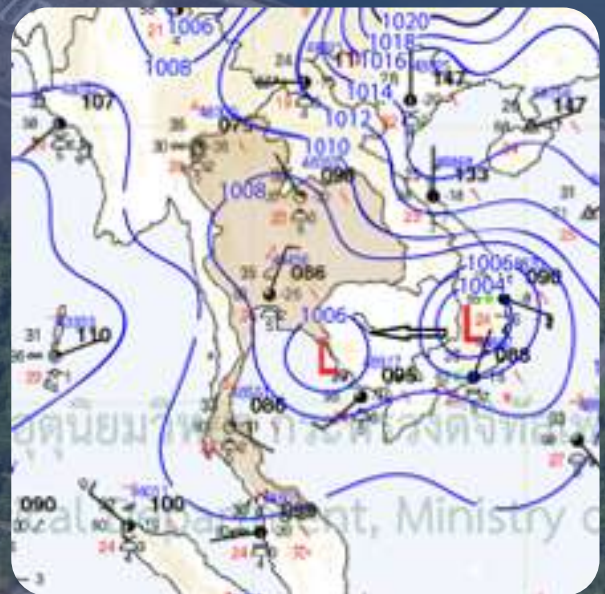


หลักการ อุตุนิยมวิทยาและ อุทกวิทยาเบื้องต้น

INTRODUCTION TO METEOROLOGY AND HYDROLOGY

จัดทำโดย

นายจรูญ เลหาเลิศชัย
ดร.ปริเวท วรณโกวิท



เนื้อหารายวิชา 30505 – 2201
หลักการอุตุนิยมวิทยาและอุทกวิทยาเบื้องต้น
INTRODUCTION TO METEOROLOGY AND HYDROLOGY
พ.ศ. 2564

เนื้อหาโดยรวม

- บทที่ 1 บรรยากาศของโลก (The atmosphere)
 - บทที่ 2 การทำให้โลกและบรรยากาศร้อน (Warming the Earth and the Atmosphere)
 - บทที่ 3 อุณหภูมิของอากาศ (Air Temperature)
 - บทที่ 4 ความชื้น การกลั่นตัว และเมฆ (Cloud)
 - บทที่ 5 การพัฒนาตัวของกลุ่มเมฆและหยาดน้ำฟ้า (Cloud Development and Precipitation)
 - บทที่ 6 ความกดอากาศและลม (Air Pressure and Wind)
 - บทที่ 7 การไหลเวียนของบรรยากาศ (Atmospheric Circulations)
 - บทที่ 8 โครงสร้างของดีเปรสชัน (Structure of depressions)
 - บทที่ 9 การพยากรณ์อากาศ (Weather Forecasting)
- บรรณานุกรม

เนื้อหารายวิชา 30505 – 2201
หลักการอุตุนิยมวิทยาและอุทกวิทยาเบื้องต้น
INTRODUCTION TO METEOROLOGY AND HYDROLOGY
พ.ศ. 2564

คณะผู้จัดทำ

นายจรูญ เลหาเลิศชัย
ดร.ปริเวท วรรณโกวิท
น.ส.ปิยวรรณ นาคโต
นายธเนศ นะธิศรี
นายณัฐ พงศ์พูนสุขศรี
นายศุภวิทย์ ภาษิตนรินทร์

สังกัด

ข้าราชการบำนาญกรมอุตุนิยมวิทยา
ผู้อำนวยการศูนย์วิศวกรรมภูมิสารสนเทศและนวัตกรรม มจร.
ผู้ช่วยนักวิจัย มหาวิทยาลัยพระจอมเกล้าธนบุรี
ผู้เชี่ยวชาญด้านน้ำบาดาลของสหรัฐอเมริกา AGS
โครงการบริหารจัดการน้ำโดยชุมชนตามแนวพระราชดำริ
มูลนิธินโยบายสาธารณะไทย

สารบัญ

บทที่		หน้า
บทหน้า	อุตุนิยมวิทยา	6
	ภูมิอากาศ	6
	ทำไมเกษตรกรจึงต้องศึกษาอุตุนิยมวิทยา	7
บทที่ 1	บรรยากาศของโลก (The atmosphere)	8
	ส่วนผสมของบรรยากาศ	9
	การแบ่งชั้นบรรยากาศ	13
	สภาพอากาศ (Weather) และภูมิอากาศ (Climate)	16
บทที่ 2	การทำให้โลกและบรรยากาศร้อน (Warming the Earth and the Atmosphere)	17
	อุณหภูมิจและการถ่ายเทความร้อน	17
	ความสัมพันธ์ระหว่างโลกกับอาทิตย์	20
	การเกิดฤดูกาล (seasons)	26
บทที่ 3	อุณหภูมิของอากาศ (Air Temperature)	30
	การวัดอุณหภูมิ	31
	การควบคุมอุณหภูมิ	33
บทที่ 4	ความชื้น การกลั่นตัว และเมฆ (Cloud)	35
	การหมุนเวียนของน้ำในบรรยากาศ (circulation of water in the atmosphere)	35
	การระเหย (evaporation) การกลั่นตัว (condensation) ความอิ่มตัว (saturation)	36
	ความชื้นของอากาศ (Humidity)	37
	แรงดันไอ (Vapor Pressure)	38
	การวัดความชื้น	43
บทที่ 5	ชนิดของเมฆ (Clouds type)	44
	การพัฒนาตัวของกลุ่มเมฆและหยาดน้ำฟ้า	48
	เสถียรภาพของบรรยากาศ (Atmospheric Stability)	48
	อัตราเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูง (lapse rate)	49

บทที่		หน้า
	การกำหนดเสถียรภาพของอากาศ (Determining Stability of the air)	51
	การพัฒนาตัวของเมฆและเสถียรภาพของอากาศ (Cloud Development and Stability)	54
	กระบวนการเกิดฝน (Precipitation Processes)	61
	ประเภทของหยาดน้ำฟ้า (Precipitation Types)	64
	การวัดปริมาณน้ำฝน	66
บทที่ 6	ความกดอากาศและลม (Air Pressure and Wind)	69
	การตรวจวัดค่าความกดอากาศ (Measuring Air Pressure)	70
	ความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศกับความสูง	73
	ความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศในแนวราบ	74
	การเคลื่อนที่ของอากาศ	75
	แรงที่มีผลต่อการเกิดลม (Force That Influence the Wind)	78
	การวัดและการกำหนดลม (Measuring and Determining Winds)	85
บทที่ 7	การไหลเวียนของบรรยากาศ (Atmospheric Circulations)	88
	การไหลเวียนทั่วไปของบรรยากาศ (General Circulation of the Atmosphere)	88
	ระบบมรสุม (monsoon regime)	94
	การก่อตัวของลมบกและลมทะเล (formation of land and sea breeze)	96
	การก่อตัวของลมพัดขึ้นที่สูง และลมพัดลงจากที่สูง (anabatic and katabatic wind)	98
	ลมประจำถิ่น (local wind)	99
	รูปแบบลมของโลกและมหาสมุทร (Global Wind Patterns and the Oceans)	101
	ลมและน้ำผุดขึ้น (Winds and Upwelling)	102
	เอน์โซ (ENSO)	103
บทที่ 8	โครงสร้างของดีเปรสชัน (Structure of depressions)	105
	มวลอากาศ (Air mass)	105
	การจำแนกมวลอากาศ (Classification)	105
	แนวปะทะอากาศ (Fronts)	108

บทที่		หน้า
บทที่ 9	การพยากรณ์อากาศ (Weather Forecasting)	117
	การพยากรณ์อากาศ	117
	วิธีการพยากรณ์อากาศ	120
	ความผิดพลาดในการพยากรณ์อากาศ	121
	การวิเคราะห์แผนที่อากาศและการแปลความหมาย	122
	ตัวอย่างการพยากรณ์อากาศของวันที่ 31 มีนาคม 2565 เวลา 13.00 น	125
	บรรณานุกรม	127

บทนำ

อุตุนิยมวิทยา

คือ วิทยาศาสตร์ของบรรยากาศ และปรากฏการณ์ต่างๆ ของอากาศ เช่น ฝน พายุ ฟ้าร้อง ฟ้าแลบ เป็นต้น อุตุนิยมวิทยาเป็นวิชาสาขาหนึ่งของวิชาภูมิฟิสิกส์ (geophysics) การศึกษาอุตุนิยมวิทยาต้องอาศัยวิชาคำนวณฟิสิกส์ และข้อมูลที่ได้จากการตรวจอากาศตามระดับต่างๆ บนพื้นดิน และตามบริเวณต่างๆ ของโลก

ภูมิอากาศ

หมายถึง การศึกษาสภาพของบรรยากาศ ลมฟ้าอากาศ หรืออากาศประจำถิ่นของบริเวณใด บริเวณหนึ่ง เพื่อที่จะนำไปช่วยในการพยากรณ์อากาศ และนำไปใช้เป็นประโยชน์ในกิจการต่างๆ จากคำอธิบายนี้ จะเห็นได้ว่า ภูมิอากาศก็คือ ผลเฉลี่ยระยะยาวของอุณหภูมิ ฝน ลม และสารประกอบ อุตุนิยมวิทยาอื่นๆ ของกาลอากาศนั่นเอง หรืออาจจะกล่าวได้ว่า กาลอากาศ คือ พฤติการณ์หรือปรากฏการณ์ ของกาลอากาศปัจจุบัน ส่วนภูมิอากาศเป็นผลเฉลี่ยของกาลอากาศในระยะยาว (ตามธรรมดาตั้งแต่ ๓๐ หรือ ๓๕ ปีขึ้นไป) ตัวอย่างเช่น วันนี้ กาลอากาศของกรุงเทพมหานครมีฝนตก ส่วนกรุงเทพมหานครนั้น อยู่ใน ภูมิอากาศของโซนร้อนและชื้น เป็นต้น

ทำไมเกษตรกรจึงต้องศึกษาอุตุนิยมวิทยา

อากาศซึ่งห่มห่อโลกของเราเป็นสิ่งจำเป็นยิ่งอย่างหนึ่งสำหรับการดำรงชีวิต เพราะมนุษย์ จำเป็นต้องใช้อากาศสำหรับหายใจจึงจะมีชีวิตอยู่ได้ นอกจากนี้ธุรกิจประจำวันเกือบทุก ๆ อย่างของมนุษย์ ย่อมขึ้นอยู่กับภาวะของอากาศเสมอ ในธุรกิจบางอย่างภาวะของอากาศมีส่วนข้องอยู่ด้วยเพียงเล็กน้อย แต่ใน ธุรกิจบางอย่าง ภาวะของอากาศมีส่วนเกี่ยวข้องอยู่มาก บางครั้งอากาศอาจจะทำให้เกิดภัยอันตรายและความเสียหายได้มาก หรืออาจจะทำให้เป็นอันตรายถึงแก่ชีวิตได้ ฉะนั้นไม่ว่าเราจะประกอบอาชีพอะไร อากาศย่อมมีส่วนเกี่ยวข้องกับอาชีพนั้นเสมอไม่มากก็น้อย เช่น ถ้าเราเป็นเกษตรกร เราย่อมอยากจะทราบว่า ดินฟ้าอากาศ ในบริเวณนั้น ๆ เป็นอย่างไร มีฝนมากน้อยเพียงใด การกระจายของฝนตกเป็นอย่างไร และพืชที่เราจะทำการ เพาะปลูกนั้น เหมาะสมกับสภาวะของอากาศในบริเวณนั้นหรือไม่

การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศโลกต่อปริมาณน้ำฝนและน้ำท่ารายเดือน ของไทยส่งผลกระทบต่อ การบริหารและจัดการน้ำ เนื่องจากฤดูกาลต่าง ๆ มีลักษณะแตกต่างไปจากอดีต ฝนตกนอกฤดูมีปริมาณน้ำฝน มากกว่าที่เคย บ้างก็ขาดแคลนทรัพยากรน้ำ ช่วงเวลาในการเกิดฤดูกาลเปลี่ยนแปลงไป จากเดิม การเปลี่ยนแปลง สภาพภูมิอากาศที่เกิดขึ้นได้ส่งผลกระทบต่อเกษตรกรโดยตรง เพราะต้องอาศัยปัจจัยทาง ธรรมชาติ ได้แก่ น้ำฝน อุณหภูมิ สภาพอากาศ เป็นปัจจัยสำคัญในการประกอบอาชีพและความเป็นอยู่

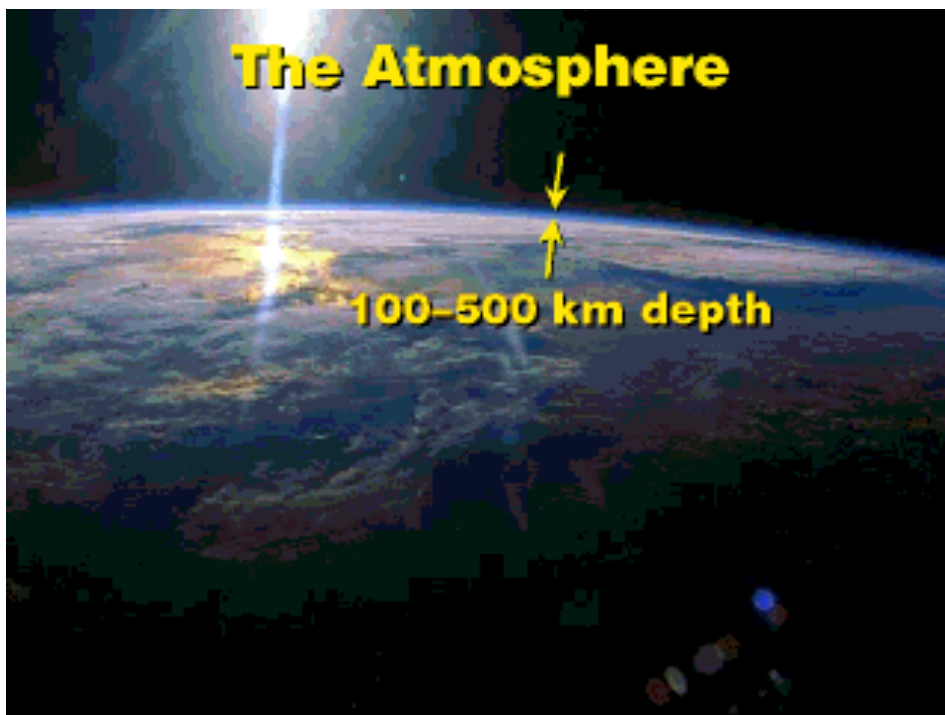
หากเกษตรกรหันมาศึกษาเรื่องอุตุนิยมวิทยาจะช่วยให้ทราบถึงความสัมพันธ์ของปัจจัย ด้านสภาพ ภูมิอากาศที่มีผลต่อการเจริญเติบโตของผลผลิตทางการเกษตร ซึ่งจะเป็นประโยชน์สำหรับการเตรียมความ พร้อมเพื่อรับมือกับการเปลี่ยนแปลงที่จะเกิดขึ้นและสามารถวางแผนป้องกันที่จะส่งผลกระทบต่อผลผลิตทาง การเกษตรได้อย่างยั่งยืน

บทที่ 1

บรรยากาศของโลก

(The atmosphere)

บรรยากาศโลกถูกห่อหุ้มด้วยก๊าซเรียกว่าบรรยากาศ (รูปที่ 1.1) ในระดับสูงเครื่องบินเจ็ทบินข้ามท้องฟ้าดูเหมือนว่าชั้นบรรยากาศจะขยายกว้างออกไปอย่างไม่สิ้นสุด อย่างไรก็ตามเมื่อเทียบกับรัศมีของโลก (ประมาณ 6400 กิโลเมตร) บรรยากาศเป็นชั้นที่ตื้นมากมากกว่าร้อยละ 99 ของบรรยากาศอยู่ภายในระยะทาง 30 กิโลเมตรจากพื้นผิวโลก สูงไปกว่านี้อากาศเบาบางมาก บรรยากาศเป็นส่วนสำคัญของโลกมันไม่เพียงแต่ให้อากาศที่เราหายใจ แต่ยังทำหน้าที่ปกป้องเราจากรังสีอันตรายที่ปล่อยออกมาจากดวงอาทิตย์ การแลกเปลี่ยนพลังงานที่เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องระหว่างบรรยากาศและพื้นผิวโลก และระหว่างชั้นบรรยากาศกับอวกาศ เราเรียกว่าสภาพอากาศ ถ้าโลกไม่มีชั้นบรรยากาศดาวเคราะห์ของเราจะไม่เพียงแต่ไร้ชีวิต แต่กระบวนการและปรากฏการณ์ทางไดนามิกไม่บังเกิดขึ้น



รูปที่ 1.1 ขอบเขตของชั้นบรรยากาศ

1.1 ส่วนผสมของบรรยากาศ

บรรยากาศที่ประกอบด้วยก๊าซแบบคงที่ (permanent gases) เราจะพบว่าส่วนประกอบของบรรยากาศมีความเสถียรมากจนถึงระดับความสูงประมาณ 80 กิโลเมตร (ตารางที่ 1.1) ก๊าซไนโตรเจน และก๊าซออกซิเจนคิดเป็น 99 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณอากาศที่สะอาดและแห้ง แม้ว่าก๊าซเหล่านี้จะเป็นองค์ประกอบที่มากที่สุดของบรรยากาศ และมีความสำคัญอย่างยิ่งต่อชีวิตบนโลก มันมีความสำคัญเพียงเล็กน้อยหรือไม่มีผลในการเกิดปรากฏการณ์ของลักษณะอากาศต่างๆ ส่วนที่เหลืออีกร้อยละ 1 ของอากาศแห้งส่วนใหญ่จะเป็นอาร์กอนก๊าซเฉื่อย (0.93 เปอร์เซ็นต์) และก๊าซอื่นๆ อีกจำนวนเล็กน้อย

ตาราง 1.1 ส่วนผสมของอากาศแบบคงที่

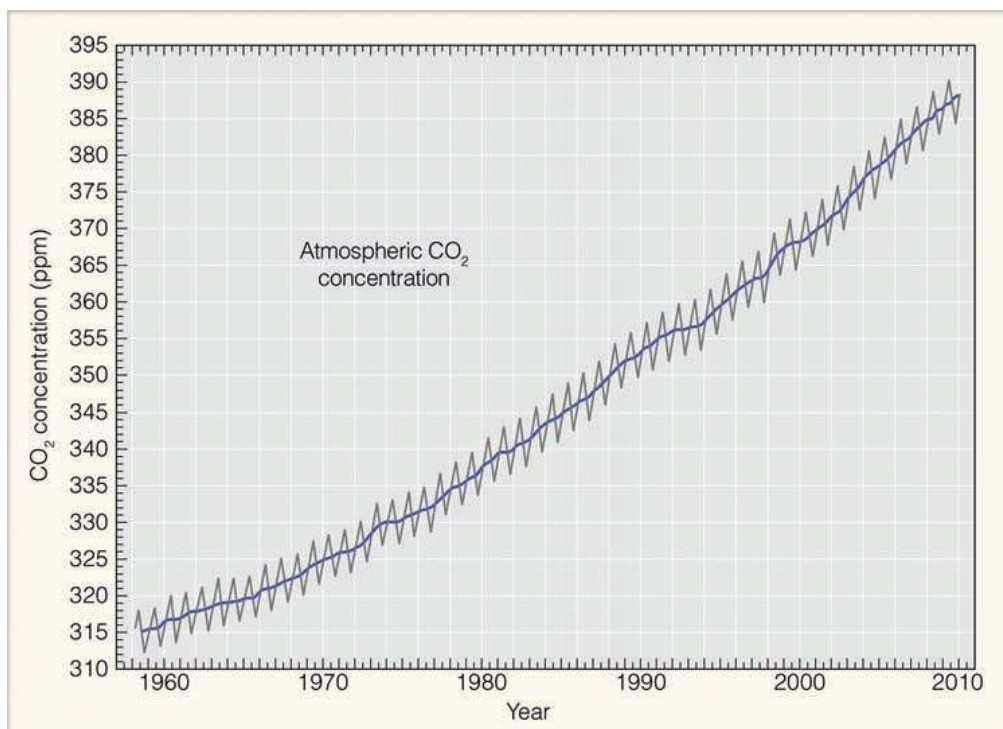
ก๊าซ	เปอร์เซ็นต์โดยปริมาตร
ไนโตรเจน	78.084
ออกซิเจน	20.946
อาร์กอน	0.934
คาร์บอนไดออกไซด์	0.033
นีออน	0.00182
ฮีเลียม	0.00052
คริปตัน, ไฮโดรเจน, ซีนอน, โอโซน	0.00066
เรดอน , ฯลฯ	

บรรยากาศที่ประกอบด้วยก๊าซแบบไม่คงที่ (variable gases) มันแตกต่างกันไปตามเวลา และสถานที่ประกอบด้วย

ไอน้ำ เป็นก๊าซที่มองไม่เห็น มีปริมาณมากบริเวณใกล้กับพื้นผิวในเขตร้อนชื้นมีสัดส่วน 4 เปอร์เซ็นต์ของก๊าซบรรยากาศ ขณะที่เขตอาร์กติกมีปริมาณน้อยมาก โมเลกุลของไอน้ำนั้นมองไม่เห็นเมื่อพวกเขาเปลี่ยนเป็นอนุภาคของเหลวหรือของแข็งที่มีขนาดใหญ่กว่าเช่นหยดเมฆและผลึกน้ำแข็งที่มีขนาดใหญ่ และในที่สุดตกลงสู่พื้นดินเป็นฝนหรือหิมะ การเปลี่ยนสถานะจากไอน้ำเป็นละอองน้ำเล็กๆ เรียกว่าการกลั่นตัว ยิ่งกว่านั้นไอน้ำเป็นก๊าซเรือนกระจกที่ดูดซับพลังงานที่ปลดปล่อยจากผิวโลกเหมือนเรือนกระจกที่ป้องกันความ

ร้อนภายในไม่ให้สะท้อนออกไปในบรรยากาศ ทำให้อุณหภูมิอากาศเฉลี่ยใกล้ผิวโลกอุ่นขึ้น ใอน้ำมีบทบาทสำคัญอย่างมากในความสมดุลของพลังงานความร้อนของโลก

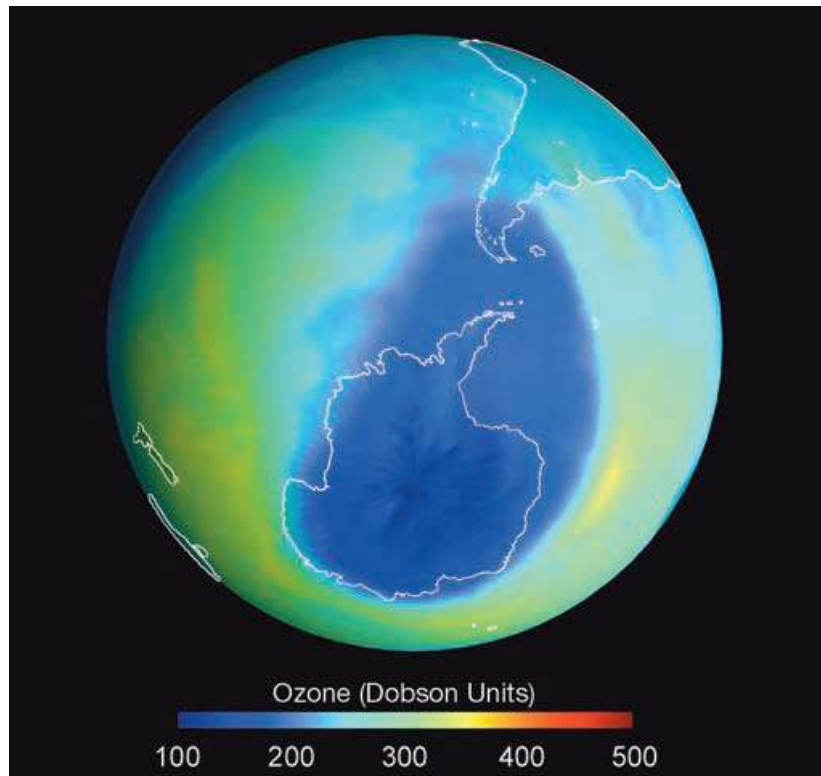
คาร์บอนไดออกไซด์ (CO₂) ซึ่งเป็นส่วนประกอบตามธรรมชาติของบรรยากาศมีปริมาณเล็กน้อย (ประมาณ 0.039 เปอร์เซ็นต์) แต่สำคัญ ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เข้าสู่บรรยากาศส่วนใหญ่มาจากการเผาผลาญของพืช การระเบิดของภูเขาไฟ, การหายใจของสิ่งมีชีวิตสัตว์ จากการเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิล (เช่นถ่านหิน น้ำมันและก๊าซธรรมชาติ) และจากการตัดไม้ทำลายป่า การลดของ CO₂ จากบรรยากาศเกิดขึ้นระหว่างการสังเคราะห์ด้วยแสงเนื่องจากพืชใช้คาร์บอนไดออกไซด์เพื่อผลิตสารสีเขียวคาร์บอนไดออกไซด์จะถูกเก็บไว้ในรากกิ่งและใบไม้ มหาสมุทรทำหน้าที่เป็นแหล่งกักเก็บคาร์บอนขนาดใหญ่ คาร์บอนไดออกไซด์ที่ละลายโดยตรง น้ำผิวดินผสมลงและไหลผ่านความลึกมากขึ้น CO₂ในมหาสมุทรมีจำนวนมากกว่า 50 เท่าของปริมาณ CO₂ ในบรรยากาศ CO₂ เป็นก๊าซเรือนกระจกที่สำคัญเช่นเดียวกับไอน้ำ พลังงานที่ส่งออกของโลกถูก CO₂ ดักจับไว้ ทำให้อุณหภูมิบนผิวโลกเพิ่มขึ้นดังรูปที่ 1.2



รูปที่ 1.2 ปริมาณของCO₂ ในส่วนต่อล้าน (ppm) ที่หอดูดาวมานาโลอาฮาวาย ค่าที่สูงขึ้นเกิดขึ้นในฤดูหนาว เมื่อพืชตายปล่อยCO₂ สู่ชั้นบรรยากาศได้น้อย ในฤดูร้อนพืชดูดผสมบูรณ์ดูดซับCO₂ จากชั้นบรรยากาศได้มาก เส้นทึบคือค่าเฉลี่ยมูลค่ารายปี ความเข้มข้นของ CO₂ ได้เพิ่มขึ้นมากกว่าร้อยละ 20 ตั้งแต่ปี 1958 (ข้อมูลจาก NOAA)

ก๊าซเรือนกระจกอื่นๆ ได้แก่ มีเทน (CH_4), ไนตรัสออกไซด์ (N_2O) และ chlorofluorocarbons (CFCs) ระดับของก๊าซมีเทนเพิ่มสูงขึ้น ก๊าซมีเทนส่วนใหญ่ปรากฏว่าสืบเนื่องมาจากการพุพังของข้าวโดยแบคทีเรียในนาข้าวประกอบด้วยดินเปียกที่มีออกซิเจนน้อย กิจกรรมย่อยอาหารและปฏิกิริยาทางชีวเคมีในท้องของวัว ปัจจุบันมีการศึกษาถึงการเพิ่มขึ้นของก๊าซมีเทน ไนตรัสออกไซด์ (แก๊สหัวเราะ) มีปริมาณเพิ่มขึ้นมากทุกปีเช่นกัน ไนตรัสออกไซด์เกิดขึ้นในดินผ่านกระบวนการทางเคมีที่เกี่ยวข้องกับแบคทีเรีย จุลินทรีย์ และแสงอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ย่อยสลาย N_2O chlorofluorocarbons (CFCs) เป็นตัวแทนของกลุ่มก๊าซเรือนกระจกก๊าซที่เพิ่มมากขึ้นจนถึงกลางปี คศ 1990 กระจ่างสเปรย์ ที่ใช้กันอย่างแพร่หลาย อย่างไรก็ตามในปัจจุบันส่วนใหญ่จะใช้เป็นสารทำความเย็นเป็นตัวขับเคลื่อนสำหรับเป่าฉนวนโฟมพลาสติก และเป็นตัวทำละลายสำหรับทำความสะอาดไมโครอิเล็กทรอนิกส์ แม้ว่าความเข้มข้นเฉลี่ยในปริมาตรอากาศค่อนข้างเล็กน้อย แต่มีปฏิกิริยาที่สำคัญในชั้นบรรยากาศมีศักยภาพสูงในการเพิ่มอุณหภูมิโลก และยังมีส่วนร่วมในการทำลายก๊าซโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์

โอโซน (O_3) บนพื้นผิวโลกเป็นส่วนผสมหลักของหมอกควันที่เกิดจากปฏิกิริยาทางเคมี * ซึ่งระคายเคืองต่อดวงตา ลำคอ และอันตรายต่อพืช แต่ส่วนใหญ่แล้วโอโซนในชั้นบรรยากาศ (ประมาณ 97 เปอร์เซ็นต์) พบได้ในชั้นสตราโตสเฟียร์ เกิดขึ้นตามธรรมชาติเมื่ออะตอมของออกซิเจนรวมกับโมเลกุลออกซิเจน ความเข้มข้นเฉลี่ยของโอโซนน้อยกว่า 0.002 เปอร์เซ็นต์โดยปริมาตรแม้มีปริมาณเล็กน้อยแต่มีความสำคัญในการปกป้องพืชสัตว์และมนุษย์จากรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ สาร CFCs จะทำลายชั้นโอโซนบางส่วนของซีกโลกเหนือและซีกโลกใต้ การลดลงของโอโซนในชั้นสตราโตสเฟียร์ช่วงฤดูใบไม้ผลิทวีปแอนตาร์กติกาได้ลดลงในอัตราที่น่าตกใจ ในช่วงเดือนกันยายนและตุลาคมมีหิมะโอโซนอยู่ทั่วบริเวณ (ดูรูปที่ 1.3)



รูปที่ 1.3 ส่วนสีเข้มสุดแสดงถึงพื้นที่ความเข้มข้นของโอโซนต่ำสุดหรือโอโซนเหนือขั้วโลกใต้เมื่อวันที่ 22 กันยายน 2004 สังเกตว่าหลุมมีขนาดใหญ่กว่าทวีปแอนตาร์กติกา ตีอับสันหน่วย (DU) คือความหนาทางกายภาพของชั้นโอโซน ถ้า 500 DU เมื่อเทียบกับหน่วยบนพื้นผิวโลกมีค่าเท่ากับ 5 มิลลิเมตร

ละอองลอย (aerosols) คือสิ่งสกปรกจากทั้งแหล่งธรรมชาติและการกระทำของมนุษย์ลอยอยู่ในชั้นบรรยากาศ: ลมจะพัดฝุ่นและดินจากพื้นผิวโลก และยกขึ้นสูง หยดน้ำเค็มขนาดเล็กๆ จากคลื่นมหาสมุทรลอยขึ้นไปในอากาศ อนุภาคเกลือแขวนลอยในบรรยากาศ หมอกควันจากไฟฟ้า และภูเขาไฟระเบิดมีอนุภาคและก๊าซปะปนอยู่หลายต้นลอยขึ้นสู่ชั้นบรรยากาศ โดยรวมแล้วเป็นของแข็งเล็กๆ เหล่านี้หรืออนุภาคแขวนลอยของเหลวขององค์ประกอบต่าง ๆ รวมเรียกว่า aerosols

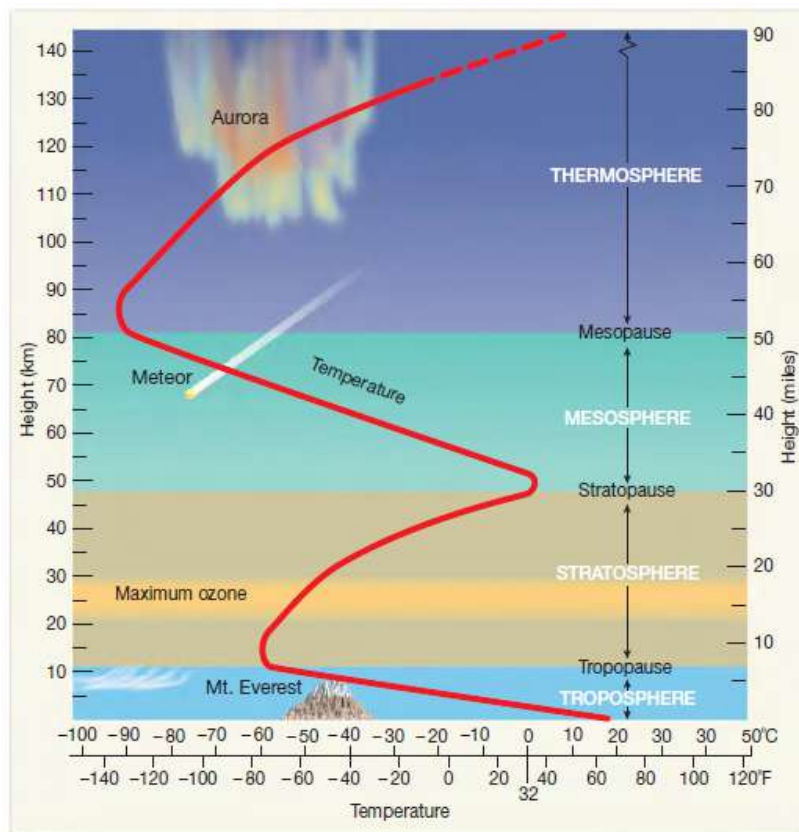
ตาราง 1.2 ส่วนผสมของอากาศแบบไม่คงที่ (variable gases)

ก๊าซ หรือ อนุภาค	เปอร์เซ็นต์โดยปริมาตร
ไอน้ำ (water vapor)	0-4
คาร์บอนไดออกไซด์ (carbon dioxide)	0.039
มีเทน (methane)	0.00017

ก๊าซ หรือ อนุภาค	เปอร์เซ็นต์โดยปริมาตร
ไนตรัสออกไซด์ (nitrous oxide)	0.00003
โอโซน (ozone)	0.000004
แอโรโซล (aerosols)	0.000001
โคลโลฟลูโอโรคโลไลด์ (CFCs)	0.0000002

1.2 การแบ่งชั้นบรรยากาศ

ในปี 1902 นักวิทยาศาสตร์ชาวฝรั่งเศส Leon Philippe Teisserenc de Bort ศึกษาผลการปล่อยบอลูนมากกว่า 200 ลูก พบว่าอุณหภูมิลดลงที่ระดับความสูงระหว่าง 8 และ 12 กิโลเมตร หลังจากนั้นพบว่าอุณหภูมิเพิ่มขึ้น ผลการวิจัย ต่อมาผ่านการใช้ลูกบอลูน และเทคนิคการใช้จรวดในการหยั่งอากาศ ทำให้เกิดโครงสร้างอุณหภูมิของบรรยากาศที่แต่ละความสูง แบ่งออกเป็น 4 ชั้นในแนวดิ่ง (รูปที่ 1.4)



รูปที่ 1.4 ชั้นบรรยากาศที่เกี่ยวข้องกับค่าอุณหภูมิเหนือพื้นผิวโลกในแต่ละชั้น

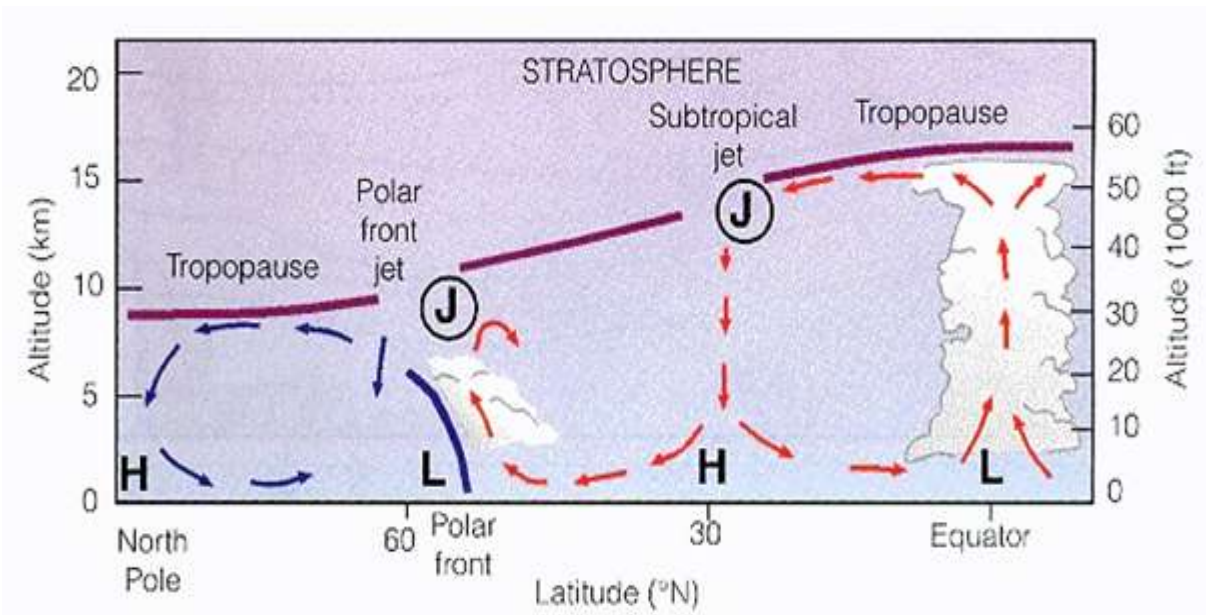
ชั้นที่ 1 โทรโพสเฟียร์ (Troposphere)

ชั้นล่างสุดอุณหภูมิลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น อุณหภูมิลดลงในอัตราเฉลี่ย 6.5 ° C ต่อ กิโลเมตร การตรวจสอบสภาพแวดล้อมที่เกิดขึ้นจริง การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ ความกดอากาศ ลมและความชื้นในแนวตั้ง โดยใช้วิทยุหึ่งอากาศ (radiosonde) ดังรูปที่ 1.5.ในการตรวจวัดค่าต่างๆ



รูปที่ 1.5 วิทยุหึ่งอากาศ (radiosonde)

การลดลงของอุณหภูมียังคงเป็นค่าเฉลี่ยความสูงประมาณ 12 กิโลเมตร แต่ชั้นความหนาของ troposphere นั้นไม่เหมือนกันทุกที่ ในเขตร้อนมีความสูงเกิน 16 กิโลเมตร แต่ในเขตขั้วโลกมีค่าต่ำกว่าเขตร้อน มีความสูงประมาณ 9 กิโลเมตร ดังรูปที่ 1.6 โทรโพสเฟียร์เป็นจุดสนใจหลักของนักอุตุนิยมวิทยาเพราะมันอยู่ในชั้นที่สำคัญอย่างยิ่ง เกิดปรากฏการณ์การเปลี่ยนแปลงของสภาพอากาศ เกิดเมฆ ฝน และพายุรุนแรงทั้งหมดกำเนิดขึ้นในชั้นบรรยากาศที่ต่ำที่สุดนี้ นี่คือเหตุผลที่โทรโพสเฟียร์มักถูกเรียกว่า weather sphere



รูปที่ 1.6 ชั้นความหนาของชั้นโทรโพสเฟียร์ที่เขตศูนย์สูตรและเขตขั้วโลก

ชั้นที่ 2 สตราโตสเฟียร์ (Stratosphere)

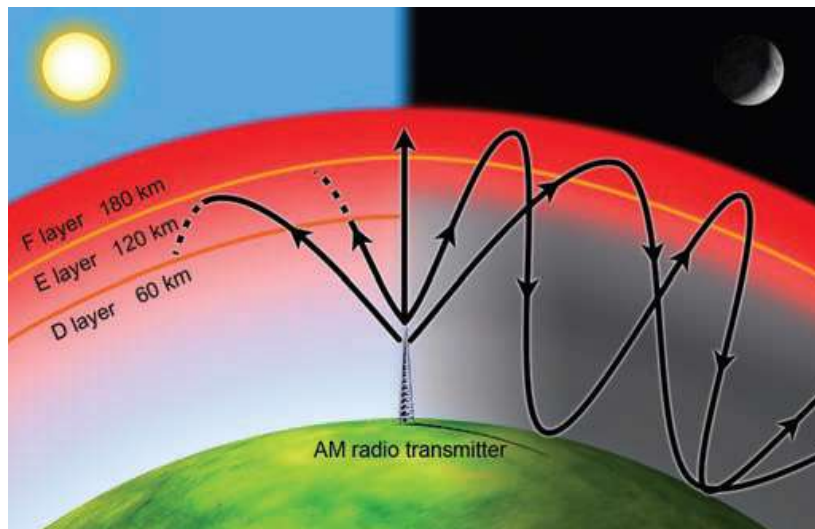
ในชั้นสตราโตสเฟียร์อุณหภูมิอากาศเริ่มเพิ่มขึ้นตามความสูง มีโทรโพพอส (tropopause) เป็นขอบเขตแบ่งระหว่างเขตโทรโพสเฟียร์กับสตราโตสเฟียร์ ความสูงของโทรโพพอสแตกต่างกันไป ดังรูปที่ 1.6 โดยทั่วไป tropopause จะยกตัวสูงในฤดูร้อนและลดต่ำลงในฤดูหนาว นักวิทยาศาสตร์ได้สังเกตเห็นเป็นแนวลมแรงเจ็ท (jet stream) ลักษณะเป็นลำแคบๆ ที่ยาวคดเคี้ยวที่มีความเร็วเกิน 100 นอต ที่ละติจูด 30 และ 60 เราจะเห็นได้ว่าในสตราโตสเฟียร์อุณหภูมิอากาศเริ่มเพิ่มขึ้นตามความสูงในรูปแบบของอุณหภูมิผกผัน (inversion) เหตุผลสำหรับการผกผันในสตราโตสเฟียร์คือโอโซนเป็นส่วนสำคัญในการทำให้อากาศร้อนขึ้นที่ระดับความสูง โอโซนมีความสำคัญเพราะมันดูดซับพลังงานแสงอาทิตย์อัลตราไวโอเล็ต (UV) บางส่วนของพลังงานที่ถูกดูดกลืนนี้ทำให้สตราโตสเฟียร์อุ่นขึ้น ซึ่งจะอธิบายทำไมมีการกลับกัน ถ้าโอโซนไม่ปรากฏอากาศอาจจะเย็นลงด้วยความสูงเช่นเดียวกับในโทรโพสเฟียร์

ชั้นที่ 3 มีโซสเฟียร์ (mesosphere)

อยู่เหนือสตราโตสเฟียร์ ในชั้นนี้มีอากาศเบาบางมาก และความดันบรรยากาศต่ำ อุณหภูมิลดลงตามความสูงเป็นชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิต่ำที่สุด คือประมาณ - 95 องศา C เป็นส่วนที่หนาวที่สุดในชั้นบรรยากาศของเราที่ระดับ 80 กิโลเมตร ชั้นบนสุดเรียกว่า MESOPAUSE ในบางครั้งจะมีเมฆเรืองแสง (NOCTILUCENT CLOUD) เกิดขึ้น โดยเมฆนี้ประกอบด้วยอนุภาคฝุ่นละอองที่มีน้ำแข็งปกคลุมอยู่

ชั้นที่ 4 เทอร์โมสเฟียร์ (thermosphere)

อยู่เหนือ mesosphere ในชั้นนี้มีโมเลกุลออกซิเจน (O_2) ดูดซับพลังงานแสงอาทิตย์ ในเทอร์โมสเฟียร์มีอะตอมและโมเลกุลค่อนข้างน้อย ดังนั้นการดูดซับพลังงานแสงอาทิตย์จำนวนเล็กน้อยอาจทำให้อุณหภูมิของอากาศเพิ่มขึ้นอย่างมากซึ่งอาจเกิน $500\text{ }^\circ\text{C}$ ยิ่งไปกว่านั้นมันมีอยู่ในเทอร์โมสเฟียร์ที่อนุภาคมีประจุจากดวงอาทิตย์ทำปฏิกิริยากับโมเลกุลของอากาศเพื่อสร้างแสงออโรราที่สวยงาม IONIZATION เกิดได้ดีในบรรยากาศชั้นนี้ ทำให้เกิดชั้นบรรยากาศ ที่เรียกว่า IONOSPHERE ซึ่งมีคุณสมบัติในการสะท้อนคลื่นวิทยุ



รูปที่ 1.7 ในเวลากลางคืนภูมิภาคที่สูงขึ้นของบรรยากาศรอบนอกโลก การสะท้อนคลื่นวิทยุ AM

1.3 สภาพอากาศ (Weather) และภูมิอากาศ (Climate)

สภาพอากาศ (Weather) จะเกี่ยวกับการอธิบายสภาพอากาศโดยทั่วไปที่เกิดขึ้นบริเวณใดบริเวณหนึ่ง และเพียงช่วงระยะเวลาหนึ่งเท่านั้น เช่น อุณหภูมิ ความกดอากาศ ความชื้น จำนวนเมฆ ฝน ทิศนะวีสัย และลม ซึ่งสิ่งเหล่านี้มีความเปลี่ยนแปลงไปตามวัน เวลา และสถานที่ และอาจจะเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา เช่น แต่ละภาคของประเทศไทยนั้นก็มึลักษณะสภาพอากาศที่แตกต่างกัน อุณหภูมิที่ต่างกัน และปริมาณฝนที่ไม่เท่ากัน เช่น สภาพอากาศในกรุงเทพมหานครวันนี้ มีอุณหภูมิเฉลี่ย 30 องศาเซลเซียส

ภูมิอากาศ (Climate) จะพูดถึงสภาพอากาศที่เกิดขึ้นเป็นประจำต่อเนื่องเป็นระยะเวลานาน ซึ่งจะไม่ค่อยเปลี่ยนแปลงมากเท่าใดนัก เช่น ภูมิอากาศแบบขั้วโลก ลักษณะจะเป็นแบบอากาศหนาวเย็น หรือประเทศไทยมีภูมิอากาศแบบมรสุมเขตร้อน จะมีลักษณะฝนตกตลอดทั้งปีสลับกับความแห้งแล้ง ซึ่งการเกิดภูมิอากาศของแต่ละพื้นที่จะเกี่ยวข้องปัจจัยต่าง ๆ บนโลกที่ทำให้เกิดลักษณะภูมิอากาศในแต่ละที่ที่มีความต่างกัน

บทที่ 2

การทำให้โลกและบรรยากาศร้อน

(Warming the Earth and the Atmosphere)

2.1 อุณหภูมิและการถ่ายเทความร้อน

หน่วยการวัดอุณหภูมิ และการแปลงองศา (เซลเซียส เป็น ฟาเรนไฮต์)

องศาเซลเซียส (Degree Celsius, สัญลักษณ์ °C)

เป็นหน่วยวัดอุณหภูมิหน่วยหนึ่งในระบบเอสไอ (SI) กำหนดให้จุดเยือกแข็งของน้ำคือ 0 °C และจุดเดือดคือ 100 °C ซึ่งปัจจุบันองศาเซลเซียสใช้กับแพร่หลายทั่วโลกในชีวิตประจำวัน จะยกเว้นก็มีสหรัฐอเมริกาและประเทศจาไมกาเท่านั้นที่นิยมใช้หน่วยองศาฟาเรนไฮต์ แต่ในประเทศดังกล่าว องศาเซลเซียสและเคลวินก็ใช้มากในด้านวิทยาศาสตร์

องศาฟาเรนไฮต์ (Fahrenheit, สัญลักษณ์ °F)

คือ ชนิดสเกลค่าวัดอุณหภูมิชนิดหนึ่ง ที่ถูกตั้งชื่อตามนักฟิสิกส์ชาวเยอรมันโดยที่ค่าสเกลองศาฟาเรนไฮต์นี้มีจุดเยือกแข็งอยู่ที่ 32 องศาฟาเรนไฮต์ โดยจะเขียนว่า 32 °F และมีจุดเดือดที่ 212 องศาฟาเรนไฮต์

การแปลงผันหน่วยอุณหภูมิ สูตรการแปลงอุณหภูมิ °C = 5 /9 (°F - 32).

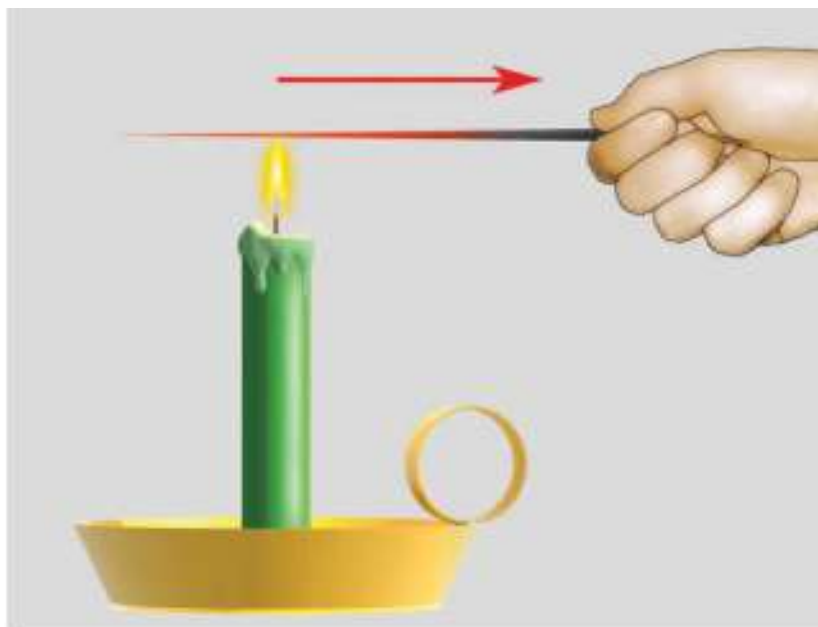
แปลงจาก	ไปเป็น	สูตร
องศาฟาเรนไฮต์ (Fahrenheit) T(°F)	องศาเซลเซียส Celsius T(°C)	$T(^{\circ}\text{C}) = (T(^{\circ}\text{F}) - 32) \times 5/9$
$T(^{\circ}\text{F}) \rightarrow T(^{\circ}\text{C})$		$T(^{\circ}\text{C}) = (T(^{\circ}\text{F}) - 32) / 1.8$
องศาเซลเซียส Celsius T(°C)	องศาฟาเรนไฮต์ (Fahrenheit) T(°F)	$T(^{\circ}\text{F}) = (9/5 \times T(^{\circ}\text{C})) + 32$
$T(^{\circ}\text{C}) \rightarrow T(^{\circ}\text{F})$		

การถ่ายเทความร้อน สามารถจำแนก ได้ออกเป็น 3 แบบ ดังนี้

การนำความร้อน (heat conduction)

คือ ปรากฏการณ์ที่พลังงานความร้อนถ่ายเทภายในวัตถุหนึ่ง ๆ หรือระหว่างวัตถุสองชิ้นที่สัมผัสกัน โดยมีทิศทางของการเคลื่อนที่ของพลังงานความร้อนจากบริเวณที่มีอุณหภูมิสูงไปยังบริเวณที่มี

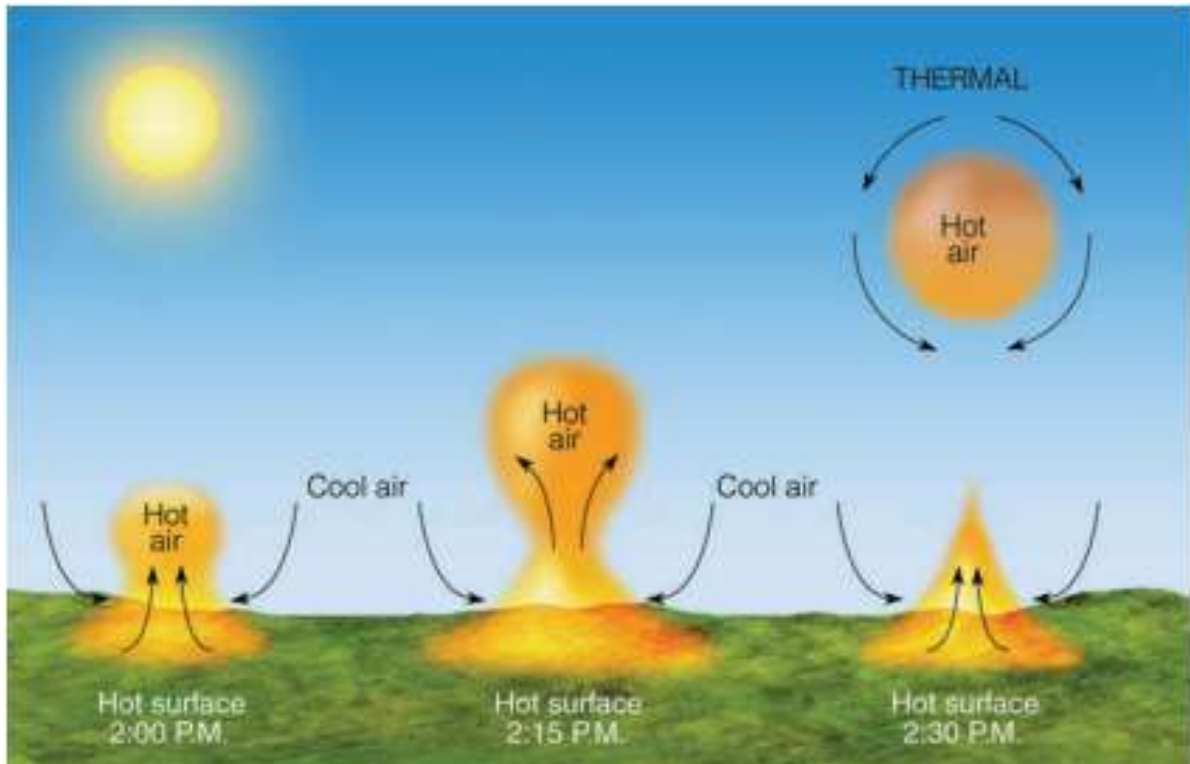
อุณหภูมิต่ำกว่า โดยที่ตัวกลางไม่มีการเคลื่อนที่ การนำความร้อนเป็นกระบวนการที่เกิดขึ้นบนชั้นอะตอมของอนุภาค เป็นหนึ่งในกระบวนการถ่ายเทความร้อน ในโลหะ การนำความร้อนเป็นผลมาจากการเคลื่อนที่ของอิเล็กตรอนอิสระ(คล้ายการนำไฟฟ้า)ในของเหลวและของแข็งที่มีสภาพการนำความร้อนต่ำเป็นผลมาจากการสั่นของโมเลกุลข้างเคียง ในก๊าซ การนำความร้อนเกิดขึ้นผ่านการสั่นสะเทือนระหว่างโมเลกุลหรือกล่าวคือการนำความร้อนเป็นลักษณะการถ่ายเทความร้อนผ่าน โดยตรงจากวัตถุหนึ่งไปยังอีกวัตถุหนึ่งโดยการสัมผัสกัน เช่น การเอามือไปจับกาน้ำร้อน จะทำให้ความร้อนจากกาน้ำถ่ายเทไปยังมือ จึงทำให้รู้สึกร้อน เป็นต้น วัสดุใดจะนำความร้อนดีหรือไม่ดี ขึ้นอยู่กับสัมประสิทธิ์การนำความร้อน (k)



รูปที่ 2.1 การนำความร้อน

การพาความร้อน (heat convection)

เป็นการถ่ายเทความร้อนที่เกิดขึ้นได้ ในสสารสองสถานะคือ ของเหลวและก๊าซ เนื่องจากเป็นสิ่งที่สามารถเคลื่อนที่ได้โดยจะมีทิศทางลอยขึ้นเท่านั้น เนื่องจาก เมื่อสสารได้รับความร้อนจะมีการขยายตัว ทำให้ความหนาแน่นต่ำลง และสสารที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า (ความหนาแน่นสูงกว่า) ก็จะลงมาแทนที่ ปรากฏการณ์นี้มีตัวอย่างคือ การเกิดลมบก ลมทะเล เป็นต้น การนำความร้อนเป็นการถ่ายเทความร้อนโดยการเคลื่อนที่ของโมเลกุลผ่านของแข็งหรือผ่านของไหลที่อยู่กับที่ อันเป็นผลมาจากอุณหภูมิที่แตกต่างกัน การนำความร้อนต่อหน่วยพื้นที่ ต่อหน่วยเวลา

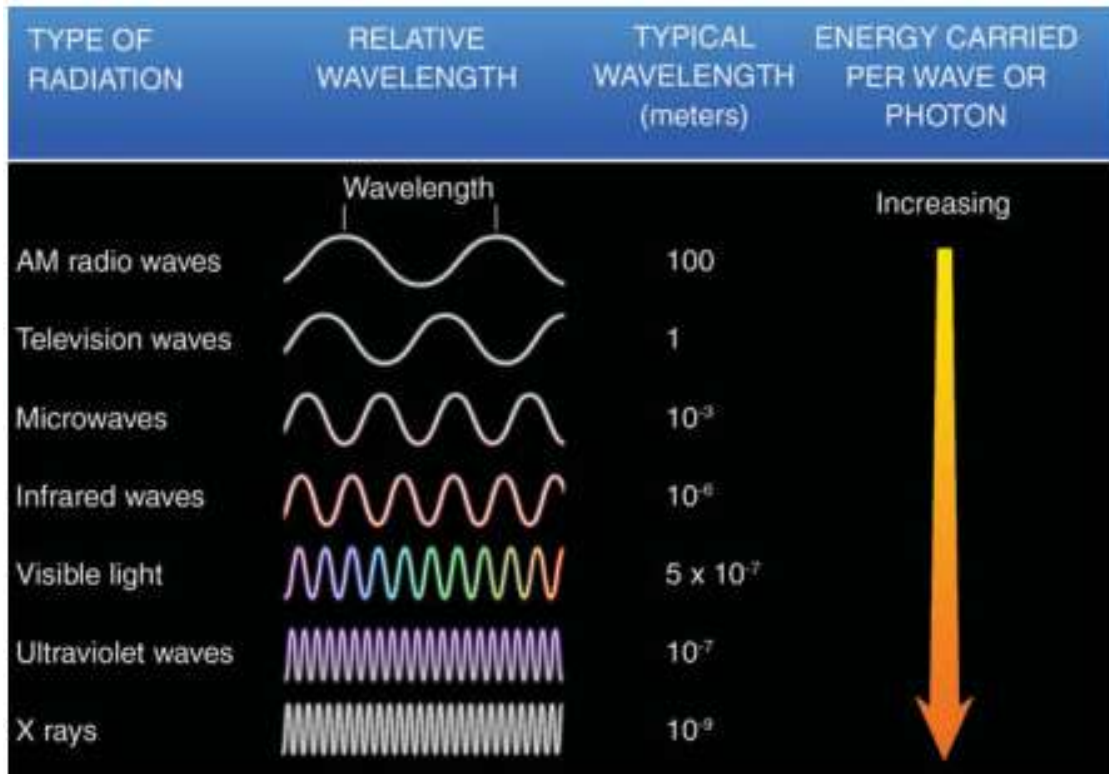


รูปที่ 2.2 การพาความร้อน

การแผ่รังสีความร้อน (Radiation)

เป็นการถ่ายเทความร้อนออกรอบตัวทุกทิศทุกทาง โดยมีต้องอาศัยตัวกลางในการส่งถ่ายพลังงาน ดังเช่น การนำความร้อน และการพาความร้อน การแผ่รังสีสามารถถ่ายเทความร้อนผ่านอวกาศได้ วัตถุทุกชนิดที่มีอุณหภูมิสูงกว่า -273°C หรือ 0 K (เคลวิน) ย่อมมีการแผ่รังสี วัตถุที่มีอุณหภูมิสูงแผ่รังสีคลื่นสั้น วัตถุที่มีอุณหภูมิต่ำแผ่รังสีคลื่นยาว เช่น การตากปลาแห้ง ตากเสื้อผ้ากลางแจ้ง ทั้งนี้การแผ่รังสี คือการถ่ายโอนความร้อนโดยไม่ต้องผ่านตัวกลางใดๆ เช่น ความร้อนที่เกิดจากดวงอาทิตย์ถือเป็นความร้อนที่เกิดจากการถ่ายโอนความร้อนโดยการแผ่รังสี โดยที่วัตถุแต่ละชนิดสามารถดูดกลืนความร้อนจากการแผ่รังสีได้ไม่เท่ากัน ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับ

