแนวปะทะอากาศอุ่นนั้น ลมจะพัดในทิศทวนเข็มนาฬิกา ค่อนข้างพัดขนานกับพื้นผิวแนวปะทะ และจากนั้นความเร็วลมจะค่อยๆเพิ่มขึ้น ทั้งนี้เพราะค่าความแตกต่างระหว่างความกด (Pressure Gradient) เพิ่มขึ้น หลังจากที่แนวปะทะเคลื่อนผ่านไปลมจะพัดในทิศทางตามเข็มนาฬิกา และความเร็วลมจะลดลง

ค. เมฆและสภาพอากาศ

เมื่ออากาศอุ่นเคลื่อนขึ้นไปตามพื้นผิวแนวปะทะ มันก็จะค่อยๆเย็นลงตาม Dry Adiabatic ถ้าการเย็นลงของมวลอากาศนั้นยาวนานพอ อากาศอาจจะเริ่มอิ่มตัวเป็นผลให้เกิดเมฆขึ้นได้ สภาพอากาศที่เกิดจากแนวปะทะอากาศอุ่นนั้น มีมากมายหลายชนิดด้วยกัน ส่วนใหญ่จะขึ้นอยู่กับ "การทรงตัว และปริมาณความชื้น" ของอากาศอุ่นที่เคลื่อนผ่านไป เมื่ออากาศอุ่นทรงตัวดีเมฆที่เกิดจะเป็นพวกเมฆแผ่น ถ้าอากาศอุ่นทรงตัวไม่ดีจะทำให้เกิดเป็นเมฆก่อตัวในทางตั้งและน้ำฟ้าที่ตกลงมาจะมีลักษณะต่อเนื่อง (Continuous Type)



Copyright © 2007 Pearson Prentice Hall, Inc.

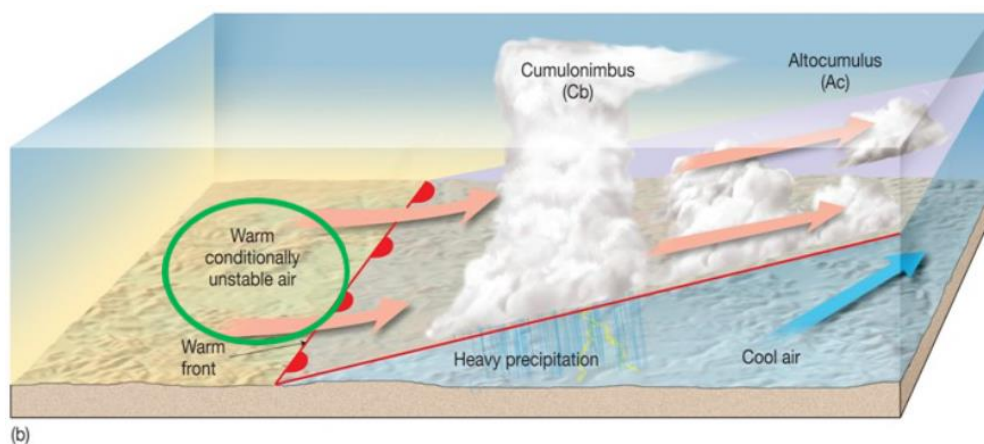
รูปที่ 8-4 แนวปะทะอากาศอุ่นที่มีความชัน และทรงตัวดี

ในขณะที่แนวปะทะเคลื่อนเข้ามาใกล้เราสามารถตรวจพบชนิดของเมฆดังต่อไปนี้คือ จะเห็นแนวเมฆเป็นทางยาว มีเมฆเซอร์รัสบางๆ และเริ่มหนาขึ้นๆ (มองเห็นในทิศทางเดียวกับที่เริ่มเกิด) นอกจากนี้ก็จะพบเมฆเซอร์โรสเตรตัส (Cs) เป็นม่านบางๆ ซึ่งจะเป็นสิ่งบอกว่ากำลังจะเข้าใกล้แนวปะทะอากาศอุ่น