1. สีของวัตถุ วัตถุสีดำหรือสีเข้มดูดกลืนความร้อนได้ดีกว่าวัตถุสีขาวหรือสีอ่อน
2. ผิววัตถุ วัตถุผิวขรุขระดูดกลืนความร้อนได้ดีกว่าวัตถุผิวเรียบและขัดมัน

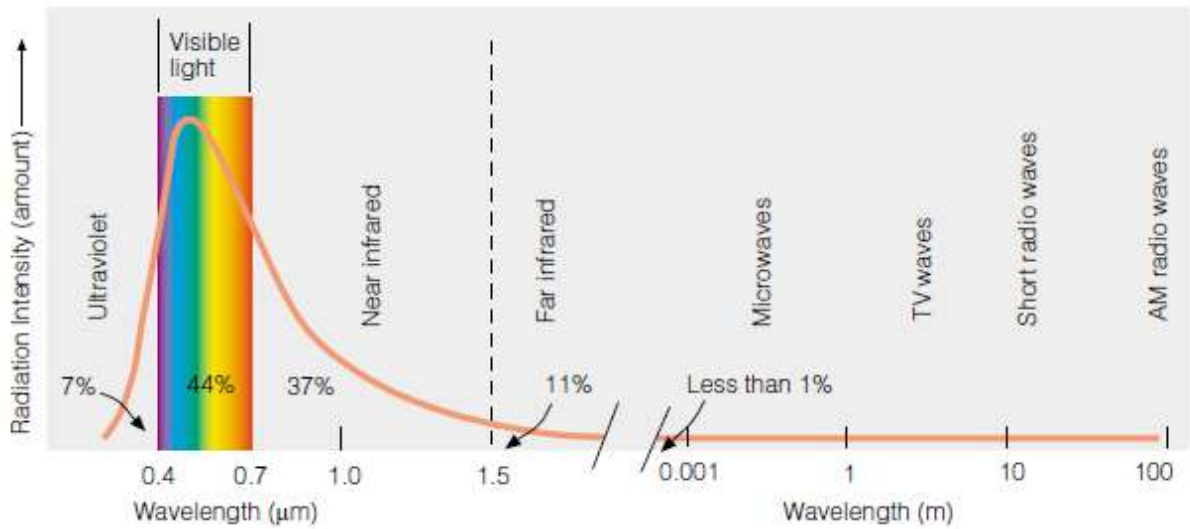


รูปที่ 2.3 การการแผ่รังสีความร้อน

2.2 ความสัมพันธ์ระหว่างโลกกับอาทิตย์

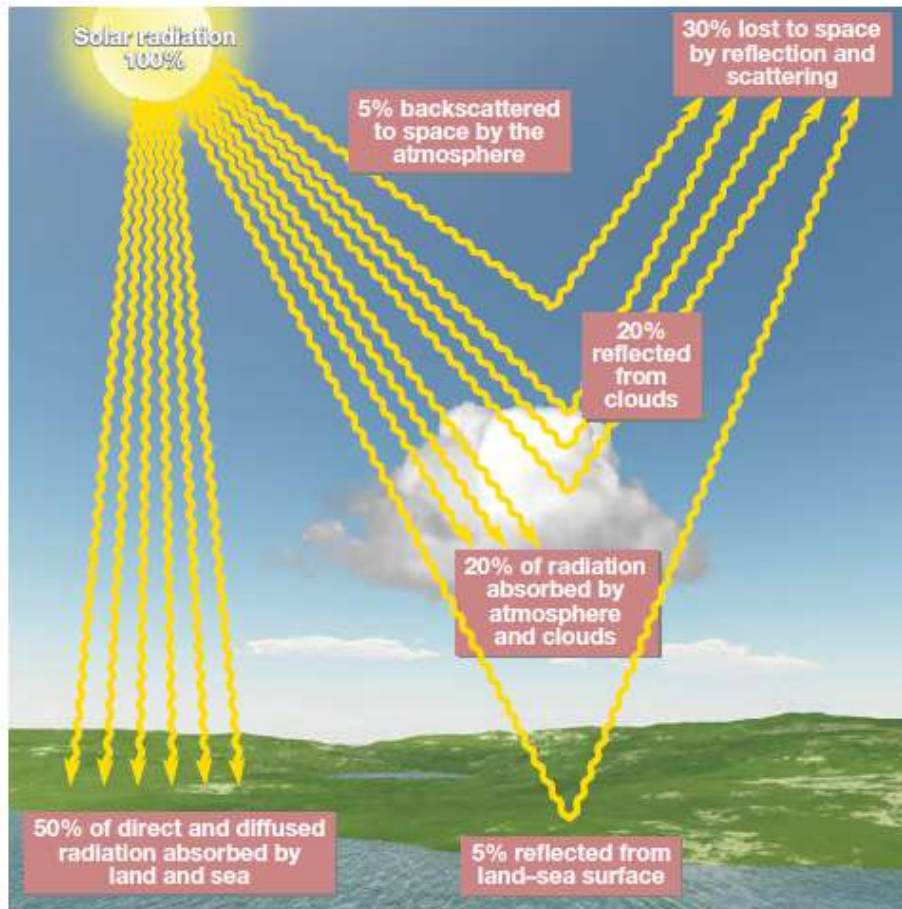
2.2.1 รังสีดวงอาทิตย์

พลังงานในบรรยากาศแทบทั้งหมดมาจากดวงอาทิตย์ในรูปของ รังสีแม่เหล็กไฟฟ้า (electromagnetic radiation) ส่วนปริมาณที่ได้รับจากการความร้อนภายในของโลกและจากดวงดาวมีเพียงเล็กน้อย ประมาณ 99% ของรังสีดวงอาทิตย์อยู่ในระยะความยาวคลื่นจาก 0.15 μ ถึง 4.0 μ ประมาณ 7% รังสีอุลตราไวโอเล็ต (ultraviolet) 44 %ในส่วนที่มองเห็นได้ (visible light) และ 48% เป็นอินฟราเรด (infralet) ในรูปของ electromagnetic spectrum ดังในรูปที่ 2.4 บางที่เราเรียก solar radiation ว่ารังสีคลื่นสั้น (short-wave radiation) โดยเฉลี่ยเพียง 43 % ของ Short-wave radiation จากดวงอาทิตย์เท่านั้น ที่ถูกดูดโดยผิวโลก



รูปที่ 2.4 สเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์ และร้อยละของพลังงานที่ดวงอาทิตย์ที่แผ่รังสีมายังโลก
เมื่อรังสีดวงอาทิตย์(solar radiation) เข้ามาในชั้นบรรยากาศมีการแลกเปลี่ยนความร้อนเกิดขึ้นในชั้น

บรรยากาศของโลกด้วยกรรมวิธี 3 อย่าง คือ การดูดซับ (absorption) การสะท้อน (reflection) และ การกระจาย (scattering) ส่วนมากของรังสีอุลตราไวโอเล็ตถูกดูดโดยโอโซนในชั้น stratosphere ไอน้ำ (water vapor) เป็นดูดซับ visible radiation ได้มาก เมฆและฝุ่นดูดซับในปริมาณที่แตกต่างกันแล้วแต่สภาพที่เป็นอยู่ในสภาพที่มีเมฆ ส่วนใหญ่ของรังสีดวงอาทิตย์จะถูกสะท้อนจากยอดเมฆออกไปสู่อวกาศภายนอก บางส่วนของรังสีที่มาถึงผิวโลกจะสะท้อนออกไปด้วยเช่นเดียวกัน รังสีดวงอาทิตย์จะถูกกระจายออกในทุกทิศทางได้โดยแก๊สและอนุภาคในบรรยากาศ บางส่วนของรังสีที่กระจายออกนี้สูญหายไปสู่อวกาศภายนอก แต่บางส่วนก็ลงมาถึงผิวโลก ดังรูปที่ 2.5 แสดงรังสีดวงอาทิตย์ที่เข้ามาเฉลี่ยทั้งโลก โดยเฉลี่ยประมาณ 50 เปอร์เซ็นต์ ของพลังงานแสงอาทิตย์ที่เข้ามาจะถูกดูดซับที่พื้นผิวโลก อื่นร้อยละ 30 สะท้อนและกระจายกลับสู่อวกาศโดย บรรยากาศเมฆและพื้นผิวสะท้อนแสงเช่นหิมะและน้ำและประมาณ 20 เปอร์เซ็นต์ถูกดูดซับโดยเมฆและก๊าซในชั้นบรรยากาศ

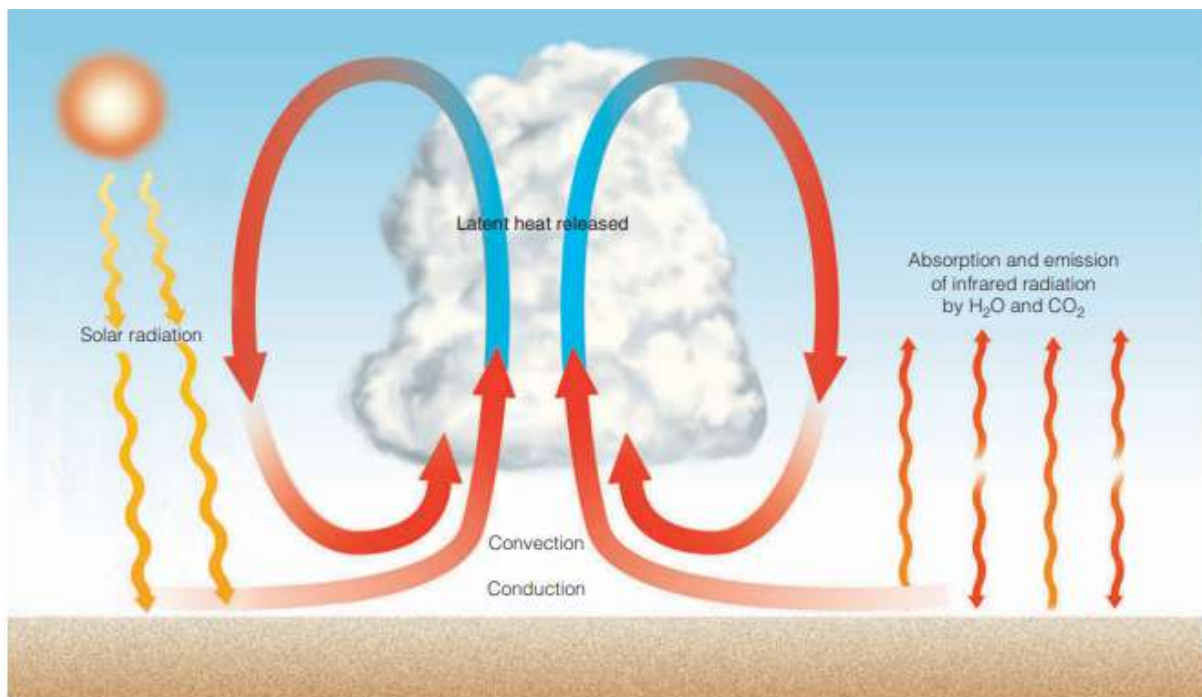


รูปที่ 2.5 แสดงรังสีดวงอาทิตย์ที่เข้ามายังโลกแล้วถูกดูดซับ สะท้อน และกระจาย

2.2.2 รังสีแห่งโลก (Terrestrial Radiation)

รังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ซึ่งถูกดูดโดยผิวโลก ได้ถูกเปลี่ยนเป็นพลังงานความร้อน อุณหภูมิเฉลี่ยผิวโลกประมาณ 15°C จึงเป็นผลให้โลกแผ่รังสี long-wave radiation (รังสีคลื่นยาว) โดยมากในระหว่าง $4.0\ \mu$ กับ $80\ \mu$ เรียกว่า รังสีแห่งโลก (terrestrial radiation) โลกแผ่รังสีพลังงานในความเข้มมากที่สุดที่ความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรดมากกว่า visible radiation แตกต่างจาก Solar radiation ซึ่งมีความเข้มมากที่สุดประมาณ $0.5\ \mu$ ในระยะที่เห็นได้ชัดที่สุดของ solar radiation เพียงปริมาณเล็กน้อยจะเป็นตัวดูดและตัวเปล่งที่สำคัญของ long-wave radiation จากโลก ก๊าซในบรรยากาศแต่ละชนิดเป็น selective absorber (ตัวดูดที่เลือกคลื่นไม่ตรงกัน) ของ Terrestrial radiation มันดูดคลื่นที่มีความยาวบางขนาด แต่ปล่อยให้ขนาดอื่นผ่านไปได้ ตัวอย่างเช่น โอโซนดูดรังสีอินฟราเรดได้ปานกลางในระยะความยาวคลื่นระหว่าง $9.6\ \mu$ กับ $15\ \mu$ ไอน้ำ และ คาร์บอนไดออกไซด์เป็นตัวดูดที่สำคัญของรังสีแห่งโลก มันดูดรังสีคลื่นยาวจากโลกได้เกือบทุกความ

ยาวคลื่น อย่างไรก็ตามรังสีแห่งโลกสามารถผ่านไอน้ำและคาร์บอนไดออกไซด์ได้ในระยะความยาวคลื่นระหว่างประมาณ 8 μ กับ 13 μ เรียกว่า atmospheric window ในสภาพที่มีเมฆ เมฆเป็นตัวดูดรังสีคลื่นยาวได้ดี โดยสะท้อนออกเพียงปริมาณเล็กน้อยของรังสีแห่งโลก ตรงกันข้ามกับการสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งสะท้อนได้มากกว่าการดูดรังสีแห่งโลกทำให้ไอน้ำอุ่นขึ้น รวมทั้งคาร์บอนไดออกไซด์และเมฆ เป็นผลให้สามารถเปล่งรังสีคลื่นยาวได้ด้วยตัวของมันเอง บางส่วนของพลังงานนี้กลับไปยังผิวโลก ซึ่งได้รับทั้งรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์และรังสีคลื่นยาวจากบรรยากาศ ถ้าท้องฟ้าไม่มีเมฆเต็ม รังสีแห่งโลกบางส่วนจะหนีผ่าน atmospheric window บางส่วนของรังสีคลื่นยาวที่ถูกดูดโดยไอน้ำ คาร์บอนไดออกไซด์และเมฆจะแผ่รังสีกลับไปยังอวกาศภายนอกในระหว่างเวลากลางคืน

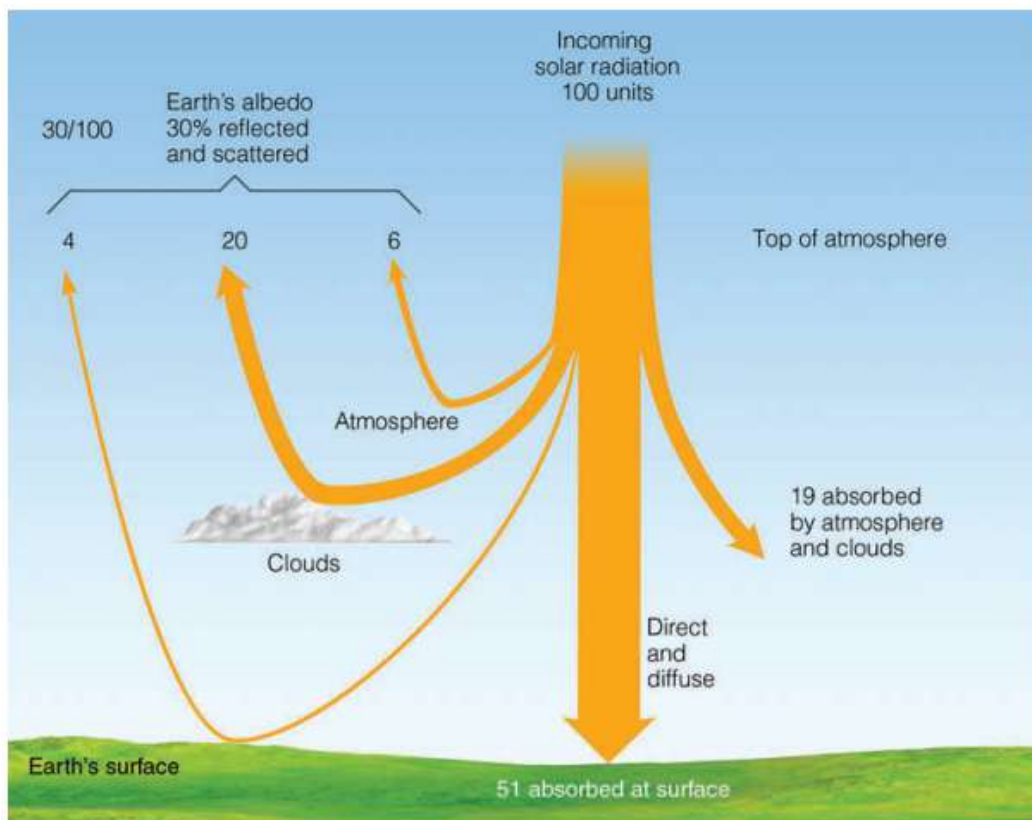


รูปที่ 2.6 อากาศในชั้นบรรยากาศด้านล่างได้รับความร้อนจากด้านล่าง แสงแดดทำให้พื้นดินอุ่นขึ้น และอากาศด้านบนก็อุ่นขึ้นโดยการนำความร้อน การพาความร้อน และการแผ่รังสีอินฟราเรดภาวะโลกร้อนเพิ่มเติมเกิดขึ้นระหว่างการกักตัวเนื่องจากความร้อนแผ่ถูกส่งไปยังอากาศภายในก้อนเมฆ

2.3 สมดุลพลังงานประจำปีของโลก (The Earth's Annual Energy Balance)

แม้ว่าอุณหภูมิเฉลี่ย ณ ที่ใดที่หนึ่งอาจแตกต่างกันไปในแต่ละปีโดยรวมของโลกอุณหภูมิสมดุลเฉลี่ยเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยเท่านั้น แต่แต่ละปีของโลกและชั้นบรรยากาศรวมกันต้องส่งออกไปสู่อวกาศเพียงแค่ว่าพลังงานที่ได้รับจากดวงอาทิตย์ต้องสมดุล

สมมติว่าพลังงานแสงอาทิตย์ 100 หน่วย เรารู้แล้วจากรูป 2.7 โดยเฉลี่ยแล้ว เมฆ โลก และชั้นบรรยากาศจะสะท้อนและกระจัดกระจาย 30 หน่วยกลับสู่อวกาศ และนั่นชั้นบรรยากาศและเมฆรวมกันดูดซับ 19 หน่วยโดยปล่อยให้รังสีทั้งทางตรงและทางอ้อม ดังนั้นรังสีจากดวงอาทิตย์จึงถูกดูดกลืนโดยพื้นดินจำนวน 51 หน่วย

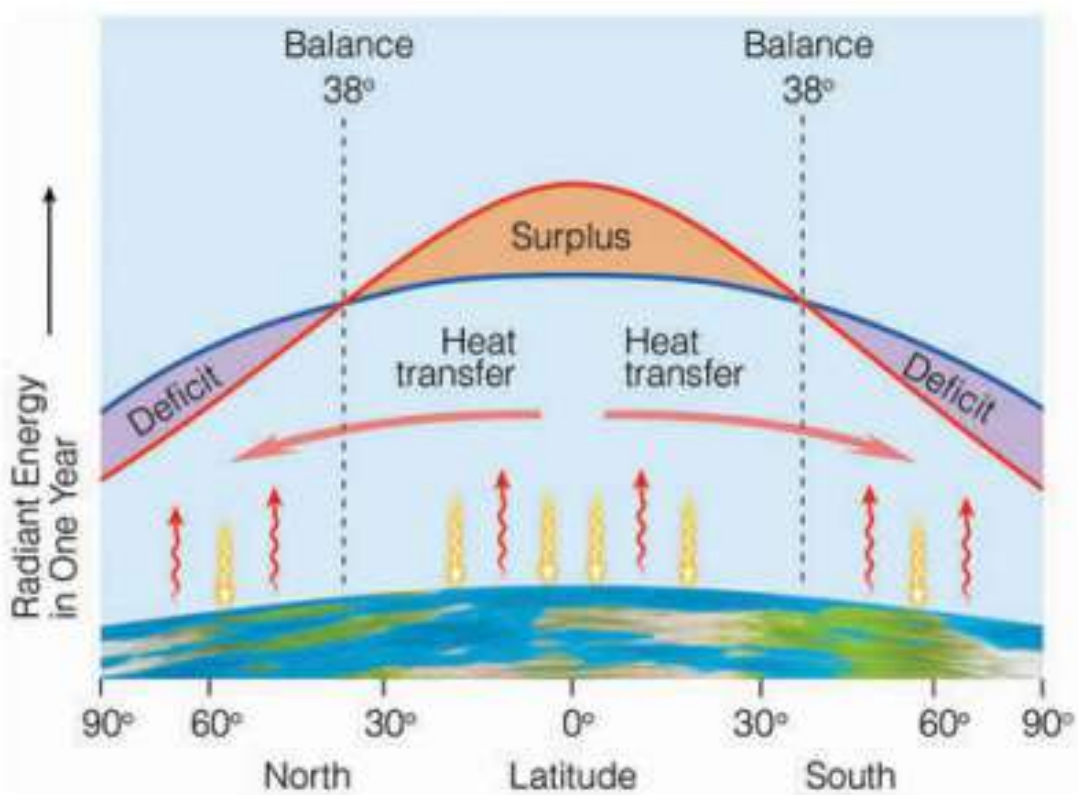


รูปที่ 2.7 สมดุลของพลังงานแสงอาทิตย์ทั้งหมดที่ไปถึงชั้นบรรยากาศของโลกทุกปี

ดังนั้น โลกและชั้นบรรยากาศจึงดูดซับพลังงานจากดวงอาทิตย์ ในการแลกเปลี่ยนพลังงานทั้งหมด ความสมดุลที่ละเอียดอ่อนจะยังคงอยู่เท่าเดิมไม่มีการเพิ่มขึ้นหรือสูญเสียพลังงานทั้งหมดทุกปีและอุณหภูมิเฉลี่ยของโลกและชั้นบรรยากาศค่อนข้างคงที่ นี่สมดุลไม่ได้หมายความว่าอุณหภูมิเฉลี่ยของโลกไม่เปลี่ยนแปลง

แต่การเปลี่ยนแปลงนั้นเล็กน้อยปีต่อปี (โดยปกติน้อยกว่าหนึ่งในสิบของปริมาณเฮลเซียส) และจะมีนัยสำคัญเมื่อวัดเท่านั้นนานหลายปี

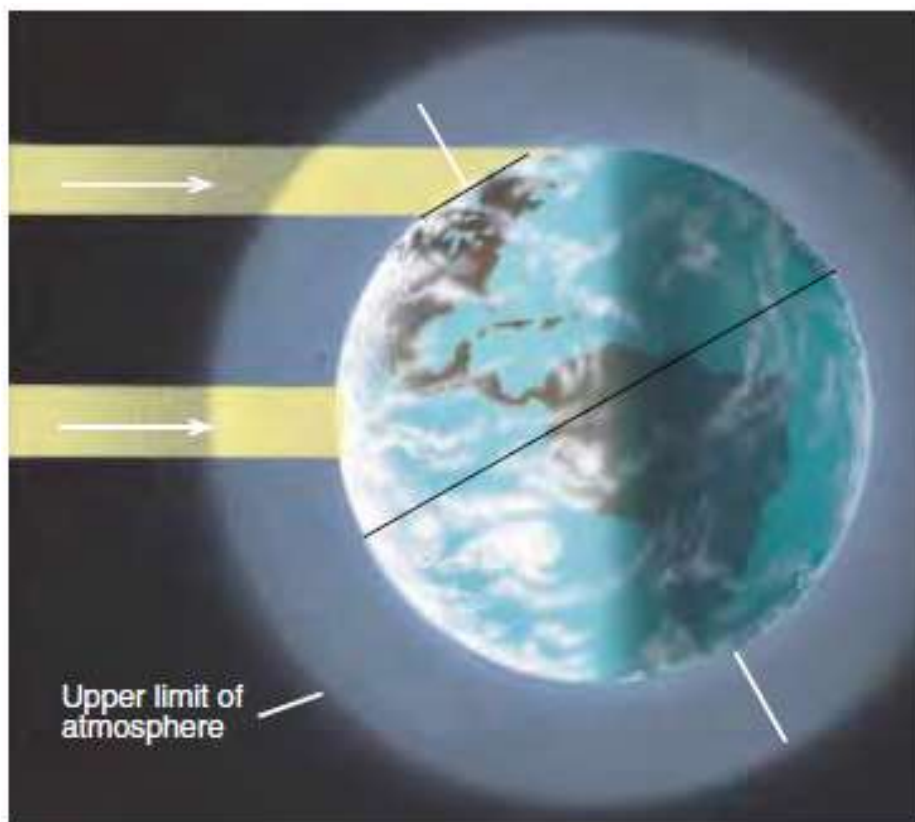
ทั้งที่โลกและชั้นบรรยากาศอยู่ด้วยกันรักษาสมดุลพลังงานประจำปี ความสมดุลดังกล่าวไม่รักษาไว้ในแต่ละละติจูด ละติจูดสูงมักจะสูญเสียมากกว่าพลังงานสู่อวกาศในแต่ละปีมากกว่าที่พวกเขาได้รับจากดวงอาทิตย์ ในขณะที่ละติจูดต่ำมีแนวโน้มที่จะได้รับพลังงานมากขึ้นมากกว่าการสูญเสียพลังงาน จากรูปที่ 2.8 เราจะเห็นได้ที่ละติจูดกลางใกล้ 38° เท่านั้นที่ปริมาณพลังงานที่ได้รับในแต่ละปีสมดุลกับจำนวนเงินที่สูญเสียไป จากนั้นเราอาจสรุปได้ว่าบริเวณขั้วโลกมีอากาศหนาวเย็นขึ้นทุกปี ในขณะที่เขตร้อนอุ่นขึ้น แต่สิ่งนี้ไม่ได้เกิดขึ้นเพื่อชดเชยสิ่งเหล่านี้การเพิ่มและการสูญเสียพลังงาน ลมในบรรยากาศและกระแสน้ำในมหาสมุทรหมุนเวียนอากาศอบอุ่นและน้ำไปสู่ขั้วโลกและอากาศเย็นและน้ำไปยังเส้นศูนย์สูตร ดังนั้นการถ่ายเทพลังงานความร้อนโดยการหมุนวนของบรรยากาศและมหาสมุทรช่วยป้องกันไม่ให้ละติจูดต่ำร้อนขึ้นอย่างต่อเนื่องและละติจูดสูงจากที่เย็นขึ้นเรื่อยๆ รอบเหล่านี้มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อสภาพอากาศและภูมิอากาศ



รูปที่ 2.8 รังสีอาทิตย์ที่เข้ามาโดยเฉลี่ยต่อปี(เส้นสีแดง) ดูดซับโดยโลกและชั้นบรรยากาศ พร้อมกับรังสีอินฟราเรดประจำปีเฉลี่ย (เส้นสีน้ำเงิน) ที่ปล่อยออกมาจากโลกและบรรยากาศ

2.4 การเกิดฤดูกาล (seasons)

ความเข้าใจฤดูกาลปริมาณพลังงานแสงอาทิตย์ที่ได้รับ ณ ตำแหน่งใดๆ (insolation) จะแตกต่างกันไปตามละติจูด ช่วงเวลาระหว่างวัน และฤดูกาล ความร้อนที่ไม่เท่ากันบนพื้นผิวโลก ในช่วงฤดูร้อนของซีกโลกเหนือแสงแดดที่ตกกระทบทำมุมเอียงกับบริเวณขั้วโลกจะถูกดูด (absorbing) กระจิง (scattering) และสะท้อนกลับ (reflecting) มากกว่า (เย็นกว่า) แสงแดดที่ตกกระทบทำมุมตั้งฉากกับผิวโลก (ร้อนกว่า) ดังรูปที่ 2.7 ส่งผลให้เกิดลม และเกิดกระแสน้ำในมหาสมุทร ซึ่งส่งผ่านความร้อนไปยังขั้วโลก เพื่อให้เกิดสมดุลจากความไม่เท่าเทียมกันของพลังงาน ผลที่ตามมาของกระบวนการเหล่านี้คือปรากฏการณ์ต่างๆ ที่เราเรียกว่าสภาพอากาศ หากไม่มีพลังงานจากดวงอาทิตย์จะไม่มีลมทั่วโลกและกระแสน้ำในมหาสมุทร แต่ตราบใดที่ดวงอาทิตย์ส่องแสงมายังโลก จะเกิดลมพัด และปรากฏการณ์ต่างๆ ของอากาศจะยังคงมีอยู่ อย่างไรก็ตามเราจะต้องรู้ว่าทำไมละติจูดที่แตกต่างกันได้รับพลังงานแสงอาทิตย์ปริมาณที่ต่างกัน และทำไมปริมาณพลังงานแสงอาทิตย์ที่ได้รับในระหว่างปี ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงฤดูกาลระหว่างการเคลื่อนที่ของโลก



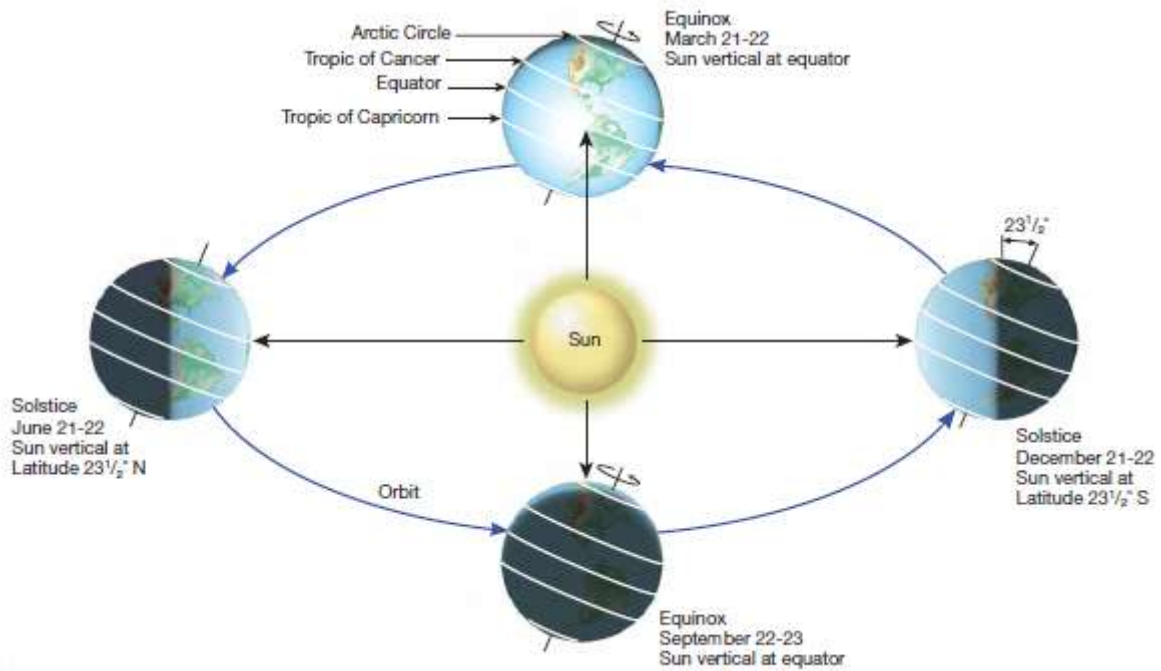
รูปที่ 2.9 พลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบทำมุมต่างๆ กับผิวโลก (insolation)

การเคลื่อนที่ของโลกมีการเคลื่อนที่ 2 อย่างคือ การหมุนรอบตัวเองบนแกนหมุนของโลกเอง เป็นวงจรรายวันของกลางวันและกลางคืน และการหมุนโคจรรอบดวงอาทิตย์ลักษณะเป็นวงรี ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์มีค่าเฉลี่ยประมาณ 150 ล้านกิโลเมตร (93 ล้านไมล์) ในแต่ละปีประมาณวันที่ 3 มกราคมโลกอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุดประมาณ 147.3 ล้านกิโลเมตร (91.5 ล้านไมล์) ประมาณอีกหกเดือนต่อมาในวันที่ 4 กรกฎาคมโลกห่างจากดวงอาทิตย์ประมาณ 152.1 ล้านกิโลเมตร (94.5 ล้านไมล์) ตำแหน่งที่เรียกว่า aphelion แม้ว่าโลกจะอยู่ใกล้กับดวงอาทิตย์มากที่สุด และในเดือนมกราคมโลกได้รับพลังงานมากกว่าในเดือนกรกฎาคม 7% ความแตกต่างของพลังงานนี้มีบทบาทเล็กน้อยต่อผลของอุณหภูมิตามฤดูกาลที่เปลี่ยนแปลงไปขณะที่ว่าโลกอยู่ใกล้ที่สุดดวงอาทิตย์ในช่วงฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ

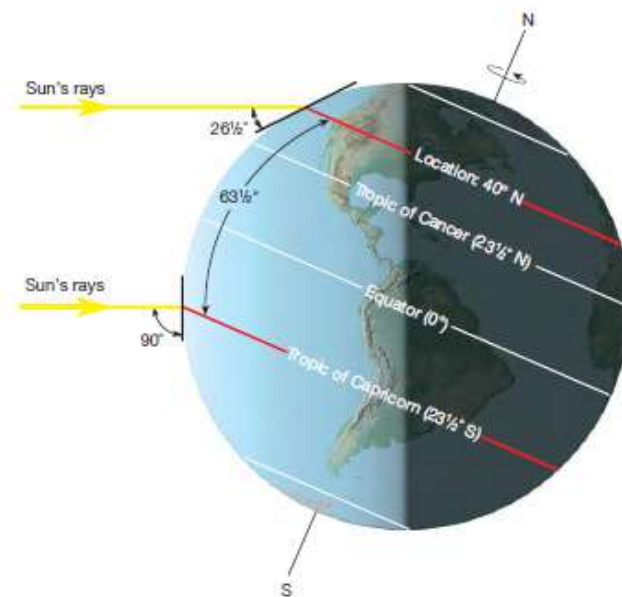
วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์โดยแกนของโลกเอียง $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ จากแนวตั้งฉากกับระนาบของวงโคจรรอบดวงอาทิตย์ เรียกว่าระนาบของสุริยุปราคา (declination) ตัวอย่างเช่นในเดือนมิถุนายนของทุกปี ตำแหน่งในวงโคจรในซีกโลกเหนือทำมุมเอียง $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ หันเข้าหาดวงอาทิตย์ (ด้านซ้ายในรูปที่ 2.8) หกเดือนต่อมาในเดือนธันวาคมเมื่อโลกได้ย้ายไปที่ฝั่งตรงข้ามของวงโคจรซีกโลกใต้หันเข้าหาดวงอาทิตย์ทำมุมเอียง $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ (รูปที่ 2.10, ขวา) ในการโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์จุดที่รังสีของดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกับโลกจะย้ายจาก $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ ทางตอนเหนือของเส้นศูนย์สูตรเป็น $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ ทางทิศใต้ของเส้นศูนย์สูตร (รูปที่ 2.10)

Solstices ขึ้นอยู่กับรังสีของดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกับโลกในแต่ละปีมีความสำคัญอย่างยิ่ง ในวันที่ 21-22 มิถุนายน รังสีของดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกับโลก ที่ละติจูด $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ ในละติจูด ทางทิศเหนือของเส้นศูนย์สูตร ที่รู้จักกันในชื่อ Tropic of Cancer (รูปที่ 2.8) สำหรับคนที่อาศัยอยู่ทางเหนือของซีกโลกวันที่ 21-22 มิถุนายน เป็นที่รู้จักกันในนามครีษมายันวัน วันแรกของฤดูร้อน หกเดือนต่อมาในวันที่ 21-22 ธันวาคม Earth อยู่ในตำแหน่งตรงข้ามกับรังสีของดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกับโลกที่ $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ ละติจูดใต้ เรียกว่า Tropic of Capricorn . สำหรับผู้ที่อยู่ในซีกโลกเหนือวันที่ 21-22 ธันวาคม คือครีษมายันในวันแรกของฤดูหนาว สำหรับคนที่อาศัยอยู่ทางใต้ของซีกโลกเป็นวันแรกของฤดูร้อน

Equinoxes รังสีของดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกับโลกที่เส้นศูนย์สูตร เกิดขึ้นกึ่งกลางระหว่าง solstices 22-23 กันยายน เป็นวันแรกของฤดูใบไม้ร่วงในซีกโลกเหนือและวันที่ 21-22 มีนาคม คือวันแรกของฤดูใบไม้ผลิ Equinox (เรียกอีกอย่างว่า วสันตวิษุวัต)



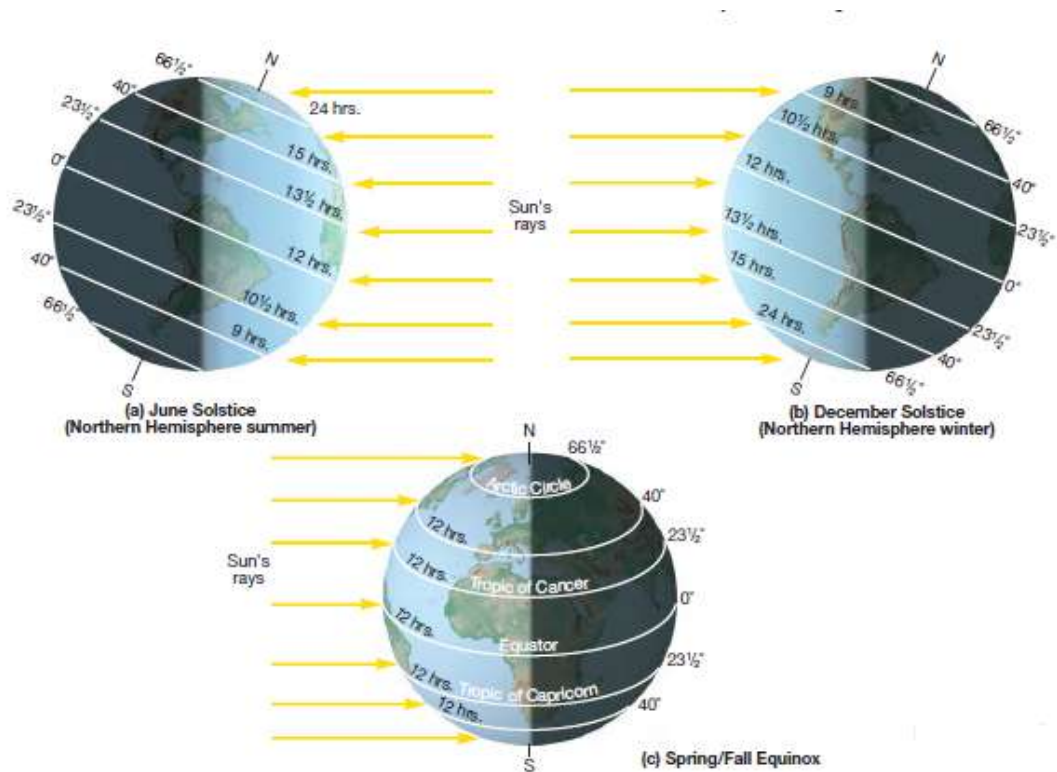
รูปที่ 2.10 วงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์



รูปที่ 2.11 รังสีของดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกับโลก

ความยาวนานของวันจะถูกกำหนดโดยตำแหน่งของโลกที่สัมพันธ์กับรังสีของดวงอาทิตย์ความยาวของกลางวันในวันที่ 21 มิถุนายน ซึ่งเป็นฤดูร้อนในซีกโลกเหนือมีความยาวกลางวันยาวกว่ากลางคืน ฤดูหนาวเริ่มต้น 21 ธันวาคมในซีกโลกเหนือมีความยาวกลางวันสั้นกว่ากลางคืน ความคิดของแบ่งเป็นสี่ฤดูจาก

ความสัมพันธ์ Earth - Sun ปรัชญาการณีสภาพอากาศเราเชื่อมโยงตามปกติกับแต่ละฤดูกาล ทำให้ไม่ตรงกับดาราศาสตร์ ฤดูกาลจะแบ่งปีเป็นสี่ช่วงเวลา ช่วงเวลาละสามเดือนตามค่าอุณหภูมิดังนั้นฤดูหนาวกำหนดเป็นเดือนธันวาคม มกราคมและกุมภาพันธ์ (DJF) สามเดือนที่หนาวที่สุดของปีในซีกโลกเหนือ ฤดูร้อนคือสามเดือนที่ร้อนที่สุด มิถุนายน, กรกฎาคม และสิงหาคม (JJA) ฤดูใบไม้ผลิ มีนาคม, เมษายน, พฤษภาคม (MAM) คือสามเดือนที่อบอุ่น และฤดูใบไม้ร่วงกันยายน ตุลาคม และพฤศจิกายน (SON) ต้นไม้เปลี่ยนสีสดใสก่อนที่จะทิ้งใบไม้ของพวกเขา ซึ่งแสดงให้เห็นถึงวงกลมแห่งการให้แสงสว่าง - นั่นคือขอบเขตแยกครั้งมีดของโลกออกจากครึ่งสว่างความยาวของแสงตะวันถูกสร้างขึ้นโดยการเปรียบเทียบเศษส่วนของเส้นละติจูดที่อยู่ด้าน "กลางวัน" ของวงกลมของการส่องสว่างด้วยเศษส่วนที่ด้าน "กลางคืน" (รูปที่ 2.9) Arctic Circle ($66\frac{1}{2}^{\circ}$ north) ในวันที่ 21 มิถุนายนซึ่งเป็นระยะเวลากลางวันคือ 24 ชั่วโมง สถานที่ตั้งอยู่ที่หรือทางเหนือของ Arctic Circle สัมผัสกับ "พระอาทิตย์เที่ยงคืน" ประมาณหกเดือน ลักษณะของครีษมายัน (solstice) สำหรับซีกโลกเหนือ ในช่วงเวลากลางวันเท่ากับกลางคืน (equinox หมายถึง "เวลากลางวันเท่ากับเวลากลางคืน" ที่เท่าเทียมกัน) ทุกพื้นที่บนโลก



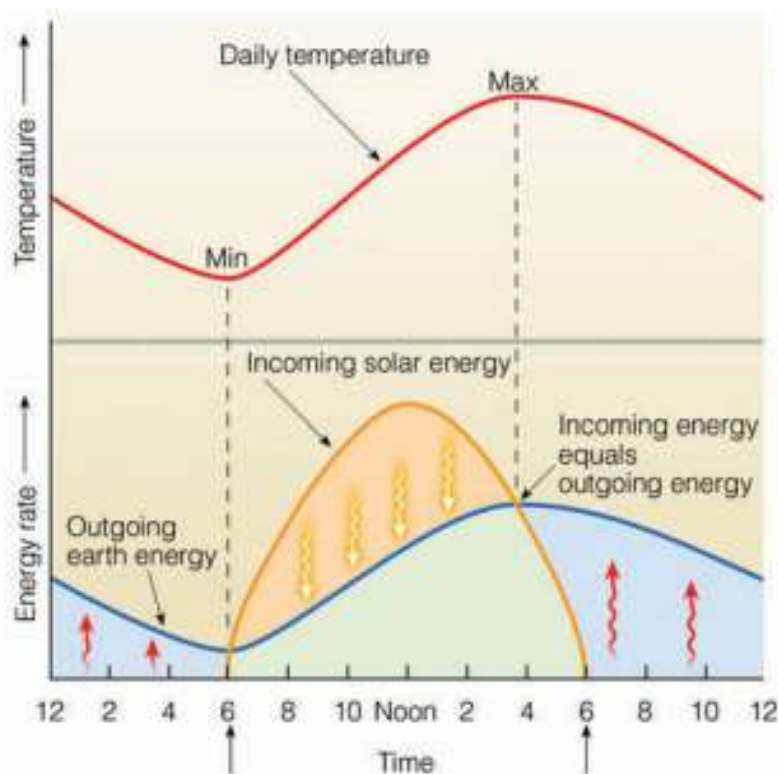
รูปที่ 2.12 ลักษณะเฉพาะของ solstices และ Equinoxes

บทที่ 3

อุณหภูมิของอากาศ

(Air Temperature)

อุณหภูมิของอากาศเป็นองค์ประกอบสำคัญของสภาพอากาศ กำหนดว่าเราควรแต่งตัวอย่างไรในแต่ละวัน การบันทึกข้อมูลอุณหภูมิมีความสำคัญอย่างมากต่อเราทุกคน หากไม่มีข้อมูลที่ถูกต้องประเภทนี้ การทำงานของเกษตรกร นักวิเคราะห์สภาพอากาศ วิศวกรบริษัทผลิตไฟฟ้า ฯลฯ การพิจารณาความผันแปรของอากาศในแต่ละวันของอุณหภูมิ ทำไมเวลาที่อบอุ่นที่สุดของวันมักจะเป็นช่วงบ่าย (14.00) ทำไมอากาศที่หนาวที่สุดจึงมักจะมาในช่วงเช้ามืด (รูปที่ 3.1) และทำไมคืนที่สงบและปลอดโปร่งจึงมักจะหนาวเย็นกว่าลมแรง ปัจจัยที่ทำให้อารมณ์แปรปรวนจากที่หนึ่งไปยังอีกที่หนึ่งแล้วเราจะดูที่ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิรายวัน รายเดือน และรายปี และมุ่งสู่การใช้งานจริงสำหรับชีวิตประจำวัน



รูปที่ 3.1 การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศในแต่ละวันจะถูกควบคุมโดยพลังงานที่เข้ามา (ส่วนใหญ่มาจากดวงอาทิตย์) และพลังงานที่ส่งออกจากพื้นผิวโลก เมื่อพลังงานที่เข้ามามากกว่าพลังงานที่ส่งออก (สีส้ม) อุณหภูมิของอากาศสูงขึ้น พลังงานที่ส่งออกเกินพลังงานที่เข้ามา (สีฟ้า) อุณหภูมิของอากาศลดลง

3.1 การวัดอุณหภูมิ

การวัดอุณหภูมิของอากาศผิวพื้นในทางปฏิบัติทางอุตุนิยมวิทยาตรวจวัดอากาศอิสระที่มีความสูงระหว่าง 1.25-2.00 เมตรเหนือระดับพื้นดิน โดยทั่วไปพบว่าอุณหภูมินี้แทนสภาพที่รู้สึกได้โดยที่อาศัยอยู่บนโลก อุณหภูมิอากาศได้แท้จริง เฮอร์โมมิเตอร์จะต้องได้รับการป้องกันจากรังสีของดวงอาทิตย์ ต้องมีการระบายอากาศได้พอเพียง เพื่อจะได้แสดงอุณหภูมิของอากาศ การป้องกันสองวิธีที่ใช้กันทั่วไป คือ

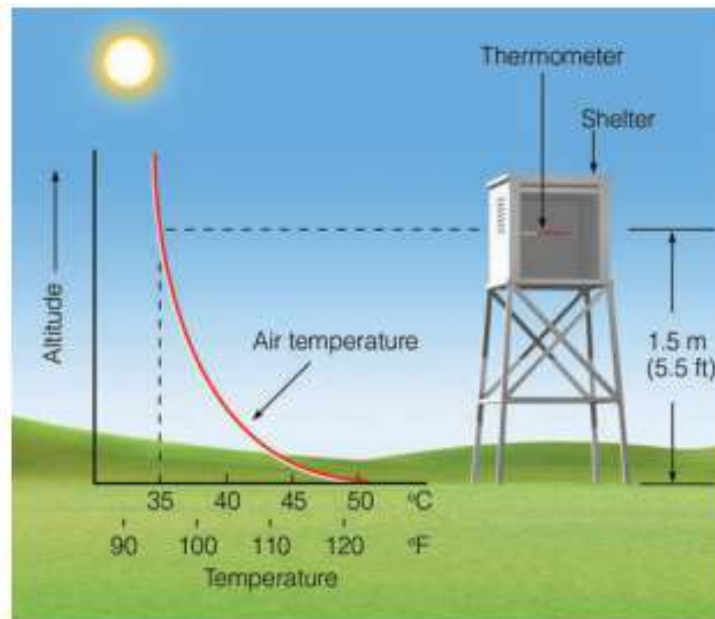
(ก) เครื่องกำบัง thermometer ชนิดบานเกล็ด

(ข) ผาครอบโลหะขัดมันซึ่งระบายอากาศได้เอง

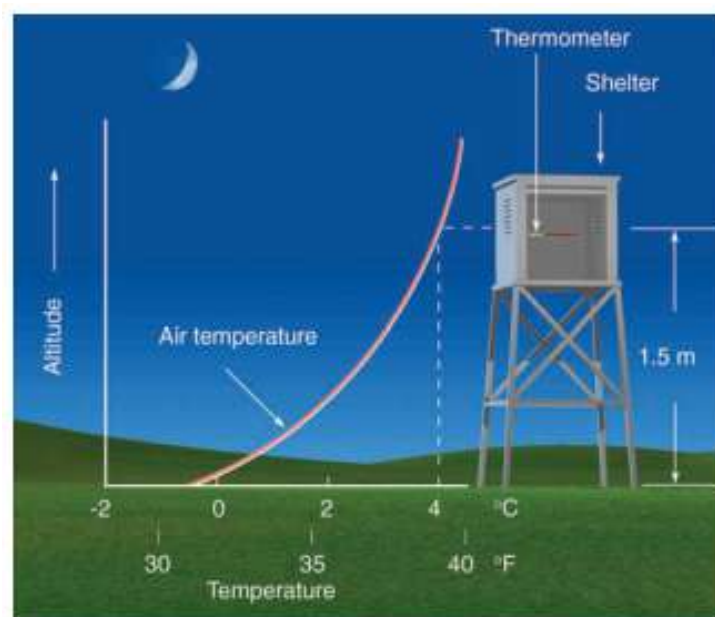
เครื่องมือจะต้องติดตั้งในที่ที่มีอากาศหมุนเวียนอยู่ในสถานที่นั้น อุณหภูมิจะต้องไม่อยู่ในอิทธิพลของสภาพที่ไม่เป็นธรรมชาติ เช่น ตึกใหญ่และลานซิเมนต์อันกว้างขวาง หรือถนนลาดยาง เป็นต้น เท้าที่จะเป็นไปได้พื้นดินที่อยู่ภายใต้เครื่องมือจะต้องปกคลุมด้วยหญ้าเกเรียน เป็นพื้นโลกธรรมชาติของแถบนั้น

การเปลี่ยนแปลงประจำวันของอุณหภูมิอากาศที่ผิวพื้นในระหว่าง ๒๔ ชั่วโมงเหนือท้องทะเล จะมีการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิน้อยกว่าเหนือพื้นดินการเปลี่ยนแปลงประจำวันในอุณหภูมิผิวหน้าทะเล โดยปกตินี้ต่ำกว่า 1 °C และอุณหภูมิอากาศใกล้ผิวน้ำจะคงที่ในสภาพที่ทะเลสงบ ในแถบทะเลทรายอุณหภูมิของอากาศอาจเปลี่ยนจากกลางวันและกลางคืนได้มากกว่า 20 °C บริเวณชายฝั่งทะเลการเปลี่ยนแปลงประจำวันของอุณหภูมิจึงขึ้นอยู่กับทิศทางของลม ถ้าลมพัดออกจากฝั่งอุณหภูมิเปลี่ยนแปลงมาก และถ้าพัดเข้าหาฝั่งอุณหภูมิจะเปลี่ยนเพียงเล็กน้อย ลมบกและลมทะเลประจำถิ่นช่วยลดช่วงของการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิลงได้ โดยทั่วไปการเปลี่ยนแปลงประจำวันของอุณหภูมิอากาศผิวพื้นจะมีมาก ถ้าอยู่ในสภาพลมสงบ ถ้ามีลมแรงอากาศจะผสมคลุกเคล้ากันได้มาก ความร้อนที่ได้รับในตอนกลางวันและความร้อนที่สูญเสียในตอนกลางคืนจะเฉลี่ยกันโดยอนุเป็นอันมากของก๊าซในบรรยากาศ เป็นผลให้ช่วงเปลี่ยนประจำวันของอุณหภูมิลดลงในระหว่างสภาพที่มีลม ท้องฟ้าที่มีเมฆจะช่วยลดช่วงเปลี่ยนประจำวันของอุณหภูมิ ในระหว่างเวลากลางวันเมฆจะถูกดูดหรือส่งต่อปริมาณของรังสีดวงอาทิตย์ได้เพียงเล็กน้อยเท่านั้น ส่วนใหญ่จะถูกสะท้อนกลับออกไปยังอวกาศโดยไม่ลงมาถึงผิวโลก โดยกลับกัน ในเวลากลางคืนเมฆจะดูดรังสีคลื่นยาวที่แผ่ขึ้นไปจากผิวโลกแล้วจะแผ่พลังงานความร้อน ส่วนใหญ่ที่ได้รับกลับมายังผิวโลกอีกครั้งหนึ่งเมฆคล้ายกับเป็นผ้าห่มที่คอยเก็บรักษาความอบอุ่นของพื้นโลก

การเปลี่ยนแปลงประจำวันของอุณหภูมิอากาศผิวพื้น ในตอนกลางวันบริเวณใกล้พื้นดินรับรังสีความร้อนที่คายออกจากผิวพื้นจึงมีอุณหภูมิสูงกว่าบริเวณที่สูงขึ้นไป (รูปที่ 3.2) ตอนกลางคืนการเย็นลงของผิวพื้นเนื่องจากการแผ่รังสีแล้วอากาศใกล้พื้นดินก็จะเย็นลง (รูปที่ 3.3)



รูปที่ 3.2 ในวันที่อากาศแจ่มใสและสงบอากาศใกล้ผิวพื้นอุ่นกว่าอากาศเหนือพื้นผิวประมาณหนึ่งเมตร



รูปที่ 3.3 ในคืนที่อากาศแจ่มใสและสงบอากาศใกล้ผิวพื้นจะเย็นกว่าอากาศข้างบนมาก

ผลของสิ่งแวดล้อมจะเห็นได้ชัดเจนในนครใหญ่ๆ ในคืนที่ท้องฟ้าโปร่งและลมสงบเจียบอุณหภูมิ ณ ใจกลางเมืองอาจสูงกว่าในทุ่งนาได้มากกว่า 5 °C อุณหภูมิในเวลากลางวันก็จะถูกกระทบกระเทือนโดยความร้อนที่เกิดขึ้นจากกิจกรรมต่างๆ ในอาคารของนครใหญ่ๆ

ปัจจัยสำคัญที่สุดที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศในรอบวันคือ การหมุนรอบตัวเองของโลก ซึ่งทำให้มุมที่แสงอาทิตย์ตกกระทบพื้นผิวโลกเปลี่ยนแปลงไป เวลาเที่ยงวันดวงอาทิตย์อยู่สูงเหนือขอบฟ้ามากที่สุด แสงอาทิตย์ตกกระทบพื้นโลกเป็นมุมฉากจึงมีความเข้มข้นสูง ส่วนในเวลาเช้าและเย็น ดวงอาทิตย์อยู่ใกล้ขอบฟ้า แสงตกกระทบพื้นโลกเป็นมุมเฉียง ลำแสงครอบคลุมพื้นที่กว้างทำให้ความเข้มข้นของแสงจึงมีน้อยกว่าเวลาเที่ยง อีกประการหนึ่งในช่วงเวลาเที่ยงแสงอาทิตย์ส่องผ่านบรรยากาศเป็นระยะทางไม่มาก แต่ในช่วงเวลาเช้าและเย็น แสงอาทิตย์ทำมุมลาดและเดินทางผ่านชั้นบรรยากาศเป็นระยะทางไกล ความเข้มข้นของแสงจึงถูกบรรยากาศกรองให้ลดน้อยลง ยังผลให้อุณหภูมิต่ำลงไปอีก

3.2 การควบคุมอุณหภูมิ

ปัจจัยหลักที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิจากที่หนึ่งไปอีกที่หนึ่งเรียกว่าการควบคุมอุณหภูมิ การควบคุมอุณหภูมิที่สำคัญ คือ

1. ละติจูด

เป็นตัวกำหนดอุณหภูมิของอากาศในพื้นที่ของภูมิภาคต่าง ๆ

1. เขตละติจูดต่ำ บริเวณเส้นศูนย์สูตร มีอุณหภูมิของอากาศสูง
2. เขตละติจูดกลาง เป็นเขตอากาศอบอุ่น
3. เขตละติจูดสูง บริเวณใกล้ขั้วโลก มีอุณหภูมิของอากาศต่ำ

2. ระยะทางอยู่ใกล้หรือไกลจากทะเล

1. ดินแดนที่อยู่ห่างไกลจากทะเลมาก ๆ จะไม่ได้รับอิทธิพลความชื้นจากทะเลทำให้มีภูมิอากาศแห้งแล้งมีปริมาณฝนน้อย หรือเป็นทะเลทราย เช่น ทะเลทรายโกบีในมองโกเลีย เขตซินเกียง และบริเวณตอนกลางของจีน เป็นต้น

2. ดินแดนที่อยู่ใกล้ทะเล เช่น ที่ราบชายฝั่งทะเลภาคใต้ของประเทศไทยไทยได้รับความชื้นจากจากทะเล ทำให้มีอากาศเย็นสบายไม่ร้อน และมีฝนตกชุก

3. กระแสน้ำในมหาสมุทร

มีอิทธิพลต่อสภาพอากาศบนพื้นแผ่นดิน ดังเช่น

1) กระแสน้ำเย็นซานฟรานซิสโกไหลเลียบชายฝั่งด้านตะวันตกของประเทศสหรัฐอเมริกา ทำให้บริเวณดังกล่าวมีหนาวเย็นในช่วงฤดูร้อน

2) การแสน้ำอุ่นกุโรซิโว ไหลผ่านหมู่เกาะประเทศญี่ปุ่นในฤดูหนาว ทำให้อุณหภูมิของอากาศอบอุ่นขึ้น ช่วยลดความหนาวเย็นลงได้บ้าง

4. ความสูงของพื้นแผ่นดิน

บริเวณพื้นที่สูงเป็นภูเขาจะมีอุณหภูมิของอากาศต่ำหรือหนาวเย็นกว่าบริเวณพื้นที่ราบ เช่น ยอดดอยอินทนนท์ จังหวัดเชียงใหม่ และภูเรือ จังหวัดเลย เป็นต้น

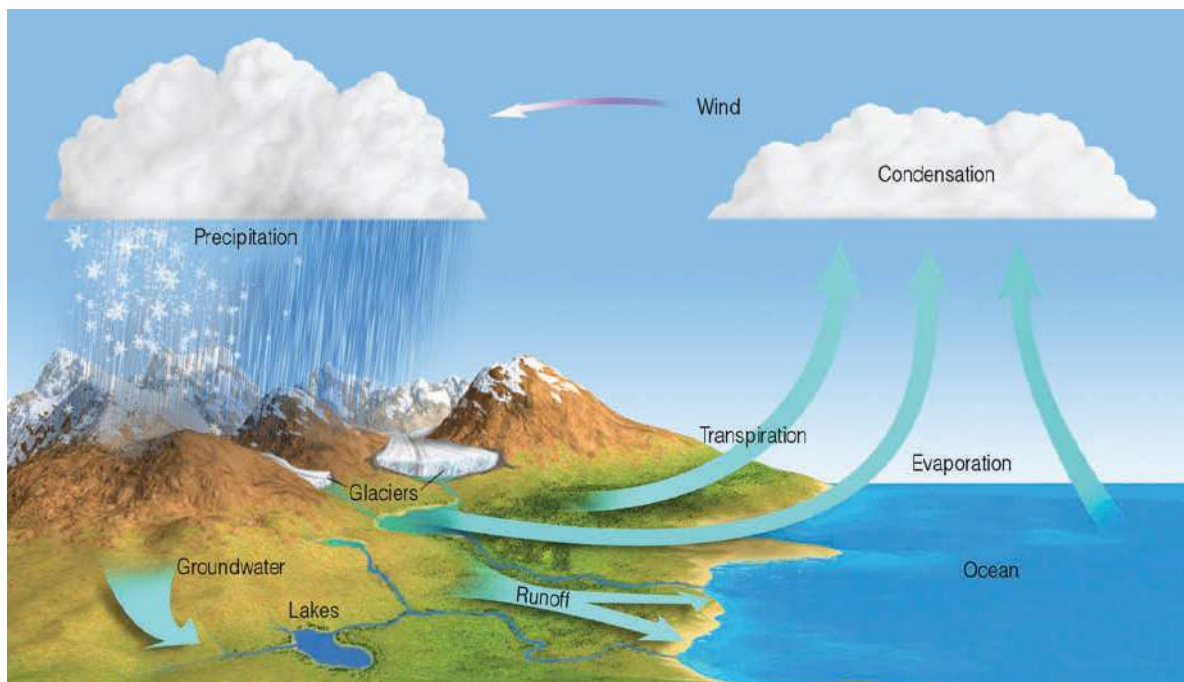
บทที่ 4

ความชื้น การกลั่นตัว และเมฆ

(Cloud)

4.1 การหมุนเวียนของน้ำในบรรยากาศ (circulation of water in the atmosphere)

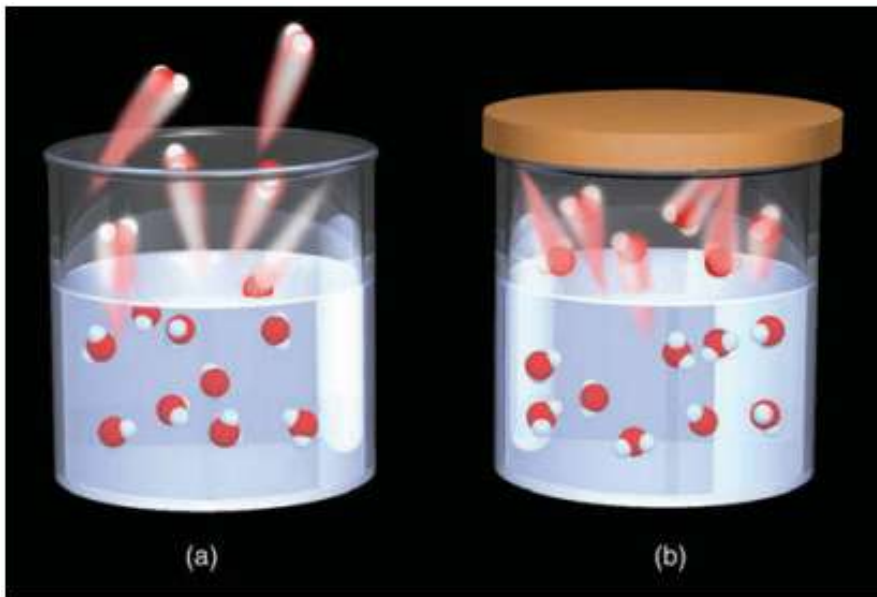
ในบรรยากาศมีการหมุนเวียนของน้ำ เนื่องจากมหาสมุทรครอบคลุมมากกว่า 70 เปอร์เซ็นต์ของพื้นผิวโลก การหมุนเวียนนี้จุดเริ่มต้นเหนือนมหาสมุทร พลังงานของดวงอาทิตย์เปลี่ยนปริมาณของเหลวจำนวนมากไปเป็นไอน้ำ กระบวนการที่เรียกว่าการระเหย (evaporation) ลมพัดพาเอาอากาศชื้นไปยังภูมิภาคอื่นๆ ไอน้ำเปลี่ยนสถานะกลับเป็นของเหลวก่อตัวเป็นก้อนเมฆ ในกระบวนการเรียกว่าการกลั่นตัว (condensation) ภายใต้เงื่อนไขบางประการของเหลว (หรือของแข็ง) อนุภาคเมฆอาจเติบโตขึ้นและตกลงมาเป็นฝน หิมะหรือลูกเห็บ (precipitation) ตกลงมาในมหาสมุทร น้ำพร้อมที่จะเริ่มวงจรของมัน วงจรการเคลื่อนที่นี้และเปลี่ยนโมเลกุลของน้ำจากของเหลวเป็นไอ และกลับมาเป็นของเหลวอีกครั้งเรียกว่า วัฏจักรของน้ำ ในรูปแบบที่ง่ายที่สุดของวัฏจักรนี้ น้ำจากมหาสมุทรสู่บรรยากาศสู่พื้นดิน และจากนั้นกลับสู่มหาสมุทร ดังรูปที่ 4.1



รูปที่ 4.1 วัฏจักรของน้ำ

4.2 การระเหย (evaporation) การกลั่นตัว (condensation) และความอิ่มตัว (saturation)

น้ำในบรรยากาศ ถ้าเราตรวจสอบน้ำในบีกเกอร์ที่คล้ายกันกับที่แสดงใน รูปที่ 4.2a. โมเลกุลไม่ได้เคลื่อนที่ด้วยความเร็วเท่ากันทั้งหมดบางโมเลกุลเคลื่อนที่เร็วกว่าถ้าอุณหภูมิสูงกว่า ที่พื้นผิวโมเลกุลที่มีความเร็วเพียงพอ โมเลกุลของน้ำก็หลุดออกจากผิวของเหลวและเข้าสู่อากาศด้านบน โมเลกุลเหล่านี้เปลี่ยนแปลงจากสถานะของเหลวเป็นสถานะไอน้ำ (การระเหย) ในขณะที่บางโมเลกุลของไอน้ำกลั่นตัวเปลี่ยนจากสถานะไอน้ำเป็นน้ำ เมื่อปิดฝา (รูปที่ 4.2b) จำนวนโมเลกุลที่หลุดออกจากของเหลว (ไอน้ำ) จะสมดุลโดยจำนวนที่ไอน้ำกลั่นตัวเป็นน้ำ เรียกว่าอากาศอิ่มตัวด้วยไอน้ำ (ความอิ่มตัว) หากเราเปิดฝารอบไอน้ำระเหยออกแล้วเป่าข้ามด้านบนของน้ำ ไอน้ำบางโมเลกุลอยู่ในอากาศลอยไปจากบีกเกอร์ทำให้ไม่ให้เกิดความอิ่มตัวลงจึงเป็นตัวเพิ่มการระเหย อุณหภูมิของน้ำยังมีอิทธิพลต่อการระเหย น้ำอุ่นจะระเหยได้ง่ายกว่าน้ำเย็น เหตุผลคือความร้อนโมเลกุลของน้ำจะเร่งความเร็วที่อุณหภูมิสูงขึ้น ดังนั้นน้ำยิ่งอุ่นยิ่งเพิ่มอัตราการระเหย

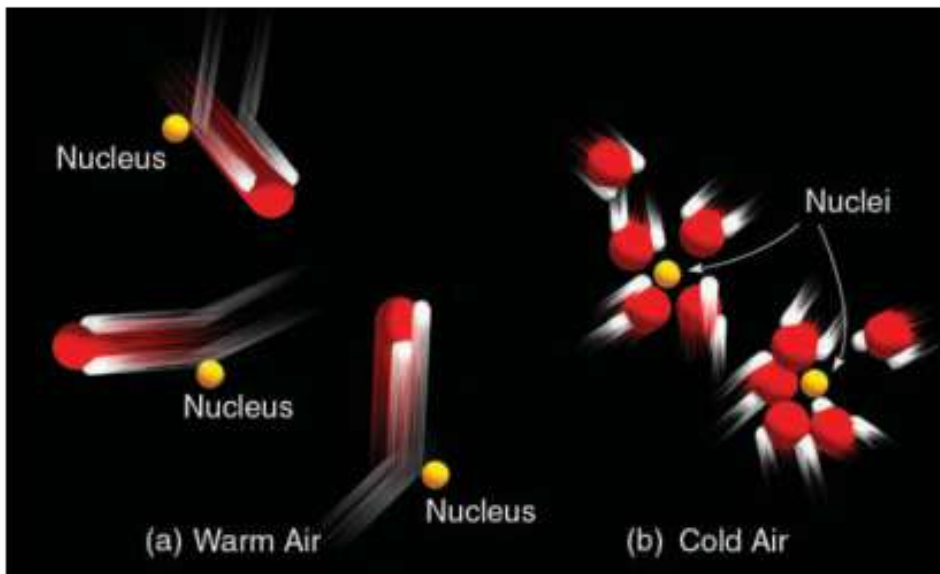


รูป 4.2 (a) โมเลกุลของน้ำที่ผิวน้ำคือไอน้ำ (เปลี่ยนจากของเหลวเป็นไอ) และกลั่นตัว (เปลี่ยนจากไอเป็นของเหลว) เนื่องจากมีการระเหยของโมเลกุลมากกว่าการกลั่นตัว (b)

เมื่อจำนวนโมเลกุลของน้ำที่หลุดออกจากของเหลว (การระเหย) จะทำให้สมดุลการกลับคืนสู่สภาพเดิม (การกลั่นตัว) อากาศที่อยู่เหนือของเหลวจะอิ่มตัวด้วยไอน้ำ

หากอากาศเหนือน้ำในรูปที่ 4.2 เราจะสังเกตโมเลกุลของไอน้ำพุ่งเข้ามาชนกันอย่างอิสระเช่นกันเป็นโมเลกุลที่อยู่ใกล้เคียงของออกซิเจนและไนโตรเจน เราจะสังเกตด้วยว่าที่ผสมกับโมเลกุลของอากาศทั้งหมดเป็นเศษฝุ่น คิวบ์ และเกลือจากสเปรย์มหาสมุทร เนื่องจากสิ่งเหล่านี้ทำหน้าที่เป็นพื้นผิวบนซึ่งไอน้ำสามารถ

กลั่นตัวได้ เรียกว่า แกนการกลั่นตัว (Condensation nuclei) ในอากาศเหนือน้ำที่อุณหภูมิของไอน้ำที่เคลื่อนที่อย่างรวดเร็วจะมีนิวเคลียสที่แยกออกจากกัน (รูปที่ 4.3 a) หากอากาศเย็นลง (รูปที่ 4.3b) โมเลกุลเคลื่อนที่ช้าลงและมีแนวโน้มที่จะเกาะติดและกลั่นตัวมากขึ้น เมื่อไอน้ำเหล่านี้จำนวนหลายพันล้านโมเลกุลกลั่นตัวโดยมีแกนการกลั่นตัวไว้ให้เกาะติดจะกลายเป็นเมฆ



รูปที่ 4.3 การกลั่นตัวมีแนวโน้มที่จะเกิดขึ้นเมื่ออากาศเย็นลง(a) ในอากาศอุณหภูมิของไอน้ำที่เคลื่อนที่เร็วมักจะกระดอนออกไปหลังจากชนกับแกนการกลั่นตัว (ข) ในอากาศเย็นไอน้ำที่เคลื่อนที่ช้าโมเลกุลมีแนวโน้มที่จะรวมกันแกนการกลั่นตัวกลั่นตัวของโมเลกุลของน้ำหลายพันล้านตัวสร้างหยดน้ำของเหลวขนาดเล็ก

4.3 ความชื้นของอากาศ (Humidity)

ความชื้นของอากาศ หมายถึง ปริมาณของไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศ ถ้าในอากาศมีปริมาณไอน้ำปะปนอยู่มาก แสดงว่าอากาศมีความชื้นมาก และถ้าในอากาศมีปริมาณไอน้ำปะปนอยู่น้อยแสดงว่าอากาศมีความชื้นน้อย แต่ถ้าในอากาศมีปริมาณไอน้ำอยู่มากที่สุดจนไม่สามารถรับไอน้ำต่อไปได้อีก เรียกว่า อากาศอิ่มตัวไปด้วยไอน้ำ วิธีการแสดงไอน้ำในบรรยากาศมีดังนี้

1. ความชื้นสัมบูรณ์ (absolute humidity) หมายถึง อัตราส่วนระหว่างมวลของไอน้ำในอากาศ (หน่วยเป็นกรัม) กับปริมาตรของไอน้ำในอากาศ (หน่วยเป็นลูกบาศก์เมตร) ณ อุณหภูมิเดียวกัน

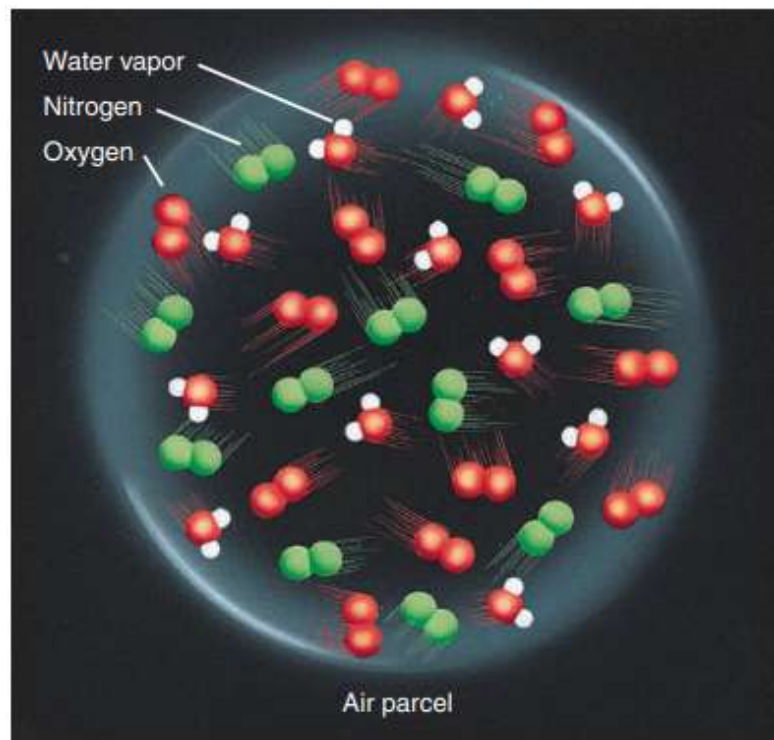
$$\text{สูตร ความชื้นสัมบูรณ์} = \text{มวลของไอน้ำในอากาศ} / \text{ปริมาตรของอากาศ}$$

ความชื้นสัมบูรณ์มีหน่วยเป็นกรัมต่อลูกบาศก์เมตร

2. ความชื้นจำเพาะ (specific humidity) หรืออัตราส่วนความชื้น (humidity ratio) คือ เป็นอัตราส่วนของปริมาณไอน้ำในสารผสมกับปริมาณอากาศทั้งหมด (รวมไอน้ำด้วย)
3. ความชื้นสัมพัทธ์ (relative humidity) คือ การวัดอัตราส่วน (เป็นร้อยละ) ของจำนวนไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศในขณะนั้น ต่อ จำนวนไอน้ำที่อาจจะมียู่ได้ เมื่ออากาศนั้น อิ่มตัวด้วยไอน้ำที่อุณหภูมิเดียวกัน
4. อัตราส่วนผสม (mixing ratio) คือการวัดปริมาณของไอน้ำในอากาศเป็นกรัมต่ออากาศแห้ง หนึ่ง กิโลกรัม โดยที่ปริมาณไอน้ำในอากาศมีจำนวนน้อย เมื่อเทียบกับน้ำหนักของอากาศ ดังนั้น จะเห็นว่า ความชื้นสัมบูรณ์ และอัตราส่วนผสมเป็นตัวเลขใกล้เคียงกันและบางครั้งอาจใช้แทนกันได้
5. จุดน้ำค้าง (dew point) คือการวัดอุณหภูมิของอากาศ เมื่ออากาศนั้นเย็นลงจนถึงจุดอิ่มตัว โดยความกดอากาศ และปริมาณไอน้ำไม่เปลี่ยนแปลง

4.4 แรงดันไอ (Vapor Pressure)

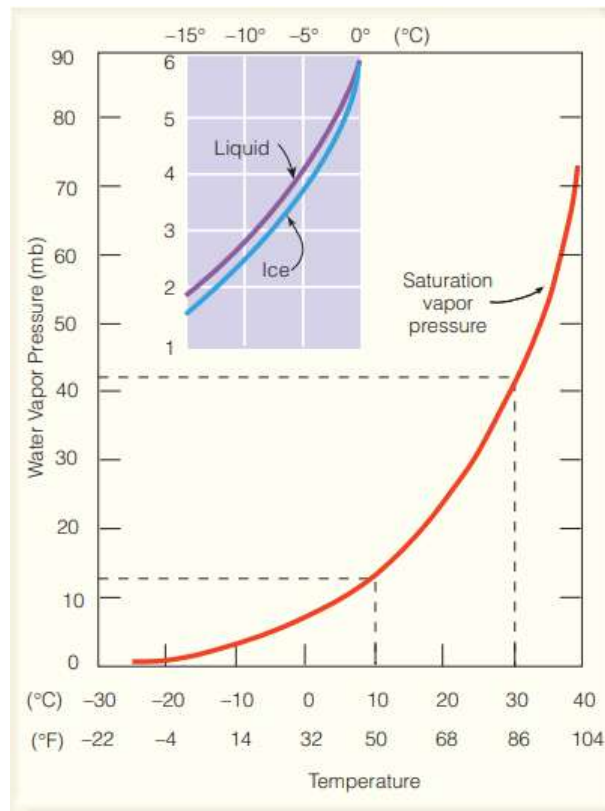
จากรูปที่ 4.4 แล้วสังเกตว่า เราสามารถทราบความกดของความชื้นของอากาศในรูปของแรงดันไอน้ำได้โดยแรงกดที่โมเลกุลของไอน้ำกำลังออกแรงดันกับผนังด้านในของอนุภาคของอากาศ (air parcel)



รูปที่ 4.4 ปริมาณไอน้ำ (ความชื้น) ภายในอนุภาคของอากาศ

ความดันไออนุภาคของอากาศในรูปที่ 4.4 อยู่ใกล้กับระดับน้ำทะเลและความกดอากาศภายในอนุภาคของอากาศคือ 1000 เฮกโตปาสกาล (hPa) ความกดอากาศทั้งหมดภายในอนุภาคของอากาศเกิดจากการชนกันของโมเลกุลทั้งหมดกับผนังของอนุภาคของอากาศ กล่าวอีกนัยหนึ่ง ความกดดันทั้งหมดภายในอนุภาคของอากาศ เท่ากับผลรวมของแรงกดดันของก๊าซ เนื่องจากความดันรวมภายในอนุภาคของอากาศคือ 1,000 เฮกโตปาสกาล และก๊าซภายในประกอบด้วยไนโตรเจน (78 เปอร์เซ็นต์) ออกซิเจน (21 เปอร์เซ็นต์) และไอน้ำ (1%) ความดันบางส่วนที่เกิดจากไนโตรเจนจะเป็น 780 เฮกโตปาสกาล และโดยออกซิเจน 210 เฮกโตปาสกาล ความดันบางส่วนของไอน้ำที่เรียกว่าความดันไอจริงจะเป็นเพียง 10 เฮกโตปาสกาล (หนึ่งเปอร์เซ็นต์ของ 1,000) เป็นที่แน่ชัดแล้วว่าเนื่องจากจำนวนโมเลกุลของไอน้ำในปริมาตรของอากาศใดๆ มีน้อยเมื่อเทียบกับจำนวนอากาศทั้งหมดโมเลกุลในปริมาตร โมเลกุลของไอน้ำจะเพิ่มความดันไอทั้งหมดดังนั้นความดันไอจริงจึงเป็นการวัดที่ดีพอสมควรของปริมาณไอน้ำทั้งหมดในอากาศ ความดันไอน้ำบ่งชี้จำนวนโมเลกุลของโมเลกุลของไอน้ำ ในขณะที่ความดันไอน้ำต่ำจริงบ่งชี้ว่ามีจำนวนโมเลกุลของไอน้ำค่อนข้างน้อย

ความดันไอจริงบ่งบอกถึงไอน้ำทั้งหมดของอากาศปริมาณไอในขณะความดันไออิ่มตัวกำหนดว่าไอน้ำมีความจำเป็นมากแค่ไหนในการทำอากาศอิ่มตัวที่อุณหภูมิที่กำหนด มองย้อนกลับไปรูป 4.2b เมื่ออากาศอิ่มตัวจำนวนโมเลกุลของไอน้ำที่หลุดออกมาจากผิวน้ำจะเท่ากับจำนวนไอน้ำที่กลั่นตัวกลับมาเป็นน้ำ เนื่องจากจำนวนโมเลกุล "เคลื่อนที่เร็ว" เพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น จำนวนของโมเลกุลของน้ำที่ระเหยก็เพิ่มขึ้น ในเพื่อรักษาสมดุลสถานการณ์นี้ทำให้เพิ่มจำนวนโมเลกุลของไอน้ำในอากาศเหนือของเหลว ดังนั้นที่อุณหภูมิอากาศที่สูงขึ้น ไอน้ำก็ต้องใช้ไอน้ำมากขึ้นเพื่อทำให้อากาศอิ่มตัว และโมเลกุลของไอระเหยมากขึ้นจะสร้างแรงกดดันมากขึ้น ความดันไออิ่มตัวของอิ่มตัวขึ้นอยู่กับอากาศเป็นหลักอุณหภูมิ จากกราฟในรูปที่ 4.5 เราจะเห็นที่อุณหภูมิ 10°C ความดันไออิ่มตัวจะอยู่ที่ประมาณ 12 hPa ในขณะที่ที่อุณหภูมิ 30°C จะอยู่ที่ประมาณ 42 hPa

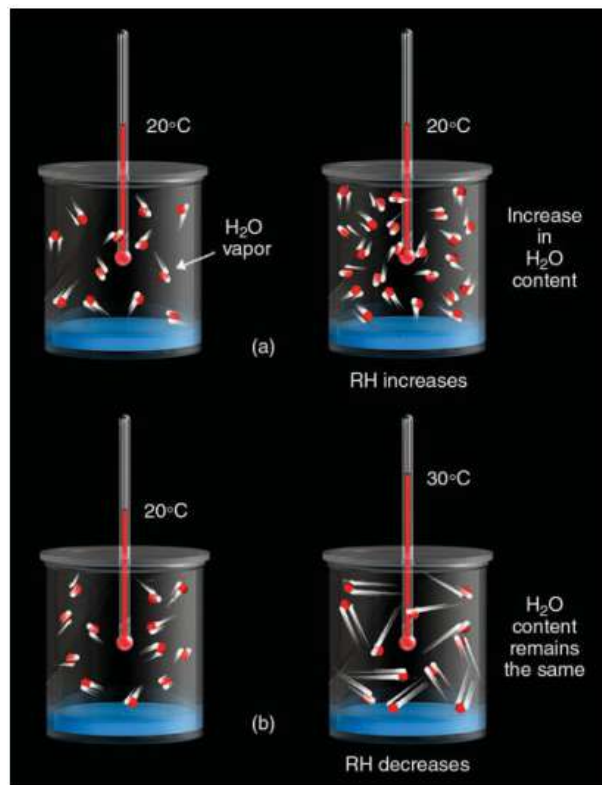


รูปที่ 4.5 ความดันไออิ่มตัวจะเพิ่มขึ้นตามอุณหภูมิที่เพิ่มขึ้น ที่อุณหภูมิ 10 องศาเซลเซียสความดันไออิ่มตัวอยู่ที่ประมาณ 12 hPa ในขณะที่ที่อุณหภูมิ 30°C จะอยู่ที่ประมาณ 42 hPa เส้นกราฟสีม่วงแสดงให้เห็นว่าความดันไออิ่มตัวเหนือน้ำมากกว่าความดันไออิ่มตัวเหนือน้ำแข็งเส้นกราฟสีฟ้า

ความชื้นสัมพัทธ์ ในขณะที่ความชื้นสัมพัทธ์คือวิธีที่ใช้บ่อยที่สุดในการอธิบายความชื้นในบรรยากาศ ความชื้นสัมพัทธ์ (RH) คืออัตราส่วนของปริมาณไอน้ำจริงในอากาศต่อปริมาณไอน้ำสูงสุดที่จำเป็นสำหรับการอิ่มตัวที่อุณหภูมินั้น (และความดัน) มันคืออัตราส่วนของปริมาณไอน้ำในอากาศต่อความจุ ดังนั้นเราสามารถนึกถึงความดันไอจริงเป็นหน่วยวัดของปริมาณไอน้ำที่แท้จริงของอากาศ และความอิ่มตัวของความดันไอเป็นตัววัดความจุรวมของไอน้ำในอากาศ ดังนั้นความชื้นสัมพัทธ์สามารถแสดงเป็น RH 100 เปอร์เซ็นต์ แล้ว ความดันไอจริงความดันไออิ่มตัวความชื้นสัมพัทธ์คิดเป็นเปอร์เซ็นต์ อากาศที่มีความชื้นสัมพัทธ์ 50 เปอร์เซ็นต์จริง ๆ แล้วมีครึ่งหนึ่งปริมาณที่จำเป็นสำหรับความอิ่มตัว อากาศที่มีความชื้นสัมพัทธ์ 100 เปอร์เซ็นต์กล่าวกันว่าอิ่มตัวเพราะเป็นเต็มความจุด้วยไอน้ำ อากาศที่มีค่าความชื้นสัมพัทธ์มากกว่า 100 เปอร์เซ็นต์นั้นถือว่าอิ่มตัวมาก (super saturated) ความชื้นสัมพัทธ์เปลี่ยนแปลงได้ในสองวิธีหลัก:

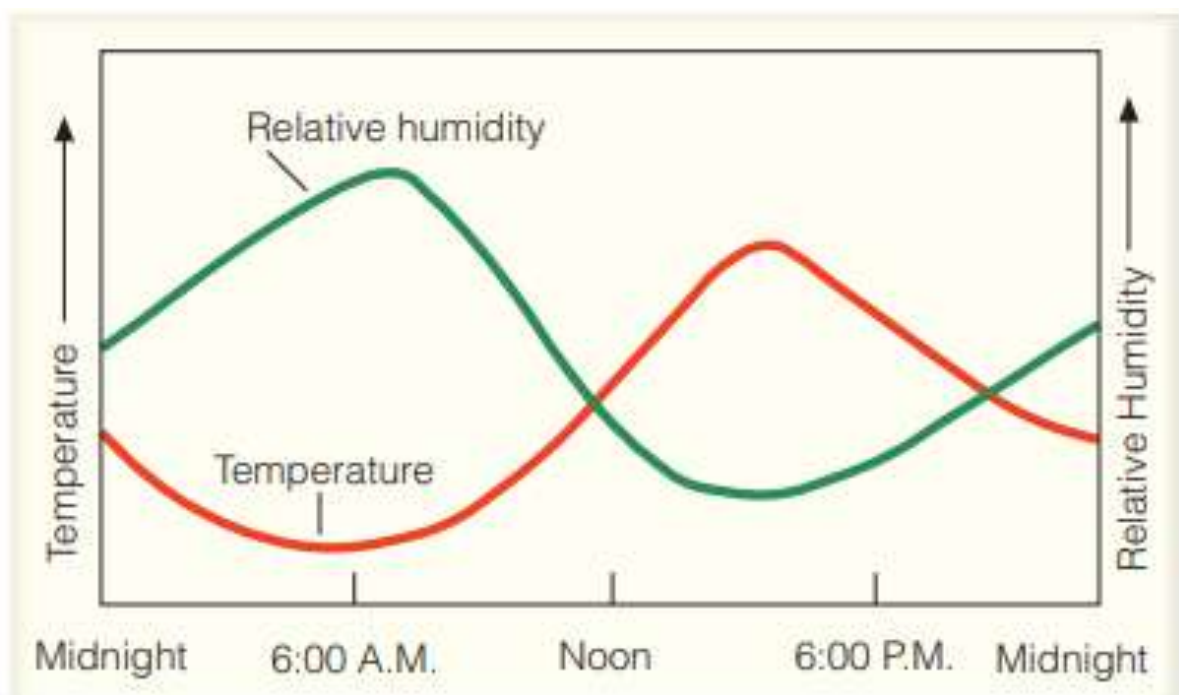
1. โดยการเปลี่ยนปริมาณไอน้ำของอากาศ
2. โดยการเปลี่ยนอุณหภูมิของอากาศ

รูปที่ 4.6a เราจะเห็นได้ว่าการเพิ่มขึ้นของปริมาณไอน้ำในอากาศ (โดยไม่มีการเปลี่ยนแปลงในอุณหภูมิอากาศ) จะเพิ่มความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศ ดังนั้นเมื่อมีไอน้ำมากขึ้นเรื่อยๆ โมเลกุลถูกเติมเข้าไปในอากาศ อากาศจะค่อยๆ เข้าใกล้ความอิ่มตัว และความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศเพิ่มขึ้น* ในทางกลับกัน การขจัดไอน้ำออกจากอากาศลดความน่าจะเป็นของความอิ่มตัวซึ่งลดความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศ สรุปไม่มีเปลี่ยนแปลงในอุณหภูมิของอากาศ การเพิ่มไอน้ำในอากาศทำให้เกิดความชื้นสัมพัทธ์ ขจัดไอน้ำจากอากาศลดความชื้นสัมพัทธ์รูปที่ 4.6b แสดงให้เห็นว่าเมื่ออุณหภูมิของอากาศเพิ่มขึ้น (โดยไม่มีการเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำ) ความชื้นสัมพัทธ์ลดลง การลดลงของค่าความชื้นสัมพัทธ์นี้เกิดขึ้นเนื่องจากไอน้ำในอากาศที่อุ่นกว่าโมเลกุลถูกบีบอัดด้วยความเร็วสูงเช่นนี้ไม่น่าจะรวมตัวกันและกลั่นตัว อุณหภูมิยิ่งสูงความเร็วโมเลกุลยิ่งเร็วเท่าไร ความอึดอัดยิ่งน้อย เมื่ออุณหภูมิของอากาศลดลงโมเลกุลของไอน้ำจะเคลื่อนที่ช้าลงการกลั่นตัวมีมากขึ้นมีแนวโน้มว่าเมื่ออากาศเข้าใกล้ความอิ่มตัวและสัมพัทธ์ความชื้นเพิ่มขึ้น โดยสรุป โดยไม่มีการเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำ อุณหภูมิอากาศที่เพิ่มขึ้นจะลดความชื้นสัมพัทธ์ในขณะที่อุณหภูมิอากาศลดลงทำให้ความชื้นสัมพัทธ์สูงขึ้น



รูปที่ 4.6 (a) ที่อุณหภูมิอากาศเท่ากัน การเพิ่มขึ้นของปริมาณไอน้ำในอากาศจะเพิ่มความชื้นสัมพัทธ์เมื่ออากาศเข้าใกล้ความอิ่มตัว (b) ด้วยปริมาณไอน้ำที่เท่ากัน อุณหภูมิอากาศที่เพิ่มขึ้นทำให้ความชื้นสัมพัทธ์ลดลง

ปริมาณไอน้ำทั้งหมดของอากาศจะแตกต่างกันไปในหลายสถานที่เพียงเล็กน้อยในระหว่างวัน ดังนั้น อุณหภูมิของอากาศที่เปลี่ยนแปลงไปนั้น ที่ควบคุมทุกวันเป็นหลักการเปลี่ยนแปลงของความชื้นสัมพัทธ์ (รูปที่ 4.7) เป็นอากาศเย็นในตอนกลางคืนความชื้นสัมพัทธ์จะเพิ่มขึ้นโดยปกติความชื้นสัมพัทธ์สูงสุดจะเกิดขึ้นใน เช้าตรู่ในช่วงที่เย็นที่สุดของวัน ในฐานะที่เป็นอากาศอุ่นขึ้นในระหว่างวัน ความชื้นสัมพัทธ์ลดลง โดยค่าต่ำสุด มักจะเกิดขึ้นระหว่างช่วงบ่ายที่อบอุ่นที่สุดการเปลี่ยนแปลงของความชื้นสัมพัทธ์เหล่านี้มีความสำคัญในการ กำหนดปริมาณการระเหยจากพืชและพื้นผิวเปียก หากคุณรดน้ำสนามหญ้าในตอนบ่ายที่ร้อนจัด เมื่อความชื้น สัมพัทธ์ต่ำ น้ำส่วนใหญ่จะระเหยออกจากสนามหญ้าอย่างรวดเร็ว แทนที่จะซึมลงดิน รดน้ำสนามหญ้าเดียวกัน ในตอนเย็นหรือในช่วงเช้าตรู่เมื่อความชื้นสูงจะลดการระเหยและเพิ่มประสิทธิภาพการรดน้ำความชื้นสัมพัทธ์ที่ ต่ำมากในบ้านสามารถมีส่งผลเสียต่อสิ่งมีชีวิตภายใน ตัวอย่างเช่น บ้านที่ขมขี้ชีวิตที่ยากลำบากเพราะความชื้น จากใบและดินจะระเหยอย่างรวดเร็วผู้คนก็ทุกข์ทรมานเช่นกันเมื่อความชื้นสัมพัทธ์ค่อนข้างมากต่ำ การระเหย ของความชื้นอย่างรวดเร็วจากการสัมผัสเนื้อทำให้ผิวหนังแตก แห้ง เป็นขุย หรือคัน



รูป 4.7 เมื่ออากาศเย็น (ตอนเช้า) ความชื้นสัมพัทธ์อยู่ในระดับสูง เมื่ออากาศอุ่น (ช่วงบ่าย) ความชื้นสัมพัทธ์จะต่ำสภาพเหล่านี้มีอยู่ในสภาพอากาศแจ่มใสเมื่ออากาศสงบหรือมีความเร็วลมคงที่

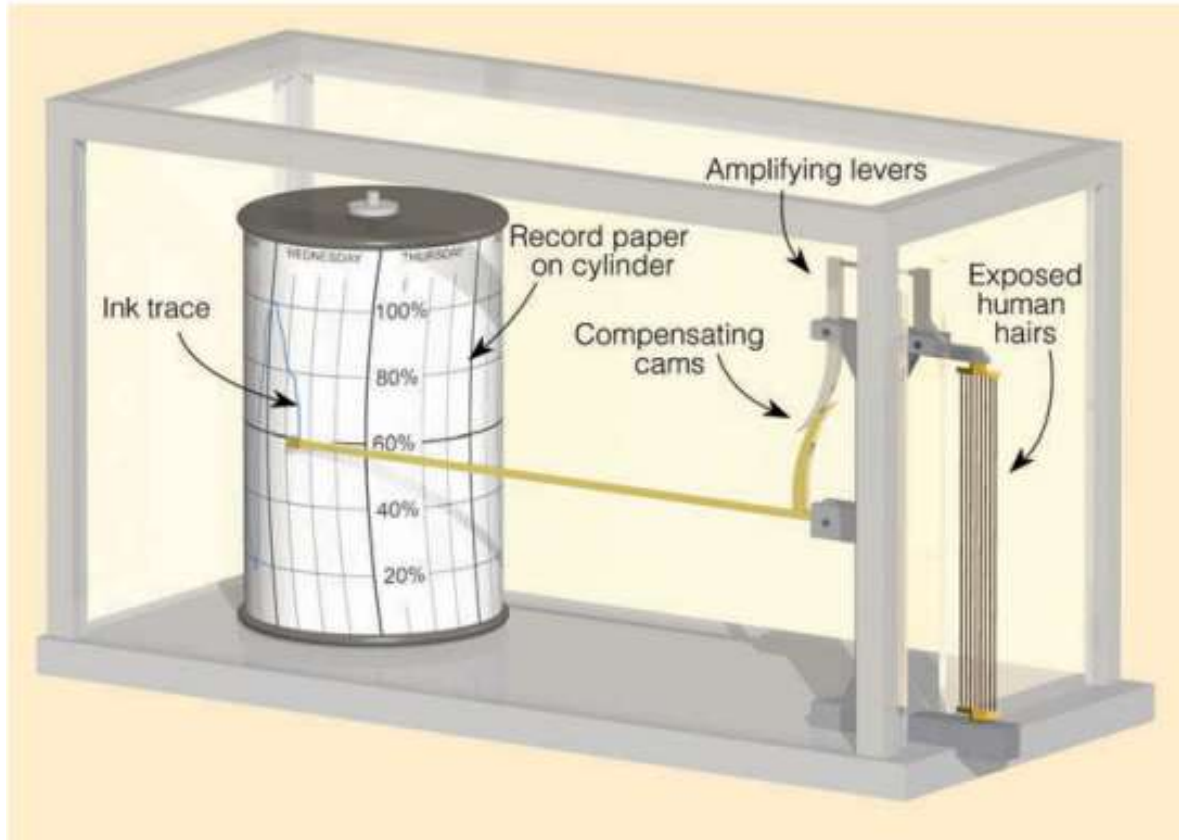
4.5 การวัดความชื้น

ไซโครมิเตอร์ (psychrometer) เป็นเครื่องมือสำหรับใช้วัดความชื้นสัมพัทธ์และจุดน้ำค้างในอากาศ ประกอบด้วย เทอร์โมมิเตอร์ 2 อัน (รูปที่ 4.11) อันหนึ่งเรียกว่า เทอร์โมมิเตอร์ตุ้มแห้ง อีกอันหนึ่งเรียกว่า เทอร์โมมิเตอร์ตุ้มเปียก ซึ่งมีผ้าฝ้ายสลินที่เปียกน้ำหุ้มกระเปาะเทอร์โมมิเตอร์ไว้ น้ำในผ้าจะระเหยไปในอากาศที่อยู่รอบๆ การระเหยเกิดจากความร้อนแฝงในตุ้มปรอท ทำให้ปรอทหดตัว เทอร์โมมิเตอร์ตุ้มเปียกจึงมีอุณหภูมิต่ำกว่าเทอร์โมมิเตอร์ตุ้มแห้ง การระเหยของน้ำจากผ้าฝ้ายสลินมีส่วนสัมพันธ์กับความชื้นของอากาศที่อยู่โดยรอบ ถ้าอากาศอิ่มตัวน้ำจะไม่ระเหย อุณหภูมิตุ้มเปียกกับตุ้มแห้งจะเท่ากัน ถ้าอากาศแห้งจะเกิดการระเหยของน้ำจากผ้าฝ้ายสลิน อุณหภูมิตุ้มเปียกจะต่ำกว่าอุณหภูมิตุ้มแห้ง ถ้าอุณหภูมิตุ้มเปียกมีค่าใกล้เคียงอุณหภูมิตุ้มแห้งมากเท่าใด แสดงว่าความชื้นสัมพัทธ์มีค่ามาก นำค่าผลต่างของอุณหภูมิกับอุณหภูมิที่วัดได้จากเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะแห้งไปเปิดหาค่าความชื้นสัมพัทธ์เป็นร้อยละจากตาราง

เครื่องมือวัดความชื้นมักเรียกว่าไฮโกรมิเตอร์ ประเภทหนึ่งที่เรียกว่าขนไฮโกรมิเตอร์—ใช้เส้นผมของมนุษย์ (หรือม้า) เพื่อวัดความชื้นสัมพัทธ์ มันถูกสร้างขึ้นบนหลักการที่ว่าในสถานะความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้น ความยาวของเส้นผมในเย็นและเมื่อความชื้นสัมพัทธ์ลดลงความยาวของเส้นผม เส้นผมจำนวนหนึ่งติดอยู่กับระบบคันโยก การเปลี่ยนแปลงเล็กน้อยในความยาวของผมจะถูกขยายโดยระบบเชื่อมโยงและส่งไปยังหน้าปัด (รูปที่ 4.12) กราฟติดกับดรัมที่ขับเคลื่อนด้วยนาฬิกาซึ่งให้บันทึกสัมพัทธ์อย่างต่อเนื่องของความชื้น



รูปที่ 4.11 ไซโครมิเตอร์

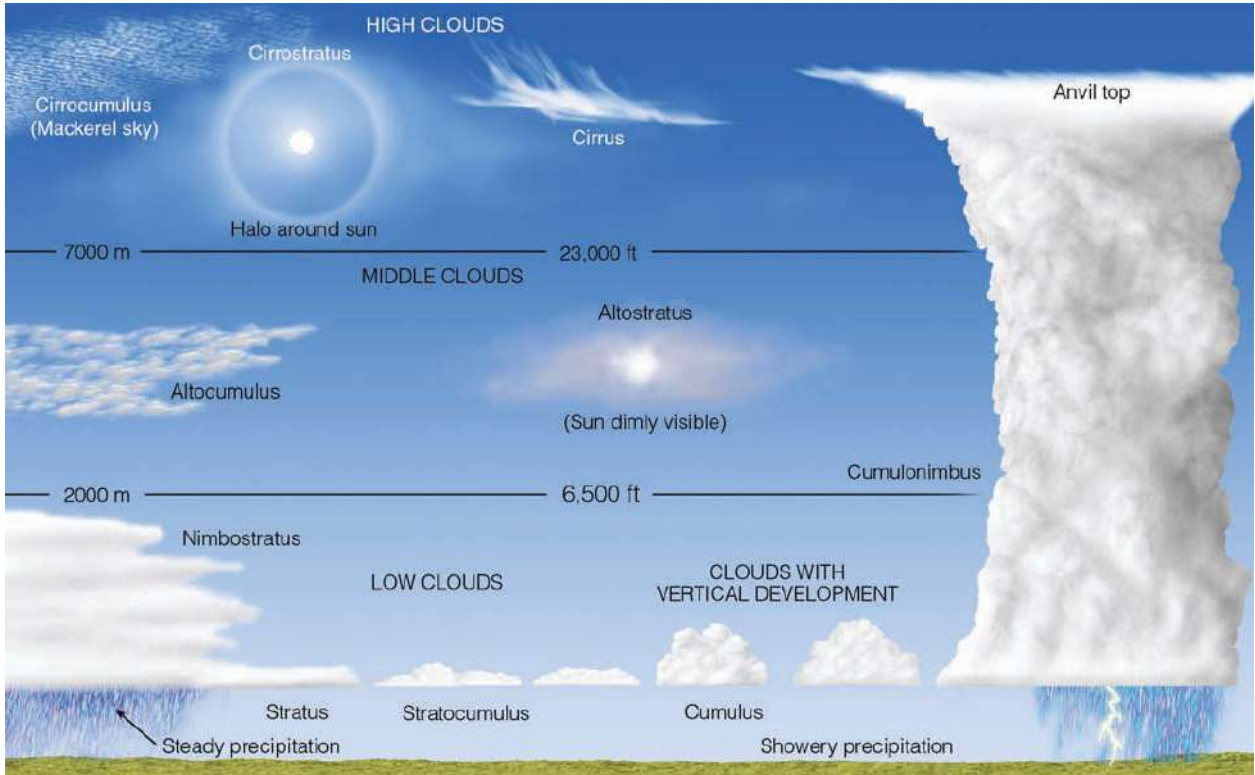


รูป 4.12 การวัดความชื้นของเส้นผมความชื้นสัมพัทธ์โดยการขยายและวัดค่า
การเปลี่ยนแปลงในความยาวของผมคน (หรือม้า)

4.6 ชนิดของเมฆ (Clouds type)

การเรียกชื่อเมฆ เมฆซึ่งเกิดขึ้นในธรรมชาติมี 2 รูปร่างลักษณะคือ เมฆก้อน และเมฆแผ่น เราเรียกเมฆก้อนว่า “เมฆคิวมูลัส” (Cumulus) และเรียกเมฆแผ่นว่า “เมฆสเตรตัส” (Stratus) หากเมฆก้อนลอยชิดติดกัน เรานำชื่อทั้งสองมารวมกัน และเรียกว่า “เมฆสเตรโตคิวมูลัส” (Stratocumulus) ในกรณีที่เมฆแผ่นเราจะเพิ่มคำว่า “นิมโบ” หรือ “นิมบัส” ซึ่งแปลว่า “ฝน” เข้าไป เช่น เราเรียกเมฆก้อนที่มีฝนตกว่า “เมฆคิวมูโลนิมบัส” (Cumulonimbus) และเรียกเมฆแผ่นที่มีฝนตกว่า “เมฆนิมโบสเตรตัส” (Nimbostratus)

เราแบ่งเมฆพื้นฐานออกเป็น 10 ชนิด ประกอบด้วยเมฆก้อน และเมฆแผ่น 3 ระดับ คือ เมฆชั้นสูง เมฆชั้นกลาง และเมฆชั้นต่ำ จำนวน 6 ชนิด รวมกับเมฆก่อตัวในทางตั้ง จำนวน 1 ชนิด และรวมกับเมฆอีก 3 ชนิด คือ เมฆสเตรโตคิวมูลัส นิมโบสเตรตัส และเซอรัส รวมเป็นเมฆพื้นฐาน 10 ชนิด (ten basic cloud types) ดังรูปที่ 4.13



รูปที่ 4.13 เมฆพื้นฐาน 10 ชนิด (ten basic cloud types)

คำอธิบายตระกูลเมฆพื้นฐาน 10 ชนิด องค์การอุตุนิยมวิทยาโลกได้ให้คำอธิบายอย่างเป็นระเบียบของตระกูลเมฆทั้งสิบและอักษรย่อสองตัวที่ได้รับการรับรองสำหรับตระกูลเมฆทั้งสิบมีดังนี้

(1) Cirrus (Ci) เมฆที่แยกกันไม่ต่อเนื่องในรูปแบบใยขาวละเอียดอ่อน หรือเป็นหย่อมสีขาวหรือค่อนข้างขาวหรือแถบแคบ ๆ เมฆเหล่านี้มีรูปร่างลักษณะเป็นเส้น ๆ (คล้ายเส้นผม) หรือเป็นเงาค่อยเส้นใหม่ที่ทั้งสองอย่าง

(2) Cirrocumulus (Cc) เป็นหย่อมหรือเป็นแผ่นหรือเป็นชั้นสีขาว โดยปราศจากเงา ประกอบด้วยชิ้นส่วนที่เล็กมากในรูปของเม็ด กระจุก และอื่น ๆ โดยเข้ามารวมกันหรือแยกออกจากกัน และจัดเรียงระเบียบมากบ้าง

เป็นบางส่วน ส่วนมากความกว้างของแต่ละชิ้นส่วนมีน้อยกว่า ๑ องศา

(3) Cirrostratus (Cs) เป็นเมฆใสสีขาวปกคลุมด้วยเส้น (คล้ายเส้นผม) หรือมีรูปร่างเรียบ ๆ ปกคลุมท้องฟ้าทั้งหมดหรือบางส่วน และทำให้เกิดปรากฏการณ์วงแสงทั่วไป

(4) **Altostratus (Ac)** เมฆที่เป็นหย่อมเป็นแผ่นหรือชั้นสีขาวหรือสีเทาหรือทั้งขาวทั้งเทาโดยปกติมีเงาประกอบด้วยเกล็ด ก้อนกลม เป็นลูกคลื่น และอื่น ๆ ซึ่งบางครั้งเป็นเส้นหรือพราวบางส่วน และอาจจะรวมกัน

หรือไม่รวมกันก็ได้ เป็นชั้นส่วนเล็กๆที่จัดเป็นระเบียบเป็นส่วนมาก มักจะมีรูปร่างกว้างระหว่างหนึ่งถึงห้าองศา

(5) **Altostratus (As)** เมฆสีเทาหรือสีน้ำเงินเป็นแผ่นหรือเป็นชั้นของร่องแคบๆ หรือเป็นเส้นหรือรูปร่างเสมอปกคลุมท้องฟ้าทั้งหมดหรือบางส่วน และมีส่วนที่บางพอที่จะเผยให้เห็นดวงอาทิตย์อย่างน้อยก็เล็กน้อย เหมือนผ่านแก้วที่พื้นดิน ไม่มีปรากฏการณ์วงแสง

(6) **Nimbostratus (Ns)** เป็นชั้นของเมฆสีเทาหรือดำ รูปร่างพราวไปหมด โดยมีฝนหรือหิมะตกต่อเนื่องกันมากหรือน้อย ซึ่งส่วนมากถึงพื้นดินและหนาพอที่จะบังแสงอาทิตย์ได้หมด เมฆฉีกขาดระดับต่ำเกิดขึ้นบ่อยๆ อยู่ได้ชั้น อาจจะรวมกันหรือไม่รวมกันก็ได้

(7) **Stratocumulus (Sc)** เป็นหย่อมหรือแผ่นหรือชั้นของเมฆที่มีสีเทาหรือขาว หรือทั้งเทาและขาวมีส่วนดำมืดตลอดอยู่บ่อย ๆ ประกอบด้วยกระเบื้องตราหมาจิ้งจอก ก้อนกลม, ม้วน และอื่นๆ ซึ่งไม่เป็นเส้น อาจจะรวมกันหรือไม่รวมกันก็ได้เป็นชั้นส่วนเล็กๆ ที่จัดไว้เป็นระเบียบเป็นส่วนมาก มีรูปร่างกว้างมากกว่าห้าองศา

(8) **Stratus (St)** เป็นชั้นเมฆสีเทาทั่วไปมีฐานเรียบ และอาจมี drizzle, ice prisms หรือ snow grain เกิดขึ้น เมื่อดวงอาทิตย์ส่องผ่านเมฆจะมองเห็นรูปร่างของมันได้ชัดเจน ไม่ทำให้เกิดปรากฏการณ์วงแสง เว้นแต่ถ้าอุณหภูมิต่ำมากอาจเกิดได้ บางครั้งปรากฏเป็นรูปของหย่อมเมฆที่ฉีกขาด

(9) **Cumulus (Cu)** เป็นเมฆที่แยกกันอยู่เป็นอิสระไม่ต่อเนื่องกันโดยทั่วไป มีรูปร่างเด่นชัดและหนา ก่อตัวในทางตั้ง เป็นรูปเนินหรือโดมหรือคอคอยที่ลอยขึ้น ส่วนบนที่โป่งนูนมักจะคล้ายคลึงกับกะหล่ำดอก ส่วนที่ต้องแสงแดดของเมฆเหล่านี้ส่วนมากขาวสว่างแต่ฐานของมันมืด และเกือบเป็นแนวระดับ บางครั้งก็ฉีกขาด

(10) **Cumulonimbus (Cb)** เป็นเมฆหนักและหนามีขอบเขตทางตั้งมาก เป็นรูปภูเขาหรือหอคอยใหญ่ ๆ อย่างน้อยส่วนตอนบนมักจะเรียบ หรือเป็นเส้นหรือเป็นตาหมากรุกและเกือบแบน ส่วนนี้มักจะแผ่ออกเป็นรูปทั่งหรือขนนกมากมายได้ฐานของเมฆนี้มักจะมีมืดมากมีเมฆฉีกขาดที่อยู่ต่ำที่อยู่บ่อย ๆ อาจรวมเจ้าด้วยกันหรือไม่ก็รวมกันได้ และบางครั้งมี precipitation ในรูปของ virga (เพียงแคหยิบมือเดียวของอนุภาคของน้ำหรือน้ำแข็งที่ตกลงมาจากเมฆ แต่ระเหยเสียก่อนจะถึงพื้นโลกเป็นฝน

การเรียกชนิดของเมฆ และความสูงของชั้นเมฆ

เมฆระดับต่ำจะก่อตัวที่ความสูงต่ำกว่า 2,000 เมตร (6,500 ฟุต)

มีองค์ประกอบหลักคือ หยดน้ำ ธารรรดา ที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 0 องศาเซลเซียส เมฆระดับในนี้ จะรวมถึงเมฆแผ่นหรือสเตรตัส (Stratus) ด้วย ซึ่งเมฆสเตรตัสที่ลอยตัวอยู่ระดับพื้นดิน เรียกว่า “หมอก” เมฆที่จัดว่าเป็นเมฆระดับต่ำ ได้แก่ เมฆสเตรตัส เมฆสตราโตคิวมูลัส และเมฆนิมโบสเตรตัส

เมฆชั้นกลางมีความสูง 2 – 7 กิโลเมตร การเรียกชนิดของเมฆจะเติมคำว่า “อัลโต” ซึ่งแปลว่า “ชั้นกลาง” ไว้ข้างหน้า เช่น เราเรียกเมฆก่อนชั้นกลางว่า “เมฆอัลโตคิวมูลัส” (Alto cumulus) และเรียกเมฆแผ่นชั้นกลางว่า “เมฆอัลโตสเตรตัส” (Alto stratus)

เมฆชั้นสูงมีความสูงมากกว่า 7 กิโลเมตร การเรียกชนิดของเมฆจะเติมคำว่า “เซอโร” ซึ่งแปลว่า “ชั้นสูง” ไว้ข้างหน้า เช่น เราเรียกเมฆก่อนชั้นสูงว่า “เมฆเซอโรคิวมูลัส” (Cirro cumulus) เรียกเมฆแผ่นชั้นสูงว่า “เมฆเซอโรสเตรตัส” (Cirro stratus) และเรียกชั้นสูงที่มีรูปร่างเหมือนขนนกกว่า “เมฆเซอรัส” (Cirrus)

บทที่ 5

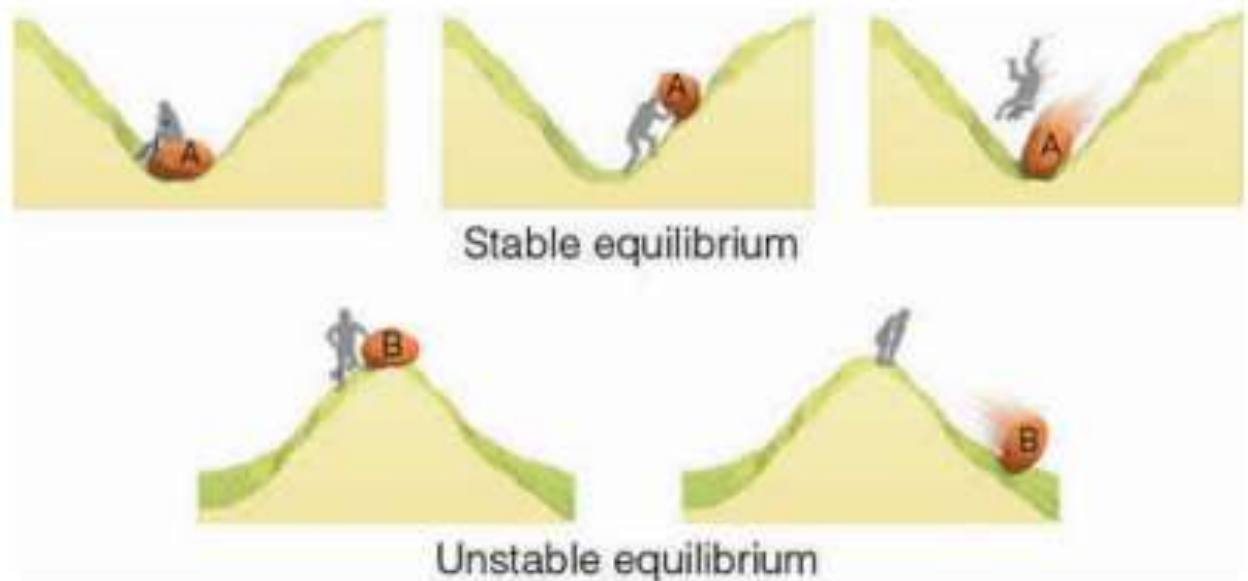
การพัฒนาตัวของกลุ่มเมฆและหยาดน้ำฟ้า

(Cloud Development and Precipitation)

ความร้อนปริมาณมหาศาลถูกปล่อยสู่ชั้นบรรยากาศ เมฆช่วยควบคุมสมดุลพลังงานของโลกโดยการสะท้อนและกระจายรังสีดวงอาทิตย์และดูดซับพลังงานอินฟราเรดของโลก และแน่นอน ถ้าไม่มีเมฆก็ย่อมไม่มีฝน แต่เมฆก็มีความสำคัญเช่นกัน เพราะพวกมันบ่งบอกถึงกระบวนการทางกายภาพที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ เสถียรของอากาศ ต่อไปเราจะตรวจสอบความแตกต่างกลไกที่รับผิดชอบการก่อตัวของส่วนใหญ่ของเมฆ

5.1 เสถียรภาพของบรรยากาศ (Atmospheric Stability)

เมฆส่วนใหญ่ก่อตัวขึ้นเมื่ออากาศลอยสูงขึ้น ขยายตัว และทำไม้ขนาดและรูปร่างของเมฆแตกต่างกันมาก แนวคิดใช้เรื่องเสถียรภาพของบรรยากาศเมื่อเราพูดถึงความเสถียรของบรรยากาศ เรากำลังพูดถึงสภาวะสมดุล ตัวอย่างเช่น ก้อนหิน A วางนิ่งอยู่เชิงเขา (รูปที่ 5.1) อยู่ในสภาวะสมดุลที่เสถียร ถ้าหินถูกดันขึ้นข้างใดข้างหนึ่งขึ้นเนินแล้วปล่อยก็คืนสู่ตำแหน่งเดิมโดยเร็ว ในทางกลับกัน ก้อนหิน B อยู่บนยอดเขาอยู่ในสภาวะสมดุลไม่คงที่ การผลักจะทำให้มันเคลื่อนออกจากตำแหน่งเดิมนำแนวคิดเหล่านี้ไปประยุกต์ใช้กับบรรยากาศ เราสามารถเห็นได้อากาศนั้นอยู่ในสมดุลคงที่เมื่อหลังจากยกขึ้นหรือเมื่อลดระดับลง มันมีแนวโน้มที่จะกลับสู่ตำแหน่งเดิม การเคลื่อนที่ขึ้นและลงของอากาศ อากาศที่อยู่ในดุลยภาพไม่เสถียรเมื่อถูกผลักเล็กน้อยให้เคลื่อนที่ไปไม่สู่ตำแหน่งเดิม

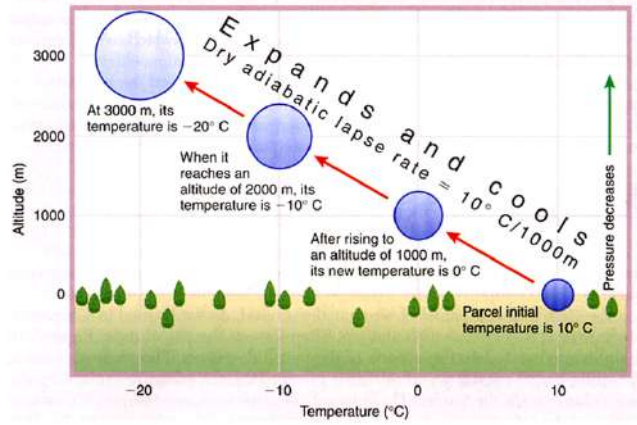
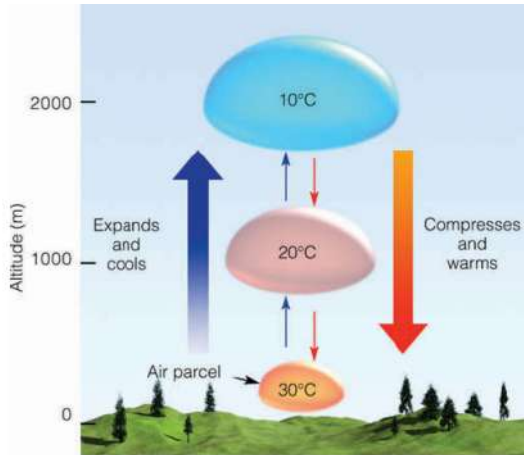


รูปที่ 5.1 เมื่อหิน A ถูกรบกวน มันก็จะกลับคืนสู่สภาพตำแหน่งเดิม แต่หินBจะเลื่อนออกจากตำแหน่งเดิม

5.2 อัตราเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูง (lapse rate)