เมฆเซอร์โรสเตรตัสจะหนาขึ้นในขณะที่เข้าใกล้แนวปะทะ จากนั้นเมฆจะค่อยเปลี่ยนเป็นอัลโตสเตรตัส (As) แล้วน้ำฟ้าก็จะเริ่มตกลงมา อย่างไรก็ตามโดยปกติแล้วน้ำฟ้าที่ตกลงมานั้น ส่วนใหญ่จะระเหยไปก่อนที่จะตกลงถึงพื้น สำหรับเมฆที่ทำให้ฝนตกอย่างต่อเนื่อง คือ นิมโบสเตรตัส (Ns) ซึ่งสามารถปกคลุมพื้นที่ได้ถึง 300 ไมล์ (Nautical Mile) ข้างหน้าของพื้นผิวแนวปะทะ และพาดานเมฆจะลดลงอย่างรวดเร็ว เพราะวาระดับของเมฆสเตรตัส (St) และสเตรโตคิวมูลัส (Sc) ซึ่งเกิดจากการระเหยของหยดน้ำที่ตกผ่านอากาศเย็น สำหรับพาดานเมฆที่ต่ำที่สุดอาจจะอยู่ใกล้กับแนวปะทะที่ผิวพื้น (Surface Front) ซึ่งอาจจะเป็นบริเวณที่เกิดหมอกในแนวปะทะได้เช่นเดียวกัน ทิศนวิสัยนั้นดีภายใต้การเกิดเมฆเซอร์โรสเตรตัส (Cs) และอัลโตสเตรตัส (As) แต่ทิศนวิสัยจะลดลงอย่างรวดเร็วในพื้นที่ที่น้ำฟ้าปกคลุมอยู่ และทิศนวิสัยจะลดลงต่ำสุด ณ บริเวณใกล้ๆกับพื้นผิวแนวปะทะ

เมฆ CS, As, Ns นั้นส่วนใหญ่ถูกจัดเป็นเมฆในแนวระดับมากกว่าเป็นเมฆที่มีมวลเดี่ยวๆ (Single Cloud Mass) หรือเป็นเมฆก้อน

ในบางครั้งอากาศอุ่นอาจจะทรงตัวไม่ดี (Unstable) และเกิดการยกตัวขึ้นทำให้เกิดเมฆก่อตัวในทางตั้ง (Cu, Cb) และบางครั้งจะเกิดพายุฟ้าคะนองที่รุนแรง ซึ่งแฝงตัวอยู่ในระบบของเมฆนิมโบสเตรตัส (Ns) อัลโตสเตรตัส (As) อัลโตคิวมูลัส (Ac) และจะมีฝนตกหนักตลอดแนวของน้ำฟ้าอย่างต่อเนื่อง



Copyright © 2007 Pearson Prentice Hall, Inc.

รูปที่ 8-5 แนวปะทะอากาศอุ่นที่ทรงตัวไม่ดี (Warm Front with Moist, Unstable-Warm Air)

เมื่ออากาศอุ่นเคลื่อนที่ไปนั้น มีคุณสมบัติแห้ง ลอยตัวสูงขึ้น และก่อนที่จะมีการกลั่นตัวเกิดขึ้น จะไม่ปรากฏเห็นเมฆก่อตัวในทางตั้งเลย ปกติแล้วกรณีเช่นนี้จะตรวจพบเพียงเมฆชั้นกลาง และเมฆชั้นสูงเท่านั้น

เมฆและสภาวะการมองเห็นบริเวณหลังแนวปะทะนั้นจะขึ้นอยู่กับการผสมผสานของมวลอากาศอุ่น ถ้าอากาศอุ่นนั้นมีความชื้นน้อย จำนวนเมฆจะมีประมาณ 2-4 ใน 8 ส่วน และทิศนวิสัยจะดี ถ้าอากาศอุ่นมีความชื้นมากจะ