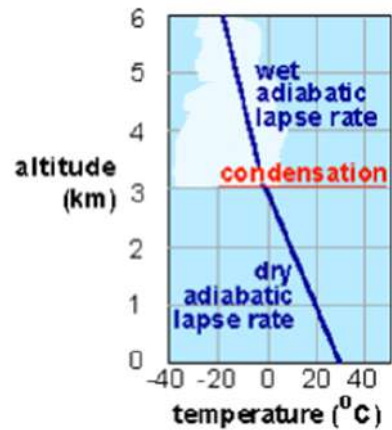
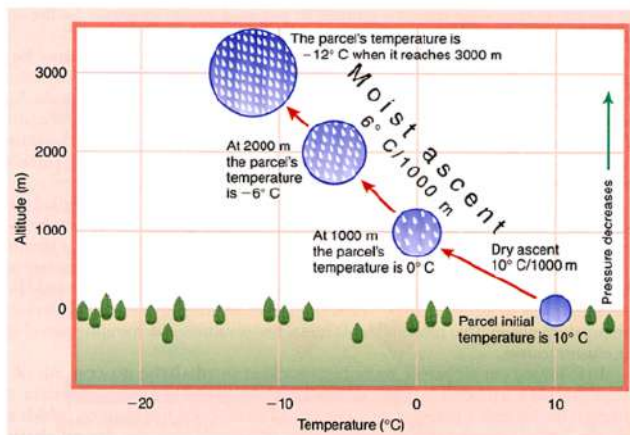
พฤติกรรมของอากาศที่ลอยขึ้นและจมตัว เมื่ออนุภาคของอากาศยกตัวสูงขึ้นบริเวณโดยรอบมีความกดอากาศต่ำกว่าสถานการณ์นี้ทำให้โมเลกุลของอากาศอยู่ภายในเพื่อดันออกไปด้านนอกของอนุภาคอากาศขยายตัวออกและอุณหภูมิของอากาศภายในเย็นลง ในทางกลับกันถ้าอนุภาคของอากาศจมตัวลงกลับสู่ผิวพื้น ความกดดันที่เพิ่มขึ้นรอบอนุภาคของอากาศถูกบีบอัดและอุณหภูมิของอากาศภายในอุ่นขึ้น ดังนั้นอนุภาคของอากาศที่ลอยขึ้นจะขยายตัวและเย็นตัวลง ในทางตรงกันข้ามขณะที่กำลังจมตัวลงอนุภาคของอากาศถูกบีบอัดและอุ่น การขยายตัวของอากาศในลักษณะที่ไม่มีการถ่ายเทความร้อนระหว่างมวลอากาศนั้นกับสิ่งแวดล้อมนี้ เรียกว่า "การขยายตัวแบบอะเดียแบติก" (adiabatic expansion) อัตราเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงแบ่งออกได้ 3 ชนิด ดังนี้

1. อัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศแห้ง (dry adiabatic lapse rate) ถ้าอนุภาคของอากาศขยายตัวและเย็นลงหรือบีบอัดและอุ่นโดยไม่มีการแลกเปลี่ยนความร้อนกับภายนอก อนุภาคของอากาศยังไม่อิ่มตัว (ความชื้นสัมพัทธ์น้อยกว่า 100 เปอร์เซ็นต์) อัตราของการเย็นตัวลงแบบอะเดียแบติกประมาณ 10 องศาเซลเซียส ต่อการเปลี่ยนแปลงระดับความสูงทุกๆ 1,000 เมตร หรือประมาณ 5.5 องศาฟาเรนไฮต์ทุกๆ 1000 ฟุต เนื่องจากอัตราการเย็นตัวลงหรือความร้อนนี้มีผลกับอากาศที่ไม่อิ่มตัวเท่านั้น จึงเป็นเรียกว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศแบบแห้ง แสดงดังรูปที่ 5.2



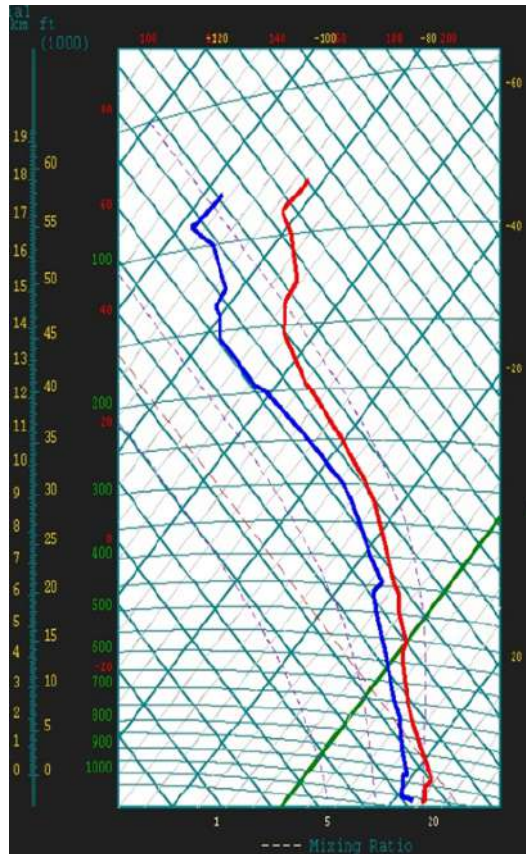
รูปที่ 5.2 อัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศแห้ง

2. อัตราเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศชื้น (moist adiabatic lapse rate) ความชื้นสัมพัทธ์จะเพิ่มขึ้นเมื่ออากาศยกตัวสูงขึ้นเมื่ออุณหภูมิของอากาศเข้าใกล้อุณหภูมิจุดน้ำค้าง หากอากาศที่สูงขึ้นทำให้เย็นลงจนถึงอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ความชื้นสัมพัทธ์จะกลายเป็น 100 เปอร์เซ็นต์ เกิดการกลั่นตัวเกิดเป็นก้อนเมฆ และความร้อนแฝงถูกปล่อยสู่อากาศ เพราะการกลั่นตัวแปลงจากไอน้ำเป็นละอองน้ำต้องคายความร้อนออกมา อากาศจะไม่เย็นที่อะเดียแบติกแบบแห้งอีกต่อไป ดังรูปที่ 5.3 (b) อัตราการลดลงของอุณหภูมิน้อยกว่าเรียกว่าอัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศแบบชื้น ดังรูปที่ 5.3 (a) ถ้าอุณหภูมิของอากาศที่อิมตัวประกอบด้วยหยดน้ำจะจม มันจะบีบอัดและอุ่นที่อัตราอะเดียแบติกแบบชื้นเนื่องจากการระเหยของละอองน้ำ ดังนั้นอัตราที่เพิ่มขึ้นหรืออากาศอิมตัวที่จมตัวจะเปลี่ยนอุณหภูมิ ความชื้น อัตราอะเดียแบติกแบบชื้นน้อยกว่าอัตราอะเดียแบติกแบบแห้ง



รูปที่ 5.3 (a) อัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศชื้น (b) ไอน้ำกลั่นตัวเป็นเมฆ

3. อัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อม (environmental lapse rate) ได้จากหิ้งอากาศชั้นบนจากวิทยุหิ้งอากาศ (radiosonde's thermometer) ตรวจวัดค่าอุณหภูมิขณะที่ทำการตรวจซึ่งประกอบด้วยกราฟ 2 เส้น ประกอบด้วยค่าอุณหภูมิและอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ดังรูปที่ 5.4

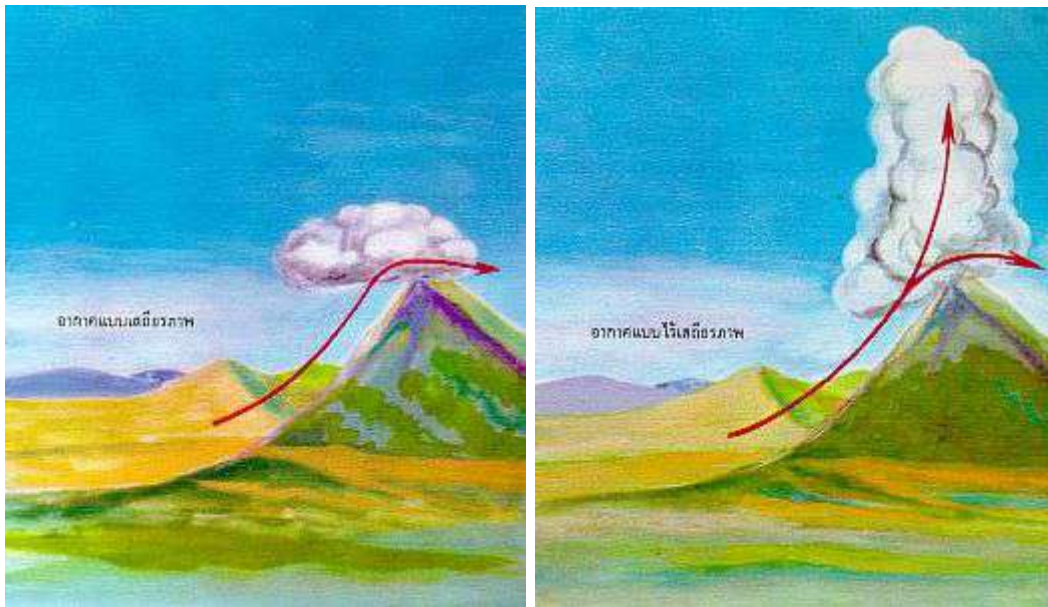


รูปที่ 5.4 อัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อม
กราฟเส้นสีแดงแทนค่าอุณหภูมิและกราฟเส้นสีน้ำเงินแทนค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง

5.3 การกำหนดเสถียรภาพของอากาศ (Determining Stability of the air)

อัตราเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงนี้ มีความสำคัญเกี่ยวกับเสถียรภาพ หรือการทรงตัวของบรรยากาศ คำว่า เสถียรภาพของบรรยากาศ หมายถึง อากาศเมื่อถูกทำให้เคลื่อนตัวแล้ว จะพยายามกลับมาที่เดิม ไม่ทำให้การเคลื่อนตัวแผ่ขยายเพิ่มขึ้น การไม่มีเสถียรภาพของอากาศ หมายถึง อากาศเมื่อถูกเคลื่อนตัวแล้ว การเคลื่อนตัวแผ่ขยายเพิ่มมากขึ้นอีก เช่น อากาศที่จะเกิดพายุฟ้าคะนองได้จะต้องเป็นอากาศชั้น และไม่เสถียรภาพ ดังรูปที่ 5.5

เมื่ออากาศพัดผ่านภูเขาและลอยตัวขึ้นเมฆที่เกิดจากอากาศซึ่งมีเสถียรภาพมักจะเป็นเมฆชนิดชั้นตามแนวนอนและไม่ก่อตัวตามแนวตั้งมาก แต่มวลอากาศชนิดไม่เสถียรภาพ หรือไม่มีการทรงตัวเมฆที่เกิดขึ้นจะก่อตัวสูงในแนวตั้งและเป็นเมฆชนิดที่ทำให้เกิดฝน



ก. มีเสถียรภาพหรือการทรงตัว

ข. ไม่เสถียรภาพหรือไม่มีการทรงตัว

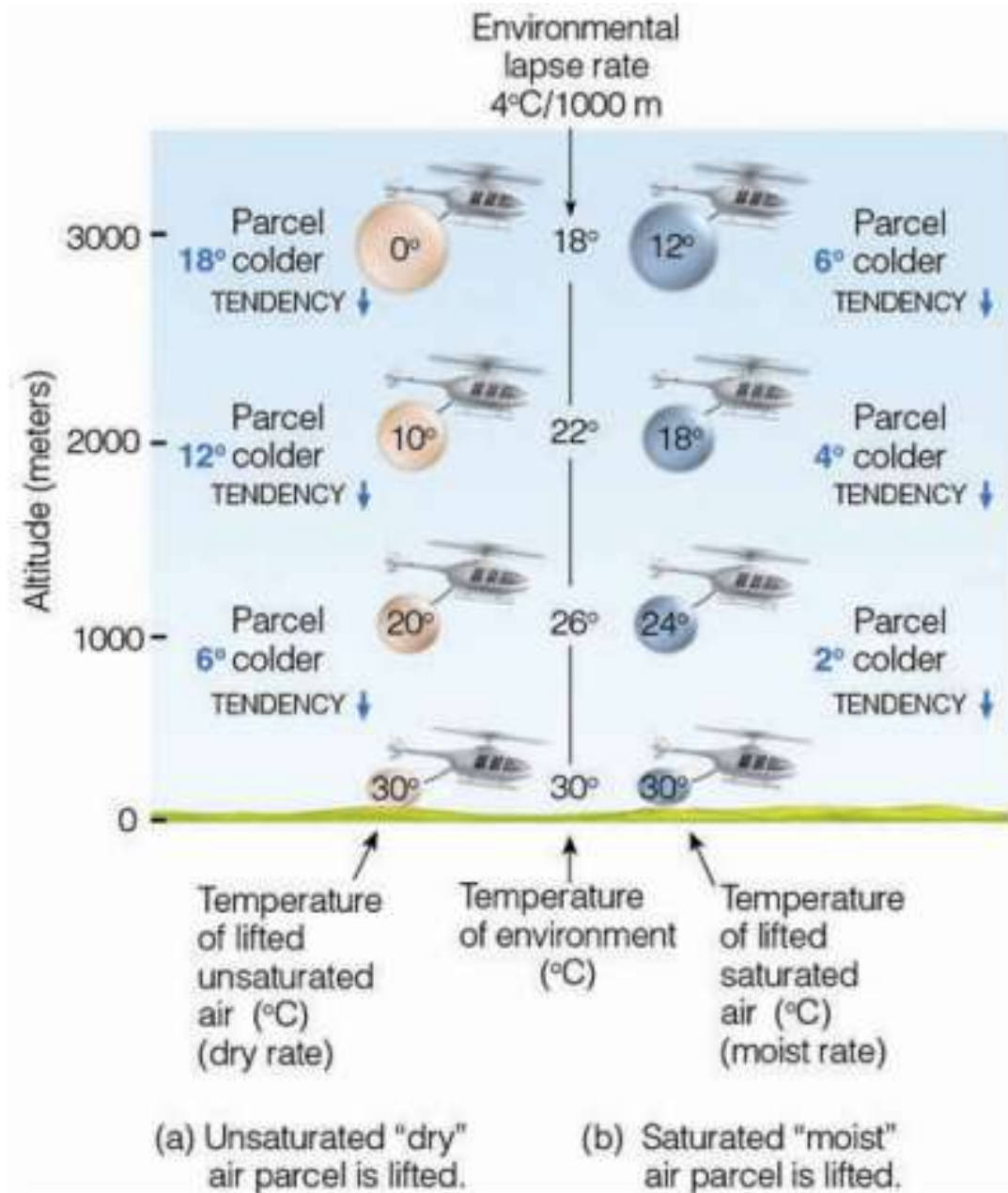
รูปที่ 5.5 แสดงลักษณะของเมฆซึ่งเกิดขึ้นจากมวลอากาศ

การหาความเสถียรของอากาศ

โดยการวัดอุณหภูมิของอากาศเปรียบเทียบกับอุณหภูมิของสภาพแวดล้อมที่ระดับต่าง ๆ เหนือพื้นดิน เราสามารถแบ่งเสถียรภาพของอากาศออกเป็น 3 รูปแบบ

1. เสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ (Absolute Stability) ถ้าอุณหภูมิของอากาศที่ยกตัวสูงขึ้นเย็นกว่าสิ่งแวดล้อมก็จะหนาแน่นมากขึ้น (หนักกว่า) และมีแนวโน้มที่จะจมกลับสู่ระดับเดิม ในกรณีนี้อากาศเสถียรภาพ รูปที่ 5.6 เราวัดอุณหภูมิอากาศในแนวตั้งอัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อมอุณหภูมิจะลดลง 4°C ทุกๆ 1,000 เมตร รูปที่ 5.6 (a) อัตราเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศแห่งนี้เย็นกว่าและหนักกว่าอากาศโดยรอบที่ทุกระดับ รูปที่ 5.6 (b) เมื่อมันสูงขึ้นอัตราเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศขึ้นก็จะเย็นกว่าสภาพแวดล้อมทุกระดับ ทั้งสองกรณีบรรยากาศคงที่อย่างแน่นอนเพราะอากาศที่ยกขึ้นนั้นเย็นกว่าและหนักกว่าอากาศโดยรอบ อุณหภูมิของอากาศจะมีแนวโน้มที่จะจมกลับสู่ตำแหน่งเดิม

เนื่องจากอากาศที่นิ่งจะต้านทานการเคลื่อนที่ในแนวตั้งอย่างแรง หากถูกบังคับให้ลอยขึ้น มีแนวโน้มที่จะแผ่ออกไปในแนวราบ ถ้าเมฆก่อตัวขึ้นในอากาศที่เพิ่มขึ้นนี้เมฆจะกระจายในแนวนอนโดยปกติมียอดและฐานแบน เช่น cirrostratus, altostratus, nimbostratus หรือ stratus



รูปที่ 5.6 เสถียรภาพอย่างสมบูรณ์

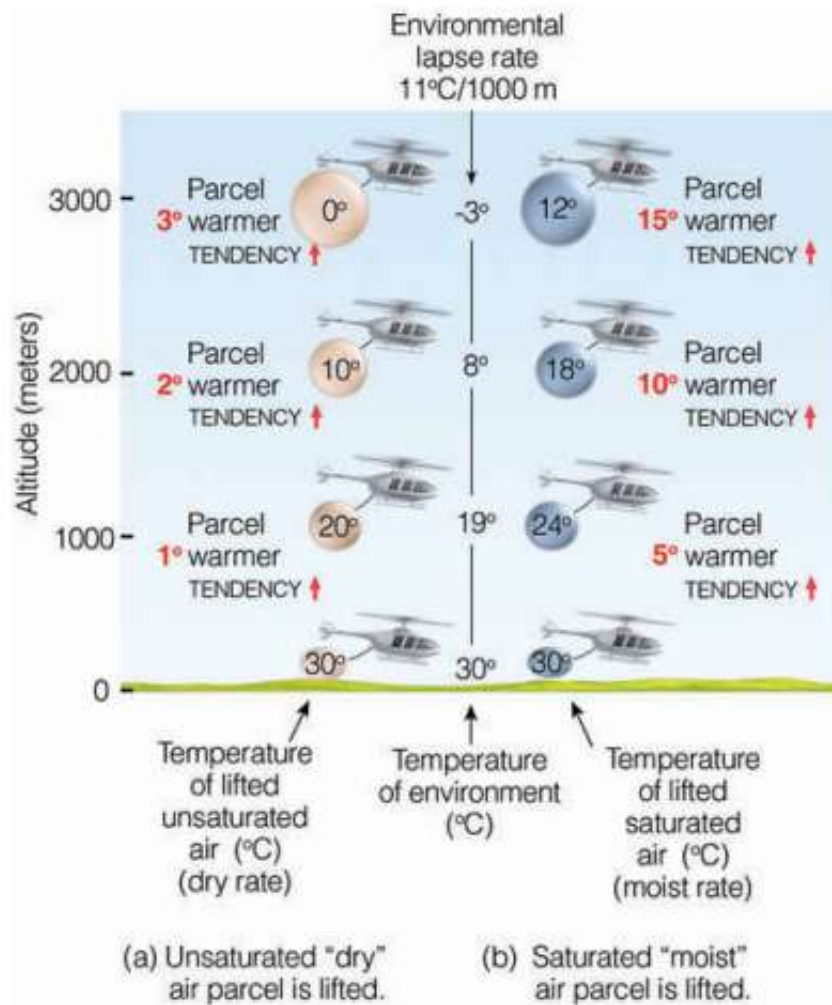
จะเห็นได้ชัดว่าในวันที่มีอากาศเย็นบนพื้นผิวนี้อ่อนเช้าบรรยากาศที่เสถียรจะยับยั้งการเคลื่อนที่ของอากาศ

ในแนวตั้งทำให้มีหมอกและหมอกควันที่ปกคลุมใกล้พื้นดิน (รูปที่ 5.7)



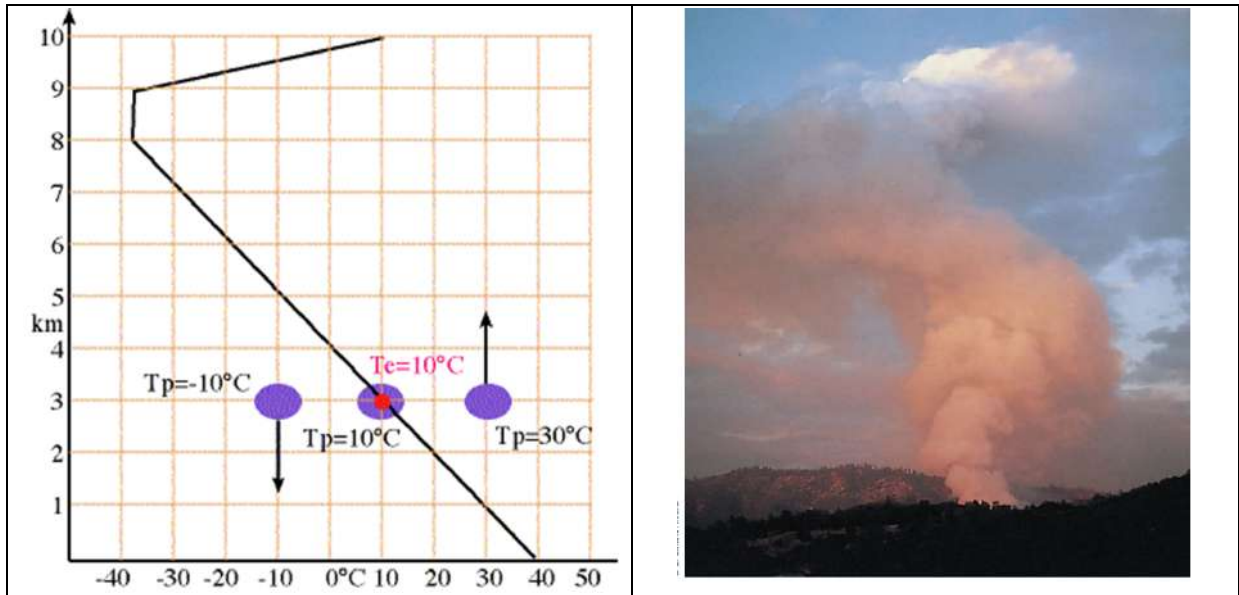
รูปที่ 5.7 อากาศเย็นทำให้มีหมอกและหมอกควันที่ปกคลุมใกล้พื้นดิน

2. ไม่เสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ (Absolute Instability) ถ้าอุณหภูมิของอากาศที่ลอยตัวสูงขึ้นขึ้นไปนั้นอุ่นกว่า (เบากว่า) หนาแน่นน้อยกว่าอากาศโดยรอบก็จะลอยตัวเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ นี่คือตัวอย่างอากาศที่ไม่เสถียรภาพ รูปที่ 5.8 การเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อมลดลง 11°C สำหรับทุก ๆ ระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น 1,000 เมตร ซึ่งหมายความว่าอัตราการการเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อมคือ 11°C ต่อ 1,000 เมตร รูปที่ 5.8a อัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศแห้ง รวมทั้งอัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิตามความสูงของอากาศชื้น รูปที่ 5.8b จะอุ่นกว่าอากาศที่อยู่รอบ ๆ อากาศในแต่ละระดับเหนือพื้นผิว เนื่องจากในทั้งสองกรณี อากาศที่ร้อนขึ้นและหนาแน่นน้อยกว่าอากาศรอบตัวพวกเขา เมื่ออุณหภูมิของอากาศจะลอยขึ้นจากพื้นระดับล่าง ดังนั้นเราจึงเรียกบรรยากาศที่ไม่เสถียรอย่างสมบูรณ์



รูปที่ 5.8 บรรยากาศที่ไม่เสถียรอย่างสมบูรณ์ อากาศที่ไม่เสถียรจะเกิดขึ้นได้เมื่อพัสตุทางอากาศที่พุ่งสูงขึ้นไปอุ่นกว่าและเบา
กว่าอากาศโดยรอบ อนุภาคของอากาศยกขึ้นทั้ง (a) และ (b) จะยังคงเคลื่อนตัวออกไปจากตำแหน่งเดิม

การผสมผสานระหว่างอากาศเย็นเบื้องบนและอากาศพื้นผิวที่อบอุ่น ส่งผลอัตราการไหลผ่านที่สูงขึ้น
และบรรยากาศที่ไม่เสถียรภาพ (รูปที่ 5.9 a) โดยทั่วไปแล้วเมื่ออุณหภูมิของอนุภาคของอากาศ $T_p=30^{\circ}\text{C}$
เปรียบเทียบกับอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม $T_e=10^{\circ}\text{C}$ (จากการหยั่งอากาศโดยวิทยุหยั่งอากาศของกรม
อุตุนิยมวิทยา) เมื่ออุณหภูมิของอนุภาคของอากาศอุ่นกว่าอุณหภูมิสิ่งแวดล้อมบรรยากาศไม่เสถียรมาก ความ
ไม่เสถียรที่เกิดขึ้นจากการยกของอากาศมักเกี่ยวข้องกับการพัฒนาตัวของสภาพอากาศที่รุนแรง เช่น กลุ่มควัน
ไฟลอยตั้งขึ้นตรง พายุฝนฟ้าคะนองและพายุทอร์นาโด ดังรูปที่ 5.9 b หากอุณหภูมิของอนุภาคของอากาศ
 $T_p= -10^{\circ}\text{C}$ เปรียบเทียบกับอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม $T_e=10^{\circ}\text{C}$ เมื่ออุณหภูมิของอนุภาคของอากาศต่ำกว่า
อุณหภูมิสิ่งแวดล้อมบรรยากาศเสถียรภาพ ซึ่งสังเกตในฤดูหนาวบรรยากาศเสถียรภาพมักเกิดหมอกในช่วงเช้า

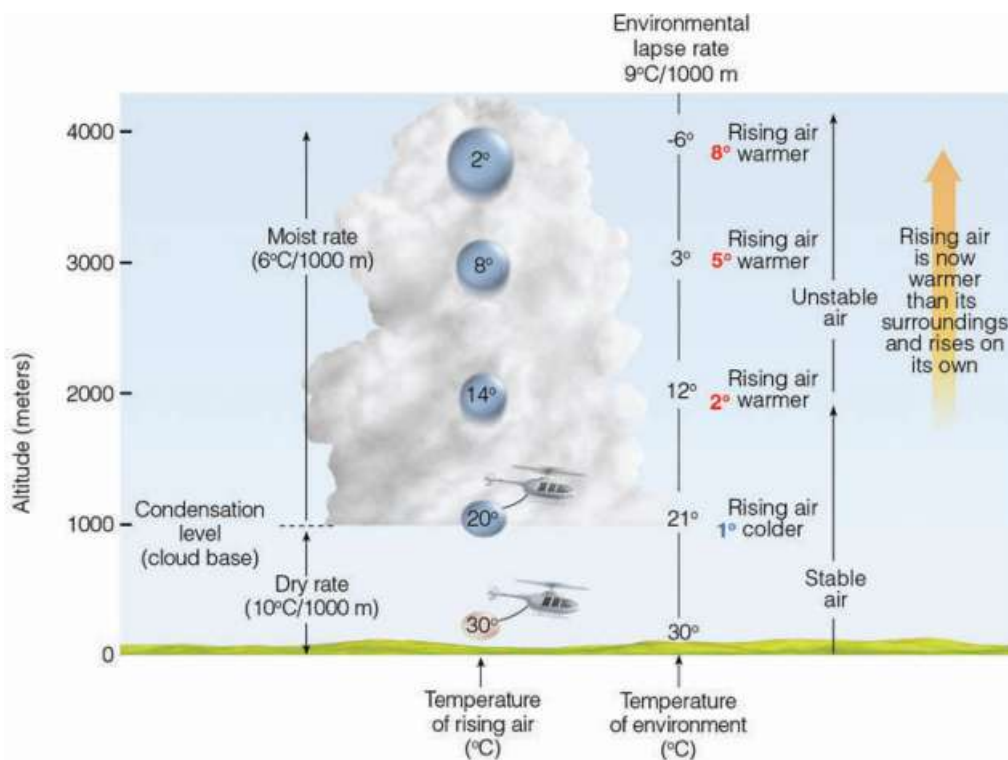


รูปที่ 5.9 (a) เสถียรภาพของบรรยากาศ (b) ความไม่เสถียรภาพใกล้พื้นผิวไอน้ำ (และควัน) ที่อุ่นและหนาแน่น น้อยลง ขยายตัวขึ้นและเย็นตัวลง ในที่สุดอากาศที่ลอยสูงขึ้นจะเย็นลงกลั่นตัวรวมตัวกันเป็นเมฆคิวมูลัส

3. ไม่เสถียรภาพอย่างมีเงื่อนไข (Conditional Instability) อากาศที่ไม่เสถียรอนุภาคของอากาศ อากาศที่ไม่ได้รับความชื้นถูกบังคับให้ลอยขึ้นจากพื้นผิว (รูปที่ 5.10) ที่เป็นอนุภาคของอากาศขยายตัว และเย็นตัวลงในอัตราอะเดียแบติกแบบแห้งจนกระทั่งอุณหภูมิของอากาศเย็นลงจนถึงจุดน้ำค้าง ในระดับนี้อากาศ อิ่มตัวความชื้นสัมพัทธ์ 100 เปอร์เซ็นต์และกลั่นตัวเป็นเมฆที่ระดับความสูงเหนือผิวน้ำโดยที่เมฆก่อตัวเป็นที่ ระดับความสูง 1,000 เมตร เหนือระดับการกลั่นตัวจะเย็นลงในอัตราเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงของ อากาศขึ้น เนื่องจากสู่การปล่อยความร้อนแฝงของอากาศที่เพิ่มขึ้นใกล้ 2,000 เมตร ได้อุ่นขึ้นกว่าอากาศรอบๆ ตัว เนื่องจากอากาศที่ยกขึ้นสามารถขึ้นได้เองช่วงบรรยากาศที่ไม่เสถียร ชั้นบรรยากาศจากพื้นผิวสูงถึง 4000 เมตร เปลี่ยนจากเสถียรภาพเป็นไม่เสถียรภาพเพราะอากาศที่เพิ่มขึ้นก็ขึ้นพอที่จะอิ่มตัวก่อตัวเป็นเมฆ และปล่อยความร้อนแฝงซึ่งทำให้อากาศอุ่นขึ้นหากเมฆคิวมูลัสไม่ก่อตัว อากาศที่ลอยขึ้นก็จะยังคงหนาวเย็นใน แต่ละระดับมากกว่าอากาศโดยรอบ จากพื้นผิวถึง 4000 เมตร เราเรียบบรรยากาศที่ไม่เสถียรภาพอย่างมี เงื่อนไข เราจะเห็นได้ว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงของสิ่งแวดล้อมในอัตรา 9°C ต่อ 1,000 เมตร คำนี้อยู่ระหว่างอัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงแบบแห้ง (10°C/1000 ม.) และอัตราการเปลี่ยนแปลง ของอุณหภูมิตามความสูงชื้น (6°C/1000 ม.)

ณ จุดนี้เราจะเห็นได้ชัดว่าความไม่เสถียรภาพของบรรยากาศที่เปลี่ยนแปลงไปในระหว่างวัน ในอากาศ ปลอดภัยและสงบรอบพระอาทิตย์ขึ้น อากาศบนพื้นผิวไม่เย็นกว่าอากาศด้านบนเล็กน้อย การผกผันของรังสี

มีอยู่และบรรยากาศค่อนข้างคงที่ตามที่ระบุโดยควันหรือหมอกควันที่ปกคลุมพื้นดิน เป็นวันที่ดำเนินไป แสงแดดทำให้พื้นผิวและพื้นผิวอุ่นขึ้นทำให้อากาศอุ่นขึ้น เนื่องจากอุณหภูมิของอากาศใกล้ตัวพื้นดินเพิ่มขึ้น ชั้นบรรยากาศด้านล่างจะค่อยๆ เกิดความไม่เสถียรมากขึ้น โดยปกติจะมีความไม่เสถียรสูงสุดเกิดขึ้นในช่วงที่ ร้อนที่สุดของวัน บนที่สูง ช่วงบ่ายในฤดูร้อนปรากฏการณ์นี้สามารถเห็นได้โดยการเกิดเมฆคิวมูลัส



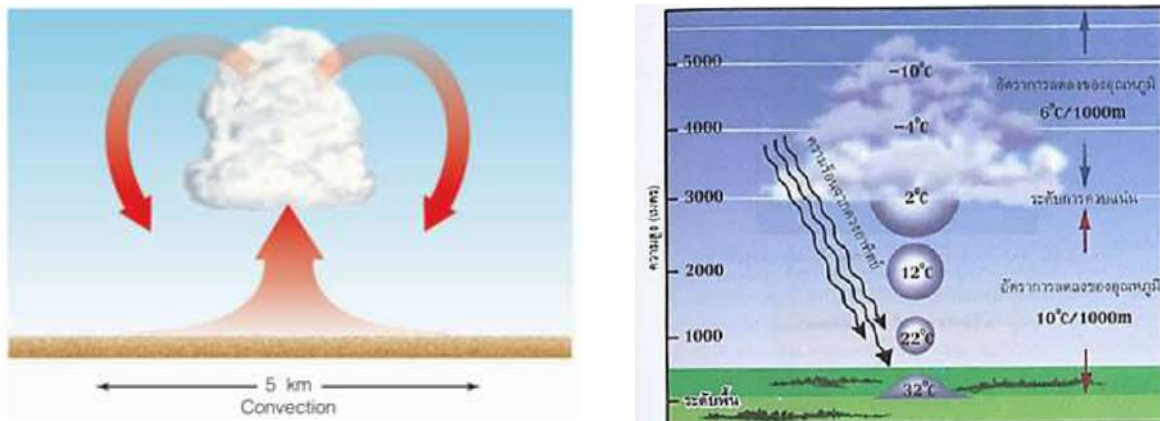
รูปที่ 5.10 บรรยากาศไม่เสถียรภาพแบบมีเงื่อนไขระดับล่างเป็นลักษณะเสถียรภาพแบบสมบูรณ ส่วนด้านบนเป็นแบบไม่เสถียรภาพแบบสมบูรณ

5.4 การพัฒนาตัวของเมฆและเสถียรภาพของอากาศ (Cloud Development and Stability)

เมฆส่วนใหญ่ก่อตัวขึ้นเมื่ออากาศขึ้น ขยายตัว และเย็นลง โดยพื้นฐานแล้วกลไกในการพัฒนาเมฆส่วนใหญ่เกิดขึ้นจากกระบวนการที่สำคัญ 4 อย่าง ดังต่อไปนี้

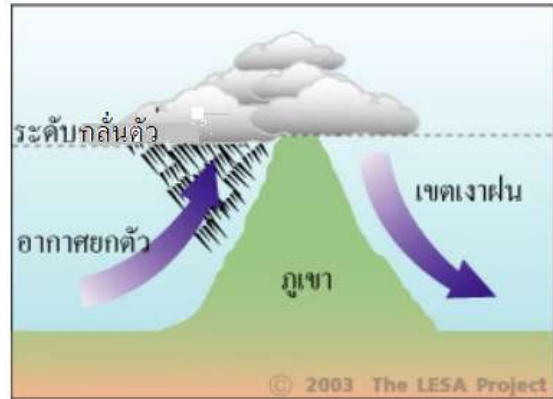
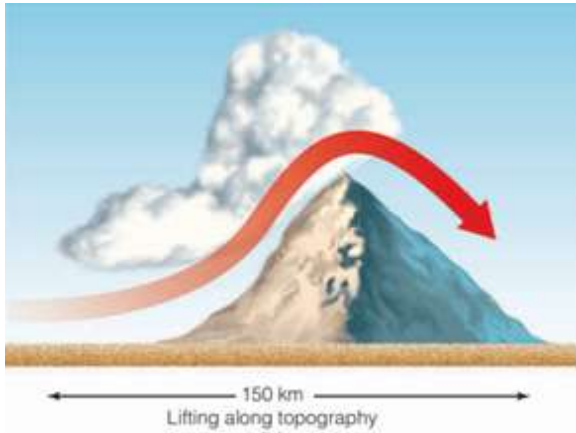
1. การพาความร้อน (convection) การยกตัวของอากาศเนื่องจากการพาความร้อนพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์ที่ส่องผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลกซึ่งมีทั้งพื้นดินและพื้นน้ำ ดังนั้น ในแต่วันจะมีการถ่ายโอนพลังงานระหว่างพื้นผิวโลกและบรรยากาศอยู่ตลอดเวลา ในบรรยากาศจะมีส่วนประกอบของก๊าซต่าง ๆ รวมตัวกับไอน้ำ ดังนั้นเมื่ออากาศที่อยู่ใกล้พื้นผิวโลกได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์และพื้นผิวโลกเอง จะทำให้

อุณหภูมิอากาศนั้นมีค่าสูงขึ้น ความหนาแน่นจึงน้อยกว่าความหนาแน่นของอากาศของบริเวณโดยรอบอนุภาคของอากาศ จึงยกตัวสูงขึ้นในระหว่างที่กลุ่มก้อนอากาศยกตัวสูงขึ้น จะมีการปรับลดอุณหภูมิและความกดอากาศ ให้สมดุลกับอุณหภูมิและความกดอากาศของสิ่งแวดล้อมที่ระดับความสูงต่างๆ เมื่ออุณหภูมิของอากาศลดลงเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ไอน้ำในอากาศจะเกิดการกลั่นตัวเป็นละอองน้ำ ดังรูปที่ 5.11 ซึ่งในการกลั่นตัวนั้นจะมีละอองลอยในอากาศ เช่น ฝุ่นละอองเกลือ เกสรดอกไม้ ทำหน้าที่เป็นแกนกลางการกลั่นตัว (condensation nuclei) หากไม่มีอนุภาคแกนกลางการกลั่นตัวอากาศจะต้องมีความชื้นสัมพัทธ์สูงกว่า 100% มาก หรือเรียกว่าความชื้นอิ่มตัวยิ่งยวด (super saturation) เพื่อทำให้มีแรงดึงผิวมากพอที่จะทำให้ไอน้ำเกิดการกลั่นตัวได้หลังจากไอน้ำในอากาศกลั่นตัวกลายเป็นเมฆ จะคายความร้อนแฝงออกมาทำให้บรรยากาศมีพลังงานความร้อนเพิ่มขึ้น



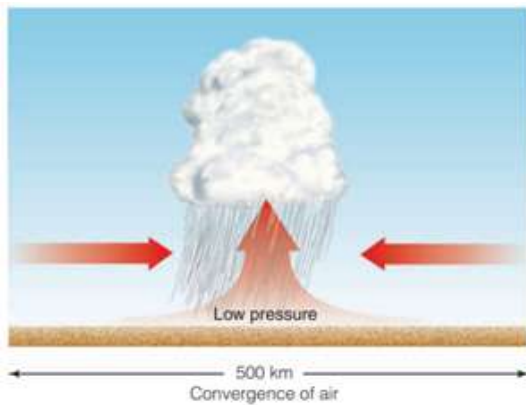
รูปที่ 5.11 การยกตัวของอนุภาคของอากาศและการกลั่นตัวกลายเป็นเมฆ

2. ยกระดับตามภูมิประเทศ (lifting along topography) เมื่อลมพัดปะทะกับภูเขา อากาศถูกบังคับให้ลอยสูงขึ้นจนถึงระดับการกลั่นตัวก็จะกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ ดังจะเห็นได้ว่าบนยอดเขาสูงมักมีเมฆปกคลุมอยู่ บริเวณยอดเขาจึงมีความชุ่มชื้นและอุดมไปด้วยป่าไม้ ลมพัดผ่านข้ามยอดเขาเป็นอากาศแห้งที่สูญเสียไอน้ำจะจมตัวลงและมีอุณหภูมิสูงขึ้น ภูมิอากาศบริเวณหลังภูเขาจึงเป็นเขตที่แห้งแล้ง เรียกว่า “เขตเงาฝน” (Rain shadow) ดังรูปที่ 5.12



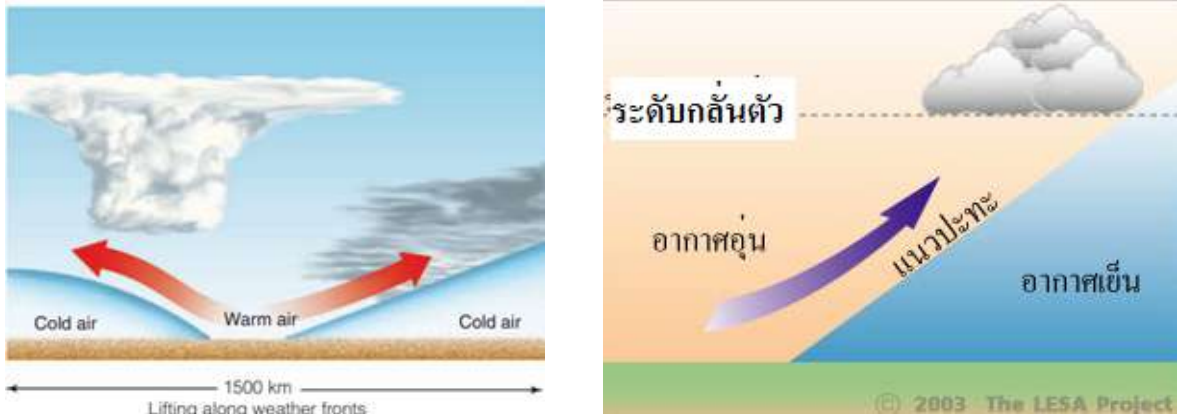
รูปที่ 5.12 การยกระดับตามภูมิประเทศและการกลั่นตัวกลายเป็นเมฆ

3. การบีบอัดของลมบริเวณผิวพื้น (convergence) ลมพัดมาปะทะกันอากาศจะยกตัวขึ้น ทำให้อุณหภูมิลดต่ำลงจนเกิดอากาศอึมตัว ไอน้ำในอากาศกลั่นตัวเป็นหยดน้ำรวมตัวกันเป็นก้อนเมฆ



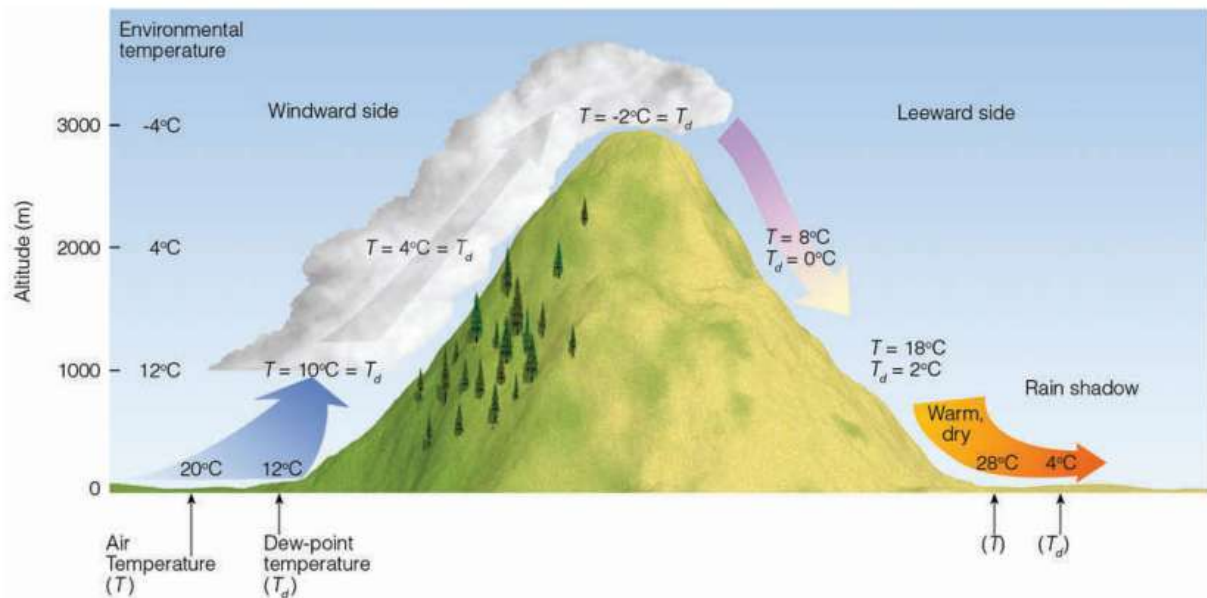
รูปที่ 5.13 การบีบอัดของลมบริเวณผิวพื้น และการกลั่นตัวกลายเป็นเมฆ

4. การยกตัวขึ้นตามแนวปะทะอากาศ (lifting along weather fronts) แนวปะทะอากาศร้อนมีความหนาแน่นต่ำกว่าอากาศเย็น เมื่ออากาศร้อนปะทะกับอากาศเย็น อากาศร้อนจะยกตัวขึ้น และอุณหภูมิลดต่ำลงจนถึงระดับกลั่นตัว ทำให้เกิดเมฆและฝน ดังที่เราจะได้ยินข่าวพยากรณ์อากาศว่า ลมความกดอากาศสูง (อากาศเย็น) ปะทะกับหย่อมความกดอากาศต่ำ (อากาศร้อน) ทำให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนอง



รูปที่ 5.14 การยกตัวขึ้นตามแนวปะทะอากาศ และการกั้นตัวกลายเป็นเมฆ

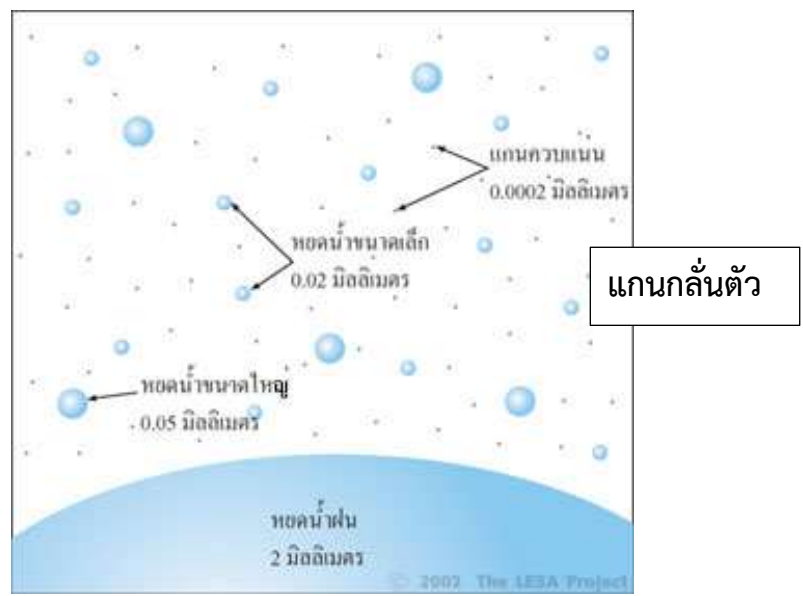
ภูมิประเทศและเมฆเคลื่อนตัวในแนวนอนอากาศไม่สามารถผ่านสิ่งกีดขวางขนาดใหญ่ได้อย่างชัดเจน เช่น เป็นภูเขา อากาศจึงต้องผ่านไป บังคับยกตามแนวกีดขวางภูมิประเทศเรียกว่าการยกกระดัด orographic บ่อยครั้ง มวลอากาศจำนวนมากจะลอยขึ้น การยกนี้ทำให้เกิดความเย็นและการกั้นตัวกลายเป็นเมฆแสดง ดังรูปที่ 5.15 สังเกตว่าหลังจากมีความขึ้นเหนือภูเขาอากาศที่ผิวน้ำด้านหลังเขา (ใต้ลม) อุ่นกว่ามากอยู่ที่พื้นผิวด้านรับลม สำหรับอากาศคงที่ที่ไหลผ่านภูเขามักจะบีบอัดและมีอุณหภูมิสูงขึ้นทางด้านอับลม (หลังเขา)



รูปที่ 5.15 Orographic uplift การพัฒนาของเมฆ และการก่อตัวของเงาฝน

5.5 กระบวนการเกิดฝน (Precipitation Processes)

การกลั่นตัวของไอน้ำจำเป็นจะต้องมี “แกนกลางการกลั่นตัว” (Condensation nuclei) ให้หยดน้ำ (Droplet) เกาะตัว ยกตัวอย่างเช่น เมื่ออุณหภูมิของอากาศบนพื้นผิวลดต่ำกว่าจุดน้ำค้าง ไอน้ำในอากาศจะกลั่นตัวเป็นหยดน้ำเล็กๆ เกาะบนใบไม้ ใบหญ้าเหนือพื้นดิน บนอากาศก็เช่นกัน ไอน้ำต้องการอนุภาคเล็กๆ ที่แขวนลอยอยู่ในอากาศเป็น “แกนกลางการกลั่นตัว” แกนกลางการกลั่นตัวเป็นวัสดุที่มีคุณสมบัติในการดูดซับน้ำ (Hygroscopic) เช่น ฝุ่น คิวบิก เกสรดอกไม้ หรืออนุภาคเกลือ ซึ่งมีขนาดประมาณ 0.0002 มิลลิเมตร หากกรณีที่ปราศจากแกนกลางการกลั่นตัวแล้วไอน้ำบริสุทธิ์ต้องมีความชื้นสัมพัทธ์มากกว่า 100% ในการผลิตหยดน้ำในเมฆ ต้องมีอุณหภูมิต่ำมาก พลังงานจลน์ต่ำ โมเลกุลของน้ำจึงจะ “เกาะติดกัน” ในกลุ่มเล็กๆ กลั่นตัวเป็นหยดน้ำในเมฆ



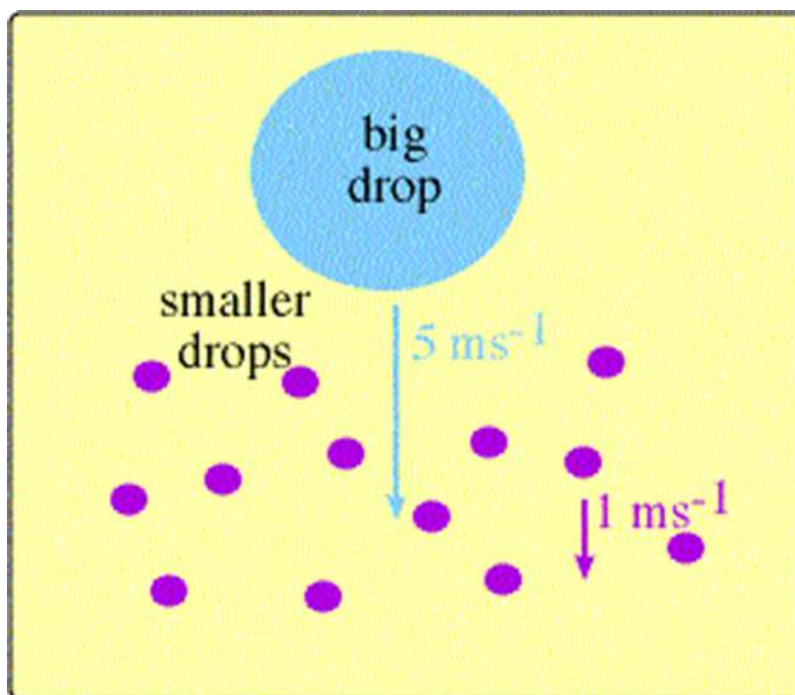
รูปที่ 5.16 แกนกลางการกลั่นตัว ละอองน้ำในเมฆ และหยดน้ำฝน

หยดน้ำหรือละอองน้ำในก้อนเมฆ (Cloud droplet) ที่เกิดขึ้นครั้งแรกมีขนาดเล็กมากเพียง 0.02 มิลลิเมตร (เล็กกว่าขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางของเส้นผมซึ่งมีขนาด 0.075 มิลลิเมตร) ละอองน้ำขนาดเล็กตกลงอย่างช้าๆ ด้วยแรงต้านของอากาศ และระเหยกลับเป็นไอน้ำ (ก๊าซ) เมื่ออยู่ใต้ระดับกลั่นตัวลงมา ไม่ทันตกถึงพื้นโลก ในบางครั้งอากาศมีการยกตัวอย่างรุนแรง หยดน้ำเหล่านี้สามารถรวมตัวกันภายในก้อนเมฆ จนมีขนาดใหญ่ประมาณ 0.05 มิลลิเมตร ถ้าหยดน้ำมีขนาด 2 มิลลิเมตร มันจะมีน้ำหนักมากกว่าแรงพยุงของอากาศ และตกลงมาด้วยแรงโน้มถ่วงของโลกสู่พื้นดินกลายเป็นฝน ดังรูปที่ 5.16

กระบวนการรวมตัวกันของเม็ดฝนในเมฆจนกลายเป็นเม็ดฝนขนาดใหญ่ มีดังนี้

1. กระบวนการชนกันและรวมตัวกัน (collision coalescence process)

เม็ดฝนในเมฆ (cloud droplets) มีขนาดต่างกัน เม็ดฝนขนาดใหญ่กว่าจะเคลื่อนที่เร็วกว่าเม็ดฝนขนาดเล็กกว่า เม็ดฝนขนาดใหญ่กว่าจะวิ่งชนเม็ดฝนขนาดเล็กกว่าเกิดการรวมตัวกันเป็นเม็ดฝนที่มีขนาดใหญ่ยิ่งขึ้น (collision and coalescence) แล้วตกลงมาเป็นฝน ดังรูปที่ 5.17

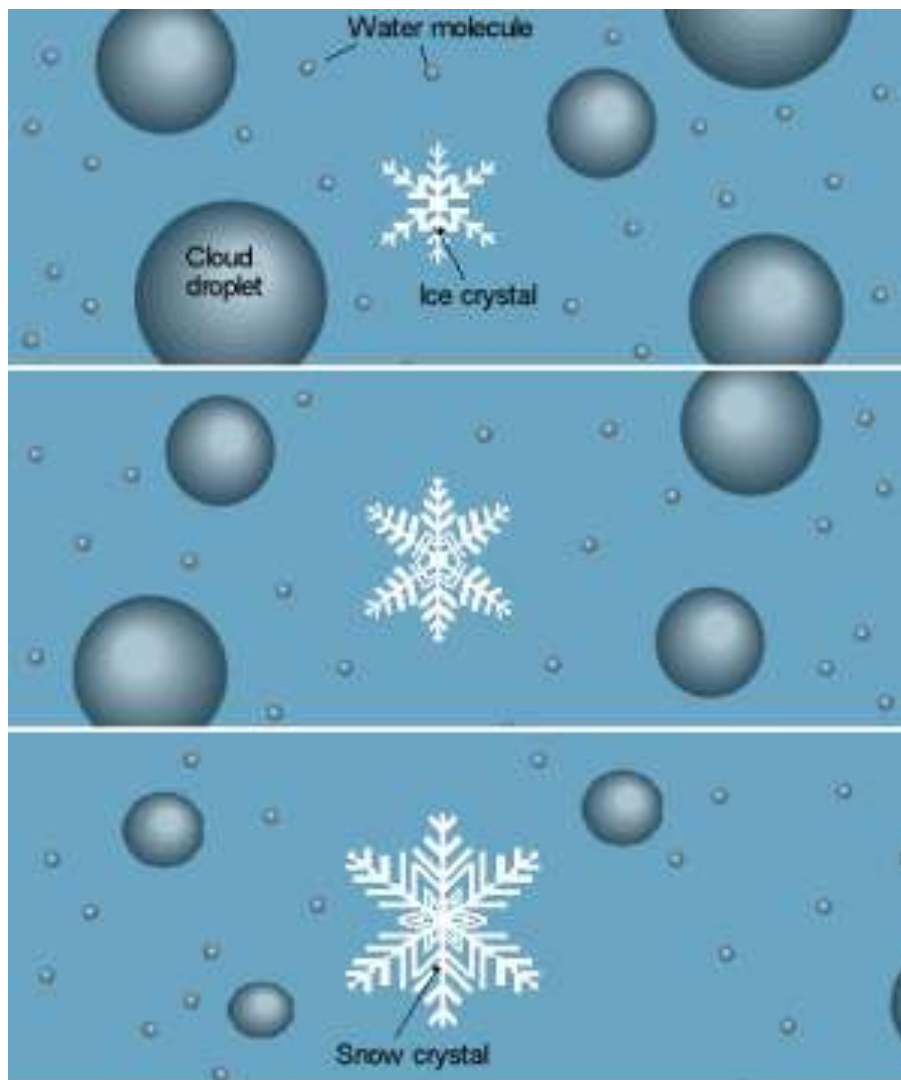


รูปที่ 5.17 กระบวนการชนกันและรวมตัวกัน (collision coalescence process)

2. กระบวนการเบอร์เจอร์อน (Bergeron process)

เกิดขึ้นภายในเมฆซึ่งมีละอองน้ำ ผลึกน้ำแข็ง (ice crystals) และน้ำเย็นยิ่งยวด (supercooled water) ในเขตที่มีอากาศหนาวเย็น เช่น ในเขตละติจูดสูง หรือบนเทือกเขาสูง รูปแบบของการเกิดหยาดน้ำฟ้าจะแตกต่างกันไปจากเขตร้อน หยดน้ำบริสุทธิ์ในก้อนเมฆไม่ได้แข็งตัวที่อุณหภูมิ 0°C หากแต่แข็งตัวที่อุณหภูมิต่ำกว่า -40°C เราเรียกน้ำในสถานะของเหลวที่อุณหภูมิต่ำกว่า 0°C นี้ว่า “น้ำเย็นยิ่งยวด” (Supercooled water) น้ำเย็นยิ่งยวดจะเปลี่ยนสถานะเป็นของแข็งได้ก็ต่อเมื่อกระทบกับวัตถุของแข็งอย่างทันทีทันใด ยกตัวอย่าง เมื่อเครื่องบินเข้าไปในเมฆชั้นสูง ก็จะเกิดน้ำแข็งเกาะที่ชายปีกด้านหน้า การระเหิดกลับเช่นนี้ (Deposition) จำเป็นจะต้องอาศัยแกนซึ่งเรียกว่า “แกนน้ำแข็ง” (Ice nuclei) เพื่อให้ไอน้ำจับตัว

เป็นผลึกน้ำแข็ง ในก้อนเมฆมีน้ำครบทั้งสามสถานะ และมีแรงดันที่แตกต่างกัน ไอน้ำระเหยจากละอองน้ำโดยรอบ แล้วระเหิดกลับรวมตัวเข้ากับผลึกน้ำแข็งอีกทีหนึ่ง ทำให้ผลึกน้ำแข็งมีขนาดใหญ่ขึ้น ดังรูปที่ 5.18 ขนาดโตมากตกลงมาเป็นหิมะ (snow) แต่ในวันที่มีอากาศร้อน หิมะจะเปลี่ยนสถานะกลายเป็น “ฝน” เสียก่อนแล้วจึงตกลงถึงพื้น



The Bergeron process. Ice crystals grow at the expense of cloud droplets until they are large enough to fall. The size of these particles has been greatly exaggerated.