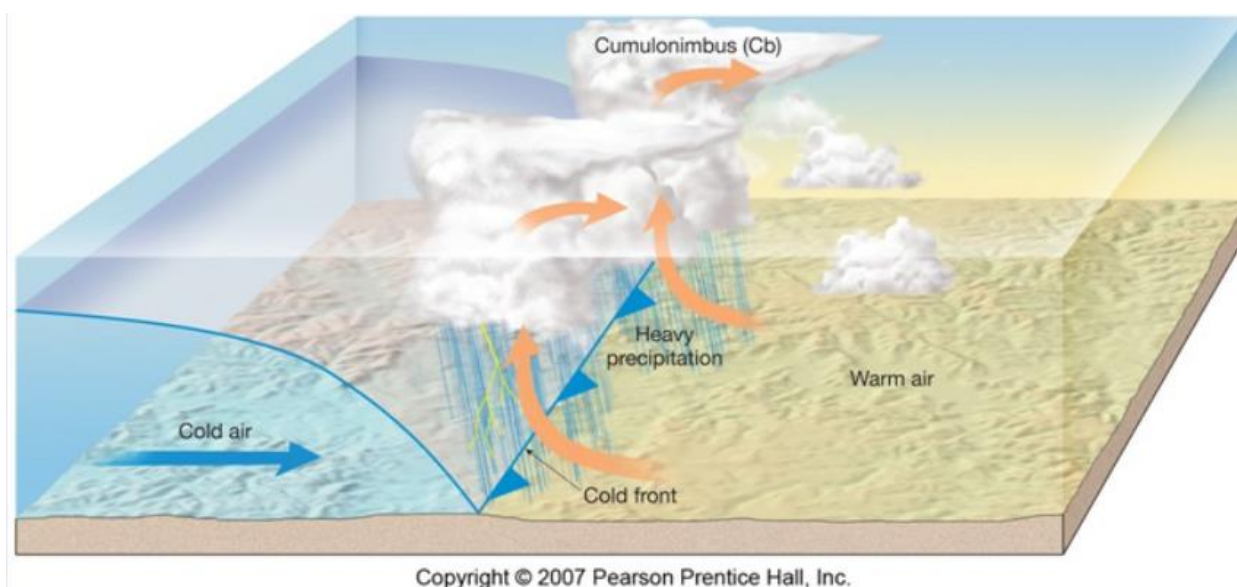
ทำให้เกิดเมฆสเตรตัส (St) และมีฝนละออง (Drizzle) หรือ หมอก พร้อมกับมีเพดานเมฆต่ำ (Low Ceiling) และทัศนวิสัยไม่ดี

ง. สภาวะเกี่ยวกับการบิน

เนื่องจากระบบเมฆในแนวปะทะอากาศอุ่น ค่อนข้างจะแผ่ปกคลุมเป็นบริเวณกว้าง การบินผ่าน หรือ เข้าใกล้แนวปะทะสิ่งที่ต้องคำนึงถึงอย่างมากคือ จำนวนเครื่องมือที่ใช้ช่วยประกอบการบินว่ามีอย่างน้อยเพียงใด ทันสมัยหรือไม่ สำหรับลักษณะอากาศที่เกิดขึ้นได้แก่ กระแสอากาศปั่นป่วนชั้นเบา (Light Turbulence) แต่ถ้าอากาศอุ่นทรงตัวไม่ดี (Unstable) ก็จะทำให้เกิดเมฆพายุฟ้าคะนอง (Thundercloud) ซึ่งเกิดขึ้นและแผ่ตัวอยู่ในเมฆชนิดอื่นได้ ซึ่งถ้าเกิดในกรณีเช่นนี้ อาจจะไม่สามารถมองเห็นด้วยตาเปล่า ดังนั้นผู้ปฏิบัติงานในอากาศก็อาจจะต้องเผชิญกับสถานการณ์โดยปราศจากการแจ้งเตือนได้

ในฤดูหนาวการก่อตัวของแนวปะทะอากาศอุ่น อุณหภูมิในมวลอากาศเย็นอาจจะต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส ในขณะที่อุณหภูมิในระดับความสูงประมาณ 2,000-3,000 ฟุต ของอากาศอุ่นมีค่ามากกว่า 0 องศาเซลเซียส จากผลอันนี้ทำให้เกิด ฝนแข็ง (Freezing Rain) ซึ่งเป็นสาเหตุให้เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินชั้นรุนแรง (Severe Icing) สำหรับน้ำแข็งที่เกิดในระบบของเมฆในแนวปะทะจะขึ้นอยู่กับชนิดของเมฆนั้นๆ การเกิดน้ำแข็งชั้นรุนแรงในเมฆนิมโบสเตรตัส (Ns) จะเกิดในช่วงระยะเวลาที่จำกัดอันหนึ่ง ในช่วงการเจริญเติบโตของแนวปะทะ (Frontal genesis) บริเวณที่อาจจะพบกับการเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินชั้นรุนแรงนั้นอยู่บริเวณใกล้กับเส้นอุณหภูมิเท่า 0 องศาเซลเซียส (0°C Isotherm) ซึ่งเป็นระดับของการผสมคลุก เคล้าของอนุภาคต่างๆเป็นบริเวณแคบๆ

6.2 แนวปะทะอากาศเย็น (Cold Front) คือแนวปะทะที่เกิดจากการที่อากาศเย็นเคลื่อนไปแทนที่อากาศอุ่น (Cold Air Replace Warm Air)



รูปที่ 8-6 แนวปะทะอากาศเย็น (Cold Front)

ก. ความชันและความเร็ว

โดยทั่วไปแล้วจะมีความชันมากกว่าแนวปะทะอากาศอุ่น กล่าวคือ ค่าความชันจะอยู่ระหว่าง 1:50 ถึง 1:150 โดยประมาณ สำหรับในกิจการบินแล้ว อาจแบ่งได้เป็น 2 ชนิดคือ แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ช้า (Slowly Moving Cold Front) กับแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็ว (Rapidly Moving Cold Front) แนวปะทะอากาศเย็นทั้งสองชนิดนี้มีโอกาสที่จะเปลี่ยนจากชนิดหนึ่งไปเป็นอีกชนิดหนึ่งได้ การเคลื่อนที่ของอากาศเย็นในระดับต่ำๆซึ่งมีความเสียดทานนั้น แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็วจะมีความชันมากกว่าแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ช้า

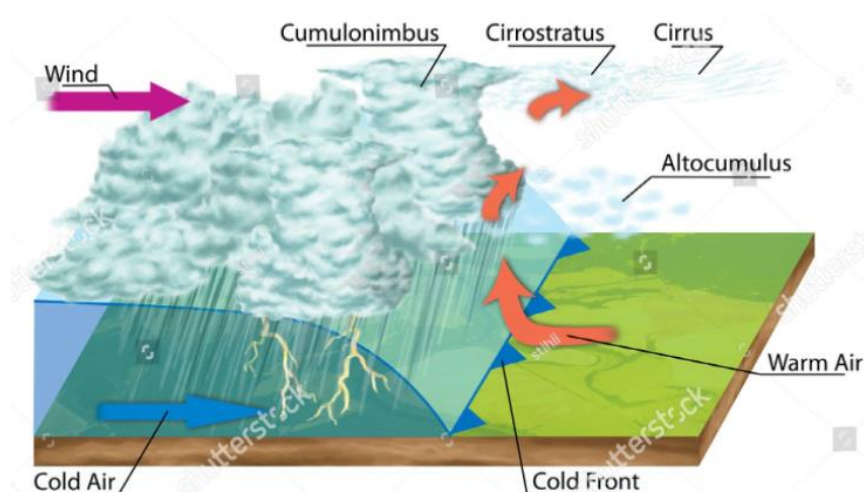
ความเร็วในการเคลื่อนที่ของแนวปะทะอากาศเย็นนั้นประมาณ 35 กม./ชม. หรือ 80%-100% ของความเร็วลมจีโอสโตฟิก

ข. ความกดและลม โดยปกติแล้วก่อนที่แนวปะทะอากาศเย็นจะเคลื่อนเข้ามาถึงสามารถทราบได้โดยสังเกตได้จากการลดลงของความกดอากาศ และลมจะพัดวนเข้มนาฬิกา จนเกือบขนานกับแนวปะทะ เมื่อแนวปะทะเคลื่อนเข้ามาถึงและผ่านไปแล้ว ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้น จนถึงขั้นลมแรง (Strongest) และลมกระโชกที่รุนแรง (Very Gusty) อาจเกิดขึ้นในแนวปะทะได้ ขณะที่แนวปะทะอยู่ที่สถานีลมจะพัดในทิศตามเข้มนาฬิกา แต่เมื่อแนวปะทะเคลื่อนผ่านไปแล้ว ลมจะค่อยๆเปลี่ยนในทิศทวนเข้มนาฬิกา เนื่องจากว่าแนวปะทะอากาศเย็นจะปรากฏในร่องความกดอากาศต่ำที่รุนแรง (Sharp Trough) ดังนั้นลมอาจจะเปลี่ยนทิศทางในฉับพลันได้ และเมื่อแนวปะทะเคลื่อนผ่าน ลมอาจจะลดกำลังลงอย่างรวดเร็ว หรือแรงอย่างต่อเนื่อง และเกิดลมกระโชก (Gusty Wind) ได้