รูปที่ 5.18 กระบวนการเบอร์เจอร์อน (Bergeron process)

5.6 ประเภทของหยาดน้ำฟ้า (Precipitation Types)

เราได้เห็นแล้วว่าละอองเมฆทำได้อย่างไรเติบโตใหญ่พอที่จะตกลงสู่พื้นเป็นฝนหรือหิมะขณะร่วงหล่น เม็ดฝนและเกล็ดหิมะอาจเปลี่ยนแปลงได้โดยสภาพบรรยากาศที่พบภายใต้เมฆและแปรสภาพเป็นหยาดน้ำฟ้า รูปแบบอื่นที่สามารถมีอิทธิพลต่อสิ่งแวดล้อมของเราได้อย่างลึกซึ้ง

ฝน (rain)

เป็นหยาดน้ำฟ้าที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางเท่ากับหรือมากกว่า 0.5 มม. เรียกว่าฝน (rain) หากหยาดน้ำฟ้าที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางเล็กกว่า 0.5 มม. เรียกว่าฝนละออง (drizzle) ฝนละอองส่วนใหญ่ตกจากเมฆ stratus เม็ดฝนขนาดเล็กอาจตกลงมาในอากาศระเหยหมดก่อนถึงพื้นดินดูเหมือนเป็นลำแสงที่เกิดจากฝนหยาดน้ำฟ้าระเหยเหล่านี้เรียกว่า virga* (รูปที่ 5.19)



รูปที่ 5.19 ริ้วแห่งการร่วงหล่นหยาดน้ำฟ้าที่ระเหยก่อนจะถึงพื้นดินเรียกว่า virga

ฝนโปรย (shower)

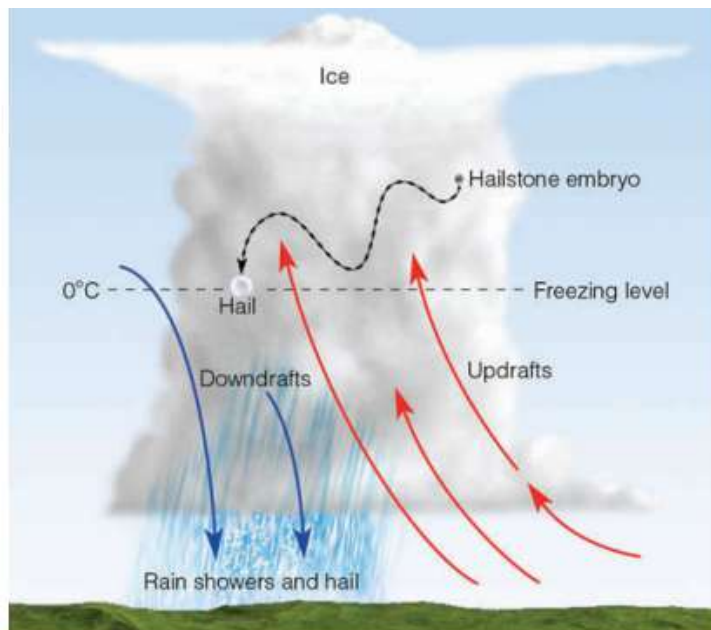
หยาดฝนอาจตกจากเมฆแต่ตกไม่ถึงพื้นดินหากพวกมันสัมผัสกับกระแสอากาศที่ยกตัวสูงขึ้นอย่างรวดเร็ว (updraft) หากกระแสอากาศอ่อนตัวหรือเปลี่ยนทิศทางและกลายเป็น downdraft หยาดน้ำฟ้าที่ตกเหมือนฝนโปรยปรายตกจากเมฆคิวมูลัส มักจะตกกระยะเวลาสั้นและประปรายเมื่อเมฆเคลื่อนตัวเหนือศีรษะแล้วลอยผ่านไป ถ้าฝนที่ตกหนักมากเรียกว่าพายุฝนฟ้าคะนองตกจากเมฆคิวมูโลนิมบัส

หิมะ (Snow)

หยาดน้ำฟ้าส่วนใหญ่ที่ตกลงสู่พื้นโลกเริ่มต้นจากหิมะ ในฤดูร้อนระดับเยือกแข็งมักจะสูงและเกล็ดหิมะที่ตกลงมาจากก้อนเมฆจะละลายก่อนถึงพื้นผิว ส่วนในฤดูหนาวระดับการเยือกแข็งจะต่ำกว่ามาก และเกล็ดหิมะที่ตกลงมาก็มีโอกาสรอดมากกว่าอันที่จริง เกล็ดหิมะโดยทั่วไปสามารถตกได้ประมาณ 300 เมตร (หรือต่ำกว่าระดับจุดเยือกแข็งก่อนละลายจนหมด 1,000 ฟุต) เมื่ออากาศที่อุ่นกว่าใต้ก้อนเมฆเกล็ดหิมะบางส่วนละลายเป็นน้ำ

ลูกเห็บ

ลูกเห็บเป็นชิ้นน้ำแข็งใสหรือทึบแสงบางส่วน มีขนาดตั้งแต่เม็ดถั่วจนถึงขนาดลูกกอล์ฟหรือใหญ่กว่า ลูกเห็บเกิดจากเมฆคิวมูโลนิมบัสเมื่อน้ำแข็งในเมฆฝนระยะแรก (ตัวอ่อนโดยปกติคืออนุภาคน้ำแข็ง)) จะมีขนาดเล็กและถูกยกตัวให้สูงขึ้นโดยกระแสอากาศยกตัว (updraft) ภายในเมฆอุ่นตัวอ่อนขนาดเล็กสูงขึ้นเหนือระดับเยือกแข็ง ตัวอ่อนจะถูกกวาดออกด้านข้างผ่านเมฆและเพิ่มขนาดใหญ่ขึ้นการเติบโตของลูกเห็บระหว่างทาง อนุภาคน้ำแข็งชนกับหยดของเหลวที่เย็นจัดเป็นพิเศษ (น้ำเย็นยิ่งยวด) ซึ่งแข็งตัวเมื่อสัมผัส แม้แต่อนุภาคน้ำแข็งก็ยังมีขนาดใหญ่พอและหนักพอที่จะตกลงสู่พื้นเป็นลูกเห็บลูกเห็บขนาดเล็กมักจะละลายก่อนถึงพื้นดิน แต่ในพายุฝนฟ้าคะนองรุนแรงของฤดูร้อน ลูกเห็บอาจโตพอที่จะไปถึงพื้นดินก่อนที่จะละลายอย่างสมบูรณ์ ดังรูปที่ 5.20



รูปที่ 5.20 การก่อตัวของลูกเห็บ

5.7 การวัดปริมาณน้ำฝน

การวัดปริมาณน้ำฝนเราวัดปริมาณน้ำฝนตามความสูงของจำนวนฝนที่ตกลงมาจากท้องฟ้า โดยให้น้ำฝนตกลงในภาชนะโลหะซึ่งส่วนมากเป็นรูปทรงกระบอกมีเส้นผ่านศูนย์กลางของปากกระบอกจำกัด เช่น ปากกระบอกมีเส้นผ่านศูนย์กลาง 8 นิ้ว ฝนจะตกผ่านปากกระบอกลงไปตามท่อกรวยสู่ภาชนะรองรับน้ำฝนไว้ เมื่อเราต้องการทราบปริมาณน้ำฝนเราก็ใช้ไม้บรรทัดหยั่งความลึกของฝน หรืออาจใช้แก้วตวงที่มีมาตราส่วนแบ่งไว้สำหรับอ่านปริมาณน้ำฝนเป็นนิ้วหรือเป็นมิลลิเมตร

เครื่องวัดน้ำฝนมีอยู่หลายชนิด ดังนี้

1. เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดาหรือแบบแก้วตวง (ordinary raingauge)



รูปที่ 5.21 เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดา

2. เครื่องวัดน้ำฝนแบบบันทึก (recording raingauge)

เป็นชนิดที่มีปากกาเขียนด้วยหมึก สำหรับบันทึก ปริมาณน้ำฝนไว้เป็นเวลา 24 ชั่วโมง หรือตลอด สัปดาห์หรือนานกว่านี้ ซึ่งมีทั้งแบบชั่ง (weighing raingauge) และแบบกาลักน้ำ (siphon raingauge)



รูปที่ 5.22 เครื่องวัดน้ำฝนแบบบันทึก

3. เครื่องวัดแบบติจิตอล (Tipping rain gauge)

มีเซ็นเซอร์วัดน้ำฝนที่เก็บและวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝน สามารถเหน้าทิ้งได้อัตโนมัติ และส่งข้อมูลแบบไร้สาย ซึ่งท่านสามารถอ่านข้อมูลได้จากภายในบ้าน ปัจจุบันมีการพัฒนาฟังก์ชันการทำงานของเครื่องมือวัดปริมาณน้ำฝนอยู่ในรูปแบบของ เครื่องวัดสภาพอากาศ ที่สามารถวัดความเร็วลมทิศทาง ปริมาณน้ำฝนอุณหภูมิและความชื้นได้ในตัว เรียกเครื่องมือประเภทนี้เครื่องมือตรวจอากาศแบบอัตโนมัติ Automatic Weather Station หรือเครื่องมือวัดสภาพอากาศเป็นเครื่องมือวัดประเภทที่มีฟังก์ชันการทำงานได้หลายรูปแบบ เชื่อมต่อกับคอมพิวเตอร์และแอปพลิเคชัน เชื่อมต่อกับอินเทอร์เน็ตได้เลย มีโปรแกรมการวิเคราะห์น้ำฝนเหมาะกับการใช้งานแบบครบวงจร

เครื่องตรวจอากาศระบบอัตโนมัติ

Automatic Weather Station



รูปที่ 5.23 เครื่องมือตรวจอากาศแบบอัตโนมัติ

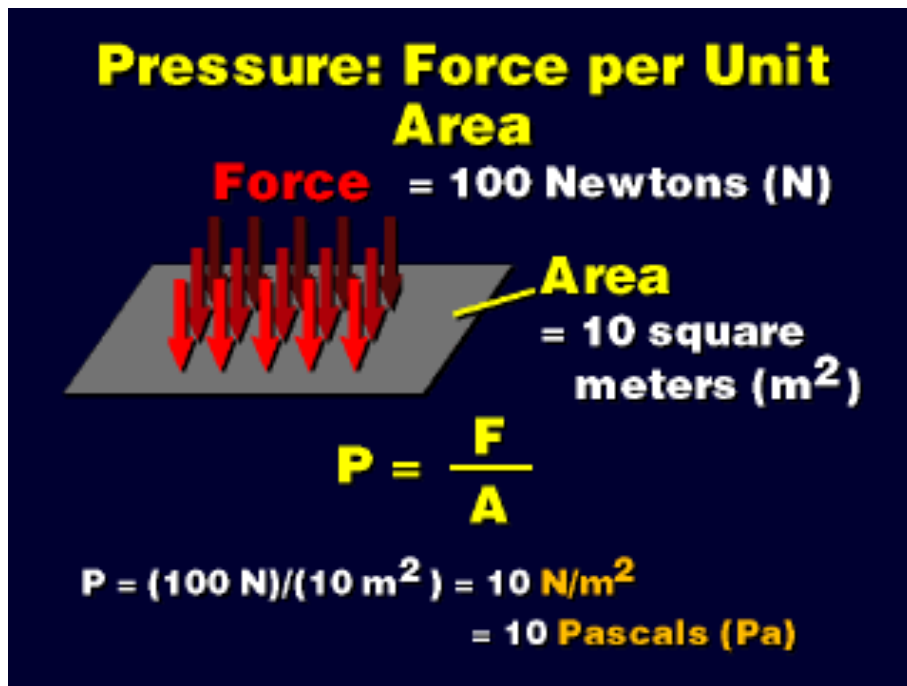
บทที่ 6

ความกดอากาศและลม

(Air Pressure and Wind)

6.1 ความหมาย

ความกดอากาศ (Atmospheric Pressure : P) คือ น้ำหนักของอากาศที่กดทับเหนือพื้นที่นั้นๆ น้ำหนักของอากาศที่กดทับกันลงมาด้วยอิทธิพลของแรงโน้มถ่วงของโลก “ความกดอากาศ” (Air pressure) แสดงดังรูปที่ 6.1 ความกดอากาศมีค่าเท่ากันในทุกทิศทาง และมีค่าลดลงตามความสูง สามารถตรวจวัดความกดอากาศ ได้โดยเครื่องมือที่เรียกว่า " บารอมิเตอร์ " (Barometer) มีหน่วยของการตรวจวัดเป็นเฮกโตปาสกาล (hecto pascal : hPa) โดยปกติคนเราสามารถอยู่ได้โดยไม่ได้รับแรงกดจากความกดอากาศ เนื่องจากร่างกายมนุษย์มีอากาศเป็นส่วนประกอบอยู่ ซึ่งความกดอากาศภายในตัวคนเรามีแรงดันออกเท่ากับแรงดันภายนอกเราจึงไม่รู้สึกรีดอัด ในขณะที่เดียวกันถ้าเราออกไปสู่ภายนอกโลกโดยไม่ได้สวมชุดอวกาศร่างกายของเราจะพองออกและระเบิดออกได้ในที่สุดเนื่องจากในอวกาศไม่มีบรรยากาศอยู่ นอกจากนั้นความกดอากาศยังมีความสัมพันธ์กันกับอุณหภูมิ และการเกิดระบบลมบนพื้นโลกของเรา



รูปที่ 6.1 ความกดอากาศ (P) มีค่าเท่ากับ น้ำหนักของอากาศ (F) ต่อหนึ่งตารางหน่วยของพื้นที่ (A)

เนื่องจาก F มีหน่วยเป็น "นิวตัน" (N) และ A มีหน่วยเป็น "ตารางเมตร" (m^2) ความกดอากาศจึงมีหน่วยเป็น "นิวตันต่อตารางเมตร" (N/m^2 ; เขียนในรูปหน่วยฐานว่า $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-2}$) ในปี ค.ศ. 1971 (พ.ศ. 2514) มีการคิดค้นหน่วยของความกดอากาศขึ้นใหม่เรียกว่า ปาสคาล (pascal, Pa) ในปัจจุบันนักอุตุนิยมวิทยาใช้คำว่า เฮกโตปาสคาล (Hecto Pascal เขียนย่อว่า hPa) แทนคำว่า มิลลิบาร์ แต่แท้จริงแล้วทั้งสองคือหน่วยเดียวกัน 1 เฮกโตปาสคาล = 1 มิลลิบาร์ = แรงกด 100 นิวตัน/พื้นที่ 1 ตารางเมตร โดยที่แรง 1 นิวตัน คือ แรงที่ใช้ในการเคลื่อนมวล 1 กิโลกรัม ให้เกิดความเร่ง 1 (เมตร/วินาที)/วินาที และกำหนดให้หน่วยชนิดนี้เป็นหน่วยเอสไอสำหรับความกดอากาศ โดยให้ 1 ปาสคาลมีค่าเท่ากับ 1 นิวตันต่อตารางเมตร (หรือ แรง 1 นิวตัน กระทำตั้งฉากกับพื้นที่ขนาด 1 ตารางเมตร)

ความกดอากาศบรรยากาศมาตรฐาน คือความกดอากาศของบรรยากาศของโลก หรือคือความกดอากาศของอากาศในชั้นบรรยากาศต่ำสุดซึ่งเป็นชั้นที่มนุษย์อาศัยอยู่ ความกดอากาศนี้จะแปรเปลี่ยนไปตามสภาพอากาศและความสูงจากพื้นดินที่ระดับน้ำทะเล ความกดอากาศบรรยากาศจะมีค่า (โดยเฉลี่ย) เป็น 101,325 Pa = 101,325/100 = 1013.25 hPa เรียกว่า 1 atmosphere (atm)

ค่าความกดอากาศบรรยากาศมาตรฐาน ที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) :

1013.2 mb	1013.2 hPa
29.92 inches Hg	14.7 pounds per in ²
760 mm of Hg	34 feet of water

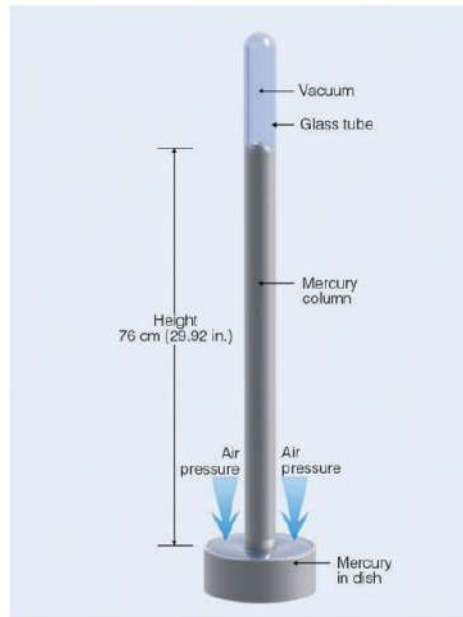
ค่าความกดอากาศบรรยากาศที่เคยปรากฏจากผลการตรวจอากาศ

ค่ามากที่สุด	ความกดอากาศสูง	1078.3 hPa	ที่ ไชยบุรี
ต่ำที่สุด	พายุไต้ฝุ่น ความกดอากาศต่ำ	877.2 hPa	ที่มหาสมุทรแปซิฟิก

6.2 การตรวจวัดค่าความกดอากาศ (Measuring Air Pressure)

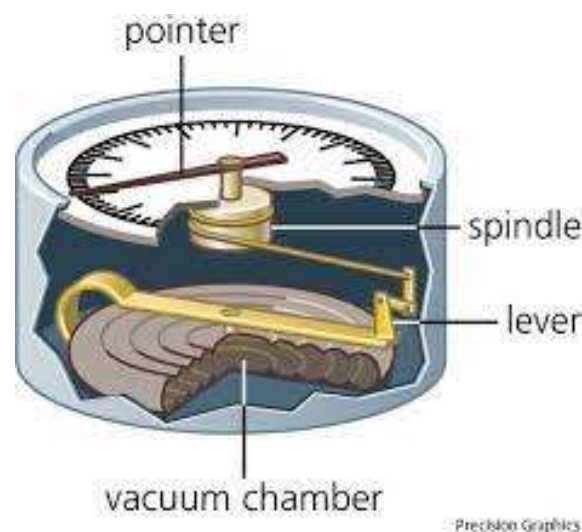
6.2.1 เครื่องมือที่ใช้วัดความกดอากาศ คือ บาโรมิเตอร์ (barometer) ที่ใช้กันทั่วไปมีอยู่ 3 ชนิด

1. บาโรมิเตอร์แบบปรอทในปี ๑๖๔๓ นักวิทยาศาสตร์อิตาลีชื่อ Toricelli (ทอริเชลลี) ได้นำหลอดแก้วยาวประมาณ 80 เซนติเมตรปิดปลายข้างหนึ่งเทใส่ปรอทลงไปจนเต็มและคว่ำที่เปิดลงไปในอ่างปรอท พบว่าระดับปรอทในหลอดลดลงและคงที่อยู่ประมาณ 0.76 เมตร (หรือ 760มม.) เหนือผิวปรอทด้านนอก ดังรูปที่ 6.2



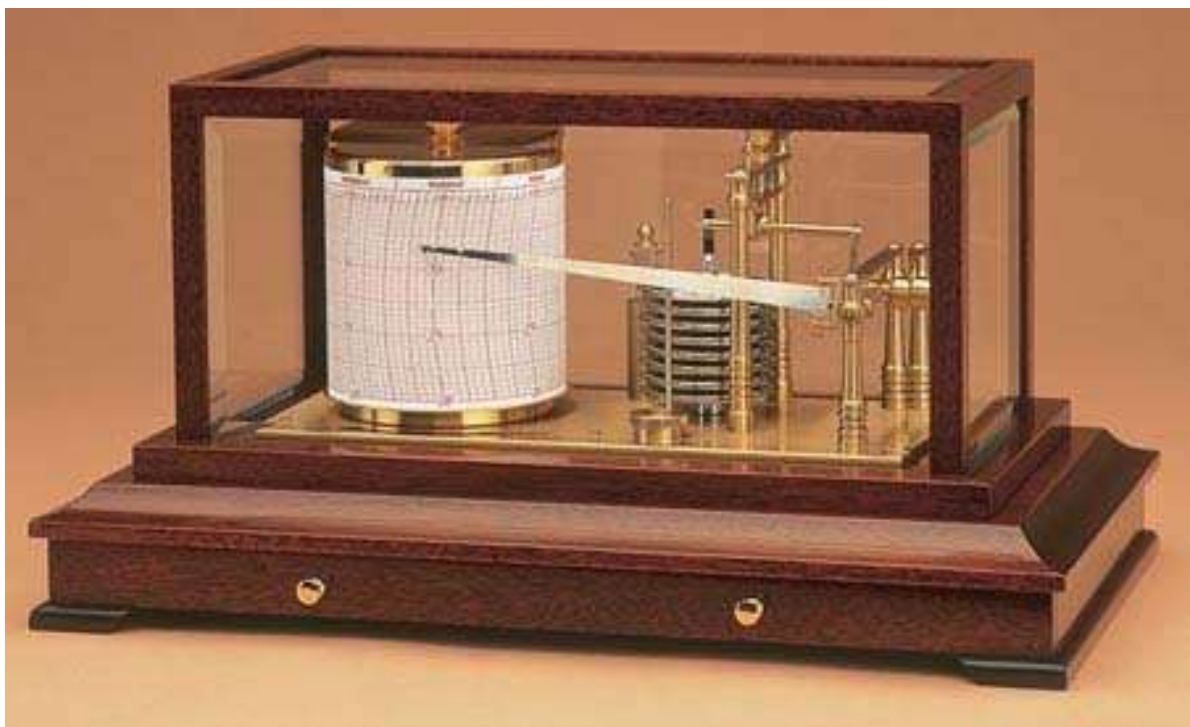
รูปที่ 6.2 บารอมิเตอร์แบบปรอทความสูงของปรอทเป็นหน่วยวัดของความกดอากาศ

2. แอนเนอรอยด์บาโรมิเตอร์ (Aneroid Barometers) ประกอบด้วยตลับโลหะถ้าความกดบรรยากาศ เพิ่มขึ้นจะดันผนังตรงกันข้ามเข้าหากัน ปลายข้างหนึ่งต่อกับเข็มชี้ซึ่งเคลื่อนไปบนหน้าปัทม์ที่มีเครื่องหมายแสดงความกดอากาศเครื่องกะเดื่องจะขยายการเคลื่อนตัวของเข็มชี้ (รูปที่ 6.3) แอนเนอรอยด์บาโรมิเตอร์ต้องได้รับการสอบเทียบกับบาโรมิเตอร์แบบปรอท แอนเนอรอยด์บาโรมิเตอร์มีรูปร่างกะทัดรัดและนำติดตัวได้สะดวกมากกว่าแบบปรอท



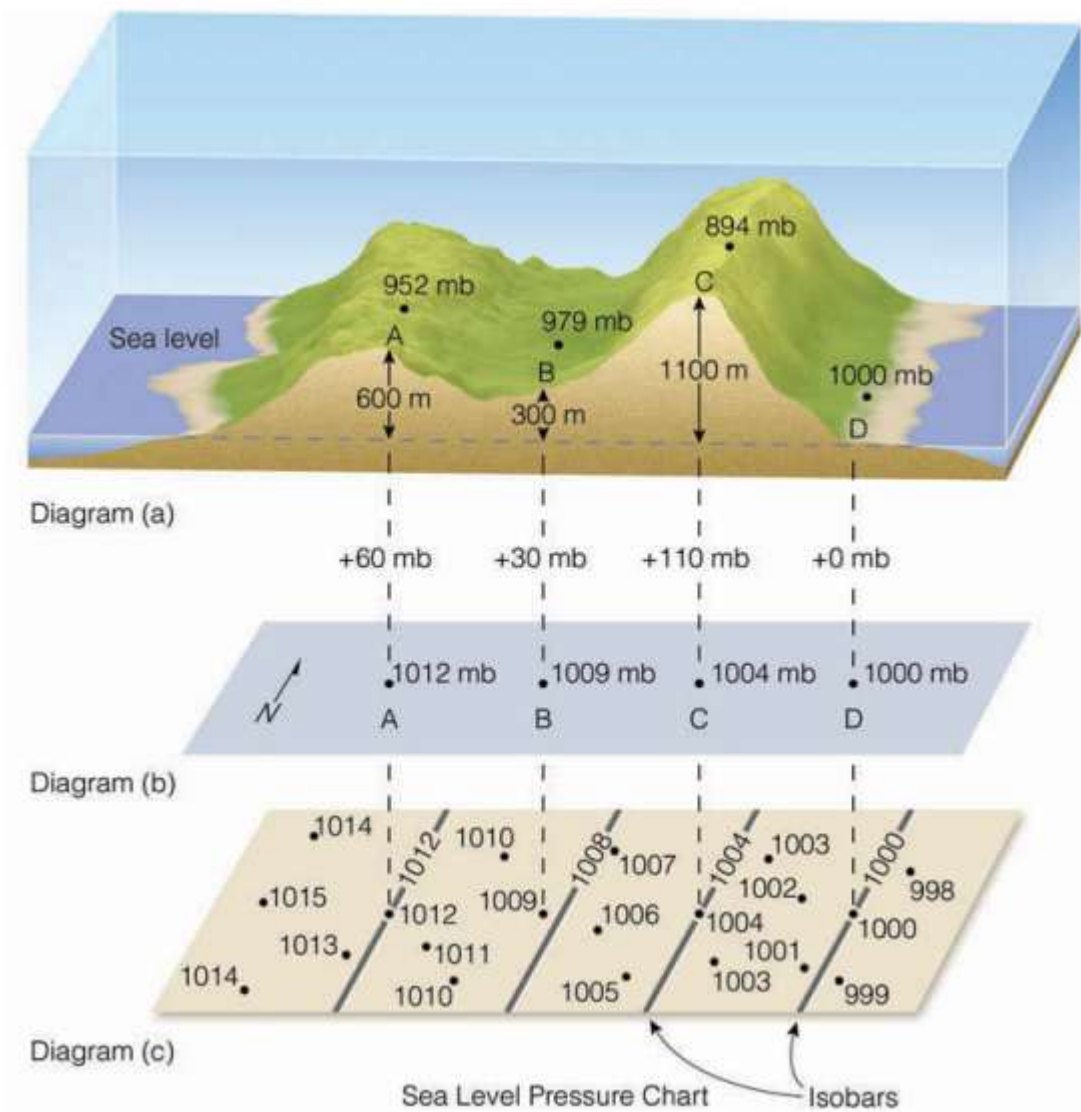
รูปที่ 6.3 แอนเนอรอยด์บารอมิเตอร์

3. บาโรกราฟ (Barographs) เป็นบาโรมิเตอร์ที่บันทึกค่าด้วยตัวเองซึ่งทำการบันทึกค่าความกดอากาศตลอดระยะเวลาต่อเนื่องกัน โดยปรกติใช้เครื่องกลไกแอนเนรอยด์บาโรมิเตอร์ ตลับแอนเนอเชื่อมติดกันเพื่อจะได้มีแรงมากพอที่จะเคลื่อนเข็มชี้ โดยมีแขนต่อเข้ากับปากกาที่บันทึกค่าลงในกราฟที่มีวนอยู่รอบนอกของกระบอกกลม ซึ่งหมุนสัปดาห์ละรอบโดยเครื่องกลไกลานนาฬิกาและบันทึกค่าความกดอากาศที่ต่อเนื่องกัน ดังรูปที่ 6.4



รูปที่ 6.3 บาโรกราฟ

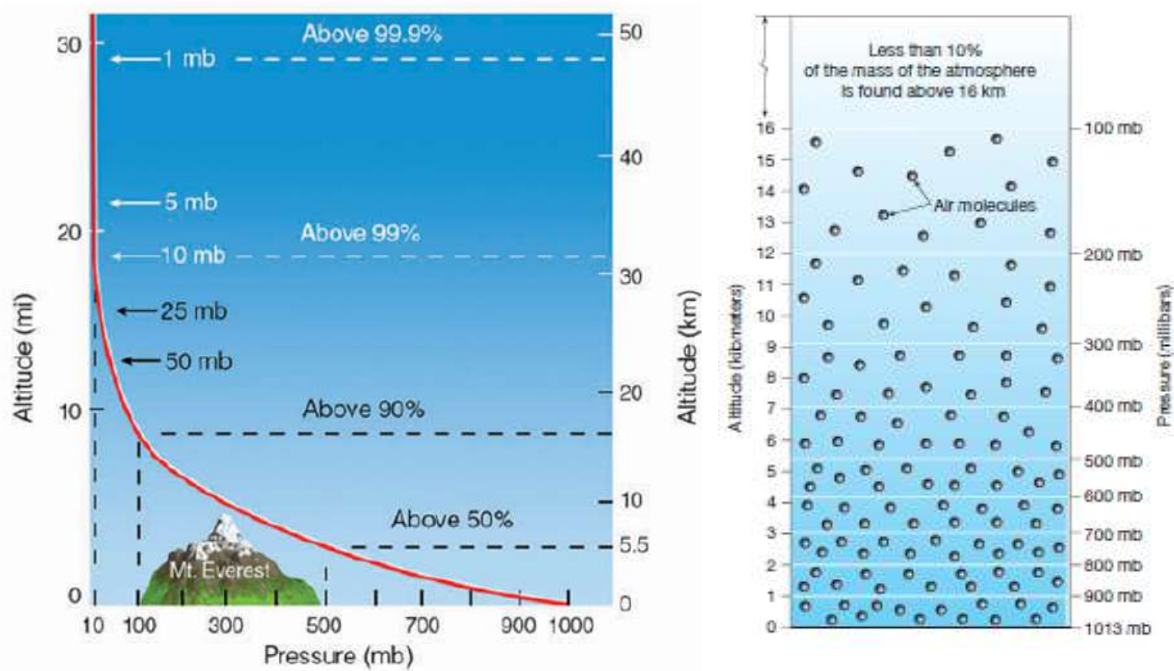
6.2.2 การหักแก้ความกดอากาศเข้าหาระดับมาตรฐาน ค่าของความกดอากาศที่สถานีตรวจอากาศมีความสูงต่ำของแต่ละสถานีไม่เท่ากัน ดังรูปที่ 6.4 (a) บางสถานีอยู่บนภูเขาสูง บางที่อยู่ในหุบเขา และบางที่อยู่ชายฝั่งทะเล ค่าที่อ่านได้จากบาโรมิเตอร์ที่ความสูงแตกต่างกันไม่สามารถเปรียบเทียบกันได้ จึงจำเป็นที่จะต้องหักแก้ลงมาหาระดับเดียวกันส่วนมากความกดอากาศที่ตรวจไว้จะหักแก้ลงมาหาระดับทะเลปานกลาง (mean sea level pressure) ดังรูปที่ 6.4 (b) & (c)



รูปที่ 6.4 ภาพด้านบน (a) แสดงสี่เมือง (A, B, C และ D) ที่ระดับความสูงต่างๆ เหนือระดับน้ำทะเล (b) แสดงถึงความกดอากาศที่หักแก้เทียบกับระดับน้ำทะเลปานกลางแล้ว (c) แสดงไอโซบาร์ที่วาดบนแผนภูมิ(เส้นสีเข้ม) เป็นระยะ 4 มิลลิบาร์

6.3 ความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศกับความสูง

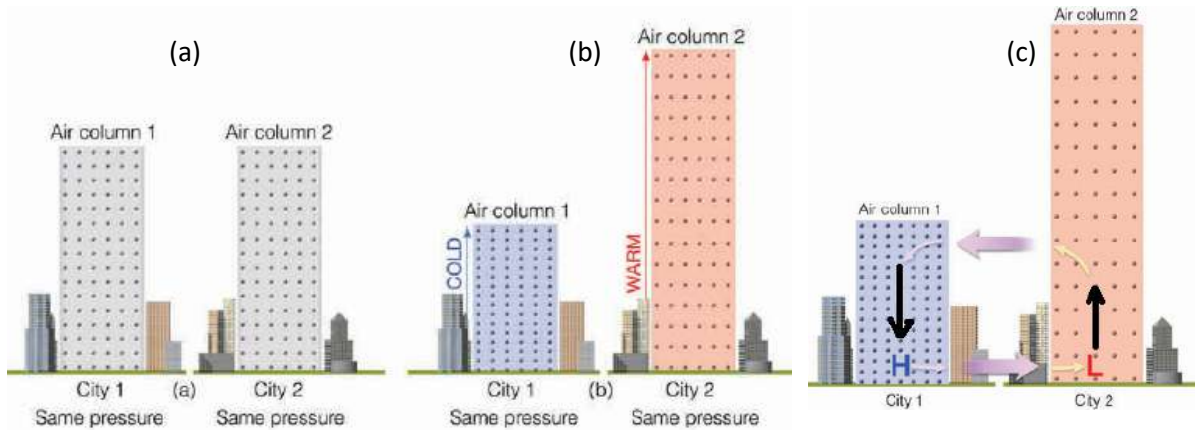
ความกดอากาศที่ระดับความสูงต่างๆ เป็นเพียงมวลอากาศที่อยู่เหนือระดับนั้นๆ ในขณะที่เราอยู่ในที่สูงโมเลกุลอากาศน้อยกว่าที่อยู่พื้นผิวโลก ดังนั้นความกดอากาศบรรยากาศลดลงเสมอกับความสูงที่เพิ่มขึ้น บรรยากาศส่วนใหญ่อยู่แออัดอยู่ใกล้กับพื้นผิวโลกซึ่งทำให้เกิดความกดอากาศจะลดลงตามความสูงอย่างรวดเร็วในตอนแรกแล้วช้ากว่าที่ระดับความสูงที่สูงขึ้น ดังรูปที่ 6.5



รูปที่ 6.5 ความกดอากาศและปริมาณอากาศที่ระดับความสูงต่างๆ

6.4 ความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศในแนวราบ

หากอุณหภูมิของอากาศไม่เปลี่ยนแปลง ลำของอากาศในแนวตั้งที่เมือง 1 มีความหนาแน่นของอากาศในคอลัมน์เท่ากับเมืองที่ 2 ดังรูปที่ 6.6 (a). ในขณะที่ลำของอากาศในแนวตั้งเหนือเมือง 1 เย็นลงโมเลกุลจะเคลื่อนที่ช้ากว่า เข้าใกล้กัน และหนาแน่นมากขึ้น และลำของอากาศในแนวตั้งเหนือเมือง 2 อุ่นขึ้น โมเลกุลนั้นเคลื่อนที่เร็วขึ้น กระจายออกไปไกลขึ้น และความหนาแน่นน้อยกว่า ดังรูปที่ 6.6 (b) แนวคิดนี้มีความสำคัญของอุตุนิยมวิทยาความกดอากาศสูง (H) ในคอลัมน์เย็นของอากาศเมือง 1 ความกดอากาศต่ำ (L) ในคอลัมน์อุ่นของอากาศเมือง 2 ในรูปที่ 6.6 (c) ความแตกต่างของอุณหภูมิในแนวนอนสร้างความแตกต่างของค่าความกดดันอากาศ ทำให้อากาศเคลื่อนที่ของอากาศจากความกดดันอากาศสูงไปยังความกดดันอากาศต่ำ ดังนั้นความกดดันอากาศสูงจะเคลื่อนที่ในแนวนอนอากาศจะเคลื่อนที่จากคอลัมน์ 1 สู่อากาศเมือง 2 เมื่อที่สูงขึ้นที่ระดับบนอากาศจากคอลัมน์ 2 จะเคลื่อนที่ไปยังคอลัมน์ 1 เกิดเป็นลม(wind)

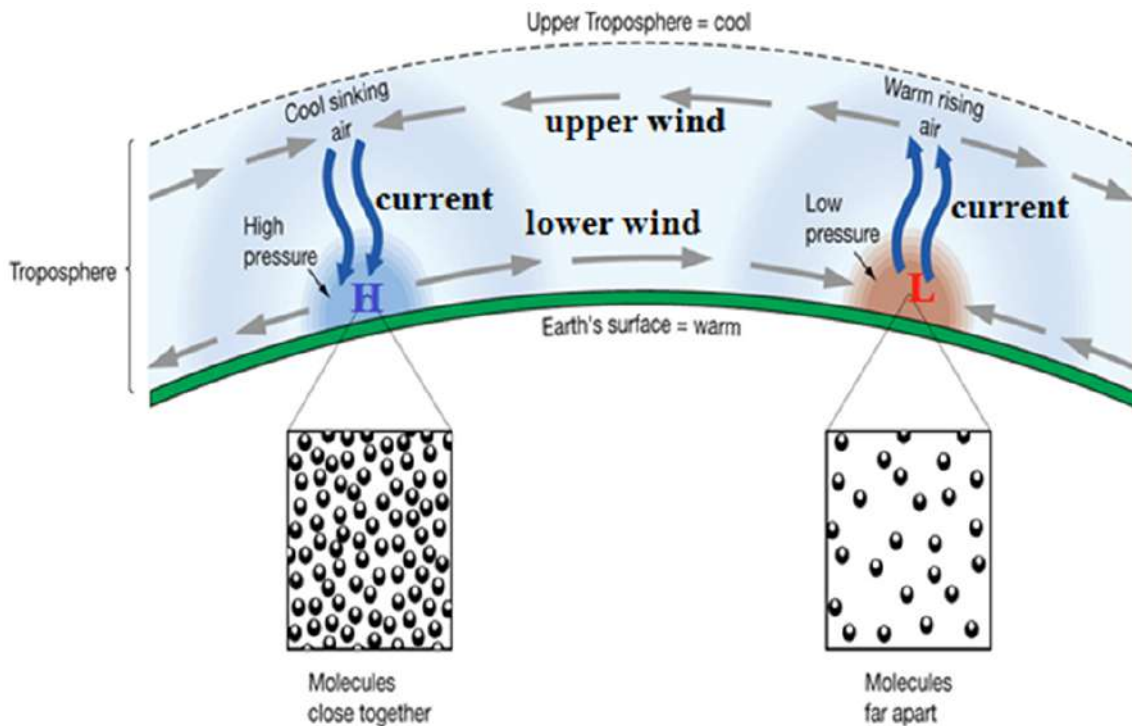


รูปที่ 6.6.(a). เมื่ออุณหภูมิทั้งสองเมืองมีค่าเท่ากัน . (b) อุณหภูมิเมืองที่ 1 เย็นกว่าเมืองที่ 2 (c) อุณหภูมิเมืองที่ 1 เย็นกว่า แทนด้วยความกดอากาศสูง (H) ส่วนอุณหภูมิเมืองที่ 2 อุ่นกว่า แทนด้วย ความกดอากาศต่ำ (L)

6.5 การเคลื่อนที่ของอากาศ

การพาความร้อน (Convection) ในบรรยากาศ ทำให้เกิดการเคลื่อนตัวของอากาศทั้งแนวตั้งและแนวราบ กระแสอากาศแนวตั้ง: บริเวณความกดอากาศต่ำ (L) อากาศร้อนเหนือพื้นผิว ยกตัวขึ้นแล้วอุณหภูมิลดต่ำลง ทำให้เกิดการกลั่นตัวเป็นเมฆและฝน บริเวณความกดอากาศสูง (H) อากาศเย็นด้านบนมีอุณหภูมิต่ำเคลื่อนเข้ามาแทนที่อากาศร้อนที่อยู่เหนือพื้นผิว ทำให้เกิดแห้งแล้ง เนื่องจากอากาศเย็นมีไอน้ำน้อย เราเรียกกระแสอากาศซึ่งเคลื่อนตัวในแนวตั้งว่า “กระแสอากาศ” (current)

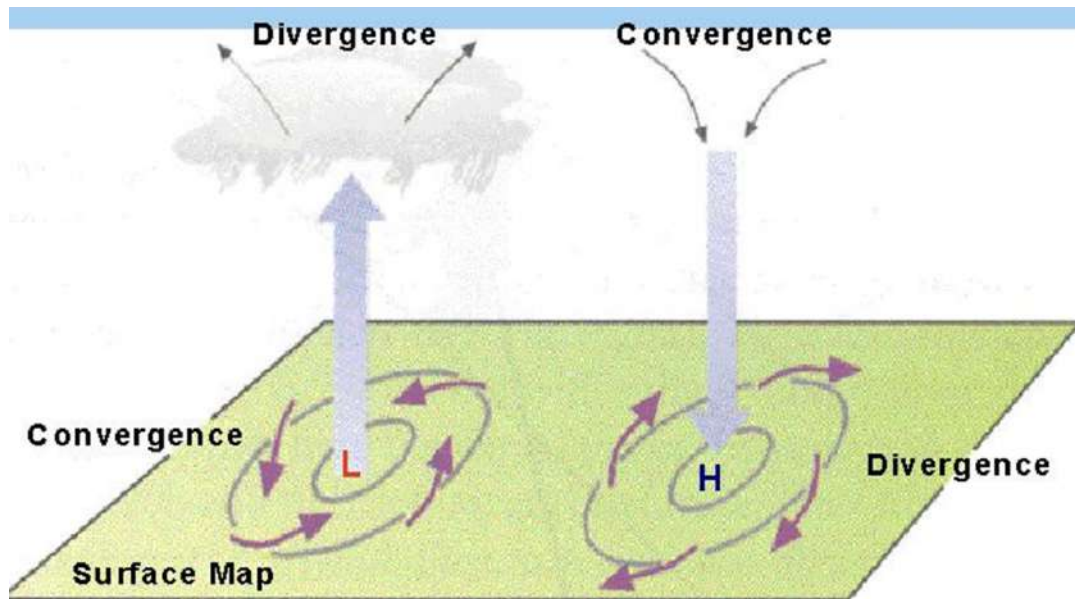
กระแสอากาศแนวนอน: อากาศเย็นมีมวลและความหนาแน่นมากกว่าอากาศร้อน กระแสอากาศจึงเคลื่อนตัวจากหย่อมความกดอากาศสูง (H) ไปยังหย่อมความกดอากาศต่ำ (L) ทำให้เกิดการกระจายและหมุนเวียนอากาศไปยังตำแหน่งต่างๆ บนผิวโลก เราเรียกกระแสอากาศซึ่งเคลื่อนตัวในแนวราบว่า “ลม” (Wind)



รูปที่ 6. 7 ความกดอากาศต่ำอากาศเบาบางลอยตัวสูงขึ้น และความกดอากาศสูงอากาศหนักจมตัว

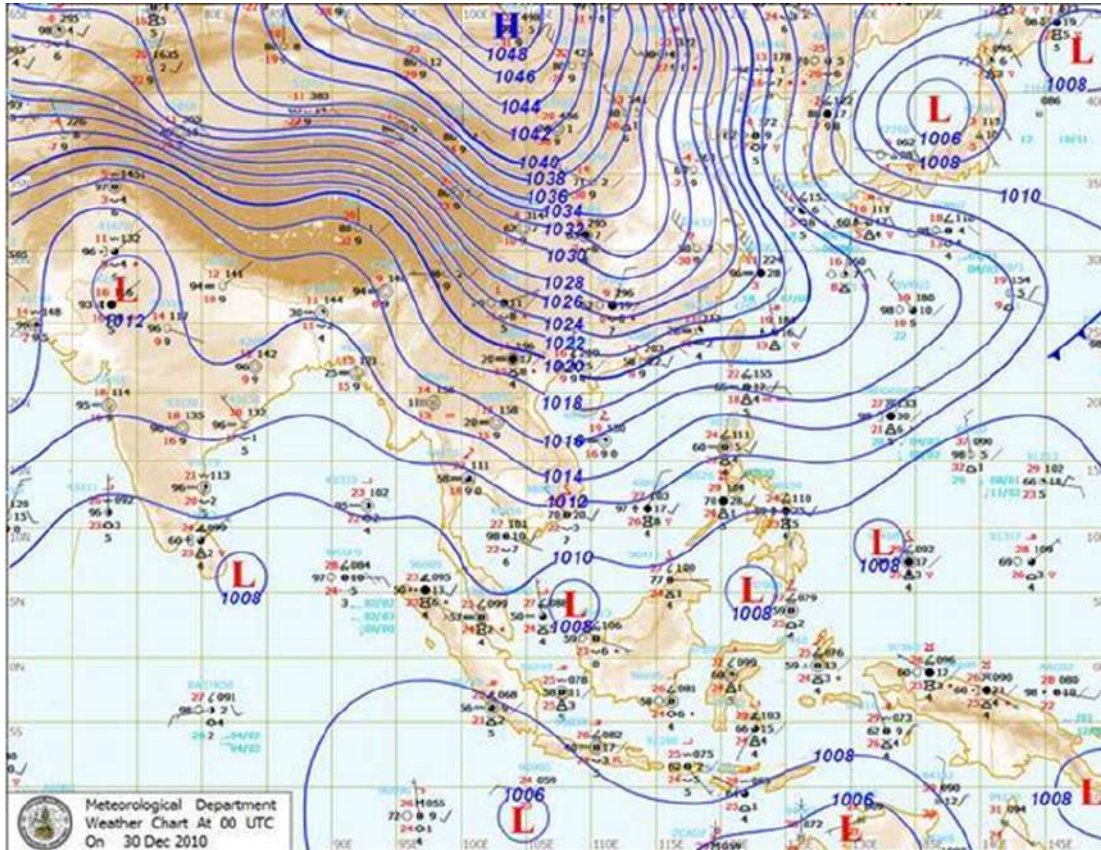
ความกดอากาศแบ่งเป็น 2 ชนิด คือ ความกดอากาศต่ำ (Low Pressure : L) หมายถึง บริเวณซึ่งมีปริมาณอากาศเบาบางและลอยตัวสูงขึ้น ซึ่งจะทำให้น้ำหนักของอากาศน้อยลงตามไปด้วย เราเรียกว่ากระแสอากาศ (current) เคลื่อนที่ขึ้น เมื่อเกิดกระแสอากาศเคลื่อนที่ขึ้นจะเกิดการแทนที่ของอากาศ ปรากฏการณ์ดังกล่าวทำให้เรารู้สึกเย็น คือ เกิดลมพัดซึ่งลมจะพัดจากความกดอากาศสูงไปสู่ความกดอากาศต่ำ (รูปที่ 6.7) และลักษณะการพัดหมุนเวียนของลมในบริเวณศูนย์กลางความกดอากาศต่ำบริเวณส่วนต่างๆ ของโลก เช่น ในซีกโลกเหนือจะมีทิศทางการพัดทวนเข็มนาฬิกา ซีกโลกใต้จะพัดตามเข็มนาฬิกา ที่เป็นเช่นนี้เนื่องจากการหมุนรอบตัวเองของโลกที่มีทิศทางการหมุนทวนเข็มนาฬิกา เราเรียกบริเวณความกดอากาศต่ำในแผนที่อากาศว่า "ไซโคลน" (Cyclone) หมายถึงบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ และรอบๆ บริเวณความกดอากาศต่ำ มีความกดอากาศสูงกว่าอยู่รอบๆ ความกดอากาศสูงจะเคลื่อนเข้ามาแทนที่ศูนย์กลางความกดอากาศต่ำ อากาศที่ศูนย์กลางความกดอากาศต่ำจะลอยขึ้นเบื้องบน อุณหภูมิจะลดต่ำลง ไอน้ำจะเกิดการกลั่นตัวกลายเป็นเมฆฝนหรือ หิมะ ตกลงมา โดยทั่วไปสภาพอากาศไม่ดี มีฝนตก และมีพายุ ส่วนความกดอากาศสูง (High Pressure : H) หมายถึง บริเวณที่มีค่าความกดอากาศสูงกว่าบริเวณโดยรอบ เรียกอีกอย่างหนึ่งว่า "แอนติไซโคลน" (Anti Cyclone) เกิดจากศูนย์กลางความกดอากาศสูง อากาศจะเคลื่อนตัวออกมายังบริเวณโดยรอบ โดยในซีกโลก

เหนือจะมีทิศทางพัดตามเข็มนาฬิกา ในซีกโลกใต้จะมีทิศทางพัดทวนเข็มนาฬิกา เมื่ออากาศเคลื่อนที่ออกมาจากจุดศูนย์กลาง อากาศข้างบนก็จะเคลื่อนตัวจมลงแทนที่ ทำให้อุณหภูมิลดลงสูงขึ้นไม่เกิดการกลั่นตัวของไอน้ำแต่อย่างใด สภาพอากาศโดยทั่วไปจึงปลอดโปร่ง ท้องฟ้าแจ่มใส แสดงดังรูปที่ 6.8



รูปที่ 6.8 ความกดอากาศต่ำอากาศเบาบางลอยตัวสูงขึ้นทำให้เกิดเมฆและฝน
และความกดอากาศสูงอากาศหนักจมตัวอากาศแจ่มใส

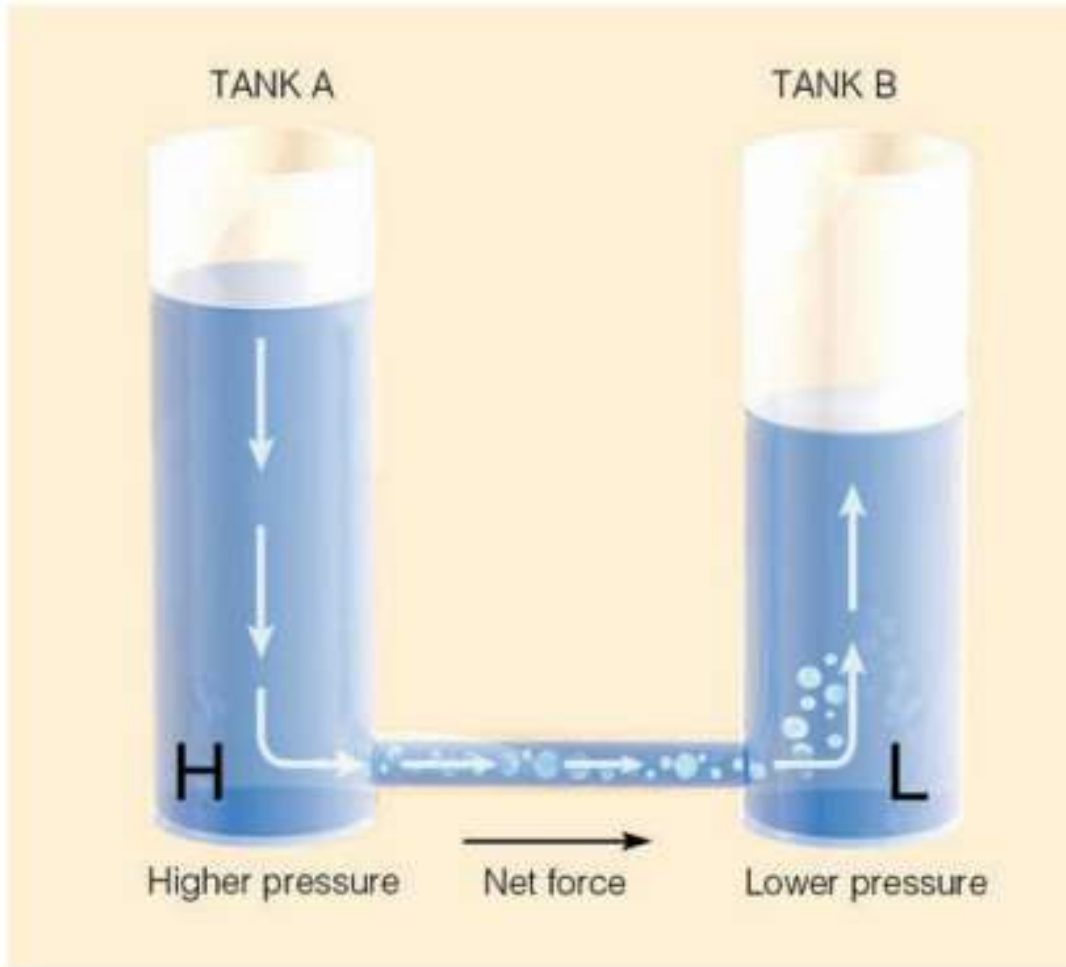
แผนที่อากาศในรูปที่ 6.9 แสดงให้เห็นความแตกต่างของความกดอากาศบนพื้นผิวโลก เส้นวงรอบความกดอากาศ เรียกว่า “ไอโซบาร์” (Isobars) พื้นที่ใต้เส้นไอโซบาร์เดียวกันมีความกดอากาศเท่ากัน และความกดอากาศระหว่างเส้นไอโซบาร์แต่ละเส้นจะมีค่าเท่ากัน ดังเช่น เส้นไอโซบาร์แต่ละเส้นจะมีค่าความกดอากาศต่างกัน 2 มิลลิบาร์ หรือ 2 hPa เป็นต้น



รูปที่ 6.9 แผนที่อากาศผิวพื้นที่มีค่าความกดอากาศสูง และค่าความกดอากาศต่ำโดยเส้น ไอโซบาร์ (isobars)

6.6 แรงที่มีผลต่อการเกิดลม (Force That Influence the Wind)

ลมเกิดจากการเคลื่อนที่ของอากาศจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปยังบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ ซึ่งเปรียบได้ดังรูปที่ 6.10 ถึงขนาดใหญ่ทั้งสองเชื่อมต่อกันด้วยท่อ น้ำในถัง A สูงกว่าในถัง B เนื่องจากแรงดันน้ำที่ด้านล่างของแต่ละถังเป็นสัดส่วนกับน้ำหนักของน้ำด้านบน แรงดันที่ด้านล่างของถัง A มากกว่าแรงดันที่อยู่ด้านล่างของถัง B น้ำจึงไหลจากถัง A ไปยังถัง B เนื่องจากแรงดันคือแรงต่อหน่วยพื้นที่ จึงต้องเป็นแรงสุทธิที่ส่งจากถัง A ไปยังถัง B แรงทำให้น้ำไหลจากถัง A ความดันที่สูงกว่าไปสู่ถัง B ที่มีความกดอากาศต่ำกว่า ยิ่งความต่างของแรงกดยิ่งแรงน้ำไหลยิ่งเร็ว ในทำนองเดียวกันความแตกต่างในแนวนอน ความกดอากาศทำให้อากาศเคลื่อนที่และเกิดจากผลการกระทำของแรงต่างๆ ดังต่อไปนี้



รูปที่ 6.10 ระดับน้ำที่สูงขึ้นจะสร้างแรงดันของเหลวที่สูงของถัง A และแรงสุทธิพุ่งเข้าหาของเหลวแรงดันที่ต่ำกว่าของถัง B แรงสุทธินี้ทำให้น้ำเคลื่อนที่จากความกดอากาศที่สูงไปสู่ความกดอากาศต่ำ

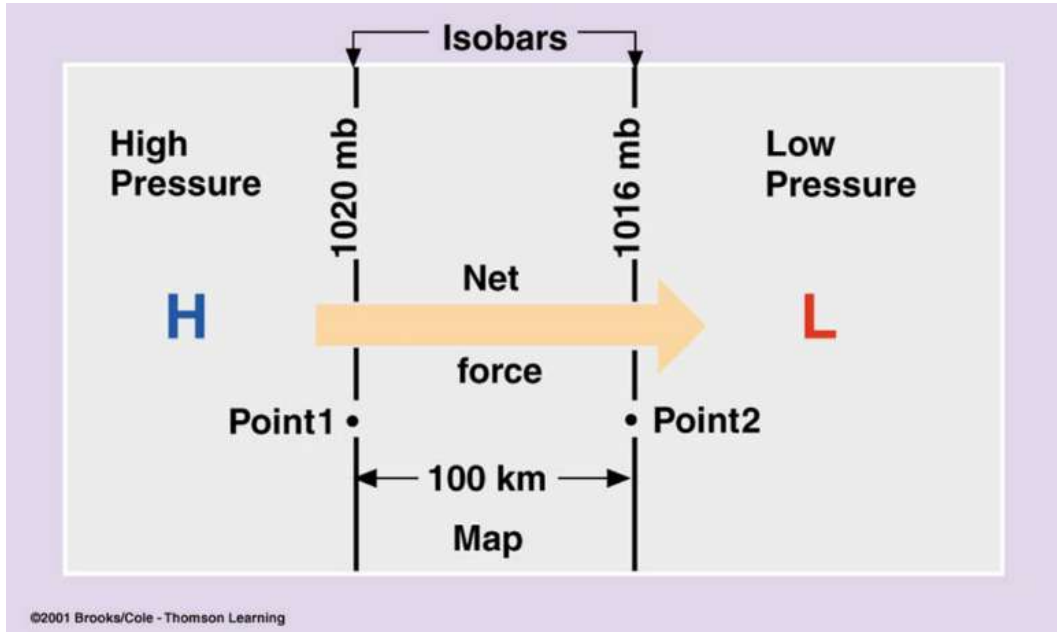
6.6.1 แรงความชันความกดอากาศ (Pressure Gradient Force: PGF) รูปที่ 6.11 แสดงส่วนที่ความดันสูงกว่าอยู่ทางด้านซ้ายของแผนที่ (1020 mb) ความดันลดลงทางขวา (1016 mb) เส้นความกดอากาศเท่า (isobars) แสดงให้เห็นว่าความดันแนวนอนมีค่าแตกต่างกัน ทำให้เกิดแรงความชันความกดอากาศ (PGF) ถ้าเราคำนวณปริมาณความความชัน (PGF) ได้ดังนี้

$$\text{แรงความชันความกดอากาศ (PGF)} = \frac{\Delta P}{\Delta x}$$

เมื่อ ΔP คือค่าแตกต่างระหว่างเส้นความกดอากาศเท่า = 1020-1016 = 4 mb

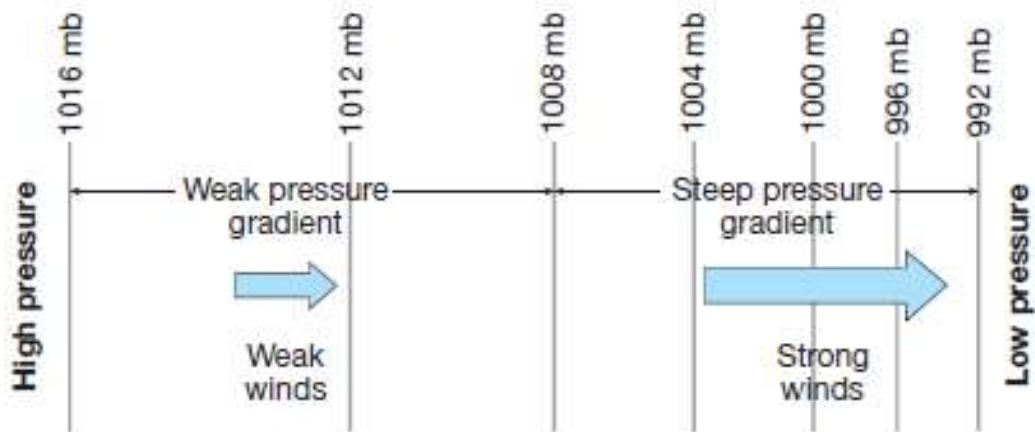
Δx ระยะห่างระหว่างจุด 1 และจุด 2 = 100 km

ดังนั้น ค่า PGF คือ 4 mb ต่อ 100 km



รูปที่ 6.11 ค่า PGF ระหว่างจุด 1 และจุด 2 มีทิศเคลื่อนจากความกดอากาศสูงไปยังความกดอากาศต่ำ

หากเส้นความกดอากาศเท่าอยู่ใกล้ชิดกันมากขึ้นเราเรียกว่าเกรเดียนต์ของความลาดชันมาก (กำลังแรง) หากเส้นความกดอากาศอยู่ห่างออกไปไกลกว่าเราเรียกว่าเกรเดียนต์ของความลาดชันน้อย (กำลังอ่อน) ดังรูปที่ 6.12



รูปที่ 6.12 ระยะห่างของ isobars ใกล้กันมาก เกรเดียนต์ของความลาดชันมาก (ลมแรง) ค่า PGF ลูกศรสีฟ้ามีความแรงกว่า (ยาวกว่า) เกรเดียนต์ของความลาดชันน้อย (ลมอ่อน)

6.6.2 แรงคอริโอลิส (Coriolis Force: CF) เป็นแรงที่เกิดขึ้นตามธรรมชาติจากการหมุนของโลกคือแรงคอริโอลิส (Coriolis) ซึ่งสามารถเขียนสมการแรงของคอริโอลิส ได้ดังนี้

$$C = 2 \Omega V \sin \phi$$

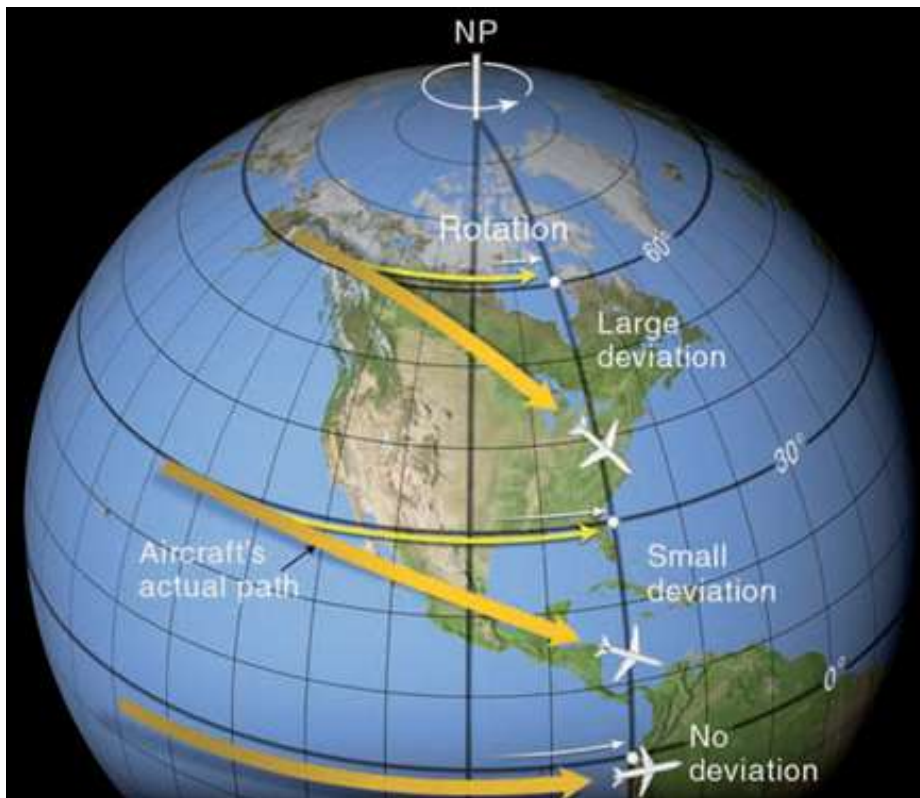
โดยที่ C คือแรงคอริโอลิส (Coriolis)

Ω คือ Angular angle (เท่ากับ 7.29×10^{-5} rad/s)