ค. เมฆและสภาพอากาศ

สภาพอากาศที่เกิดในแนวปะทะอากาศเย็นมีโอกาสเกิดขึ้นได้ตั้งแต่ลมพัดขึ้นไม่รุนแรงไปจนกระทั่งเป็นพายุฟ้าคะนองที่รุนแรงพร้อมทั้งมีพายุฝนตกหนัก ทิศนวิสัยลดลง และลมกระโชกกำลังแรง สรุปแล้วก็คือสภาพอากาศที่เกิดขึ้นในแนวปะทะอากาศชนิดนี้ พิจารณาได้จากคุณสมบัติของมวลอากาศอุ่นในแนวปะทะ ประกอบกับการพิจารณาค่าของการยกตัวของมวลอากาศอุ่นเป็นสำคัญ หรืออาจจะพิจารณาค่าเฉพาะอื่นๆ เช่นปริมาณความชื้นของมวลอากาศอุ่น และค่าความทรงตัวของมวลอากาศอุ่น ความเร็วในการเคลื่อนที่ของแนวปะทะอากาศเย็น และความลาดชันของพื้นผิวแนวปะทะ

แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ช้า นั้น อากาศอุ่นจะเคลื่อนไปตามลาดของพื้นผิวแนวปะทะ ลักษณะของเมฆประกอบด้วย เมฆพายุฟ้าคะนอง (CB) และฝนชุก (Shower) ซึ่งเกิดด้านหน้าของแนวปะทะส่วนด้านหลังของแนวปะทะเมฆที่เกิดได้แก่ อัลโตสเตรตัส (As), เซอร์โรสเตรตัส (Cs) และฝนธรรมดา สำหรับเมฆ Ns จะครอบคลุมทั้งด้านหน้าและด้านหลังของแนวปะทะ

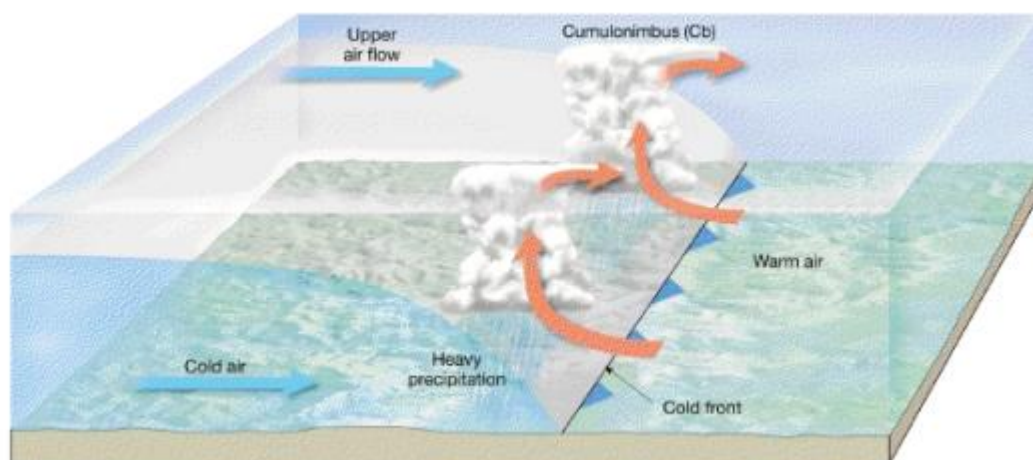


รูปที่ 8-7 แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ช้า (Slowly Moving Cold Front)

อย่างไรก็ตาม การเคลื่อนที่ของอากาศไปตามความลาดชันของแนวปะทะอย่างรวดเร็ว อาจเป็นสาเหตุทำให้อากาศทรงตัวไม่ดี และมีฝนชุกหนาเกิดขึ้น ซึ่งอาจจะปกคลุมเป็นบริเวณร้อยละ 100 ตลอดแนวปะทะอากาศนั้น ลักษณะเช่นนี้ เรียกว่าแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็ว

พายุฝนจะเริ่มต่ำลงในขณะที่แนวปะทะเคลื่อนผ่าน และการยกตัวของอากาศจะค่อยๆ มีขึ้นหลังจากที่แนวปะทะเคลื่อนผ่านไปเท่านั้น เมื่อเข้าไปใกล้กับแนวปะทะที่ความเร็วจะลดลง เนื่องจากน้ำฟ้าในบริเวณนั้น อากาศเย็นที่เริ่มก่อตัวขึ้นจะมีผลกระทบต่อทัศนวิสัยบ้างเล็กน้อย เนื่องจากน้ำฟ้าที่ตกลงมาอย่างต่อเนื่อง สภาพอากาศจะคงอยู่เช่นนี้ต่อไปเรื่อยๆ จนกระทั่งสิ้นสุดการตกลงมาของน้ำฟ้า