V คือความเร็วลม, m/s

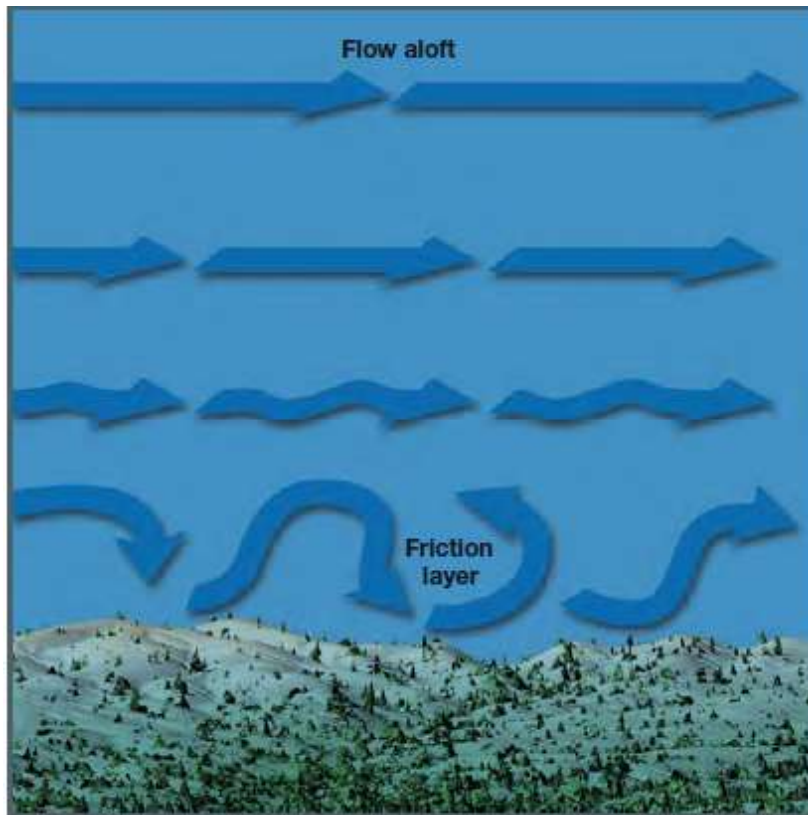
ϕ คือ Latitude, degree

แรงคอริโอลิสที่เกิดขึ้นที่ซีกโลกทางเหนือจะมีทิศแฉไปทางขวา ส่วนซีกโลกทางใต้จะมีทิศแฉตรงข้ามกับทางขวา แต่ที่เส้นศูนย์สูตรแรงคอริโอลิสจะเป็นศูนย์ ดังรูปที่ 6.13



รูปที่ 6.13 แรงคอริโอลิสมีค่ามากที่สุดที่ขั้วโลก และลดลงถึงศูนย์ที่เส้นศูนย์สูตร

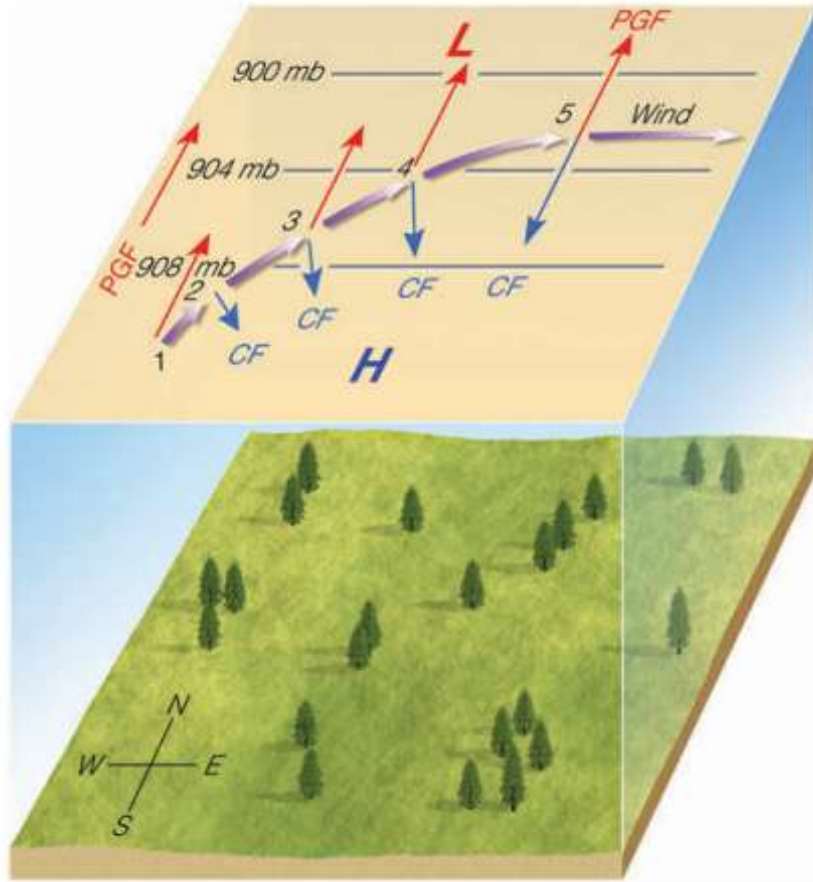
6.6.3 แรงเสียดทาน (Friction) มักเกิดกับลมที่ระดับต่ำจากสิ่งปลูกสร้าง ต้นไม้ และภูเขา เป็นต้น สำหรับลมที่ระดับสูงไม่มีแรงเสียดทาน และมีความเร็วของลมมากกว่าลมที่บริเวณพื้นผิว ดังรูปที่ 6.14



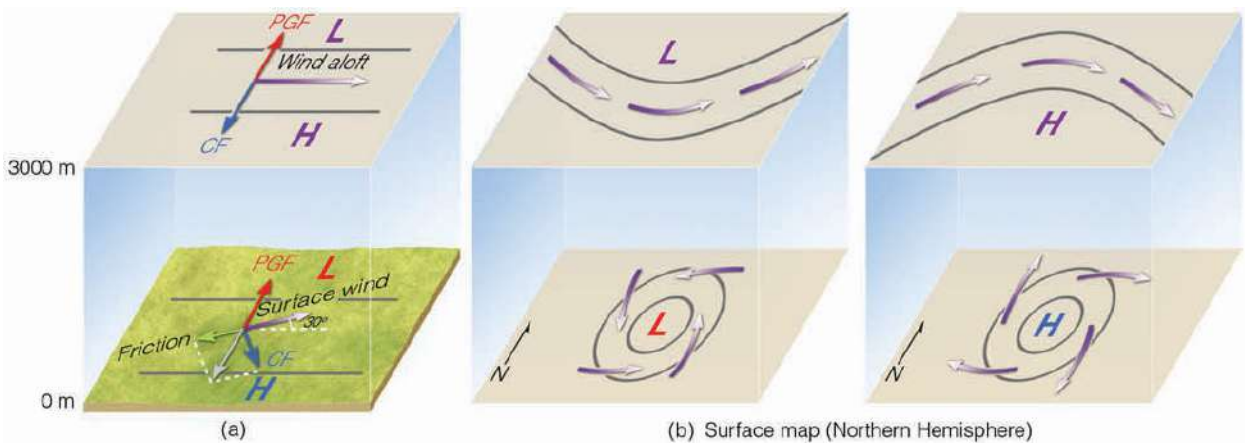
รูปที่ 6.14 แรงเสียดทานเป็นปัจจัยในความเร็วลม ส่งผลให้ลมใกล้พื้นผิวโลกอ่อนกว่าลมที่อยู่ระดับสูง

6.7 ลมย์ไอส์โทรฟิก (GEOSTROPHIC WIND)

เกิดจากสภาวะสมดุลของแรงความชันความกดอากาศ (PGF) แรงคอริโอลิส(CF) และแรงเสียดทาน (Friction) ดังรูปที่ 6.15 ซึ่งแสดงแผนที่ในซีกโลกเหนือเหนืออิทธิพลแรงเสียดทานของโลก*ด้วยความแปรผันของความกดอากาศในแนวนอนที่ระดับความสูงของสูงจากพื้นโลกประมาณ 1 กม. เส้นไอโซบาร์บ่งชี้แรงความชันความกดอากาศ (PGF) มุ่งจากทิศใต้ไปทางทิศเหนือตามลูกศรสีแดงทางด้านซ้าย เหตุใดแผนที่จึงแสดงลมพัดมาจากทิศตะวันตก? อนุภาคของอากาศที่ตำแหน่ง 1 PGF ดันให้อนุภาคของอากาศเร่งไปทางเหนือสู่ความกดอากาศต่ำ ทันทันที่ที่อนุภาคของอากาศเริ่มเคลื่อนตัว Coriolis แรงทำให้อากาศเบี่ยงไปทางขวา ทำให้วิถีของมันโค้ง เนื่องจากอนุภาคของอากาศเพิ่มความเร็ว (ตำแหน่ง 2, 3 และ 4) ขนาดของแรงคอริโอลิสเพิ่มขึ้น (ดังแสดงโดยลูกศรสีน้ำเงิน) ทำให้ลมแฉไปทางขวามากขึ้น ในที่สุดความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นจนถึงจุดหนึ่งโดยที่แรงคอริโอลิสสร้างสมดุลให้กับ PGF ที่นี้จุด (ตำแหน่ง 5) ลมไม่เร่งอีกต่อไปแรงสุทธิเป็นศูนย์ ที่นี้ลมพัดเป็นทางตรงขนานกับเส้นไอโซบาร์ด้วยความเร็วคงที่ การไหลของอากาศเรียกว่า geostrophic ดังรูปที่ 6.15 ซึ่งเราสามารถเปรียบกับลมที่ระดับต่ำที่คิดแรงเสียดทานด้วย ดังรูปที่ 6.16



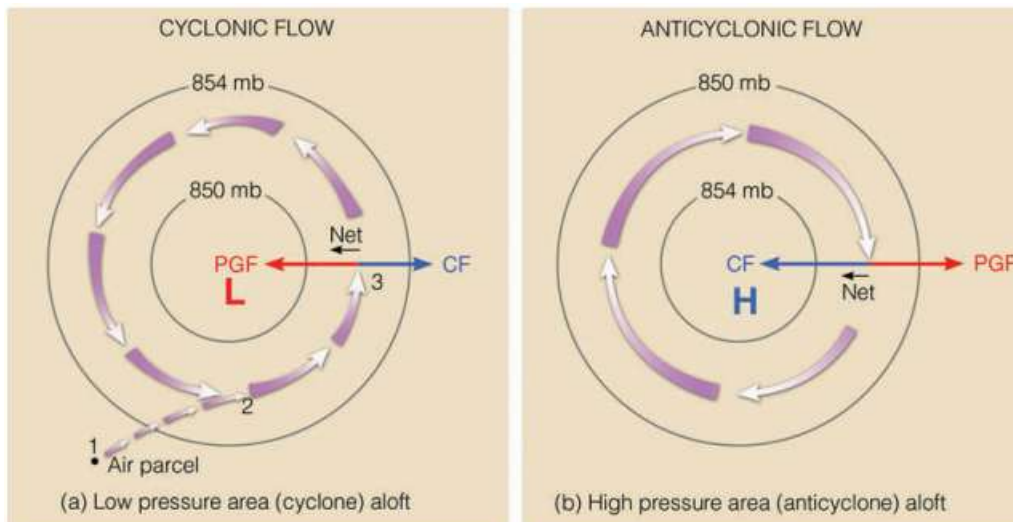
รูปที่ 6.15 เหนือระดับความเสียดทาน อากาศในตอนแรกหยุดนิ่งจะเร่งความเร็วจนกระทั่งไหลขนานกับไอโซบาร์ด้วยความเร็วคงที่ เริ่มด้วยแรงความชันความกดอากาศ (PGF) สมดุลโดยแรงโคริโอลิส (CF)



รูปที่ 6.16 (a) ผลกระทบของแรงเสียดทานพื้นผิวลมไม่ขนานกับเส้น isobars ส่วนลมที่ระดับสูงทิศทางลมจะขนานกับเส้น isobars (b) ที่พื้นผิวลมจะตัดขวางทำมุมกับเส้น isobars ส่วนลมที่ระดับสูงทิศทางลมจะขนานกับเส้น isobars

6.8 ลมเกร็ดเดียนต์ (Gradient Wind)

ความกดอากาศต่ำ (L) หรือเรียกอีกอย่างว่า “ไซโคลน” การไหลเวียนของอากาศรอบ ๆ ทวนเข็มนาฬิกา ในทำนองเดียวกันการไหลของอากาศตามเข็มนาฬิการอบความกดอากาศสูง (H) หรือหรือเรียกอีกอย่างว่า “แอนติไซโคลน” ทางซีกโลกเหนือ รูปที่ 6.17 (a) เราพิจารณาอนุภาคของอากาศในหน้าที่ 1 ในรูป 6.17 (a) แรงความชันความกดอากาศ (PGF) มีทิศเข้าด้านในเข้าหาศูนย์กลางของ L และแรงโคริโอลิสมีทิศเคลื่อนที่ไปทางขวา จนกว่าอากาศจะเคลื่อนที่ขนานกับไอโซบาร์ที่ตำแหน่ง 2 ที่ตำแหน่ง 3 อากาศจะเคลื่อนที่ไปทางเหนือขนานกับไอโซบาร์เส้นตรงที่ความเร็วคงที่ขนานกับไอโซบาร์โค้งเหนือระดับอิทธิพลของแรงเสียดทานเรียกว่า “ลมเกร็ดเดียนต์” วัตถุมีความเร่งเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงความเร็วหรือทิศทาง (หรือทั้งคู่) ดังนั้นลมลมเกร็ดเดียนต์จึงพัดไปรอบ ๆ ศูนย์ความกดอากาศต่ำจะเร่งขึ้นเรื่อย ๆ เพราะมันเปลี่ยนทิศทางตลอดเวลา ความเร่งนี้เรียกว่าความเร่งสู่ศูนย์กลางมีทิศตั้งฉากกับลมที่เคลื่อนที่เป็นวงกลมทวนเข็มนาฬิกา ในรูป 6.17 (b) ลมพัดตามเข็มนาฬิการอบศูนย์กลางของความกดอากาศสูง แรงความชันความกดอากาศ (PGF) พุ่งหนีจุดศูนย์กลาง ส่วนแรงโคริโอลิสที่พุ่งเข้าด้านใน แรงสุทธิพุ่งเข้าด้านใน สำหรับในซีกโลกใต้จะมีทิศตรงกันข้ามกับทางซีกโลกเหนือ

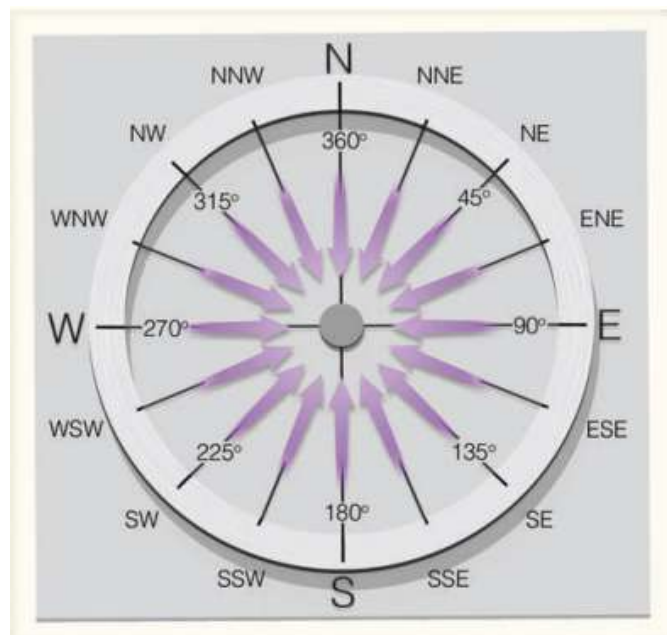


รูปที่ 6.17 ลมและแรงต่างๆ ที่เกี่ยวข้องรอบความกดอากาศต่ำและสูงเหนือระดับความมืดในซีกโลกเหนือ

แรงความชันความกดอากาศ (PGF) สีแดง ขณะที่กำลังโคริโอลิส (CF) สีน้ำเงิน

6.9 การวัดและการกำหนดลม (Measuring and Determining Winds)

หลักการทั่วไปของการวัดลมผิวพื้น Wind velocity เป็นปริมาณทางเวกเตอร์คือมีทั้ง magnitude และ direction magnitude ของ wind velocity เรียกว่า Wind speed ส่วน Wind direction ถือว่าเป็น ทิศที่ลมพัดมาจากทิศไหนถ้าพัดมาจากทิศเหนือเราเรียกว่า “ลมเหนือ” หากพัดมาจากทิศใต้เราเรียกว่า “ลมใต้” เครื่องมือที่ใช้วัดทิศทางลมเรียกว่า wind vane เพื่อแสดงทิศทางลมแสดงค่าทิศลม ดังรูปที่ 6.18 ความเร็วลมผิวพื้นมักจะแกว่งไกวรวดเร็วทำให้เกิดลมกระโชก (gustiness) speed direction และ gustiness ของลมผิวพื้นหาได้จากเครื่องมือ แต่ถ้าขัดข้องก็สามารถกะประมาณได้ นอกจากนั้นยังต้องประมาณทิศทางลม เมื่อความความเร็วลมน้อยกว่าสองน็อตจนเครื่องมือมีความรู้สึกน้อยเกินไปที่จะเปลี่ยนทิศได้ในความเร็วดำถ้า ไม่มีการเคลื่อนที่เด่นชัดของอากาศเราเรียกสภาพนั้นว่า ลมสงบ (calm)



รูป 6.18 ทิศทางลมสามารถแสดงเป็นองศาของวงกลมหรือตามเข็มทิศ

หน่วยของการวัดความเร็วของลมจะใช้เป็น “น็อต” หนึ่งน็อตเท่ากับความเร็วหนึ่งไมล์ทะเลต่อชั่วโมง หรือประมาณ 0.15 เมตรต่อวินาที ความเร็วลมผิวพื้นจะไม่คงที่ในช่วงเวลาใดๆ มักจะเปลี่ยนรวดเร็วและต่อเนื่องกัน การกระโชกของลมก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงซึ่งไม่เป็นไปตามปกติ ส่วนมากจึงต้องการค่าลมเฉลี่ย เช่น ความเร็วเฉลี่ยของลมผิวพื้นในช่วงสิบนาที เป็นต้น

เครื่องมือที่ใช้สำหรับวัดความเร็วลมผิวพื้น เรียกว่า anemometers โดยปกติเครื่องมือที่ใช้สำหรับวัดความเร็วลม แบ่งเป็นแบบใหญ่ ๆ ได้สองแบบ คือ

(1) ลูกถ้วย (cup anemometer)

เครื่องมือที่ใช้วัดความเร็วลมคือเครื่องวัดความเร็วลม เครื่องวัดความเร็วลมส่วนใหญ่ประกอบด้วยสามถ้วยรูปทรงครึ่งวงกลมติดตั้งบนเพลานวนตั้งตั้งแสดงในรูปที่ 6.19 ความแตกต่างในแรงดันลมจากด้านหนึ่งของถ้วยไปสู่อีกสาเหตุหนึ่งถ้วยสำหรับหมุนรอบเพลาน อัตราที่พวกเขาการหมุนเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความเร็วลม การหมุนถ้วยมักจะแปลเป็นลมความเร็วผ่านระบบเกียร์และส่งไปยังเครื่องบันทึก



รูป 6.19 เครื่องวัดทิศทางลม (wind vane) และเครื่องวัดความเร็วลมแบบถ้วย

(2) Propellor anemometer (The aerovane)

เป็นแบบหมุนเหมือนกัน ใบพัดจะปะทะลมโดยลูกศร และการหมุนของใบพัดจะส่งต่อไปยัง
เครื่องบันทึก



รูป 6.20 เครื่องวัดทิศทางลม (wind vane) และเครื่องวัดความเร็วลมแบบ Propellor

บทที่ 7

การไหลเวียนของบรรยากาศ (Atmospheric Circulations)

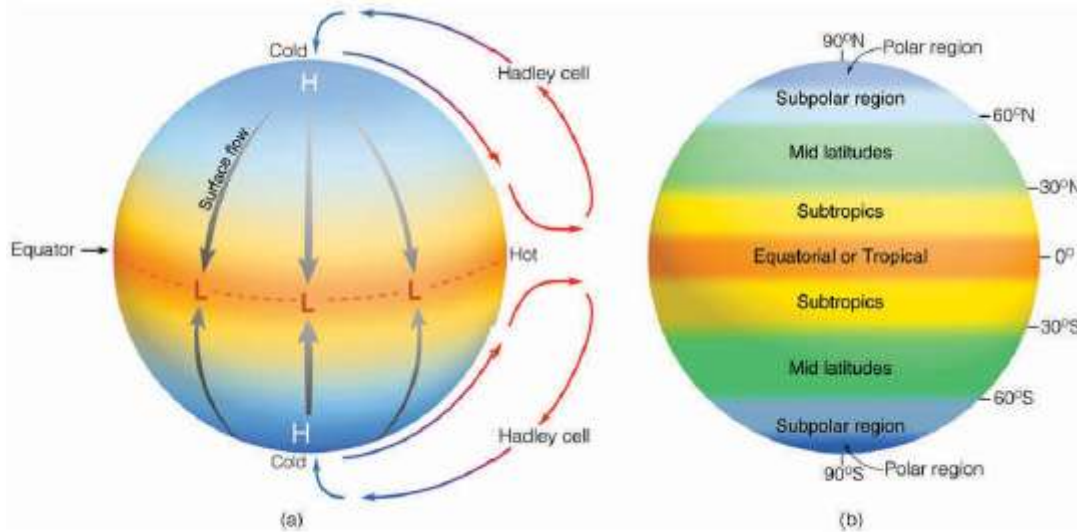
7.1 การไหลเวียนทั่วไปของบรรยากาศ (General Circulation of the Atmosphere)

สาเหตุพื้นฐานของการไหลเวียนทั่วไปคือความร้อนที่ไม่เท่ากันของพื้นผิวโลกเรา และความสมดุลของพลังงานในเขตร้อนดูดซับพลังงานมากกว่า จึงร้อนกว่าบริเวณเส้นศูนย์สูตร อากาศยกตัว เย็นแทนด้วยหย่อมความกดอากาศต่ำ (low pressure : L) บริเวณขั้วโลกจะมีอากาศเย็นกว่า อากาศจมตัว เย็นแทนด้วยความกดอากาศสูง (High pressure : H) เพื่อสร้างสมดุลระหว่างความไม่สมดุลกับบรรยากาศส่งลมร้อนไปทางขั้วโลก และในขณะเดียวกันทางขั้วโลกส่งลมเย็นมายังเส้นศูนย์สูตรในรูปแบบของ **Hadley cell** แม้ว่าจะดูเรียบง่าย แต่การไหลเวียนของอากาศที่แท้จริงนั้นซับซ้อน แสดงดังรูปที่ 7.1

7.1.1 แบบจำลองเซลล์เดี่ยว (Single-Cell Model) เราสมมติว่า:

1. พื้นผิวโลกถูกปกคลุมด้วยน้ำอย่างสม่ำเสมอ (เพื่อให้ความร้อนที่แตกต่างกันระหว่างพื้นดินและน้ำ ดังนั้นให้คิดว่าโลกปกคลุมด้วยน้ำอย่างเดียว)
2. แกนของโลกไม่เอียงทำมุมกับดวงอาทิตย์ คิดเฉพาะดวงอาทิตย์อยู่เหนือเส้นศูนย์สูตรเสมอ (ดังนั้นลมจะไม่เปลี่ยนไปตามฤดูกาล)
3. โลกไม่หมุน (เพื่อบังคับให้เราคิดเฉพาะแรงที่เกิดจากความแตกต่างของความดันแรงเดียว)

ตามสมมติฐานเหล่านี้การไหลเวียนทั่วไปของบรรยากาศด้านข้างของโลกหันหน้าไปทางดวงอาทิตย์จะดูเหมือนตัวแทนใน รูปที่ 7.1 (a) เซลล์การพาความร้อนขนาดใหญ่ที่ขับเคลื่อนด้วยความร้อนในแต่ละซีกโลก สำหรับการอ้างอิงชื่อของแถบต่าง ๆ ของโลก และละติจูดโดยประมาณจะได้รับ รูปที่ 7.1 (b)



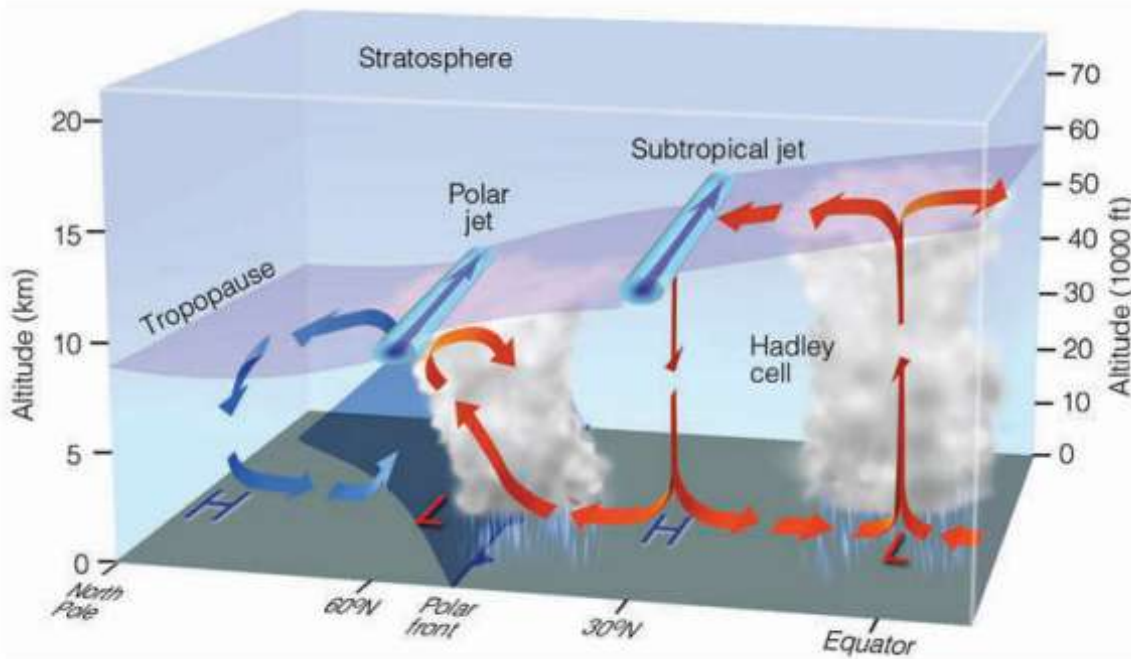
รูปที่ 7.1 (a) แสดงการไหลเวียนของอากาศทั่วไปบนพื้นโลก (b) แสดงชื่อที่ใช้กับแถบต่างๆของโลกและละติจูด

การไหลเวียนของ Single-Cell Model เช่นนี้ไม่ได้มีอยู่จริงบนโลก สำหรับสิ่งหนึ่งที่โลกหมุนตั้งนั้น แรงแคลิโอบลิสจะเบี่ยงเบนไปทางทิศใต้ การเคลื่อนย้ายอากาศพื้นผิวในซีกโลกเหนือถึงถูกต้องสร้างลมที่พัดมาทางทิศตะวันออกได้ขึ้นอยู่กับเส้นรุ้ง ลมเหล่านี้จะเคลื่อนที่ไปในทิศทางเดียวกันตรงข้ามกับการหมุนของโลก และเนื่องจากแรงเสียดทานกับพื้นผิวจะทำให้การหมุนของโลกช้าลง ลมในละติจูดกลางพัดมาจากทางตะวันตก ดังนั้นการสังเกตเพียงอย่างเดียวบอกรว่า การไหลเวียนปิดของอากาศระหว่างเส้นศูนย์สูตรและขั้วโลกนั้น ไม่ใช่แบบจำลองที่เหมาะสมสำหรับโลกหมุน แต่แสดงให้เห็นว่าดาวเคราะห์ที่ไม่หมุนจะสร้างความสมดุลได้อย่างไร พลังงานส่วนเกินที่เส้นศูนย์สูตร และการขาดดุลที่ขั้วโลก

7.1.2 แบบจำลองสามเซลล์ (Three Cell Model) หากโลกหมุนระบบการพาความร้อนแยกออกเป็นชุดของเซลล์ตามที่แสดงในรูปที่ 7.2 มีซับซ้อนมากกว่าแบบเซลล์เดียว มีส่วนคล้ายคลึงกันบ้างแถบเขตร้อนได้รับความร้อนมากเกินไป และขั้วโลกขาดความร้อน ในแต่ละซีกโลกมีการกระจายพลังงานจากความกดอากาศสูงแถบขั้วโลก และความกดอากาศต่ำแถบเส้นศูนย์สูตร จากเส้นศูนย์สูตรถึงละติจูด 30° การไหลเวียน Hadley cell

แถบเส้นศูนย์สูตรอากาศอุ่น แรงความชันความกดอากาศ (Pressure Gradient Force) ในแนวอน การมีค่าน้อย ลมจะเบาในบริเวณนี้ เรียกว่า doldrums อากาศอุ่นเกิดการยกตัวของอากาศ กลั่นตัวรวมตัวกัน เป็นก้อนเมฆขนาดใหญ่ และพายุฝนฟ้าคะนองที่ปลดปล่อยความร้อนแฝงจำนวนมาก ความร้อนนี้ทำให้อากาศลอยตัวมากขึ้น และให้พลังงานในการขับเคลื่อน Hadley cell เพิ่มขึ้นถึง tropopause ซึ่งทำหน้าที่

เหมือนกัน ทำให้อากาศเคลื่อนที่ไปทางด้านข้างเข้าสู่แถบขั้วโลก แรงโคลิโอลิสเบี่ยงเบนการไหลไปทางขวา ไปสู่ขั้วโลกในซีกโลกเหนือ และทางซ้ายในซีกโลกใต้ ส่งผลให้ลมตะวันตกพัดทั้งสองซีกโลก (เราจะเห็นลมกรด jet stream ความเร็วสูงสุด ใกล้ละติจูด 30° และ 60°) ดังรูปที่ 7.2



รูปที่ 7.2 ตำแหน่งเฉลี่ยของลำ polar jet และ subtropical jet กับรูปแบบการหมุนเวียนในฤดูหนาว
ลำ jet ทั้งสองไหลจากตะวันตกสู่ทิศตะวันออก

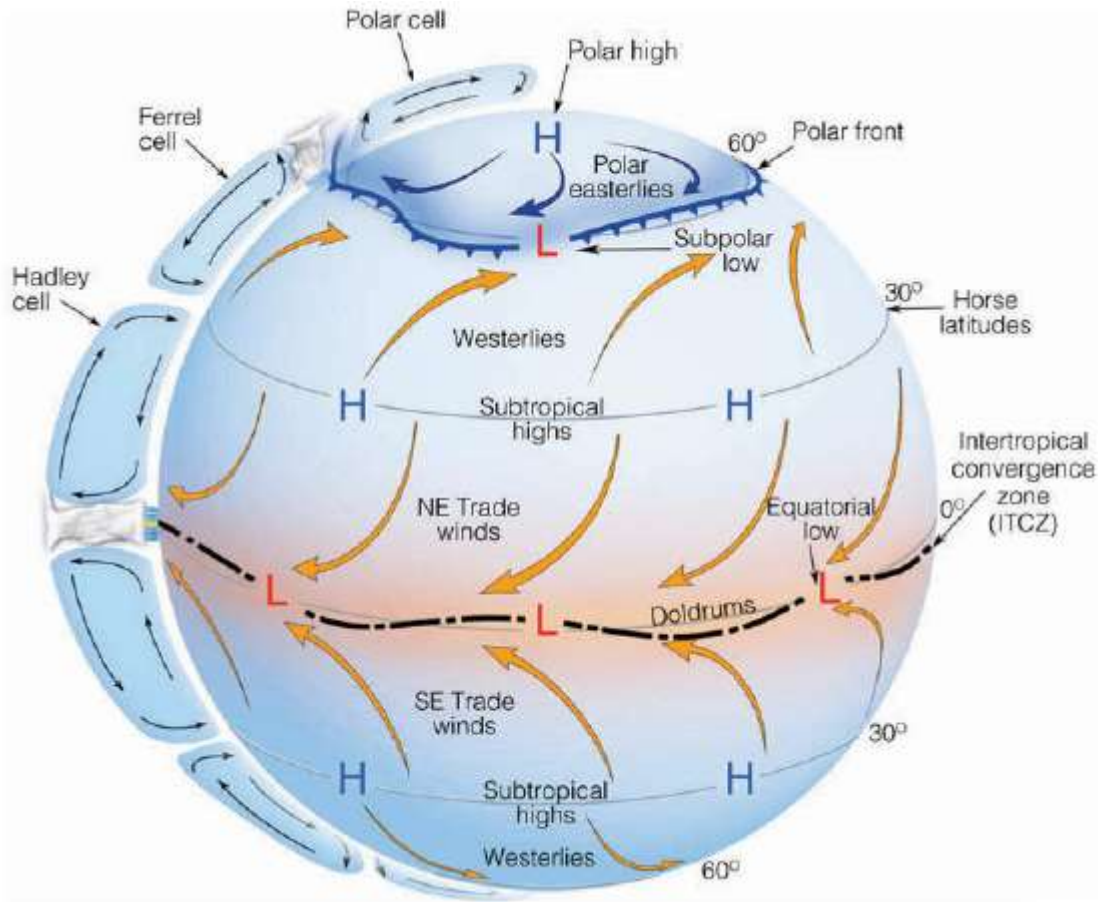
อากาศในระดับสูงพัดจากแถบศูนย์สูตรไปยังขั้วโลกเหนืออย่างต่อเนื่อง ทำให้เย็นลงโดยการปล่อยรังสีอินฟราเรด และที่ในเวลาเดียวกันมันก็เริ่มที่จะมาบรรจบกันใกล้ละติจูดกลาง * การบรรจบกันนี้ (ซ้อนทับกัน) ของอากาศสูงขึ้นเพิ่มมวลของอากาศเหนือพื้นผิว ซึ่งจะทำความดันอากาศที่พื้นผิวเพิ่มขึ้น. ดังนั้นที่ละติจูด 30° การบรรจบ และเชื่อมโยงกันเป็นแนวของความกดอากาศสูง (belts of high pressure) เรียกว่าแนวความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อน หรือแอนติไซโคลน (sub-tropical highs) ลักษณะอากาศแห้งที่อยู่เหนือระดับความสูงกดลงมา (จมตัว) ทำให้ท้องฟ้าแจ่มใสทั่วไป และอุณหภูมิพื้นผิวที่อบอุ่น พบทะเลทรายที่สำคัญของโลก เช่น ซาฮารา ความกดอากาศสูงเหนือบริเวณมหาสมุทรมีกำลังอ่อน ลมอ่อน ตามเพื่อตำนานเรือแล่นเรือใบเดินทางไปในภูมิภาคนี้ เสี่ยงอาหาร และเครื่องใช้ขาดแคลน ม้าถูกเหยียงลงน้ำหรือรับประทานเพื่อลดน้ำหนักบรรทุกเรียกบริเวณนี้ว่าละติจูดม้า (horse latitudes)

จากละติจูดม้าบางส่วนของอากาศบนพื้นผิวพัดกลับไปยังเส้นศูนย์สูตร ในทิศเบี่ยงเบนไปตามแรงโคริโอลิส ทำให้ลมพัดมาจากทางตะวันออกเฉียงเหนือในซีกโลกเหนือ และจากตะวันออกเฉียงใต้ในซีกโลก ลมนี้เรียกว่าลมค้า (trade winds) ไกลล์เส้นศูนย์สูตรลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือมาบรรจบกับลมค้าตะวันออกเฉียงใต้เรียกว่าร่องความกดอากาศต่ำ (intertropical convergence zone : ITCZ) เป็นแนวการบรรจบกันของลมค้าเป็นพื้นผิวน้ำอากาศยกตัวสูงขึ้น ทำให้มีเมฆมาก และฝนตกชุกหนาแน่น

ในขณะที่เดียวกันที่ละติจูด 30° อากาศเคลื่อนที่ไปทางขั้วโลก และเฉไปทางทิศตะวันออก ส่งผลให้การไหลของอากาศจากทางตะวันตก เรียกว่า westerlies ในซีกโลกทั้งสอง กระแสลมตะวันตกจะไม่คงที่ เนื่องจากการโยกย้ายตำแหน่งของความกดอากาศสูง และความกดอากาศต่ำสลายรูปแบบการไหลของพื้นผิวเป็นครั้งคราว ในละติจูดกลางของซีกโลกใต้พื้นผิวส่วนใหญ่เป็นมหาสมุทร ลมจะพัดอย่างต่อเนื่องจากทิศตะวันตก

เมื่อลักษณะอากาศที่ไม่รุนแรงเดินทางไปยังขั้วโลกพบกับอากาศเย็นที่เคลื่อนลงจากขั้วโลก มวลอากาศทั้งสองของอุณหภูมิตัดกันไม่ผสมกัน แบ่งออกเป็นเขตแดนเรียกว่า แนวปะทะอากาศขั้วโลก (polar front) ซึ่งเป็นโซนของความกดอากาศต่ำ เรียกว่า ความกดอากาศต่ำกึ่งขั้วโลก (subpolar low) ที่ซึ่งผิวของอากาศมาบรรจบกันและยกตัวขึ้น พัฒนาเป็นพายุและเมฆที่พัฒนาขึ้นบางส่วนของอากาศที่เพิ่มขึ้นส่งกลับในระดับสูงถึงเขตละติจูดม้า ที่ซึ่งมันจมกลับสู่ผิวพื้นในบริเวณใกล้เคียงของเขตกึ่งเขตร้อน เซลล์ตรงกลางนี้ (เรียกว่า Ferrel cell) เมื่ออากาศบนพื้นผิวจากละติจูดม้าไหลไปทางขั้วโลกไปสู่แนวปะทะอากาศขั้วโลก (polar front)

ในซีกโลกเหนืออากาศเย็นจากขั้วโลกถูกเบี่ยงเบนโดยแรงโคริโอลิสไหลในทิศตะวันออกเฉียงเหนือ ด้านบนของแนวปะทะอากาศขั้วโลก ลมขั้วโลกตะวันออก ในฤดูหนาวแนวปะทะอากาศขั้วโลกมวลอากาศเย็นสามารถเคลื่อนเข้าสู่ละติจูดกลางและเขตกึ่งเขตร้อนผลิตอากาศหนาวขั้วโลกแผ่ลงมา แนวปะทะของอากาศอากาศยกตัวเคลื่อนที่ไปยังขั้วโลก แรงโคริออริสบังคับให้ลมเป็นลมตะวันตกในระดับสูง ในที่สุดอากาศสูงขึ้นถึงขั้วโลกค่อยๆ จมลงไปพื้นผิว และไหลกลับไปทีแนวปะทะอากาศขั้วโลก เรียก polar cell

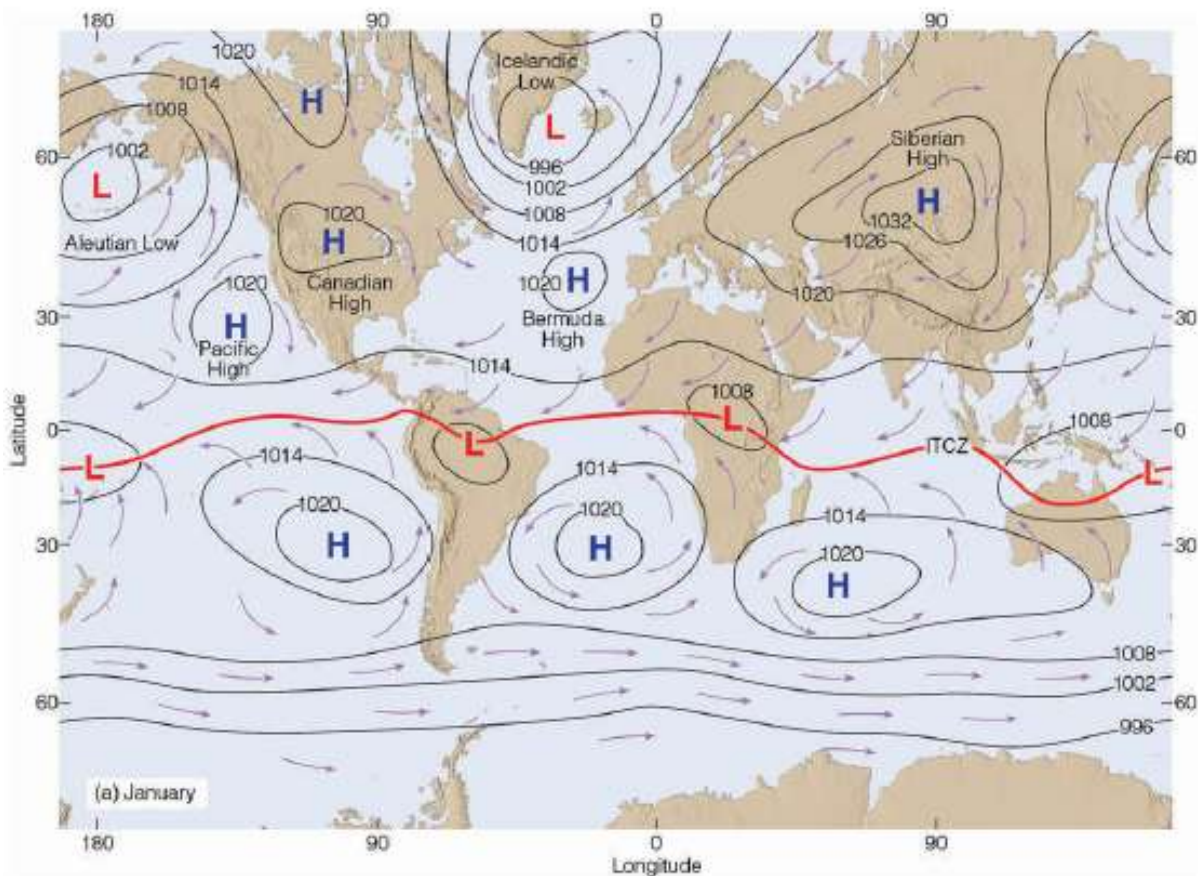


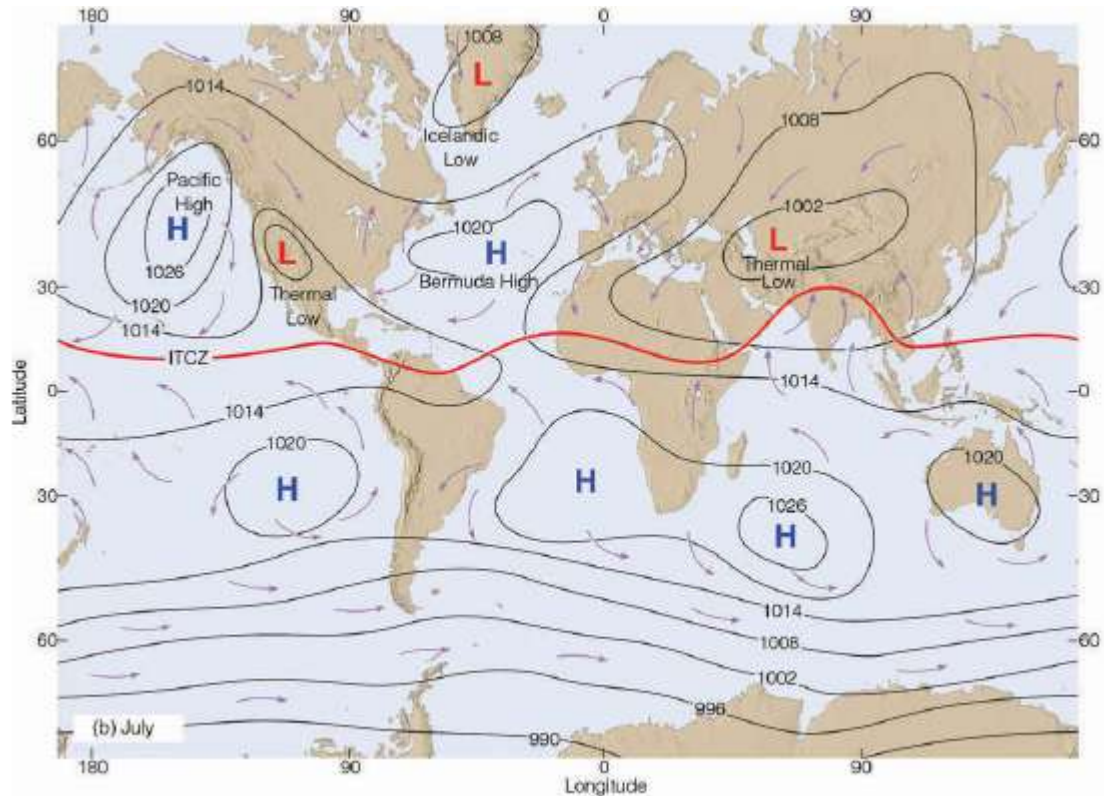
รูปที่ 7.3 ระบบการไหลเวียนของลมและความกดอากาศ ที่มา : www.thomsonedu.com/login

7.2 ค่าเฉลี่ยความกดอากาศและลมผิวพื้นของเดือน มกราคม และกรกฎาคม

การกระจายเฉลี่ยของความอากาศที่ระดับน้ำทะเล และลมสำหรับเดือนมกราคม และกรกฎาคมดังแสดงในรูปที่ 7.4 (a) และ 7.4 (b) ระบบความกดอากาศจะปรากฏอยู่ตลอดทั้งปี ระบบเหล่านี้จะประกอบด้วยความกดอากาศสูง และความกดอากาศต่ำที่ค่ากึ่งถาวร (semipermanent) เพราะพวกมันเคลื่อนไหวเพียงเล็กน้อยเท่านั้นในช่วงระหว่างปี ในรูปที่ 7.4 (a) ลักษณะอากาศในช่วงเดือนมกราคมวิเคราะห์ได้ว่ามีความกดอากาศสูงกึ่งถาวรอยู่ 4 ตัวของระบบอากาศในซีกโลกเหนือประกอบด้วย 1. ความกดอากาศสูง “เบอร์มิวดา (Bermuda high)” ในมหาสมุทรแอตแลนติกตะวันออก ระหว่างละติจูด 25° และ 35° N 2. ความกดอากาศสูง “แปซิฟิก (Pacific high)” 3. ความกดอากาศสูง “คานาเดียน (Canadian high)” 4. ความกดอากาศสูง “ไซบีเรียน (Siberian high)” ซึ่งก่อตัวขึ้นเนื่องจากความเย็นของแผ่นดินที่รุนแรง ระบบมรสุมฤดูหนาวจะปรากฏขึ้นอย่างชัดเจนทางใต้ของความกดอากาศสูงนี้พัดปกคลุมทั่วเอเชียและไกลออกไปถึง

มหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตก ระบบเหล่านี้ส่งผลให้เกิดลมค้า (trade wind) ทางด้านใต้และลมตะวันตก (westerly wind) ไปด้านเหนือของความกดอากาศสูง ในซีกโลกใต้มีพื้นที่ที่ดินน้อยจึงมีความแตกต่างน้อยระหว่างดินกับน้ำ และความกดอากาศสูงเขตกึ่งเขตร้อนเป็นระบบที่มีการพัฒนาการไหลเวียนที่ชัดเจน สำหรับแนวปะทะอากาศขั้วโลก (polar front) จะอยู่ระหว่างละติจูดที่ 40 ° ถึง 65 ° และในแผนที่ มีความกดอากาศต่ำ 2 ตัวเป็นลักษณะกึ่งถาวร (semipermanent) เรียกความกดอากาศต่ำ “ไอซ์แลนด์ (Icelandic low)” ในมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือปกคลุมไอซ์แลนด์และกรีนแลนด์ตอนใต้ และความกดอากาศต่ำ “อะลูเตีย (Aleutian low)” บริเวณเหนืออ่าว Alaska และทะเล Bering ใกล้หมู่เกาะอะลูเทียนในมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ cyclonic ในแถบนี้มีพายุจำนวนมากที่เดินทางไปทางทิศตะวันออกมีแนวโน้มเพื่อมาบรรจบกัน โดยเฉพาะในฤดูหนาว ส่วนในซีกโลกใต้ความกดอากาศต่ำกึ่งขั้วโลก (subpolar low) ต่อเนื่องเป็นเป็นแนวความกดอากาศต่ำที่ล้อมรอบทั่วโลก

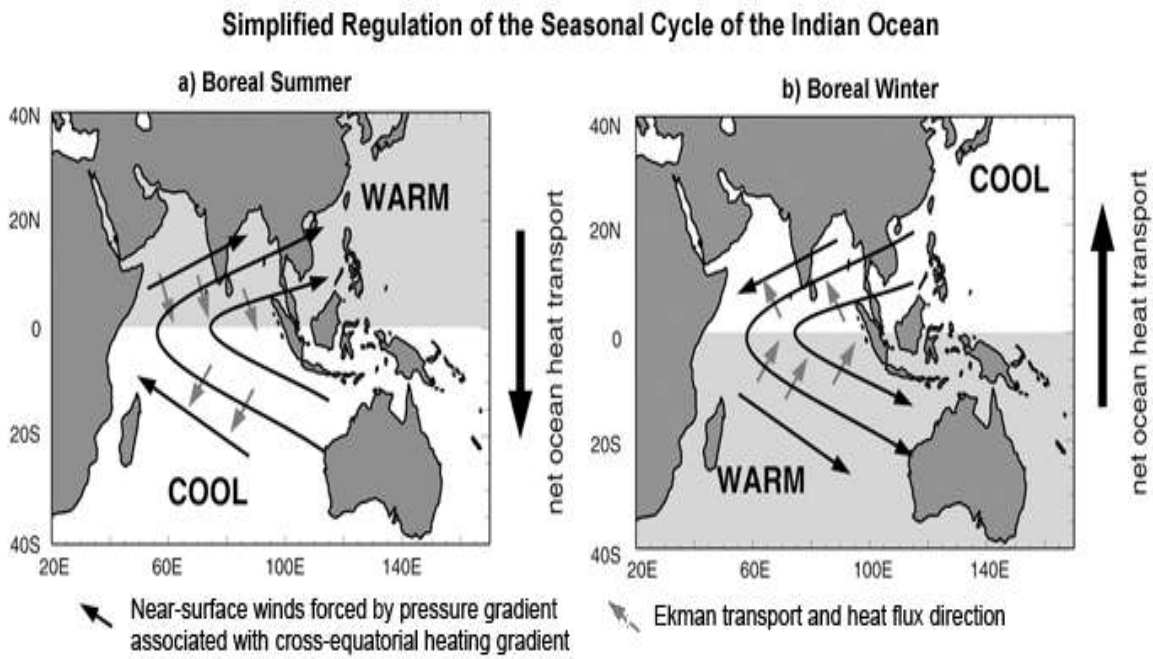




รูปที่ 7.4 ความกดอากาศและการไหลของลมบนพื้นผิวใน (a) เดือนมกราคม (b) เดือนกรกฎาคม เส้นสีแดงแสดงถึง ITCZ

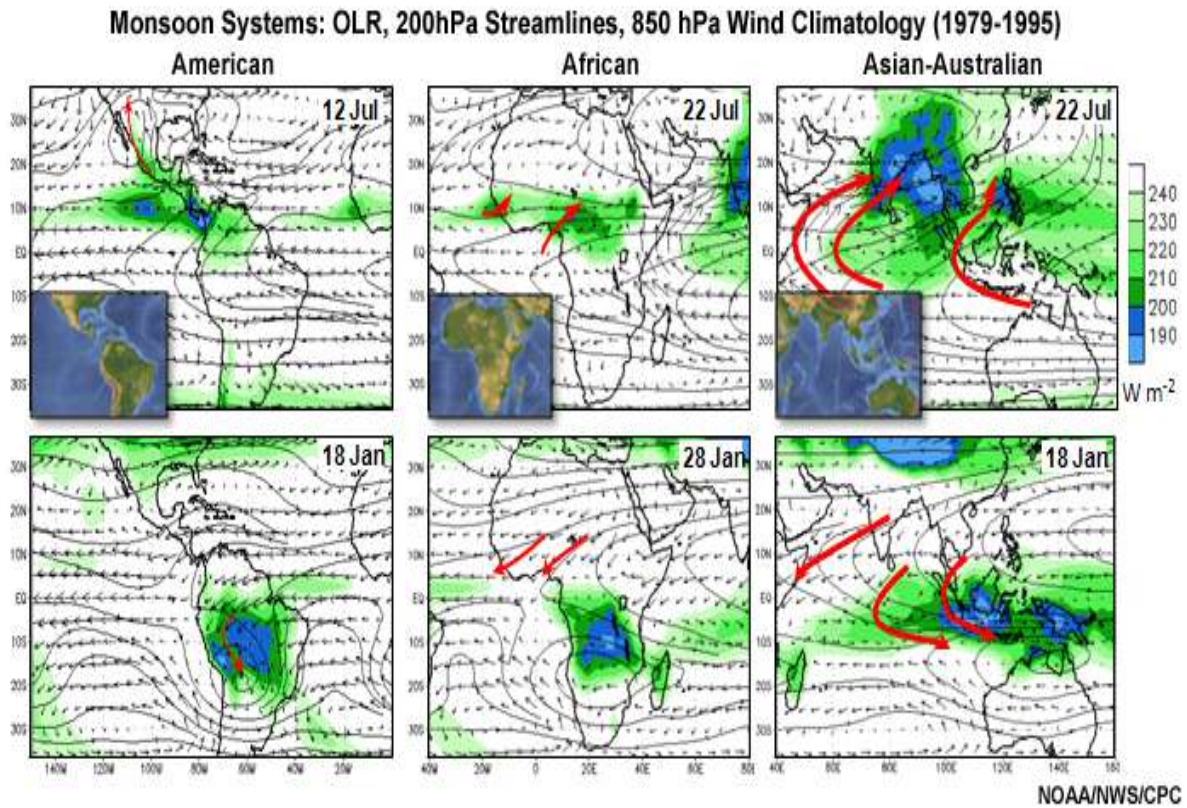
7.3 ระบบมรสุม (monsoon regime)

มรสุมเป็นลมที่พัดตามฤดูกาลหรือลมประจำฤดู เป็นลมแน่ทิศและสม่ำเสมอ (prevailing wind) คำว่า “มรสุม” หรือ monsoon มาจากคำว่า mausim ในภาษาอาหรับ แปลว่า ฤดูกาล (season) สาเหตุใหญ่ๆ เกิดจากความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของพื้นดินและพื้นน้ำ ในฤดูร้อนอุณหภูมิของพื้นดินร้อนกว่าอุณหภูมิของน้ำในมหาสมุทร อากาศเหนือพื้นดินจึงมีอุณหภูมิสูงกว่าและลอยตัวขึ้นสู่เบื้องบน อากาศเหนือมหาสมุทรซึ่งเย็นกว่าไหลไปแทนที่ เรียกมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ทำให้เกิดเป็นลมค้า (trade wind) ซึ่งเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้พัดข้ามเส้นศูนย์สูตรเปลี่ยนทิศเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้ตามแรงโคริออริสจากมหาสมุทรเข้าสู่ทวีป ดังรูปที่ 7.5 (a) ในทางตรงกันข้ามพอลฤดูหนาวอุณหภูมิของอากาศเหนือภาคพื้นทวีปเย็นกว่าน้ำในมหาสมุทร เป็นเหตุให้ลมค้า (trade wind) ที่พัดในทิศตะวันออกเฉียงเหนือพัดข้ามเส้นศูนย์สูตรเปลี่ยนทิศเป็นลมตะวันตกเฉียงเหนือตามแรงโคริออริสจากทวีปเข้าสู่มหาสมุทร ดังรูปที่ 7.5 (b)



รูปที่ 7.5 (a) มรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (boreal summer) (b) มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (boreal winter)

ระบบมรสุมในทวีปอเมริกา แอฟริกา และเอเชีย-ออสเตรเลีย การเปลี่ยนแปลงของลมมีอิทธิพลต่อพื้นมีบางส่วนของทวีปอเมริกาเหนือ บางครั้งเรียกว่ามรสุมอเมริกาเหนือการไหลเวียนนี้ ในฤดูร้อน (12 Jul) มีฝนตกซึ่งส่งผลกระทบต่อพื้นที่ขนาดใหญ่ทางตะวันตกเฉียงใต้สหรัฐอเมริกา และในฤดูหนาว (18 Jan) มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศบราซิล ส่งผลให้มีฝนตกในประเทศบราซิล ส่วนในแอฟริกาในฤดูร้อน (22 Jul) มีมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดปกคลุม ทำให้มีฝนตกทางตอนกลางของทวีปแอฟริกาส่วนใหญ่ทางด้านตะวันออกเฉียงเหนือในฤดูหนาว (28 Jan) มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมด้านตะวันออกเฉียงเหนือของแอฟริกา ส่งผลให้มีฝนตกทางตอนล่างของแอฟริกาทางด้านตะวันออกเฉียงเหนือ สำหรับเอเชียในฤดูร้อน (22 Jul) มรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดปกคลุม ทำให้มีฝนตกทวีปเอเชีย ในฤดูหนาว (28 Jan) มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศมาเลเซีย อินโดนีเซีย และทางตอนเหนือของประเทศออสเตรเลีย ส่งผลให้มีฝนตกในบริเวณดังกล่าว ดังแสดงในรูปที่ 7-6



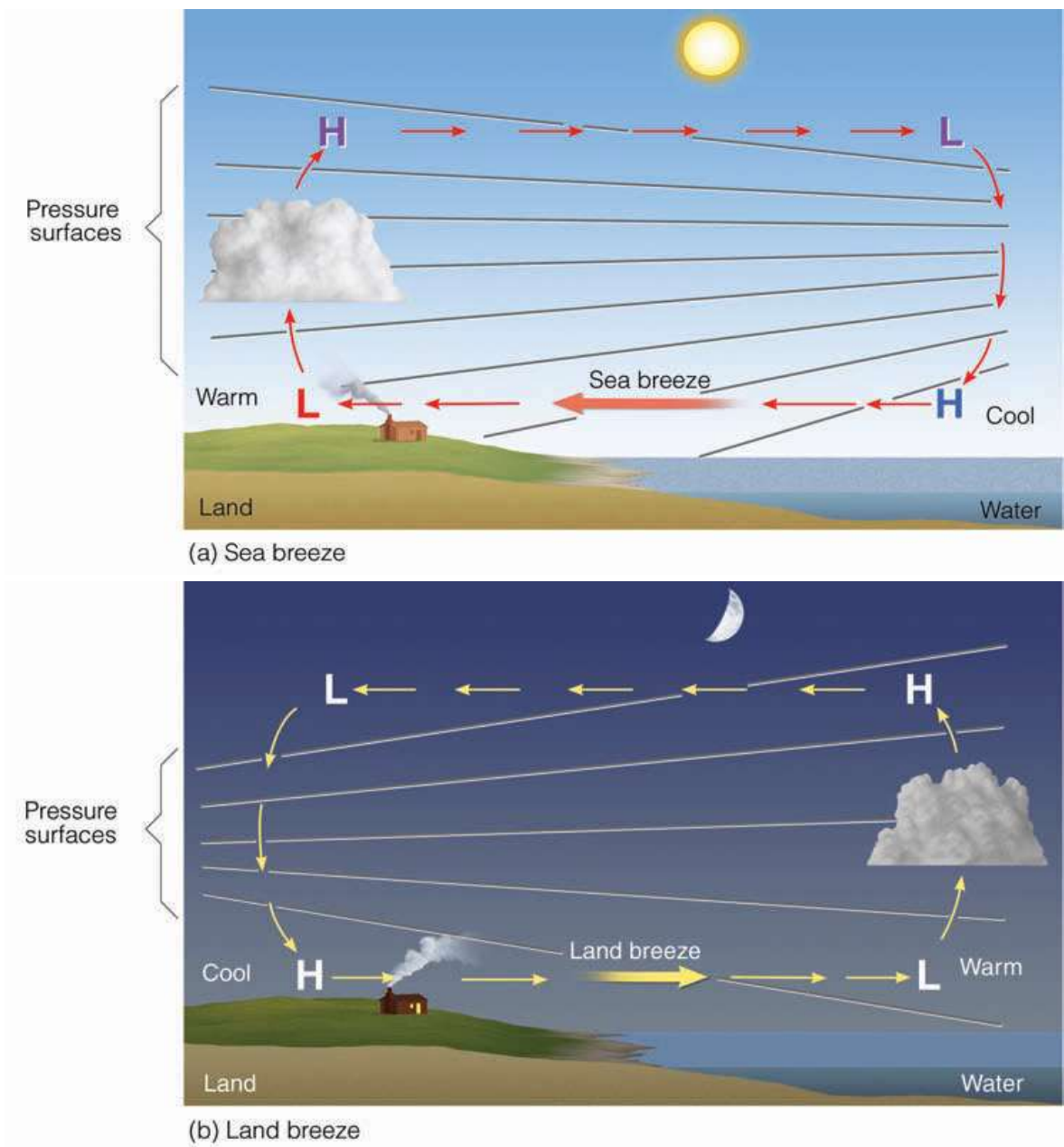
รูปที่ 7.6 มรสุมในทวีปอเมริกา ทวีปแอฟริกา ทวีปเอเชียและทวีปออสเตรเลีย
 ลูกศรแดงแสดงมรสุมและแถบสีเขียวแสดงพื้นที่ฝนตก