การเคลื่อนที่อย่างรวดเร็วของแนวปะทะอากาศเย็น ทำให้มวลอากาศอุ่นถูกยกตัวขึ้นไปตามลาดของแนวปะทะที่ชันมาก หลังจากแนวปะทะเคลื่อนผ่านไปแล้ว อากาศจะแจ่มใสอย่างรวดเร็ว



รูปที่ 8-8 แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็ว (Rapidly Moving Cold Front)

ถ้าอากาศอุ่นนั้นมีความชื้นและทรงตัวไม่ดี ลักษณะอากาศที่เกิดได้แก่ ฝนหนักตามแนวปะทะ (Heavy Shower) ซึ่งเกิดจากเมฆคิวมูลัส (Cu), คิวโมโลนิมบัส (CB) และถึงแม้ว่าอากาศอุ่นนั้นจะทรงตัวดี แต่มีการยกตัวของอากาศอย่างรุนแรงตามแนวปะทะจึงทำให้อากาศทรงตัวไม่ดีเกิดเป็น เมฆคิวมูลัสได้ แต่ถ้าอากาศอุ่นที่ยกตัวตามลาดชันมีคุณสมบัติแห้ง ก็จะเป็นผลทำให้แนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนผ่านไป ไม่มีน้ำฟ้าตกลงมาเลย หรือในบางครั้งอาจจะไม่มีแม้กระทั่งเมฆเกิดขึ้นเลย

ง. สภาวะเกี่ยวกับการบิน

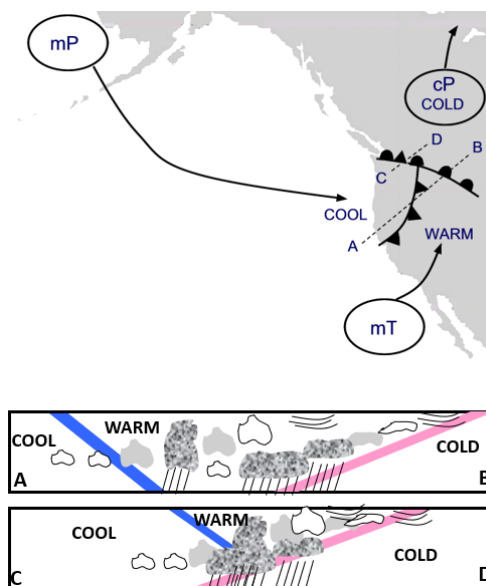
เทียบต่อการเปลี่ยนแปลงอย่างมากมาย ในแนวปะทะอากาศเย็นที่รุนแรง สภาพอากาศที่เกิดขึ้นในสภาวะการบินผ่านแนวปะทะประกอบด้วย กระแสอากาศปั่นป่วน, น้ำแข็งเกาะเครื่องบิน, ความสูงของยอดเมฆ ชนิดและความรุนแรงของน้ำฟ้า ซึ่งจะแปรเปลี่ยนไปตามกรณีที่กำลังกล่าวไว้ข้างต้น ดังนั้นแนวปะทะอากาศเย็นแต่ละชนิดจึงต้องศึกษาเป็นกรณีไปเพื่อที่จะได้พิจารณาถึงผลกระทบซึ่งจะมีต่อสภาวะการบิน

6.3 แนวปะทะอากาศปิด (Occlusions)

เนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็วกว่าแนวปะทะอากาศอุ่น และเมื่ออากาศเย็นหลังแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ไปทันอากาศเย็นด้านหน้าแนวปะทะอากาศอุ่น ส่วนที่เป็นอากาศอุ่นจะถูกปิดกั้นจนเกิดแนวปะทะขึ้น แนวนี้เรียกว่า แนวปิด (Occlusion) แนวปะทะที่เกิดในลักษณะนี้เรียกว่า แนวปะทะอากาศปิด ซึ่งแบ่งได้เป็น 2 ชนิดคือ