7.4 การก่อตัวของลมบกและลมทะเล (formation of land and sea breeze)

ลมบกและลมทะเลเป็นลมที่พัดในรอบวันหรือลมประจำวัน ลมทะเลเป็นการไหลเวียนความร้อนอัตราความร้อนที่ไม่สม่ำเสมอของดินและน้ำ ซึ่ง ในตอนกลางวันพื้นดินร้อนขึ้นเร็วกว่าน้ำที่อยู่ติดกัน อากาศเหนือพื้นดินร้อนยกตัวสูงแทนด้วยความกดอากาศต่ำ อากาศเหนือน้ำยังคงเย็นกว่าอากาศเหนือพื้นดินอากาศจมตัวแทนด้วยความกดอากาศสูง เกิดแรงที่เกิดจากความแตกต่างของอุณหภูมิและความกดอากาศ ด้วยเหตุนี้จึงทำให้ลมพัดจากบริเวณความกดอากาศสูงพัดสู่บริเวณความกดอากาศต่ำ เราเรียกลมนี้ว่า “ลมทะเล (sea breeze)” ที่พัดจากทะเลมายังแผ่นดินตามที่แสดงในรูปที่ 7.7 (a) ความแตกต่างอุณหภูมิระหว่างพื้นดินกับน้ำเกิดขึ้นในช่วงบ่ายลมทะเลพัดแรงที่สุดเวลานี้. สายลมชนิดเดียวกันที่พัฒนาไปพร้อมกันชายฝั่งของทะเลสาบขนาดใหญ่เรียกว่าสายลมของทะเลสาบ)

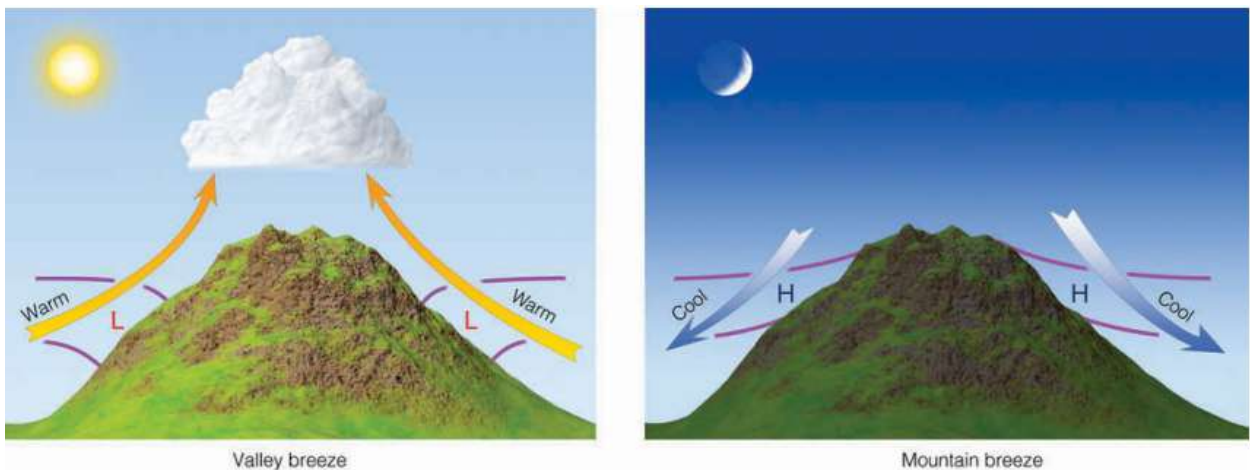
ในเวลากลางคืนแผ่นดินเย็นลงเร็วกว่าน้ำ และอากาศเหนือพื้นดินจะเย็นกว่าอากาศเหนือน้ำ ซึ่งแทนด้วยความกดอากาศสูง ส่วนอากาศเหนือน้ำยังอุ่นอยู่ (อุณหภูมิน้ำทะเลในเวลากลางวันและกลางคืนแตกต่าง

กันไม่มาก) แทนด้วยความกดอากาศต่ำ เกิดแรงที่เกิดจากความแตกต่างของอุณหภูมิและความกดอากาศ ด้วยเหตุนี้จึงทำให้ลมพัดจากบริเวณความกดอากาศสูงจากแผ่นดินพัดสู่บริเวณความกดอากาศต่ำในทะเล เราเรียกลมนี้ว่า “ลมบก (land breeze)” แสดงในรูปที่ 7.7 (b). อุณหภูมิแตกต่างกันระหว่างแผ่นดินและน้ำจะน้อยกว่ามากในเวลากลางวันดังนั้นลมทะเลมักจะอ่อนกว่าลมทะเลในตอนกลางวัน ในภูมิภาคที่มีความแตกต่างของอุณหภูมิลดลงในเวลากลางวันที่มีกำลังแรงกว่าลมจากพื้นดิน เกิดขึ้นเหนือน้ำนอกชายฝั่ง มักจะไม่ค่อยสังเกตเห็นบนชายฝั่ง แต่มักพบบ่อยสังเกตโดยเรือในน่านน้ำชายฝั่ง



รูปที่ 7.7 (a) ลมทะเล (Sea breeze) (b) ลมบก (Land breeze)

ลมหุบเขา-ลมภูเขาเป็นลมที่พัดในรอบวันหรือลมประจำวัน ลมหุบเขา-ลมภูเขา เกิดขึ้นเนื่องจากในเวลากลางวันพื้นที่บริเวณไหล่เขาได้รับความร้อนมากกว่าบริเวณพื้นที่ราบหุบเขา ณ ระดับสูงเดียวกัน ทำให้อากาศร้อนบริเวณไหล่เขายกตัวลอยสูงขึ้น (ความกดอากาศต่ำ) เกิดเมฆคิวมูลัสลอยอยู่เหนือยอดเขา อากาศเย็นบริเวณหุบเขาเคลื่อนตัวเข้าแทนที่ ทำให้เกิดลมพัดจากเชิงเขาขึ้นสู่ลาดเขา เรียกว่า “ลมหุบเขา” (Valley breeze) หลังจากดวงอาทิตย์ตกพื้นที่ไหล่เขาสูญเสียความร้อน อากาศเย็นตัวอย่างรวดเร็ว จมตัวไหลลงตามลาดเขา เกิดลมพัดลงสู่หุบเขา เรียกว่า “ลมภูเขา” (Mountain breeze) ดังที่แสดงดังรูปที่ 7.8 ในบางครั้งกลุ่มอากาศเย็นเหล่านี้ปะทะกับพื้นดินในหุบเขาซึ่งยังมีอุณหภูมิสูงอยู่ จึงควบแน่นกลายเป็นหยดน้ำ ทำให้เกิดหมอก (Radiation fog)



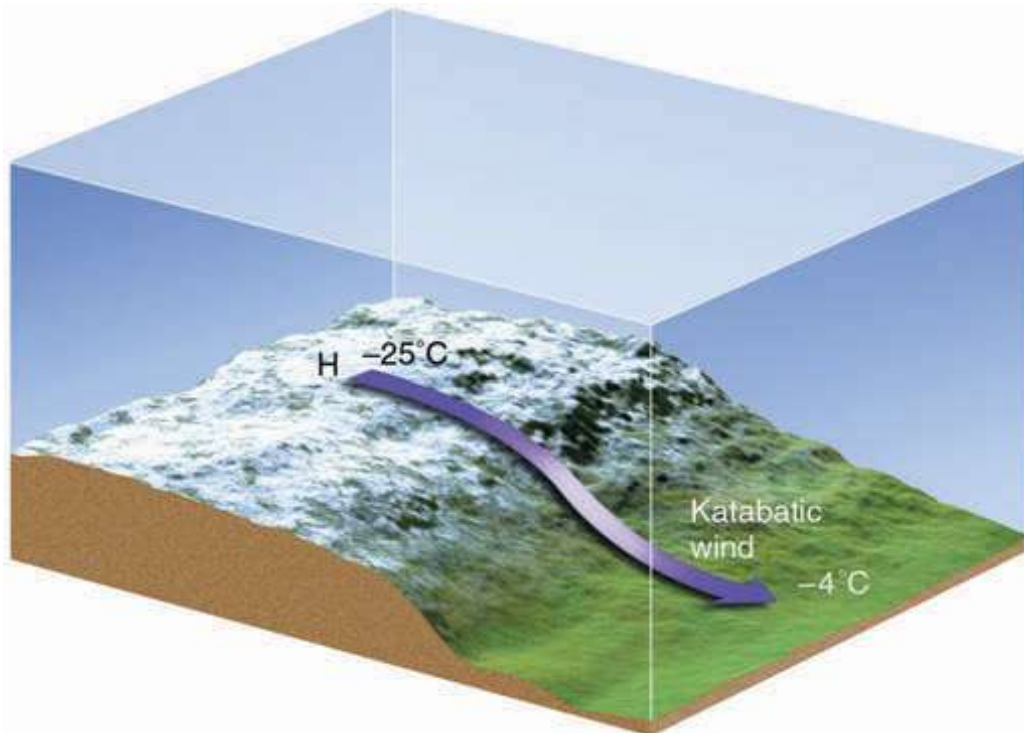
รูป 7.8 ลมหุบเขาพัดขึ้นเนินระหว่างวัน ลมภูเขาพัดลงเขาในเวลากลางคืน
(ตัว L และ H เป็นตัวแทนความกดอากาศในขณะที่เส้นสีม่วงแสดงถึงพื้นผิวของแรงกดคงที่)

7.5 การก่อตัวของลมพัดขึ้นที่สูง และลมพัดลงจากที่สูง (anabatic and katabatic wind)

Katabatic Winds ถึงแม้ว่าจะมีลมที่พัดจากที่สูงลงมาตามลาดเขาที่แรงกว่าลมภูเขา (mountain breeze) บางครั้งมีความเร็วเท่ากับความเร็วพายุเฮอริเคน แต่ส่วนใหญ่ไม่รุนแรงมากมีความเร็วประมาณ 10 นอตหรือน้อยกว่า ลม katabatic เกิดในพื้นที่ภูเขาที่ล้อมรอบด้วยที่ราบสูง (ดูรูปที่ 7.9) เมื่อฤดูหนาวหิมะตกสะสมอยู่บนที่ราบสูงอากาศหนาวมาก ตามแนวที่ราบสูงอากาศเย็นหนาแน่นมากเริ่มพัดลงผ่านช่องว่างและร่องเขา หากอากาศเย็นที่พัดอยู่ผ่านหุบเขาแคบๆ อากาศเย็นจะพัดแรงมากขึ้น

จะสังเกตเห็น Katabatic wind ในภูมิภาคต่างๆของโลก. ตัวอย่างเช่น ลมโบรา (Bora) เป็นลมที่พัดจากที่สูงสู่ที่ต่ำ ลมนี้มีต้นกำเนิดจากรัสเซียข้ามเขามาสู่ชายฝั่งทะเลเอเดรียติกเหนือของประเทศยูโกสลาเวีย

ลมโบราในช่วงฤดูหนาวเป็นลมหนาว, ลมแรงพัดมาในทิศตะวันออกเฉียงเหนือด้วยความเร็วบางครั้งเกิน 100 นอต ลมเย็นมีสทรีล พัดลงไปสู่เทือกเขาทางตะวันตกสู่หุบเขาโรนซ์ของฝรั่งเศส จากนั้นออกสู่ทะเลเมดิเตอร์เรเนียน ทำให้เกิดน้ำค้างแข็งสร้างความเสียหายต่อไร่ร้อน เป็นต้น



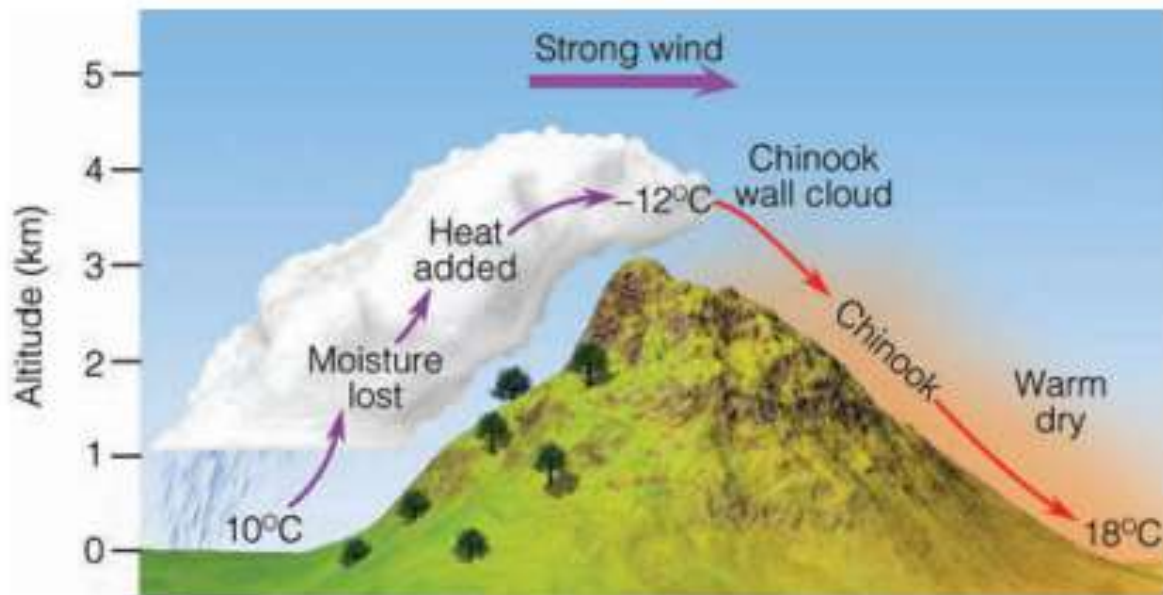
รูปที่ 7.9 ลมพัดลงจากที่สูง (katabatic wind)

7.6 ลมประจำถิ่น (local wind)

ลมประจำ ถิ่นเป็นลมที่เกิดขึ้นภายในท้องถิ่นเนื่องจากอิทธิพลของภูมิประเทศและความเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศ ตัวอย่าง เช่น ลมบกและลมทะเล ลมโบราและลมมีสตรัล (ที่กล่าวไว้ใน katabatic wind) ลมประจำถิ่นที่มีความสำคัญ อื่นๆ มีดังนี้

ลมชินุก (Chinook wind) เป็นลมอุ่นและแห้ง พัดจากด้านตะวันตกข้ามเทือกเขารอกก็ไปตามลาดเขา ด้านตะวันออกของเทือกเขารอกก็สู่ที่ราบภาคกลางของประเทศสหรัฐอเมริกาและแคนาดา เกิดในฤดูหนาว และฤดูใบไม้ผลิ ทางด้านหน้าเขาจะมีฝนตก (orographic rain) อุณหภูมิต่ำกว่าด้านหลังเขา ส่วนด้านหลังเขา ไม่มีฝนตก เราเรียกเขตเงาฝน (rain shadow) เป็นลมร้อน และแห้ง ดังรูปที่ 7.10 ลมชินุกถ้าเกิดในยุโรป

เรียกว่า ลมเฟิน (Foehn) สำหรับในประเทศไทยจะพบในหลายพื้นที่ เช่น ฝนตกทางด้านหน้าเขาในจังหวัด จันทบุรี และจังหวัดระนองในฤดูฝน ซึ่งเป็นจังหวัดที่มีปริมาณฝนสะสมมากกว่าจังหวัดอื่น



รูปที่ 7.10 ลมชินุกเมฆก่อตัวทางด้านรับลมของภูเขา ความร้อนเพิ่มและสูญเสียความชื้นบนด้านอับลม
ผลิตอากาศที่อุ่นและแห้งกว่าที่ด้านอับลม

ลมสุมาตรา (Sumatra)

เป็นลมที่พัดแรง บางครั้งมีความเร็วลมถึง 48 กิโลเมตรต่อชั่วโมง เกิดขึ้นในบริเวณช่องแคบมะละกา ในช่วงเวลากลางคืนช่วงมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ มีคลื่นจัดบริเวณชายฝั่งประเทศมาเลเซีย และเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย ลมสุมาตราจะมีเมฆพายุฝนฟ้าคะนอง (cumulonimbus) ก้อนสูงใหญ่เป็นแนวหน้าที่บเกิดพายุฝนฟ้าคะนอง ลมกระโชกแรง และฝนตกหนัก

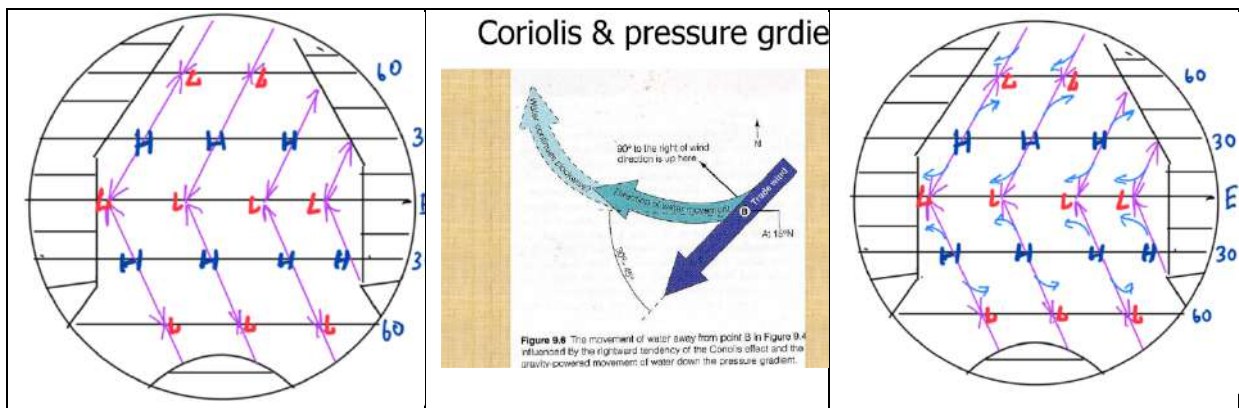
ลมตะเภา

เป็นลมท้องถิ่นในประเทศไทย โดยลมตะเภาเป็นลมที่พัดมาจากทิศใต้ไปยังทิศเหนือคือพัดจากอ่าวไทยเข้าสู่ภาคกลางตอนล่าง พัดในช่วงเดือนกุมภาพันธ์ถึงเมษายน ซึ่งเป็นช่วงที่มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือจะเปลี่ยนเป็นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้เป็นลมที่นำความชื้นมาสู่ภาคกลางตอนล่างในสมัยโบราณลมนี้จะช่วยพัดเรือสำเภาซึ่งเข้ามาค้าขายให้แล่นไปตามแม่น้ำเจ้าพระยา

ลมว่าว เป็นลมที่พัดจากทิศเหนือไปยังทิศใต้ เกิดในระหว่างเดือนกันยายนถึงเดือนพฤศจิกายนเป็นลมเย็นที่พัดมาตามลำน้ำเจ้าพระยา และพัดในช่วงที่มรสุมตะวันตกเฉียงใต้จะเปลี่ยนเป็นมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ หรืออาจจะเรียกว่าลมข้าวเบาเพราะพัดในช่วงที่ข้าวเบากำลังออกรวง

7.7 รูปแบบลมของโลกและมหาสมุทร (Global Wind Patterns and the Oceans)

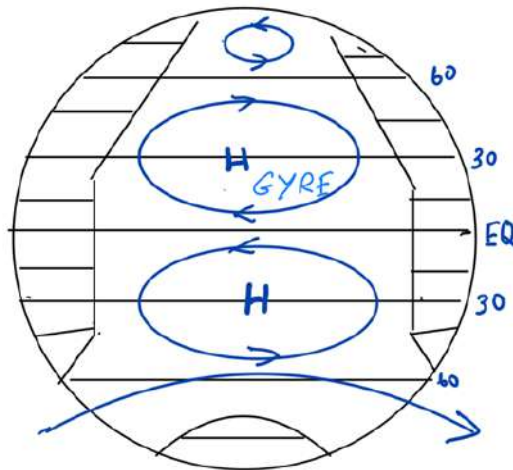
ปฏิสัมพันธ์ระหว่างมหาสมุทรกับบรรยากาศเมื่อลมพัดผ่านมหาสมุทร ทำให้เกิดกระแสน้ำไหลตามทิศทางลม เนื่องจากแรงเสียดทานและแรงกระทำจากแรงโคริโอลิสที่มากขึ้นในน้ำ กระแสน้ำในมหาสมุทรเคลื่อนตัวช้ากว่าและมีทิศเบี่ยงไปทางขวา (แฉขวาในซีกโลกเหนือและแฉตรงข้ามขวาในซีกโลกใต้) เมื่อเทียบกับลมที่พัดผ่านโดยปกติจะมีความเร็วตั้งแต่หลายกิโลเมตรต่อวันถึงหลายกิโลเมตรต่อชั่วโมง ดังรูปที่ 7.11 (a) ระบบการไหลเวียนของลมและความกดอากาศ (b) น้ำมีความหนาแน่นมากกว่าอากาศแรงโคริโอลิสกระทำกับน้ำมากกว่าน้ำจึงมีทิศเบี่ยงไปทางขวามากกว่าอากาศ (c) ทิศทางพัดของลมแทนด้วยสีม่วงส่วนทิศการไหลของกระแสน้ำแทนด้วยสีฟ้า



รูปที่ 7.11 (a) ระบบการไหลเวียนของลมและความกดอากาศ (b) แรงโคริโอลิสกระทำกับน้ำและลม (c) ทิศทางพัดของลมและกระแสน้ำ

เราจะเห็นได้ว่ากระแสน้ำในมหาสมุทรมีแนวโน้มหมุนเป็นวงรีเรียกว่า GYRE ดังรูปที่ 7.12 เราได้เห็นแล้วว่าการหมุนเวียนของบรรยากาศและการหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรมีความเชื่อมโยงอย่างใกล้ชิด ลมการพัดผ่านมหาสมุทรทำให้เกิดกระแสน้ำบนผิวหน้ามหาสมุทรควบคู่กันไปและถ่ายเทความร้อนจากเขตร้อนที่มีพลังงานเหลือล้นถึงบริเวณขั้วโลกซึ่งมีการขาดดุลพลังงาน สิ่งนี้ช่วยให้ทำให้สมดุลของพลังงานทางละติจูดเท่ากันด้วยประมาณ 40 เปอร์เซ็นต์ของการขนส่งความร้อนทั้งหมดในซีกโลกเหนือที่มาจาก

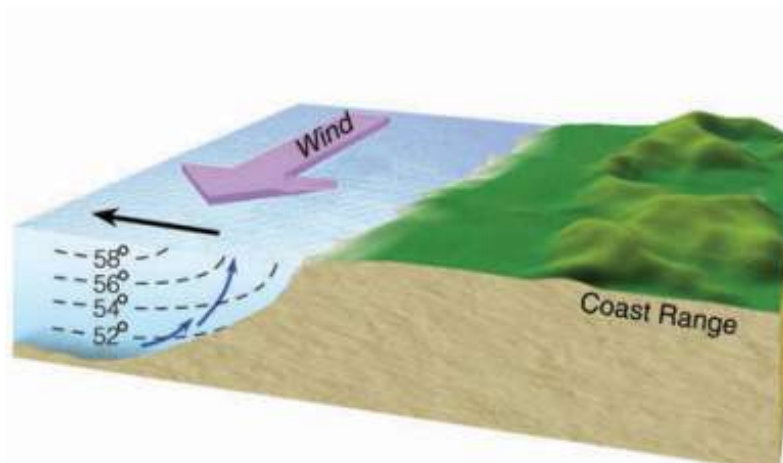
กระแสน้ำในมหาสมุทร ผลกระทบต่อสิ่งแวดล้อมของการถ่ายเทความร้อนอย่างมหาศาล หากความไม่สมดุลของพลังงานต้องหายไปความแตกต่างของอุณหภูมิรายปีระหว่างละติจูดต่ำและละติจูดสูงจะเพิ่มขึ้นอย่างมากและสภาพอากาศจะค่อยๆเปลี่ยนไป



รูปที่ 7.12 GYRE ในมหาสมุทร

7.8 ลมและน้ำผุดขึ้น (Winds and Upwelling)

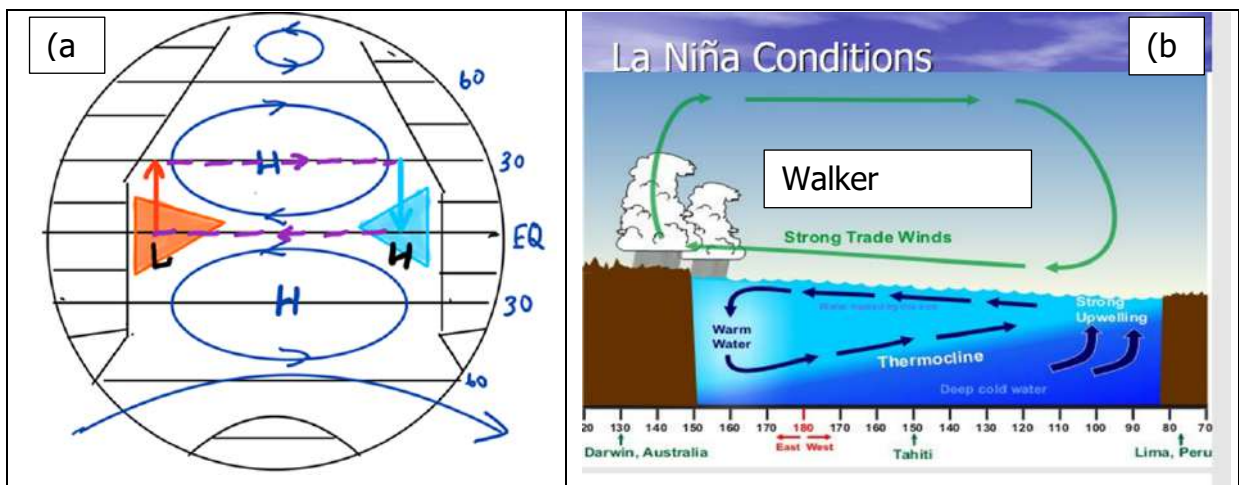
สาเหตุของความหนาวเย็นชายฝั่งเกิดจากน้ำเย็นจากเบื้องล่างผุดขึ้นมา ผลมาจากลมที่พัดขนานแนวชายฝั่ง ดังรูปที่ 7.31 ลมขนานกับแนวชายฝั่งน้ำเย็นด้านล่างมีการเคลื่อนไหวในทิศโค้งไปทางขวาเล็กน้อยเนื่องจากแรง Coriolis กระแสน้ำทำมุมฉากกับลมและพัดออกสู่ทะเล น้ำเย็นชายฝั่งอุดมด้วยสารอาหารจากเบื้องล่าง (upwells)



รูป 7.13 ลมพัดขนานกับชายฝั่งน้ำผุดขึ้นวิ่งออกทะเลน้ำเย็นเลื่อนขึ้นจากด้านล่างเพื่อแทนที่ผิวน้ำ

7.9 เอนโซ (ENSO)

เอนโซ เป็นชื่อย่อของปรากฏการณ์ El Niño and the Southern Oscillation โดยปกติมหาสมุทรในเขตร้อนแถบแปซิฟิก ลมค้าเป็นลมที่พัดอย่างต่อเนื่องจากทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก (H) ไปทางตะวันออกยังบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ (L) ซึ่งมีศูนย์กลางอยู่ที่ใกล้อินโดนีเซีย ดังรูปที่ 7.14 (a) ลมค้ากำลังแรงบริเวณแปซิฟิกตะวันออกเหนี่ยวนำน้ำเย็นขึ้นสู่ผิวน้ำ ดังนั้นในมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออกแถบเส้นศูนย์สูตรมักจะเย็นเป็น H อากาศจมตัว ส่วนทางทิศตะวันตกได้รับความร้อนจากแสงแดดและบรรยากาศและอบอุ่นในตะวันตกเป็น L อากาศยกตัวเกิดเมฆมากและฝนตก การไหลเวียนของอากาศเรียกว่า “วอล์คเกอร์” (walker circulation) ปรากฏการณ์ดังกล่าวมีชื่อเรียกว่าลานินญา (La Nina) ดังรูปที่ 7.14 (b)



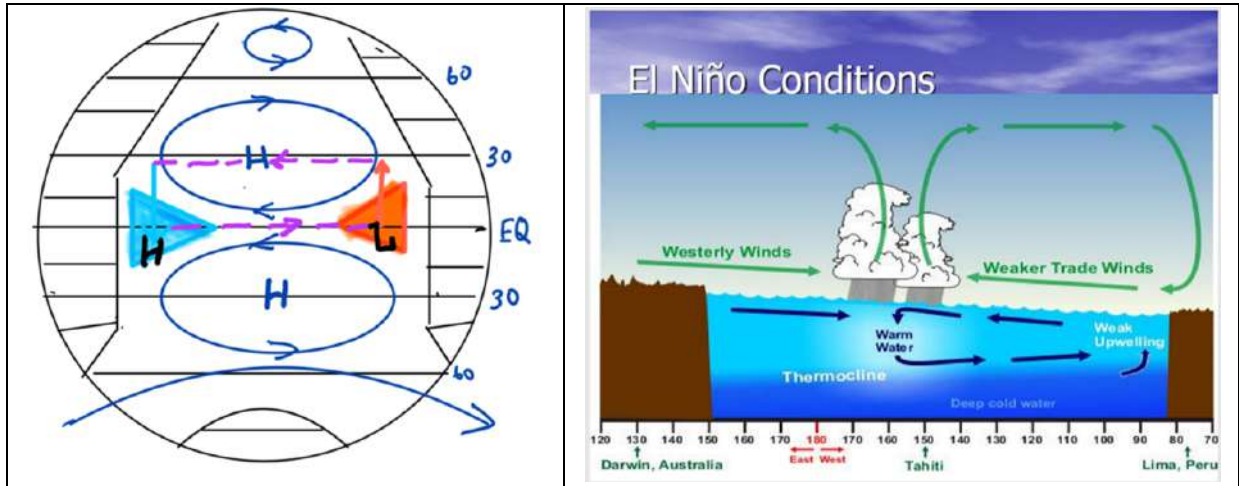
รูปที่ 7.14 (a) ลมค้ากำลังแรงบริเวณแปซิฟิกตะวันออกเหนี่ยวนำน้ำเย็นขึ้นสู่ผิวน้ำ

H อากาศจมตัว ส่วนทางทิศตะวันตกได้รับความร้อนจากแสงแดดและบรรยากาศและอบอุ่นในตะวันตกเป็น

L (b) อากาศยกตัวเกิดเมฆมากและฝนตก การไหลเวียนของอากาศเรียกว่า “วอล์คเกอร์” (walker circulation)

เมื่อลมค้ามีกำลังอ่อนลงน้ำอุ่นจะถูกพัดมาอยู่ทางมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออก อากาศเหนือน้ำทะเลอุ่นเป็นบริเวณความกดอากาศ L ส่วนอากาศเหนือน้ำทะเลมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเย็นกว่าเป็น H ดังรูปที่ 7.15 (a) ลมค้ากำลังอ่อนกระแสน้ำไหลทวนจากทิศเดิมบริเวณแปซิฟิกตะวันตกเหนี่ยวนำน้ำเย็นขึ้นสู่ผิวน้ำ ดังนั้นในมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกแถบเส้นศูนย์สูตรมักจะเย็นเป็น H อากาศจมตัว ส่วนทางทิศตะวันออกได้รับความร้อนจากแสงแดดและบรรยากาศและอบอุ่นในตะวันออกเป็น L อากาศยกตัวเกิดเมฆมากและฝนตก

การไหลเวียนของอากาศเรียกว่า “วอล์คเกอร์” (walker circulation) ปรากฏการณ์ดังกล่าวมีชื่อเรียกว่าเอลนีโญ (El Nino) ดังรูปที่ 7.15 (b)



รูปที่ 7.15 (a) ลมค้ากำลังอ่อนกระแสน้ำไหลทวนจากทิศเดิมบริเวณแปซิฟิกตะวันตกเฉียงเป็น

H อากาศจมตัว ส่วนทางทิศตะวันออกเป็น L (b) ปรากฏการณ์เอลนีโญ (El Nino)

และการไหลเวียนของอากาศเรียกว่า “วอล์คเกอร์” (walker circulation)

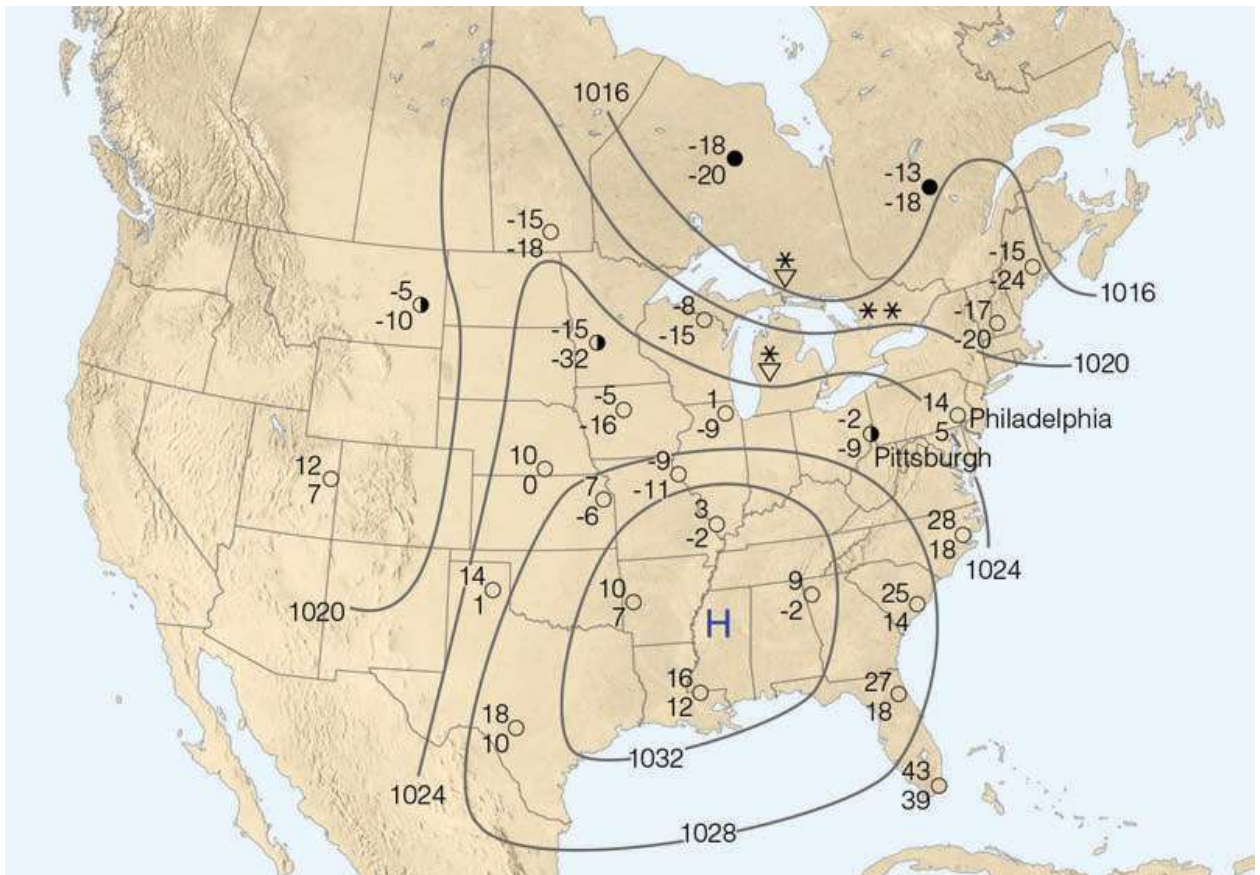
บทที่ 8

โครงสร้างของดีเปรสชัน

(Structure of depressions)

8.1 มวลอากาศ (Air mass)

มวลอากาศคือมวลอากาศที่มีขนาดใหญ่มากที่คุณสมบัติของอุณหภูมิและความชื้นใกล้เคียงกันในทิศทางตามแนวนอนที่ระดับความสูงที่กำหนดใดๆ มวลอากาศอาจครอบคลุมหลายพันตารางกิโลเมตร ดังใน รูปที่ 8.1 มวลอากาศในฤดูหนาวบริเวณความกดอากาศสูงครอบคลุมมากกว่าครึ่งหนึ่งของสหรัฐอเมริกา อุณหภูมิผิวพื้นของอากาศและอุณหภูมิจุดน้ำค้างแตกต่างกันบ้างในทันทีที่อากาศเย็นและแห้ง เว้นแต่บริเวณที่มีหิมะโปรยปรายบนชายฝั่งตะวันออกที่เย็นและชื้น ดังนั้นในหนึ่งหรือสองวันข้างหน้าอากาศเย็นจะเคลื่อนไปอยู่เหนือมหาสมุทรแอตแลนติกตอนกลาง นี่คือการพยากรณ์อากาศซึ่งเป็นเรื่องของ การกำหนดลักษณะของมวลอากาศ ทำนายได้อย่างไร และทำไมเปลี่ยนและในทิศทางใด (แหล่งกำเนิดและการเคลื่อนที่)



รูปที่ 8.1 มวลอากาศหนาวเย็นที่ปกคลุมสหรัฐอเมริกา

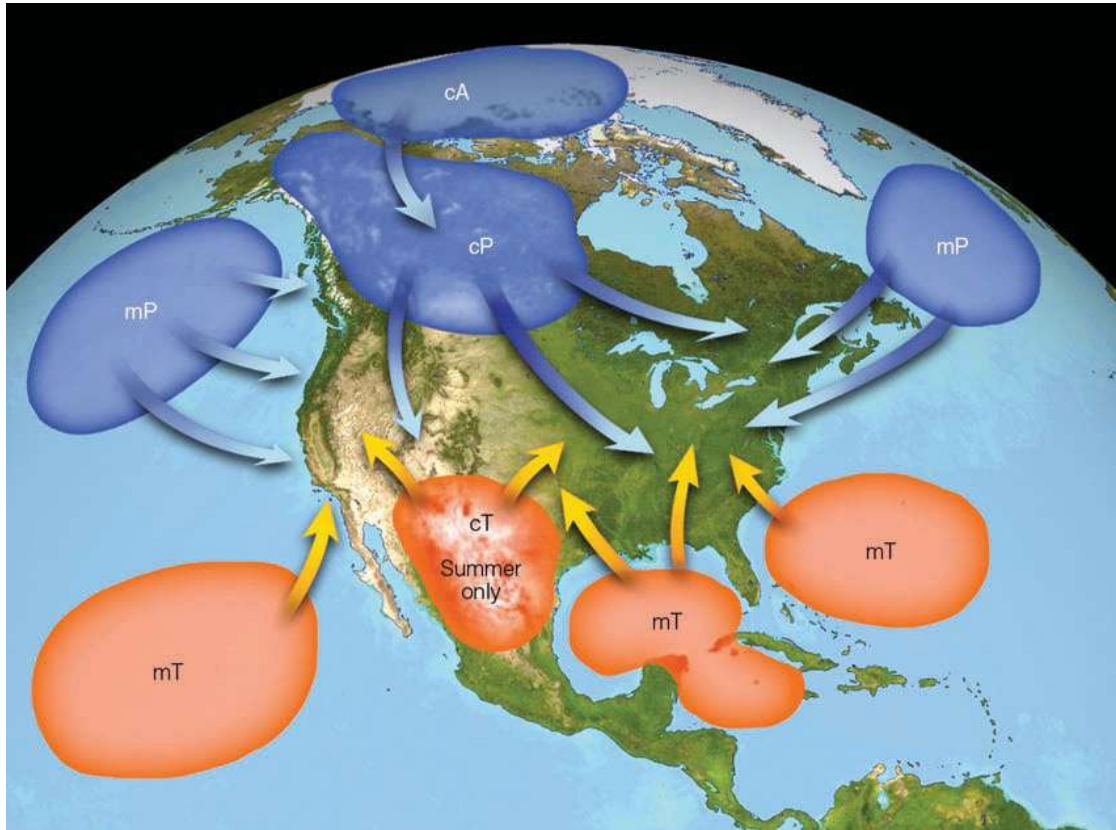
8.2 การจำแนกมวลอากาศ (Classification)

การจำแนกมวลอากาศมักถูกจำแนกตามกับอุณหภูมิและความชื้นของอากาศ มีมวลอากาศเย็นและอุ่น อากาศชื้นและมวลอากาศแห้ง มวลอากาศถูกแบ่งออกเป็นห้าหมวดหมู่ทั่วไปตามภูมิภาคต้นทาง ดังตารางที่ 8.1 มวลอากาศที่กำเนิดในละติจูดขั้วโลกถูกกำหนดโดยตัวพิมพ์ใหญ่ "P" (polar) แบบฟอร์มนี้ในเขตร้อนชื้นถูกกำหนดโดยอักษรตัวใหญ่ "T" (tropical) หากแหล่งที่มาคือพื้นดินมวลอากาศจะแห้งและอักษรตัวพิมพ์เล็ก "c" (continental) นำหน้าค่า P หรือ T หากมวลอากาศมีต้นกำเนิดมาเหนือน้ำจะชื้น - และตัวอักษรพิมพ์เล็ก "m" (ภาคพื้นมหาสมุทร) นำหน้า P หรือ T ตอนนี้เราจะเห็นว่าแหล่งกำเนิดอากาศเหนือพื้นดินจะถูกจัดประเภท cP ในสภาพอากาศที่ผิวพื้นแผ่นดินในขณะที่อากาศเขตร้อนที่เกิดขึ้นเหนือน้ำจะเป็นทำเครื่องหมายเป็น mT ในฤดูหนาวมวลอากาศที่หนาวมากนั้นแบบฟอร์มเหนืออาร์กติกถูกกำหนดให้เป็น cA, ทวีปอาร์กติกอย่างไรก็ตามบางครั้งมันก็ยากที่จะแยกแยะระหว่างมวลอากาศอาร์กติกและขั้วโลกโดยเฉพาะเมื่อมวลอากาศอาร์กติกเดินทางข้ามภูมิภาคประเทศที่อบอุ่นกว่าดังตารางที่ 8.1 แสดงมวลอากาศพื้นฐาน 5 ประเภทและรูปที่ 8.2

ตารางที่ 8.1 การจำแนกมวลอากาศและคุณลักษณะเฉพาะ

แหล่งกำเนิด	อาร์กติก (arctic : A)	ขั้วโลก (polar : P)	เขตร้อน (tropical : T)
แผ่นดิน	cA	cP	cT
ภาคพื้นทวีป (c)	หนาวจัดมาก แห้ง อากาศ ชื้น น้ำแข็งและหิมะปกคลุม	หนาว แห้ง อากาศชื้น	ร้อน แห้ง อากาศเบื้อง บนชื้น ส่วนอากาศผิวพื้น ไม่ชื้น
พื้นน้ำ		mP	mT
ภาคพื้นมหาสมุทร (m)		เย็น ชื้น อากาศไม่ชื้น	อบอุ่น ชื้น อากาศไม่ชื้น ตลอดเวลา

หลังจากที่มวลอากาศใช้เวลาอยู่เหนือแหล่งกำเนิดของมันบนภูมิภาคมักจะมีเคลื่อนที่ในการตอบสนองต่อลมที่พัดในภูมิภาคนั้นๆ เมื่อมันเคลื่อนที่ออกจากพื้นที่ต้นทางมันจะพบผิวพื้นที่อาจอุ่นกว่าหรือเย็นกว่าตัวมันเอง เมื่อมวลอากาศเย็นกว่าผิวพื้นอากาศอบอุ่นกว่าจากด้านล่างไม่เสถียรภาพ เกิดการพาความร้อน และกระแสน้ำอากาศปั่นป่วนเพิ่มขึ้น ทำให้เมฆคิวมูลัส และมีฝนหรือหิมะ ในทางกลับกันเมื่อมวลอากาศอุ่นกว่าผิวพื้นด้านล่างชั้นล่างเย็นกว่าอากาศเย็นมีเสถียรภาพมากกว่า สถานการณ์นี้ทำให้เกิดการสะสมของฝุ่นควันและมลพิษซึ่ง จำกัดการมองเห็นบนผิวพื้น ในอากาศชื้นมีเมฆแผ่นตามมาด้วยฝนละอองหรือหมอกอาจก่อตัว



รูปที่ 8.2 แหล่งกำเนิดและการเคลื่อนที่

การจำแนกมวลอากาศโดยใช้แหล่งกำเนิดเป็นเกณฑ์

1. มวลอากาศขั้วโลก (Polar Air-mass)

1.1 มวลอากาศขั้วโลกภาคพื้นมหาสมุทร (Marine Polar Air mass-mP) มีแหล่งกำเนิดจากมหาสมุทร ให้ความเย็นและชุ่มชื้น แหล่งกำเนิดของมวลอากาศชนิดนี้อยู่บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนเหนือ ทำให้อากาศหนาวเย็นและมีฝนตก ในทางกลับกันถ้ามวลอากาศนี้เคลื่อนที่ไปยังบริเวณละติจูดสูง จะกลายเป็นมวลอากาศอุ่น เรียกว่า "มวลอากาศอุ่นขั้วโลกภาคพื้นมหาสมุทร" มีลักษณะอากาศอบอุ่นและชุ่มชื้น

1.2 มวลอากาศขั้วโลกภาคพื้นทวีป (Continental Polar Air mass-cP) มีแหล่งกำเนิดอยู่บนภาคพื้นทวีปในเขตละติจูดต่ำ มีลักษณะเป็นมวลอากาศเย็นและแห้ง

2. มวลอากาศเขตร้อน (Tropical Air mass)

2.1 มวลอากาศเขตร้อนภาคพื้นทวีป (Continental Tropical Air mass-cT) มีแหล่งกำเนิดบนภาคพื้นทวีป เคลื่อนที่จากละติจูดต่ำไปสูงละติจูดสูง ลักษณะอากาศจะร้อนและแห้งแล้ง ถ้ามวลอากาศนี้เคลื่อนที่มายังเขตละติจูดต่ำจะทำให้อุณหภูมิของมวลอากาศลดต่ำกว่าอุณหภูมิของอากาศผิวพื้น อากาศจะเย็นและแห้งแล้ง

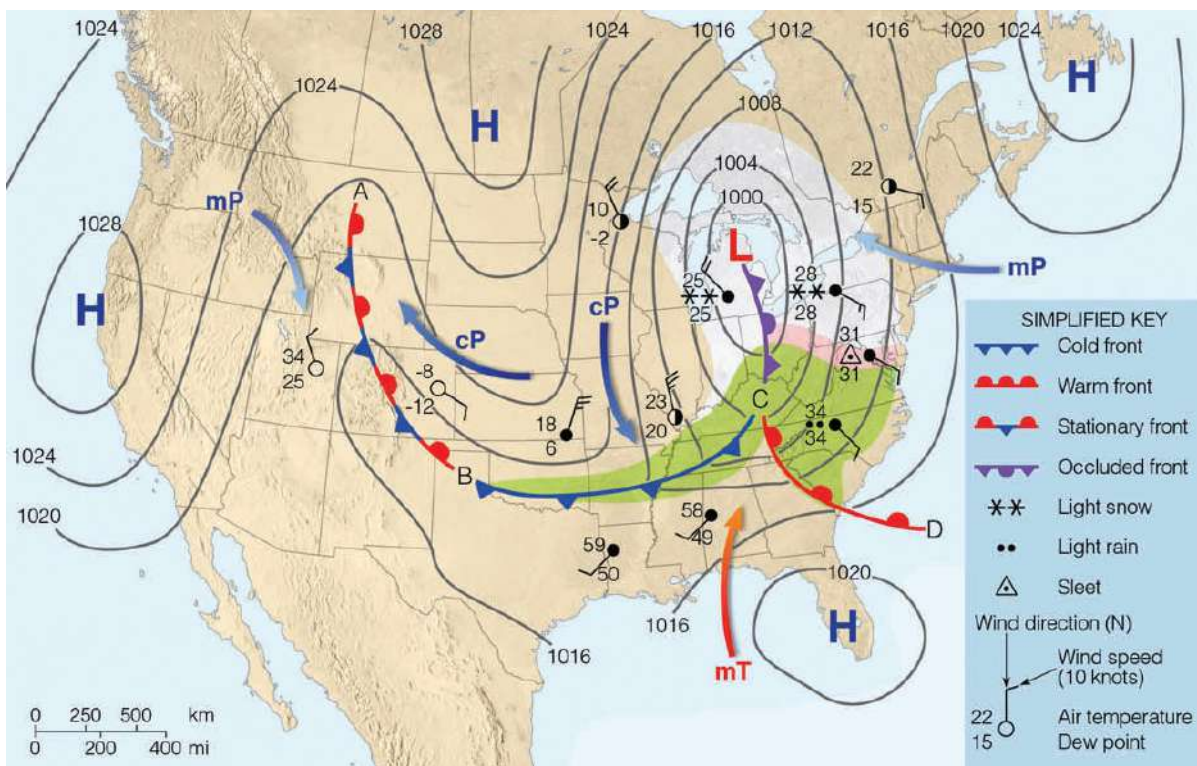
2.2 มวลอากาศเขตร้อนภาคพื้นมหาสมุทร (Marine Tropical Air mass-mT) มีแหล่งกำเนิดอยู่บนภาคพื้นมหาสมุทรจึงนำพาความชุ่มชื้น ทำให้เกิดฝนตก และถ้าเคลื่อนที่ไปยังละติจูดสูง จะทำให้อากาศอบอุ่นขึ้น ถ้ามวลอากาศนี้เคลื่อนที่ไปยังเขตละติจูดต่ำ จะมีผลทำให้อุณหภูมิลดต่ำลง อากาศจะเย็นและชุ่มชื้น

3. มวลอากาศอาร์กติกหรือแอนตาร์กติก (Arctic Air Mass or Antarctic Air Mass-A) เป็นมวลอากาศจากมหาสมุทรอาร์กติกเคลื่อนที่เข้ามาทางตอนเหนือของทวีปอเมริกา และมวลอากาศแอนตาร์กติกเป็นมวลอากาศบริเวณขั้วโลกใต้ซึ่งมีอากาศหนาวเย็นและเคลื่อนที่อย่างรุนแรงมาก

4. มวลอากาศแถบศูนย์สูตร (Equatorial Air Mass-E) อุณหภูมิสูง ความชื้นสูง

8.3 แนวปะทะอากาศ (Fronts)

ด้านหน้าของมวลอากาศ 2 มวลอากาศที่มีอุณหภูมิและความชื้นต่างกันมาปะทะ อากาศไม่ผสมกลมกลืนกันแต่จะแยกจากกัน โดยที่หน้าของมวลอากาศจะมีการเปลี่ยนแปลงรูปร่างลักษณะของมวลอากาศที่อ่อนกว่าจะถูกดันตัวให้ลอยไปอยู่เหนือลิ้มมวลอากาศเย็น แนวที่แยกมวลอากาศทั้งสองออกจากกันเราเรียกว่าแนวปะทะอากาศจะมีลักษณะของความแปรปรวนลมฟ้าอากาศเกิดขึ้น สามารถจำแนกแนวปะทะอากาศเป็น 4 ชนิด ดังนี้



รูปที่ 8.3 รูปแบบต่างๆ ของแนวปะทะอากาศ

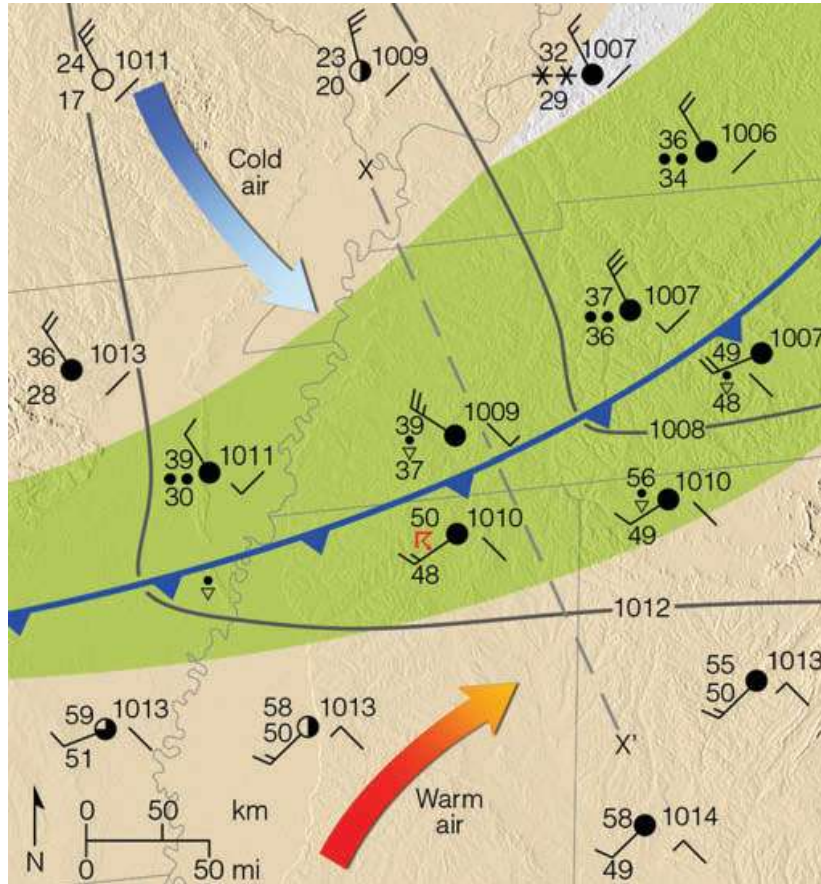
1. แนวปะทะแบบไม่เคลื่อนที่ (Stationary Fronts)

ด้านหน้าแนวปะทะไม่มีการเคลื่อนที่ ในแผนที่อากาศที่วิเคราะห์เป็นเส้นสีแดงและสีน้ำเงิน สลับกัน รูปครึ่งวงกลมไปทางอากาศที่เย็นกว่าบนเส้นสีแดงและรูปสามเหลี่ยมชี้ไปทางอากาศอุ่นในสายสีน้ำเงินระหว่าง A และ B ในรูปที่ 8.3 อากาศหนาวเย็น (cP) พัดมาจากแคนาดาไม่สามารถผ่านเทือกเขาร็อกกี้ที่สูงได้ปะทะกับอากาศจากภาคพื้นทะเลที่อุ่นกว่าและชื้น (mP) ที่พัดมาจากทางทิศตะวันตก สังเกตว่าลมผิวพื้นที่ที่พัดจะมีทิศขนานกันแต่ในทิศทางตรงกันข้าม สภาพอากาศมีเมฆบางส่วนเพราะทั้งมวลอากาศค่อนข้างแห้งไม่มีฝนตก

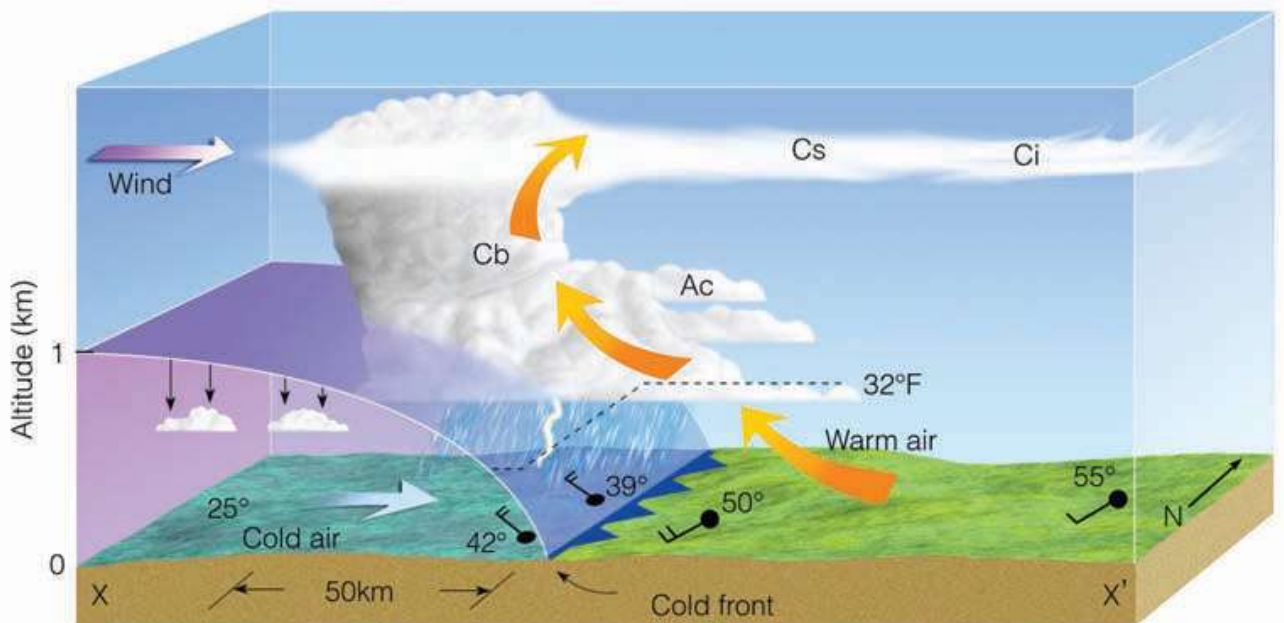
2. แนวปะทะอากาศเย็น (Cold Front)

เกิดจากการที่มวลอากาศเย็นจากแคนาดา (cP) เคลื่อนที่มายังบริเวณที่มีมวลอากาศอุ่นกว่าซึ่งมาจากนจากอ่าวเม็กซิโก (mT) ในแผนที่อากาศวิเคราะห์เป็นเส้นที่บสีน้ำเงินและรูปสามเหลี่ยมชี้ไปทางอากาศอุ่นระหว่างจุด B และ C (รูปที่ 8.3) โซนอากาศ (cP) ที่หนาว แห้ง และเสถียรภาพ ไหลเข้าแทนที่อากาศ (mT) ที่อบอุ่น ไม่เสถียรภาพตามเงื่อนไข ในรูปที่ 8.4 เราสามารถเห็นความแตกต่างของอุณหภูมิอากาศและอุณหภูมิจุดน้ำค้างที่ด้านหน้ามีอุณหภูมิอากาศและอุณหภูมิจุดน้ำค้างต่ำกว่าด้านหลังของแนวปะทะอากาศมาก ส่วนลมทางด้านหน้าของแนวปะทะอากาศเป็นลมพัดจากตะวันตกเฉียงเหนือเปลี่ยนเป็นลมจากทิศตะวันตกเฉียงใต้ทางด้านหลังของแนวปะทะอากาศ และเส้น isobar คลื่นหักงอขณะที่มันข้ามด้านหน้าเป็นมุมแหลม

รูปแบบของเมฆและฝนจะเห็นได้ดีขึ้นในมุมมองด้านข้างของด้านหน้าตามแนวเส้น X - X ดังในรูปที่ 8.5 ที่ด้านหน้าลึ่มของอากาศเย็นและหนักมากกว่าเข้าแทนที่อากาศอุ่นและเบากว่า ซึ่งเป็นอากาศที่ไม่เสถียรภาพตามเงื่อนไขกลั่นตัวเป็นกลุ่มเมฆคิวมูลัส ลมตะวันตกระดับสูงพัดผลึกน้ำแข็งส่วนบนสุดของคิวมูลอนิมบัสแตกเป็น cirrostratus (Cs) และ cirrus (Ci) เมฆเหล่านี้มักจะปรากฏด้านหน้าของเมฆพายุฝนฟ้าคะนอง (Cb) ก่อให้เกิดฝนตกหนักกับลมกระโชกแรงด้านหน้าลักษณะเป็นเส้นยาว เราเรียกว่า squall line ด้านหลังของแนวปะทะอากาศเย็นลงอย่างรวดเร็ว และเมื่อฝนหยุดตกอากาศแห้ง ท้องฟ้าแจ่มใส



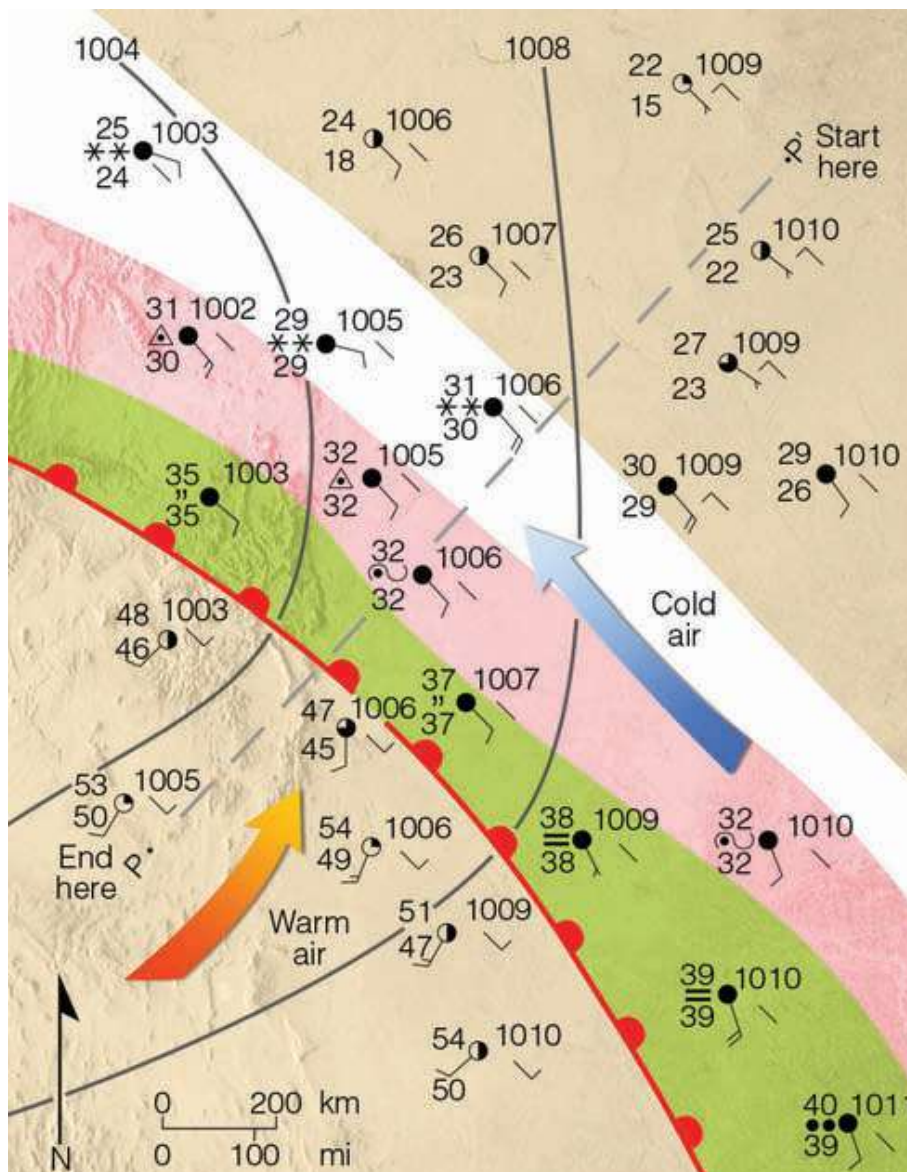
รูปที่ 8.4 ลักษณะอากาศผิวพื้นบริเวณแนวปะทะอากาศเย็น พื้นที่สีเขียวมีฝนตกและพื้นที่สีขวามีหิมะตก



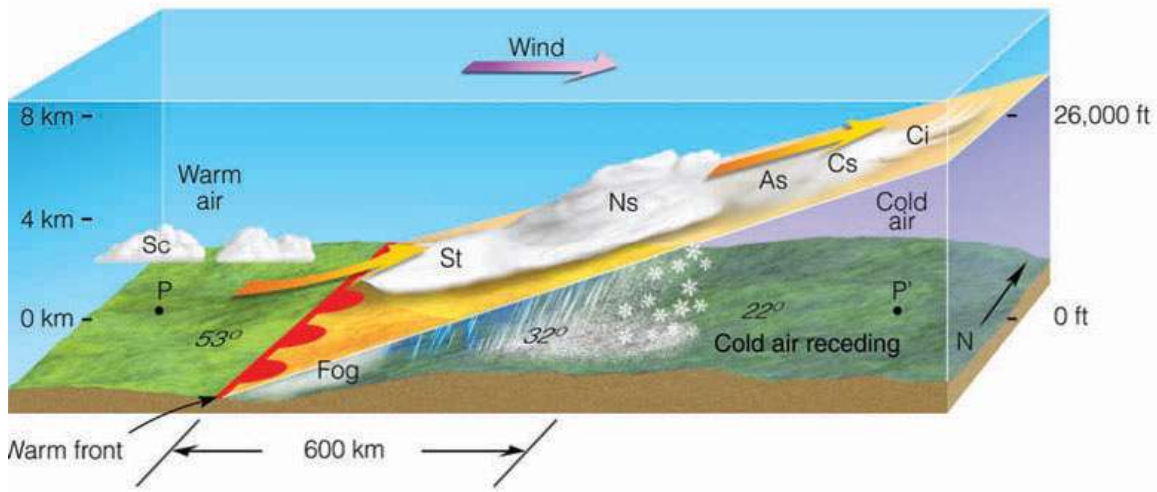
รูปที่ 8.5 ลักษณะอากาศตามภาคตัดขวางบริเวณแนวปะทะอากาศเย็น

3. แนวปะทะอากาศอุ่น (Warm Front)

เกิดจากการที่มีมวลอากาศอุ่นจากอ่าวเม็กซิโก (mT) เคลื่อนที่ไปยังบริเวณที่มีมวลอากาศเย็นกว่าจากมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ (mP) ทิศทางของการเคลื่อนที่ด้านหน้านั้นถูกกำหนดโดยครึ่งหนึ่งวงกลมซึ่งชี้ไปที่อากาศเย็นดังรูปที่ 8.5 ในแผนที่อากาศวิเคราะห์เป็นเส้นที่สีแดงจากจุด C ถึง D. รูปที่ 8.6 และรูปที่ 8.7 อากาศที่อุ่นมีความหนาแน่นน้อยกว่าจะเบากว่าเคลื่อนอยู่บนอากาศผิวพื้นที่เย็นกว่าที่หนาแน่นและหนักกว่า ทำให้เกิดเมฆแผ่น หมอก ฝนละอองและหิมะเป็นระยะทางยาวถึง 1200 กม.