ก. แนวปะทะอากาศปิดชนิดอุ่น (Warm Front Type Occlusion)

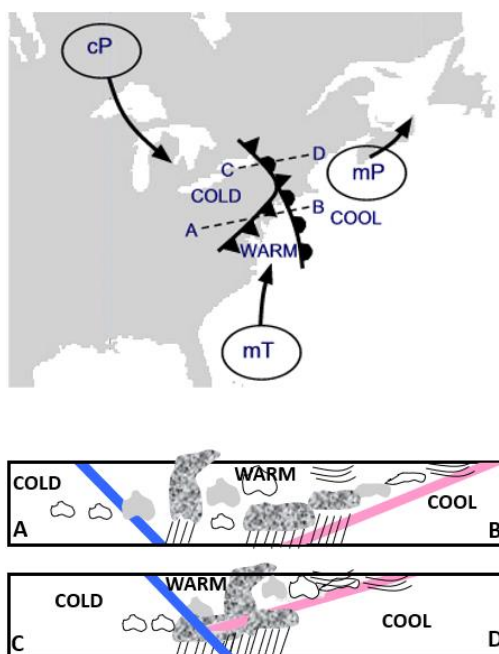
เกิดเนื่องจากอากาศอุ่นระหว่างแนวปะทะอากาศอุ่น และแนวปะทะอากาศเย็น ถูกยกขึ้นเหนือพื้นผิว ถ้าอากาศเย็นที่อยู่ด้านหน้าแนวปะทะอากาศอุ่นนั้น เย็นกว่า อากาศที่ไหลในแนวปะทะอากาศเย็นที่ตามมาด้านหลัง แล้วจะทำให้แนวปะทะอากาศเย็นซึ่งไหลไปซ้อนทับแนวปะทะอากาศอุ่น ที่อยู่ข้างหน้านั้น เคลื่อนไปอยู่ข้างบนของอากาศที่เย็นกว่า ลักษณะเช่นนี้เราเรียกว่า Upper Cold Front และแนวปะทะอากาศปิดชนิดนี้ เราเรียกว่า แนวปะทะอากาศปิดชนิดอุ่น มวลอากาศที่ก่อให้เกิดแนวปะทะชนิดนี้ได้แก่มวลอากาศขั้วโลกฝ่ายทวีป (CP-Polar Continental) เช่น บริเวณด้านตะวันตกของเทือกเขาร็อกกี้



รูปที่ 8-9 แนวปะทะอากาศปิดชนิดอุ่น

ข. แนวปะทะอากาศปิดชนิดเย็น (Cold Front Type Occlusion)

ถ้าอากาศเย็นด้านหลังแนวปะทะอากาศเย็นนั้น เป็นอากาศที่เย็นที่สุด ตามไปทันอากาศเย็นที่เย็นน้อยกว่าที่อยู่ด้านหน้าให้ลอยขึ้นไป ในกรณีนี้พบว่าแนวปะทะอากาศอุ่นจะอยู่ข้างบน (Warm Front Aloft) แนวปะทะอากาศชนิดนี้เรียกว่า แนวปะทะอากาศปิดชนิดเย็น



รูปที่ 8-10 สภาพอากาศในแนวปะทะอากาศปิดชนิดเย็น

สภาพอากาศในแนวปะทะอากาศปิด เกิดขึ้นและเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว ตัวการที่ทำให้เกิดสภาพอากาศได้แก่ :-

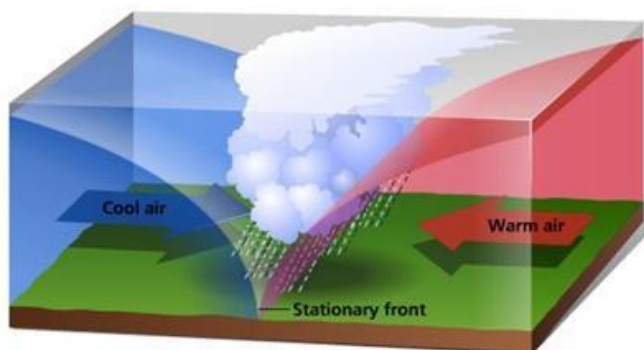
1. ปริมาณความชื้น และการทรงตัวของมวลอากาศ
2. ระยะเวลาที่เกิดแนวปะทะ (The Age of The Occlusion)

โดยปกติสภาพอากาศที่เกิดในแนวปะทะอากาศปิด จะเป็นลักษณะผสมกันระหว่างแนวปะทะทั้งสอง คือ มีทั้งฝนชุก (Shower) ปนไปกับน้ำฟ้าที่ตกอย่างต่อเนื่องในแนวปะทะอากาศอุ่น เมฆที่เกิดจะเป็นแบบผสมเช่นกัน ระหว่าง เมฆก่อตัวในทางตั้ง (Cumuliform) และ เมฆแผ่น (Stratiform) สภาพอากาศนั้นจะรุนแรง ในช่วงแรกของการเกิดแนวปะทะ (Initial Stage of Develop) ตลอดช่วงระยะของกรรมวิธีการเกิดแนวปะทะอากาศปิด คือ เริ่มตั้งแต่อากาศอุ่นถูกยกขึ้นไปในระดับสูงๆจนถึงขั้นการสิ้นสุดการยกตัว ลักษณะของเมฆมีหลายชนิดและหลายระดับ

การบินตรงเข้าไปยังแนวปะทะอากาศปิดนั้น สังเกตได้ว่าจะมีเมฆชนิดที่คล้ายคลึงกันกับเมฆที่เกิดในแนวปะทะอากาศอุ่น และเมื่อบินเข้าใกล้แนวปะทะอากาศปิดทางด้านหลังจะพบกับลักษณะที่เป็นแบบแนวปะทะอากาศเย็น ในบางครั้งอาจจะมีเมฆระดับต่างๆรวมกันเป็นชั้นหนา (Cloud Layer) เป็นชั้นๆซึ่งอยู่ในร่องของอากาศอุ่น (Trough of Warm Air)

6.4 แนวปะทะอากาศคงที่ (Stationary Front)

คือ แนวปะทะอากาศที่มีการเคลื่อนที่ในทางระดับน้อยมาก หรือไม่เคลื่อนที่เลย จากการตรวจพบว่า การเคลื่อนที่ของอากาศขึ้นไปตามลาดของแนวปะทะส่วนใหญ่มวลอากาศที่กล่าวถึงนั้นจะเป็นมวลอากาศอุ่น และเนื่องจากว่า อากาศเย็นนั้นจะไม่เคลื่อนที่ไปข้างหน้า หรือมาข้างหลังแนวปะทะ อีกทั้งยังไม่มี การเคลื่อนที่ในแนวตั้งอีกด้วย กล่าวคือ ถ้าอากาศเย็นมีการเคลื่อนที่ การเคลื่อนที่นั้นจะมีทิศทางขนานไปกับแนวปะทะ ในทางตรงข้ามอากาศอุ่นก็อาจจะเคลื่อนที่ตรงไปยังแนวปะทะได้เช่นกัน เมื่ออากาศอุ่นถูกยกขึ้นไปตามพื้นผิวแนวปะทะ และถ้าแนวปะทะมีการเคลื่อนที่ แนวปะทะนั้นอาจจะเป็นแนวปะทะอากาศเย็น หรือแนวปะทะอากาศอุ่นก็ได้ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับ การเคลื่อนเข้ามาแทนที่ของมวลอากาศนั้น



รูปที่ 8-11 แนวปะทะอากาศคงที่

เอกสารอ้างอิง

ข่าวอากาศ, กอง. (๒๕๕๗) อุตุนิยมวิทยาเพื่อการบิน ชุดที่ ๑. เอกสารประกอบการบรรยาย.

<https://www.shutterstock.com/th/search/earth-rotation>

<https://letstalkscience.ca/educational-resources/backgrounders/charles-law-and-gay-lussacs-law>

<https://letstalkscience.ca/educational-resources/backgrounders/avogadro-and-ideal-gas-law>

<https://www.weather.gov/jetstream/>

https://apollo.nvu.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter8/pres_reduce.html

<https://beyondpenguins.ehe.osu.edu/issue/energy-and-the-polar-environment/solar-energy-albedo-and-the-polar-regions>

<https://windy.app/textbook/what-is-the-coriolis-force-simple-explanation.html>

<https://www.ux1.eiu.edu/~cfjps/1400/circulation.html>

https://weatherstreet.com/weatherquestions/What_are_condensation_nuclei.htm

https://glossary.ametsoc.org/wiki/Bergeron-findeisen_process

<https://geography.name/climate-classification-2/>