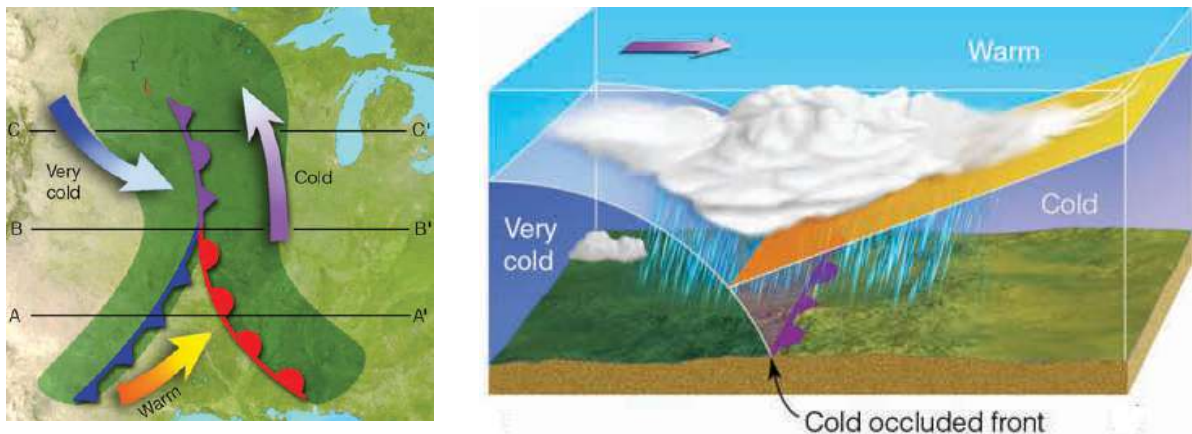
รูปที่ 8.6 ลักษณะอากาศผิวพื้นบริเวณแนวปะทะอากาศอุ่น พื้นที่สีเขียวแสดงพื้นที่ฝน
สีชมพูเป็นฝนน้ำแข็งสีขาวเป็นหิมะ



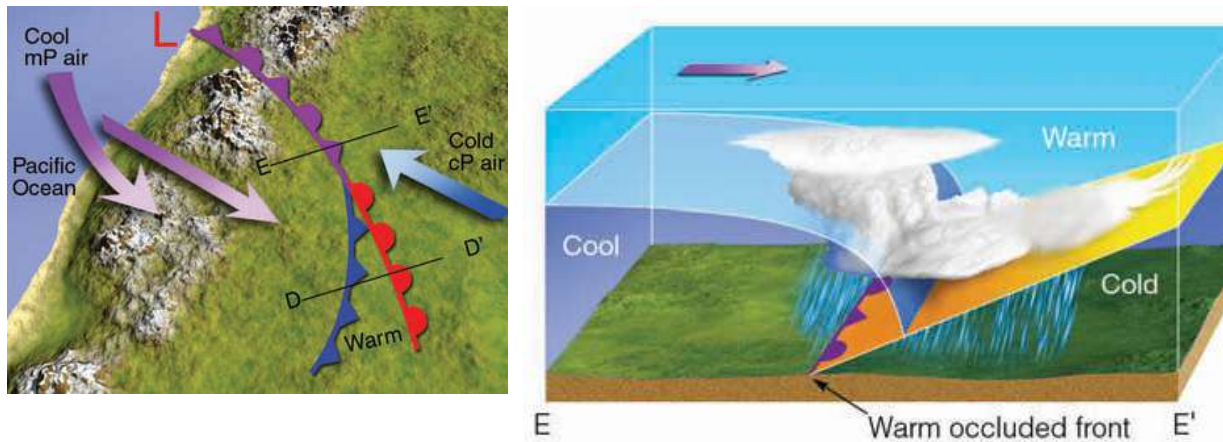
รูปที่ 8.7 ลักษณะอากาศตามภาคตัดขวางบริเวณแนวปะทะอากาศอุ่น

4. แนวปะทะอากาศปิด (Occluded Front)

เกิดจากการที่มวลอากาศเย็นซึ่งเคลื่อนที่เร็วกว่าและแซงหน้าแนวปะทะอากาศอุ่น การวิเคราะห์แผนที่ผิวพื้นแสดงเป็นเส้นสีม่วงสลับกันสามเหลี่ยมแทนลิ่มอากาศเย็นและครึ่งวงกลมหน้าแทนอากาศอุ่นสัญลักษณ์ทั้งสองชี้ไปในทิศทางที่ไปด้านหน้าที่กำลังเคลื่อนที่ ดังรูปที่ 8.3 การพัฒนาแนวปะทะอากาศแบบปิดแบบเย็น แสดงดังรูปที่ 8.8 ตามเส้น A – A ด้านหน้าเย็นกำลังเข้าใกล้แนวปะทะอากาศอุ่นที่เคลื่อนไหวช้ากว่า ตามแนวเส้น B - B แนวปะทะอากาศเย็นมาแทนที่แนวปะทะอากาศอุ่น และตามเส้น C-C มวลอากาศอบอุ่นถูกยกออกไป มีสภาพอากาศคล้ายกับแนวปะทะอากาศอุ่น เนื่องจากแนวปะทะอากาศปิดแสดงร่องทอร์คของความกดอากาศต่ำ มักจะมีฝนในทิศตะวันตกหรือทิศตะวันตกเฉียงเหนือ หลังจากนั้นท้องฟ้าแจ่มใสและความกดอากาศเพิ่มขึ้นและอากาศเย็นลง



รูปที่ 8.8 แนวปะทะอากาศปิดแบบเย็น (Cold occluded front)



รูปที่ 8.9 แนวปะทะอากาศปิดแบบอุ่น (Warm occluded front)

ความแตกต่างระหว่าง รูปที่ 8.8 แนวปะทะอากาศปิดแบบเย็น และรูปที่ 8.9 แนวปะทะอากาศปิดแบบอุ่น สืบเนื่องจากความแตกต่างของอุณหภูมิมวลอากาศด้านหน้าและด้านหลังของแนวปะทะอากาศปิด ถ้าเป็นแนวปะทะอากาศปิดแบบเย็นอุณหภูมิด้านหน้าเป็นอากาศหนาวจัด (very cold) ส่วนทางด้านหลังจะเป็นอากาศหนาว (cold) ลักษณะเมฆเป็นเมฆก้อนที่มียอดไม่สูง สำหรับแนวปะทะอากาศปิดแบบอุ่นอุณหภูมิด้านหน้าเป็นอากาศเย็น (cool) ส่วนทางด้านหลังจะเป็นอากาศหนาว (cold) ลักษณะเมฆเป็นเมฆก้อนที่มียอดสูง

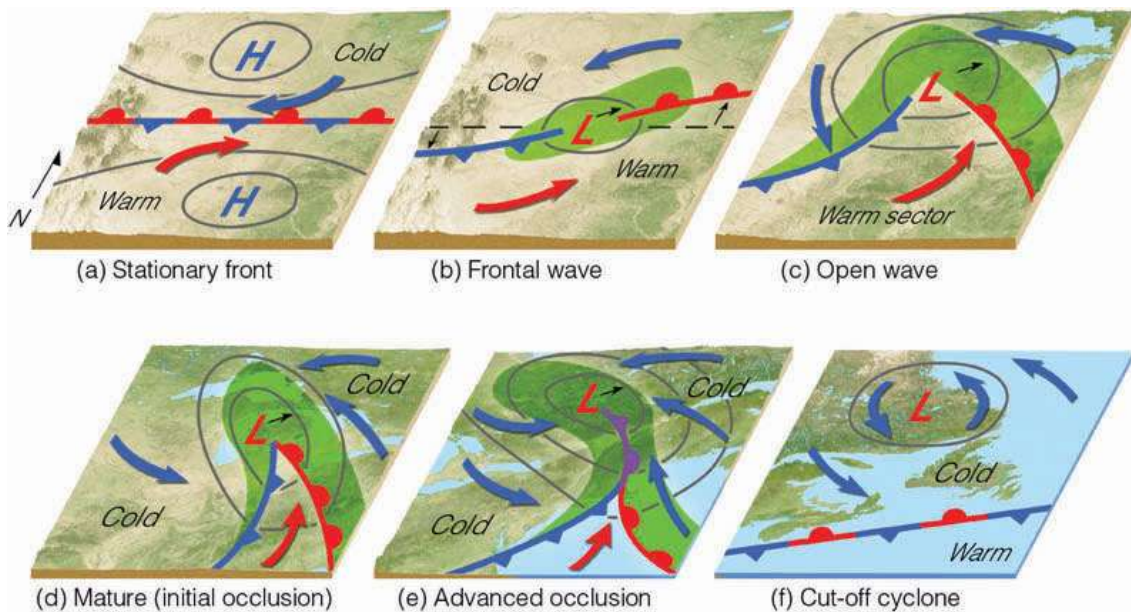
8.4 ไชโคลนในละติจูดกลาง (Middle-Latitude Cyclones)

กลุ่มของนักวิทยาศาสตร์ในเบอร์เกนประเทศนอร์เวย์พัฒนาแบบจำลองอธิบายเกี่ยวกับหย่อมความกดอากาศต่ำ (cyclonic) การก่อตัวของพายุที่ก่อตัวนอกเขตร้อน ในละติจูดกลางและละติจูดสูงในรูป"ทฤษฎีแนวปะทะอากาศแถบขั้วโลกของการพัฒนาตัวของพายุไซโคลน"

ทฤษฎีแนวปะทะอากาศแถบขั้วโลก (The Polar Front Theory)

การพัฒนาพายุไซโคลนในแถบละติจูดกลางตามแบบจำลองนอร์เวย์ เริ่มขึ้นจากแนวปะทะอากาศขั้วโลกซึ่งเป็นเส้นแบ่งเขตอากาศหนาวจัดจากขั้วโลกกับอากาศอบอุ่นจากเขตกึ่งเขตร้อน พายุไซโคลนก่อตัวที่ละติจูดกลางและเคลื่อนที่ไปตามแนวขั้วโลกในลักษณะคลื่นพายุ ขั้นตอนของพายุไซโคลนที่กำลังพัฒนาดูได้จากแผนที่อากาศผิวพื้น ดังแสดงในรูปที่ 8.10(a) เริ่มต้นจากแนวปะทะอากาศแบบขั้วโลกที่เป็นแนวปะทะอากาศแบบไม่เคลื่อนที่ ที่เป็นแนวของความกดอากาศต่ำอยู่ระหว่างกลางความกดอากาศสูงทั้งสองด้าน อากาศเย็นอยู่ทางเหนือและอากาศอุ่นอยู่ทางใต้ที่ไหลไปในทิศทางกัน ในทิศทางตรงกันข้าม ภายใต้สภาวะที่เหมาะสมคลื่นที่เกิดขึ้นจะก่อตัวเป็นคลื่นอากาศแสดงในรูปที่ 8.10 (b) frontal wave บริเวณที่มีความกดอากาศต่ำสุดอยู่ที่จุดต่อของแนวปะทะอากาศทั้งสอง เมื่ออากาศเย็นเข้าแทนที่อากาศอบอุ่นทางด้านหน้า และ

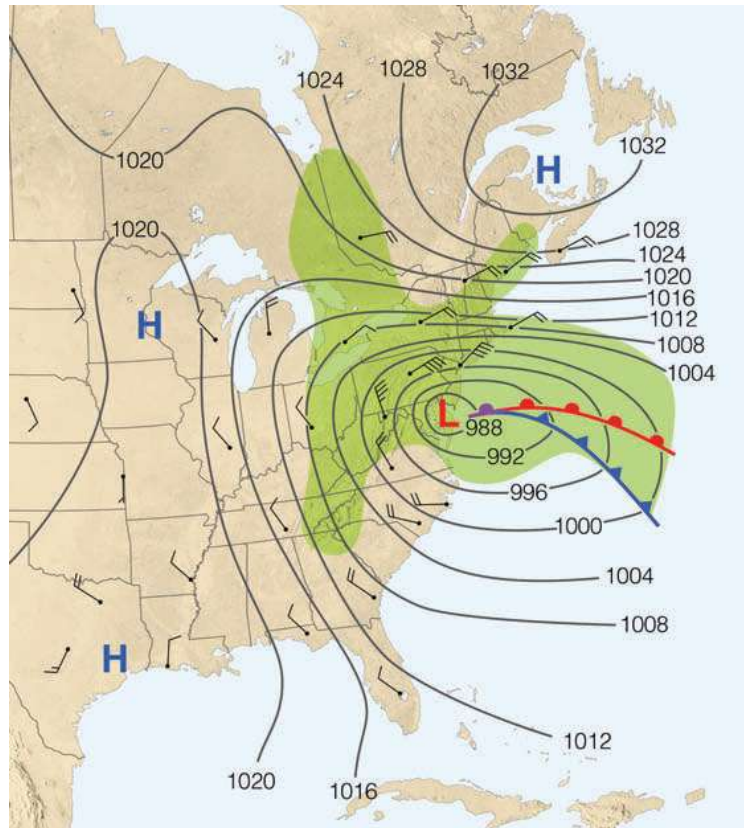
อากาศอุ่นไหลเข้าแทนที่อากาศหนาวทางด้านหลังของแนวปะทะอากาศ (พื้นที่สีเขียวแทนฝน) ระบบมักจะเคลื่อนไปทางทิศตะวันออกหรือทิศตะวันออกเฉียงเหนือ และค่อยๆ กลายเป็นคลื่นเปิด (open wave) ที่พัฒนาเต็มที่ใน 12 ถึง 24 ชั่วโมงรูปที่ 8.10 (c) open wave ความกดอากาศต่ำล้อมรอบด้วยเส้น isobars ลมหมุนทวนเข็มนาฬิกาและเข้าหาศูนย์กลางของความกดอากาศต่ำ รูปแบบฝนทางด้านหน้าแนวปะทะอากาศเย็น และทางด้านหลังของแนวปะทะอากาศอุ่น เมื่อคลื่นเปิดเคลื่อนไปทางตะวันออกศูนย์กลางความกดอากาศต่ำยังคงลดลง และลมพัดแรงขึ้น แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็วขึ้นเข้าใกล้แนวปะทะอากาศอุ่น ดังแสดงในรูปที่ 8.10 (d) Mature (initial Occlusion) คลื่นพัฒนาอย่างรวดเร็วกลายเป็นพายุไซโคลนที่โตเต็มที่ที่ แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ทับแนวปะทะอากาศอุ่น ณ จุดนี้พายุจะมีแรงที่รุนแรงที่สุดมีเมฆและฝนตกครอบคลุมพื้นที่ขนาดใหญ่ระบบพายุที่รุนแรงแสดงในรูปที่ 8.10 (e) Advanced occlusion ค่อยๆ กระจายเพราะตอนนี้อากาศเย็นอยู่บนทั้งสองด้านของแนวปะทะอากาศปิด (occluded) และระบบพายุค่อยๆ หายไปดังรูปที่ 8.23 (f) Cut of cyclone วงจรชีวิตทั้งหมดของคลื่นพายุไซโคลนสามารถอยู่ได้ตั้งแต่สองสามวันจนถึงหนึ่งสัปดาห์



รูปที่ 8.10 การพัฒนาตัวของพายุไซโคลนในละติจูดกลาง (a ถึง f) ตามทฤษฎีแนวปะทะอากาศแถบขั้วโลก

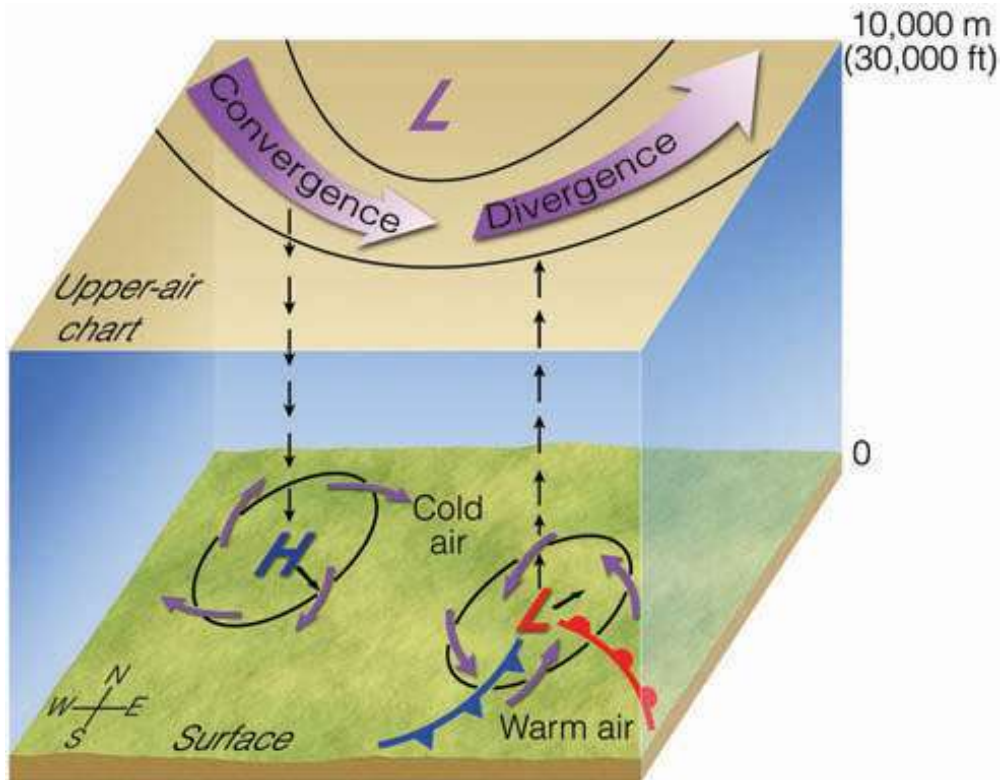
ตัวอย่างพายุไซโคลนในละติจูดกลาง (mid-latitude cyclone) ที่พัฒนาตัวและทวีความรุนแรงมากขึ้นบริเวณชายฝั่งตะวันออกของอเมริกาเหนือแล้วเคลื่อนไปทางตะวันออกเฉียงเหนือตามแนวชายฝั่ง มักจะเกิดพายุลมแรงในทิศตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมพื้นที่ชายฝั่งทะเล พร้อมด้วยฝนตกหนัก หิมะหรือลูกเห็บ เมื่อเดือนธันวาคม 1992 (แสดงในรูปที่ 8.11) ลมตะวันออกเฉียงเหนือความเร็ว 78 นอต (ความเร็วลมแรงเท่าพายุเฮอริเคน) เกิดคลื่นขนาดใหญ่มาพร้อมกับลมแรง ทำให้เกิดความเสียหายอย่างกว้างขวางตามบริเวณ

ชายหาด บ้านริมชายหาด กำแพงกันคลื่นทะเล และทางเดินริมทะเล หิมะและฝนตกหนักนานหลายวัน ลมพัดแรงและกระแสน้ำแรงหลายพื้นที่ชายฝั่งทะเล และทางหลวงจมอยู่ใต้น้ำ

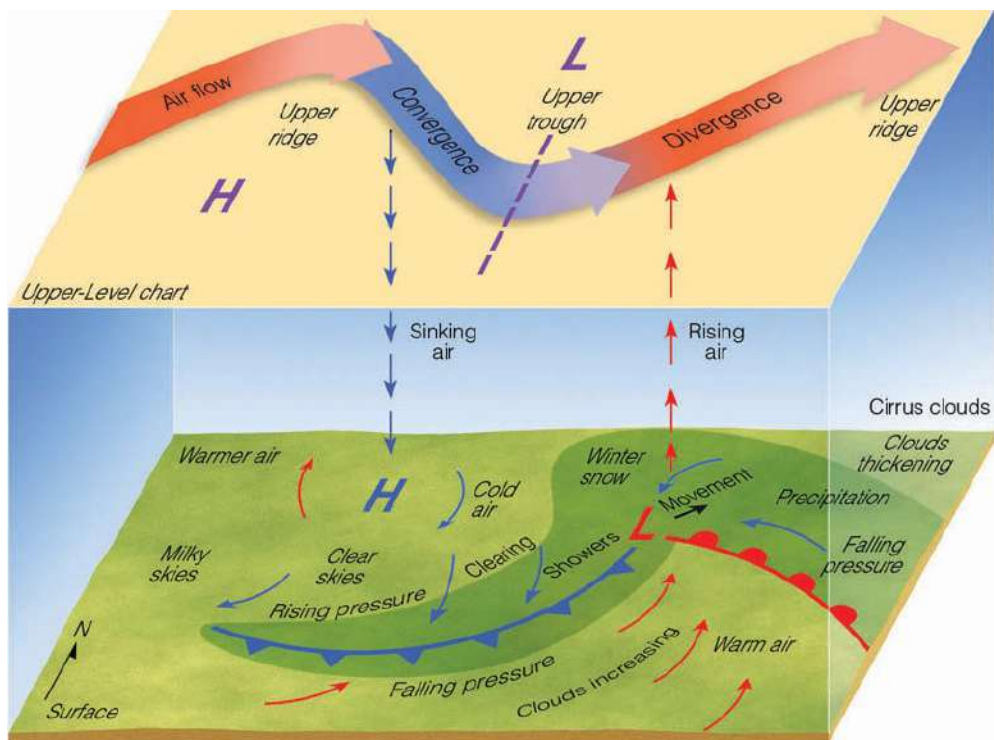


รูปที่ 8.11 แผนที่อากาศผิวพื้นเวลา 7:00 น. 11 ธันวาคม 1992 หย่อมความกดอากาศต่ำ 988 hPa ลมตะวันออกเฉียงเหนือกำลังแรง และเกิดฝนตกหนัก (พื้นที่สีเขียว)

การพัฒนาตัวของพายุไซโคลนในละติจูดกลาง (Mid-Latitude Cyclones) และ Anticyclones ลมที่พัดในระดับสูงต้องพัดในลักษณะการพัดแบบลู่เข้าหา (convergence) และแบบลู่ออก (divergence) ดังรูปที่ 8.12 ลักษณะรูปแบบต่างๆ ของแนวปะทะอากาศและลักษณะอากาศที่ปรากฏบนแผนที่ พายุไซโคลนในละติจูดกลาง (middle-latitude cyclone) รูปแบบต่างๆของแนวปะทะอากาศเขตขั้วโลก พายุดีเปรสชัน (ไซโคลน) และลักษณะลมที่ผิวพื้นเป็นลมพัดลู่เข้าหาศูนย์กลางของหย่อมความกดอากาศต่ำมีลักษณะอากาศร้อน อากาศยกตัวสูงขึ้นไปยังระดับสูง ในขณะที่ลมในระดับสูงเหนือหย่อมความกดอากาศต่ำเป็นพัดแบบลู่ออก (divergence) พัฒนาการที่มีกำลังแรงขึ้นเป็นพายุดีเปรสชัน (ไซโคลน) สำหรับลมที่พัดลู่เข้า (convergence) ของลมในระดับสูง ซึ่งอยู่เหนือบริเวณความกดอากาศสูงที่ระดับผิวพื้นเป็นบริเวณที่อากาศจมตัว มีลักษณะอากาศเย็น ความแตกต่างของอุณหภูมิที่ระดับผิวพื้นของมวลอากาศแตกต่างกันมากเป็นลักษณะของแนวปะทะอากาศ



รูปที่ 8.12 การพัฒนาตัวของพายุไซโคลนในละติจูดกลาง (Mid-Latitude Cyclones) และ Anticyclones



รูปที่ 8.13 สรุปภาพรวมของลักษณะอากาศ การเคลื่อนไหวในแนวนอนและแนวตั้ง และการพัฒนาตัวของพายุไซโคลนในละติจูดกลาง

บทที่ 9

การพยากรณ์อากาศ

(Weather Forecasting)

9.1 การพยากรณ์อากาศ

การพยากรณ์อากาศหมายถึงการคาดหมายสภาพลมฟ้าอากาศในอนาคต การที่จะพยากรณ์อากาศได้ต้องมีองค์ประกอบ 3 ประการ

1. ต้องมีความรู้ความเข้าใจในปรากฏการณ์และกระบวนการต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ
2. ต้องเข้าใจสภาวะอากาศปัจจุบัน
3. ต้องผสมผสานองค์ประกอบทั้งสองข้างต้น เข้าด้วยกันเพื่อคาดหมายการเปลี่ยนแปลงของบรรยากาศที่จะเกิดขึ้นในอนาคต

ความรู้ความเข้าใจในปรากฏการณ์และกระบวนการต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ ได้มาจากเฝ้าสังเกตและบันทึกไว้ มนุษย์ได้มีการสังเกตลมฟ้าอากาศมานานแล้ว เพราะมนุษย์อยู่ภายใต้อิทธิพลของลมฟ้าอากาศโดยไม่อาจหลีกเลี่ยงได้ จึงมีความจำเป็นที่ต้องทราบลักษณะลมฟ้าอากาศที่เป็นประโยชน์และลักษณะอากาศที่เป็นภัย การสังเกตทำให้สามารถอธิบายถึงสาเหตุของการเกิดลักษณะอากาศแบบต่าง ๆ ได้ อย่างไรก็ตามความรู้ความเข้าใจเกี่ยวกับลมฟ้าอากาศนั้นยังมีอยู่น้อยมาก เมื่อเทียบกับปรากฏการณ์ของบรรยากาศที่มนุษย์ยังไม่มีควมเข้าใจอย่างเพียงพอ ทั้งนี้เพราะอุตุนิยมวิทยาซึ่งเป็นวิชาที่ศึกษาเกี่ยวกับบรรยากาศและปรากฏการณ์ที่เกี่ยวข้องนั้น มีการพัฒนาด้วยวิธีการทางวิทยาศาสตร์มาได้ไม่นานนัก โดยก่อนหน้านี้มนุษย์เชื่อว่าลมฟ้าอากาศอยู่มากมาย สภาวะอากาศปัจจุบันที่ต้องใช้เป็นข้อมูลเริ่มต้นสำหรับการพยากรณ์อากาศนั้น ได้มาจากการตรวจอากาศ ซึ่งมีทั้งการตรวจอากาศผิวพื้น การตรวจอากาศชั้นบนในระดับความสูงต่างๆ สิ่งสำคัญที่ต้องทำการตรวจเพื่อพยากรณ์อากาศได้แก่ อุณหภูมิ ความกดอากาศ ความชื้น ลม เมฆ และฝน การที่จะพยากรณ์อากาศในบริเวณใดบริเวณหนึ่ง ต้องใช้ข้อมูลผลการตรวจอากาศในบริเวณนั้นร่วมกับผลการตรวจอากาศจากบริเวณที่อยู่โดยรอบด้วย เพราะปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นในบรรยากาศมีการเคลื่อนที่อยู่ตลอดเวลา สิ่งที่เกิดขึ้นนอกจากพื้นที่การพยากรณ์อาจเคลื่อนตัวมามีผลต่อสภาพอากาศในบริเวณที่จะพยากรณ์ได้ ด้วยเหตุนี้จึงมีความจำเป็นต้องมีการแลกเปลี่ยนข้อมูลผลการตรวจอากาศระหว่างประเทศ เพื่อให้ได้ข้อมูลเพียงพอสำหรับการพยากรณ์อากาศ นอกเหนือจากการตรวจอากาศผิวพื้นทั้งบนพื้นดิน พื้นน้ำ และการตรวจอากาศชั้นบนแล้ว ปัจจุบันการตรวจอากาศที่ช่วยให้การพยากรณ์แม่นยำยิ่งขึ้นคือ การตรวจอากาศด้วยเรดาร์และ

ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา เมื่อมีความรู้ความเข้าใจในเรื่องราวของลมฟ้าอากาศ และมีข้อมูลผลการตรวจอากาศ แล้ว สิ่งที่ต้องทำเพื่อให้สามารถพยากรณ์อากาศได้ คือการวิเคราะห์ข้อมูลผลการตรวจอากาศเพื่อให้ทราบลักษณะอากาศปัจจุบัน และการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงของลักษณะอากาศที่กำลังเกิดขึ้นนั้นว่า จะมีทิศทางและความเร็วในการเคลื่อนที่อย่างไร และความรุนแรงจะเพิ่มขึ้นหรือลดลงเพียงใด นั่นคือ คาดหมายว่าบริเวณที่จะพยากรณ์นั้นจะอยู่ภายใต้อิทธิพลของปรากฏการณ์แบบใด แล้วจึงจัดทำคำพยากรณ์อากาศโดยพิจารณาจากลักษณะลมฟ้าอากาศที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์นั้น ๆ ต่อไป

9.2 ขั้นตอนในการพยากรณ์อากาศ

ขั้นตอนที่สำคัญสามขั้นตอนในการพยากรณ์อากาศได้แก่ การตรวจอากาศเพื่อให้ทราบสถานะอากาศปัจจุบัน การสื่อสารเพื่อรวบรวมข้อมูลผลการตรวจอากาศ และการวิเคราะห์ข้อมูลเพื่อการคาดการณ์ ในส่วนของ การวิเคราะห์ข้อมูลนั้น สามารถแบ่งขั้นตอนออกไปได้อีกคือ

ขั้นตอนแรกเป็นการบันทึกผลการตรวจอากาศที่ได้รับทั้งหมด ทั้งจากในประเทศและจากต่างประเทศ ลงบนแผนที่หรือแผนภูมิทางอุตุนิยมวิทยาชนิดต่าง ๆ เช่น แผนที่อากาศผิวพื้น แผนที่อากาศชั้นบน แผนภูมิการหยั่งอากาศ ด้วยสัญลักษณ์มาตรฐานทางอุตุนิยมวิทยา

ขั้นตอนที่สองคือการวิเคราะห์ผลการตรวจอากาศที่ได้จากขั้นตอนแรก โดยการลากเส้นแสดงค่าองค์ประกอบทางอุตุนิยมวิทยา เช่น เส้นความกดอากาศเท่าที่ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยเพื่อแสดงตำแหน่ง และความรุนแรงของระบบลมฟ้าอากาศ เส้นทิศทางและความเร็วลมในระดับความสูงต่าง ๆ เพื่อแสดงลักษณะอากาศในระดับบน และเส้นแสดงการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงเพื่อแสดงเสถียรภาพของบรรยากาศ ซึ่งเป็นปัจจัยสำคัญในการเกิดเมฆและฝน

ขั้นตอนที่สามคือการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงและการเคลื่อนที่ของตัวระบบลมฟ้าอากาศที่วิเคราะห์ได้ในขั้นตอนที่สอง โดยใช้วิธีการพยากรณ์อากาศแบบต่าง ๆ ขั้นตอนที่สุดคือการออกคำพยากรณ์ ณ ช่วงเวลาและบริเวณที่ต้องการ โดยพิจารณาจากตำแหน่งและความรุนแรงของระบบลมฟ้าอากาศที่ได้ดำเนินการไว้แล้วในขั้นตอนที่สาม ส่วนขั้นตอนสุดท้ายคือการส่งคำพยากรณ์อากาศไปยังสื่อมวลชนเพื่อเผยแพร่ต่อไปสู่ประชาชน และส่งไปยังหน่วยงานที่เกี่ยวข้องเพื่อดำเนินการต่อไป ตามความเหมาะสม เช่นกรมป้องกันและบรรเทาสาธารณภัย กรมชลประทาน เป็นต้น

9.3 ช่วงเวลาของการพยากรณ์อากาศ

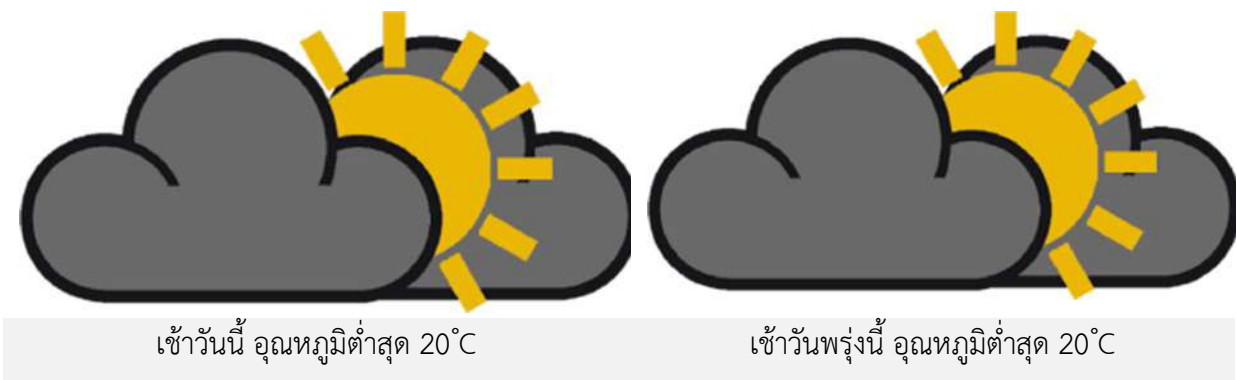
การพยากรณ์อากาศอาจเป็นการคาดหมายสำหรับช่วงเวลาไม่กี่ชั่วโมงข้างหน้า จนถึงการคาดหมายสิ่งที่จะเกิดขึ้นในอีกหลายปีจากปัจจุบัน สามารถแบ่งชนิดของการพยากรณ์อากาศตามระยะเวลาที่คาดหมายได้ดังนี้

1. การพยากรณ์ปัจจุบัน (nowcast) หมายถึงการรายงานสภาวะอากาศที่เกิดขึ้นในปัจจุบันและการคาดหมายสภาพลมฟ้าอากาศสำหรับช่วงเวลาไม่เกิน 2 ชั่วโมง
2. การพยากรณ์ระยะสั้นมาก หมายถึงการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาไม่เกิน 12 ชั่วโมง
3. การพยากรณ์ระยะสั้น หมายถึง การพยากรณ์สำหรับระยะเวลาเกินกว่า 12 ชั่วโมงขึ้นไปจนถึง 3 วัน
4. การพยากรณ์อากาศระยะปานกลาง หมายถึงการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาที่เกินกว่า 3 วันขึ้นไปจนถึง 10 วัน
5. การพยากรณ์ระยะยาว คือการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาระหว่าง 10 ถึง 30 วัน โดยปกติมักเป็นการพยากรณ์ว่าค่าเฉลี่ยของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาในช่วงเวลานั้นจะแตกต่างไปจากค่าเฉลี่ยทางภูมิอากาศอย่างไร
6. การพยากรณ์ระยะนาน คือการพยากรณ์ตั้งแต่ 30 วัน จนถึง 2 ปี ซึ่งยังแบ่งย่อยออกเป็น 3 ชนิดคือ
 - 6.1 การคาดหมายรายเดือน คือการคาดหมายว่าค่าเฉลี่ยของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาในช่วงนั้นจะ เบี่ยงเบนไปจากค่าเฉลี่ยทางภูมิอากาศอย่างไร
 - 6.2 การคาดหมายรายสามเดือน คือการคาดหมายค่าว่าเฉลี่ยของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาในช่วงนั้น จะเบี่ยงเบนไปจากค่าเฉลี่ยทางภูมิอากาศอย่างไร
 - 6.3 การคาดหมายรายฤดู คือการพยากรณ์ค่าเฉลี่ยของฤดูนั้นว่าจะแตกต่างไปจากค่าเฉลี่ยทาง ภูมิอากาศอย่างไร
7. การพยากรณ์ภูมิอากาศ คือการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลามากกว่า 2 ปีขึ้นไป โดยแบ่งเป็น
 - 7.1 การพยากรณ์การผันแปรของภูมิอากาศ คือการพยากรณ์ที่เกี่ยวข้องกับการผันแปรไปจากค่าปกติ เป็นรายปีจนถึงหลายสิบปี
 - 7.2 การพยากรณ์ภูมิอากาศคือการพยากรณ์สภาพภูมิอากาศในอนาคตโดยพิจารณาทั้งสาเหตุจากธรรมชาติและจากการกระทำของมนุษย์

9.4 วิธีการพยากรณ์อากาศ

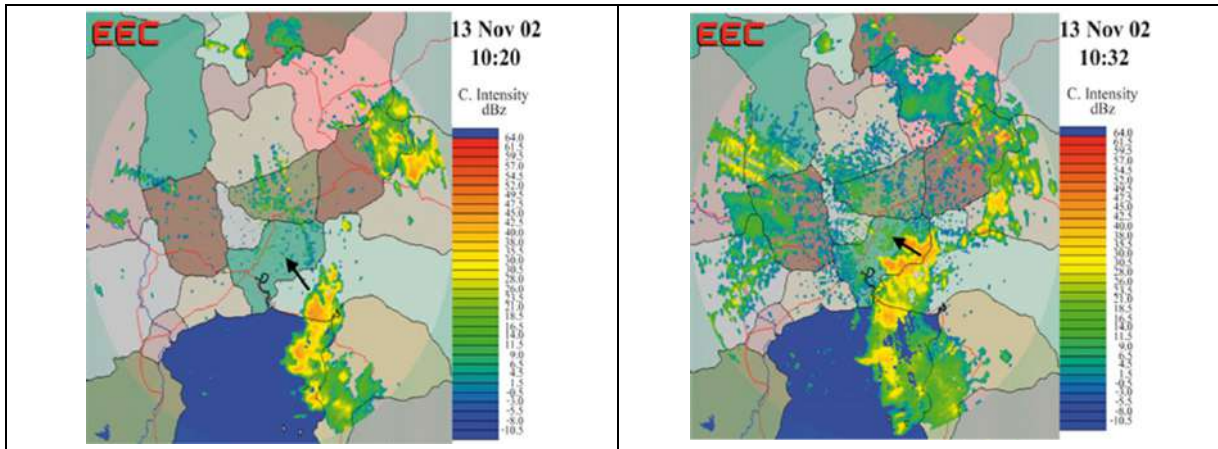
การพยากรณ์อากาศนอกจากศึกษาจากลักษณะอากาศซึ่งเกิดขึ้นในปัจจุบันแล้วยังศึกษาว่าจะมีการเปลี่ยนแปลงเกิดขึ้นหรือไม่ โดยแบ่งออกเป็นวิธีการต่างๆ ดังต่อไปนี้

1. วิธีคงสภาพเดิม (persistence method) เป็นวิธีการพยากรณ์อากาศที่ง่ายที่สุด ใช้กับลักษณะอากาศที่มีการเปลี่ยนแปลงอย่างช้าๆ หรือไม่เปลี่ยนแปลง เช่น การคาดว่าลักษณะอากาศในเช้าวันพรุ่งนี้จะคล้ายๆ กับอากาศในเช้าวันนี้ ส่วนในฤดูหนาวอากาศไม่ค่อยมีการเปลี่ยนแปลง



รูปที่ 9.1 วิธีการพยากรณ์อากาศแบบคงสภาพเดิม

2. วิธีการดูแนวโน้ม (trend method) เป็นวิธีการพยากรณ์ที่ใช้กับลักษณะอากาศที่มีแนวโน้มการเคลื่อนที่ในทิศทาง ความเร็ว และความรุนแรงที่ไม่เปลี่ยนแปลง เช่น การพยากรณ์ฝนตก โดยดูจากการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝนและแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงความแรง ซึ่งการพยากรณ์วิธีการนี้ มักเป็นการพยากรณ์ในช่วงเวลาสั้นๆ (nowcasting) เช่น การพยากรณ์ฝนตกโดยใช้ข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศในกรุงเทพฯ และปริมณฑล แสดงกลุ่มฝนเคลื่อนตัวเข้าใกล้กรุงเทพฯ เวลา 17.20 น. และจะเคลื่อนตัวเข้ากรุงเทพฯ เวลา 18.32 น.



รูปที่ 9.2 วิธีการพยากรณ์อากาศแบบดูแนวโน้ม

3. วิธีการเปรียบเทียบกับลักษณะอากาศในอดีต (analog method) รูปแบบแผนที่อากาศในปัจจุบันอาจคล้ายคลึงกับแผนที่อากาศในอดีต แต่ลักษณะอากาศที่เกิดขึ้นจะไม่เหมือนกันทุกประการ ทั้งนี้ เพราะมีตัวแปรอื่นๆ เข้ามาเกี่ยวข้อง ทำให้ลักษณะอากาศซับซ้อนมากขึ้น แต่สามารถใช้เป็นแนวทางในการพยากรณ์อากาศ ในบางโอกาสได้ เช่น หากจะพยากรณ์อุณหภูมิต่ำสุดของอากาศบริเวณกรุงเทพฯ ในวันขึ้นปีใหม่ 1 มกราคม จากแผนที่อากาศผิวพื้นในปัจจุบัน ซึ่งคล้ายคลึงกับแผนที่อากาศผิวพื้นเมื่อ 3 ปีที่แล้ว สมมติว่า เมื่อ 3 ปีที่แล้ว ในวันที่ 1 มกราคม มีอุณหภูมิต่ำสุด 18 องศาเซลเซียส ฉะนั้น อุณหภูมิต่ำสุดในกรุงเทพฯ ที่พยากรณ์ในปัจจุบันอาจใกล้เคียงกับ 18 องศาเซลเซียส แต่อาจไม่ตรงกันนักก็ได้

9.5 ความผิดพลาดในการพยากรณ์อากาศ

แม้ว่าในปัจจุบันการพยากรณ์อากาศจะก้าวหน้าไปอย่างรวดเร็ว แต่การพยากรณ์อากาศ ให้ถูกต้องสมบูรณ์โดยไม่มี ความผิดพลาดนั้นเป็นสิ่งที่ไม่อาจทำได้ สาเหตุสำคัญสามประการของความผิดพลาดในการพยากรณ์อากาศได้แก่

ประการแรก ความรู้ความเข้าใจเกี่ยวกับปรากฏการณ์ต่าง ๆ ทางอุตุนิยมวิทยายังไม่สมบูรณ์

ประการที่สอง บรรยากาศเป็นสิ่งที่ต่อเนื่องและมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา แต่สถานีตรวจอากาศมีจำนวนน้อยและอยู่ห่างกันมาก รวมทั้งทำการตรวจเพียงบางเวลาเท่านั้น เช่น ทุก 3 ชั่วโมง ทำให้ไม่อาจทราบสถานะที่แท้จริงของบรรยากาศได้ เมื่อไม่ทราบสถานะอากาศที่กำลังเกิดขึ้นอย่างสมบูรณ์ จึงเป็นไปได้ที่จะพยากรณ์อากาศให้มีรายละเอียดครบถ้วนถูกต้อง

ประการสุดท้าย ธรรมชาติของกระบวนการที่เกิดขึ้นในบรรยากาศมีความละเอียดอ่อนซับซ้อนอย่างยิ่ง ปรากฏการณ์ซึ่งมีขนาดเล็กหรือเกิดขึ้นในระยะสั้นๆ และไม่อาจตรวจพบได้จากการตรวจอากาศ อาจทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของสภาพลมฟ้าอากาศเป็นอย่างมากในระยะเวลาต่อมา ซึ่งจะทำให้ผลการพยากรณ์อากาศผิดพลาดไปได้อย่างมาก สาเหตุประการสุดท้ายนี้เป็นข้อจำกัดอย่างยิ่งในการพยากรณ์อากาศ เพราะเป็นเหตุให้การพยากรณ์อากาศจะมีความถูกต้องลดลงตามเวลานั้นคือการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาที่สั้นจะมีความถูกต้องมากกว่าการพยากรณ์สำหรับช่วงเวลาที่นานกว่า การพยากรณ์อากาศบริเวณเขตร้อนของโลก เช่นประเทศไทย จะยากกว่าการพยากรณ์ในเขตอบอุ่นและเขตหนาวเนื่องจากจากเหตุผลหลัก 3 ประการ

ประการแรก ความรู้ความเข้าใจเกี่ยวกับอุตุนิยมวิทยาเขตร้อนยังไม่ก้าวหน้าทัดเทียมกับอุตุนิยมวิทยาในเขตละติจูดสูงเพราะการศึกษาวิจัยเกี่ยวกับอุตุนิยมวิทยาในเขตร้อนมีน้อยกว่ามาก

ประการที่สอง สถานีตรวจอากาศในเขตร้อนมีจำนวนน้อยกว่าในเขตอบอุ่นและเขตหนาวทำให้ผลการตรวจอากาศมีน้อยกว่า

ประการที่สาม ลมฟ้าอากาศในบริเวณละติจูดสูงส่วนมากเป็นระบบขนาดใหญ่ ซึ่งเกิดจากมวลอากาศที่แตกต่างกันมาพบกัน ทำให้ตรวจพบได้โดยง่าย เช่นฝนที่เกิดจากแนวปะทะอากาศมีความยาวมากกว่า 1,000 กิโลเมตรในขณะที่ระบบลมฟ้าอากาศในเขตร้อนส่วนมากมีขนาดเล็ก เพราะไม่ได้เกิดจากความแตกต่างของมวลอากาศ เช่นฝนที่ตกเป็นบริเวณแคบ ๆ

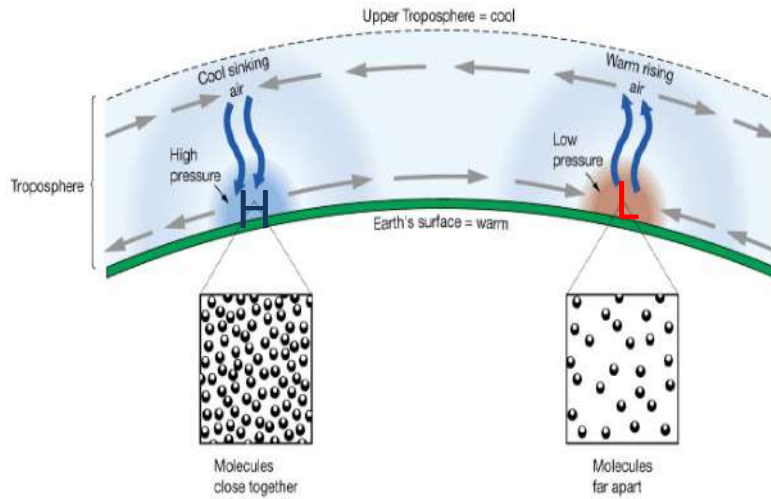
9.6 การวิเคราะห์แผนที่อากาศและการแปลความหมาย

การวิเคราะห์แผนที่อากาศต้องปฏิบัติตามขั้นตอนทั้งสามขั้นตอนที่ได้กล่าวมาในตอนแรก เช่น การตรวจอากาศและรวบรวมข้อมูลที่ตรวจวัดได้พล็อตลงบนแผนที่อากาศจะได้ทราบสภาวะอากาศปัจจุบัน แล้วทำการวิเคราะห์แผนที่อากาศผิวพื้น แผนที่ลมชั้นบน ข้อมูลดาวเทียม ข้อมูลเรดาร์ ข้อมูลการพยากรณ์จากแบบจำลองเพื่อใช้ในการคาดหมายว่าแนวโน้มของอากาศภายภาคหน้าจะเป็นอย่างไร การวิเคราะห์แผนที่ผิวพื้นโดยอาศัยหลักการสำคัญ 3 อย่าง (กฎแจสำคัญ 3 ดอก)

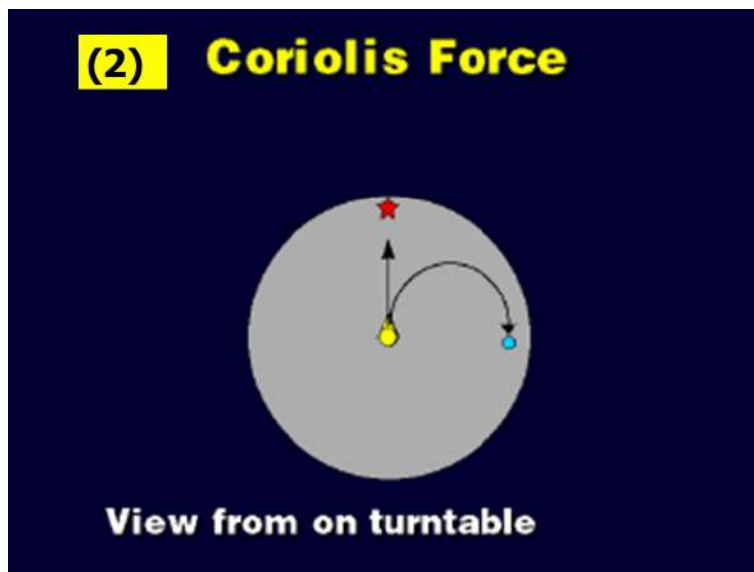
กฎแจ 1 ความกดอากาศสูง (High)

คือ บริเวณที่อากาศเย็นมีเสถียรภาพอากาศแบบเสถียรและอากาศจมตัว อากาศปลดปล่อย ลมพัดจาก H ไปสู่ L ความกดอากาศต่ำ (Low) คือบริเวณที่อากาศอุ่นมีเสถียรภาพอากาศแบบไม่เสถียรและอากาศลอยตัวมีเมฆมากและฝนตก

กฎแฉสำคัญดอกที่ 1



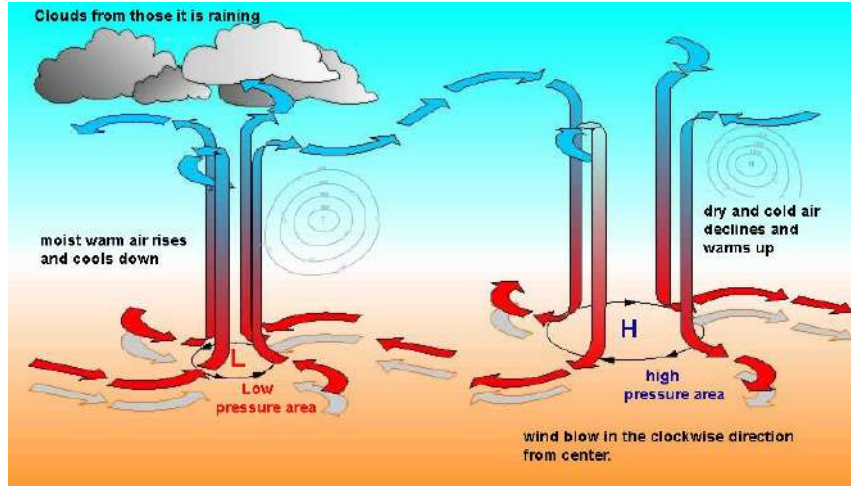
รูปที่ 9.3 ความกดอากาศต่ำ (L) อากาศอุ่น ยกตัว และความกดอากาศสูง (H) เย็น จมตัว
กฎแฉ 2 แรงโคริโอลิสแฉทางขวาในซีกโลกเหนือ ส่วนทางซีกโลกใต้แฉตรงข้ามกับทางขวา



รูปที่ 9.4 แรงโคริโอลิส

กฎแฉ 1 + กฎแฉ 2 บริเวณ Low ลมเวียนเข้าสู่ศูนย์กลางมีทิศทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ เป็นบริเวณที่อากาศอุ่นมีเสถียรภาพอากาศแบบไม่เสถียรและอากาศลอยตัวมีเมฆมากและฝนตก บริเวณ High ลมเวียนออกจากศูนย์กลางมีทิศตามเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ เป็นบริเวณที่อากาศเย็นมีเสถียรภาพอากาศแบบเสถียรและอากาศจมตัวอากาศปลอดโปร่ง

กุกญแจดอทที่ 1+กุกญแจดอทที่ 2

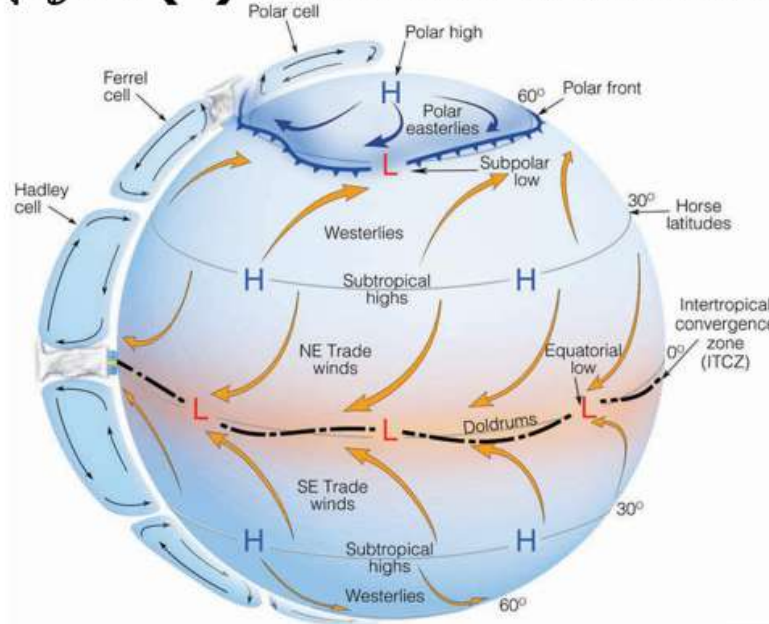


รูปที่ 9. 5 ความกดอากาศต่ำ (L) และความกดอากาศสูง (H) รวมกับแรงโคริโอลิส

กุกญแจ 3 ระบบไหลเวียนของลม

จะเป็นตัวชี้ว่า H และ L จะมีทิศเคลื่อนตัวอย่างไรซึ่งทิศทางของลมมีอิทธิพลมาก

กุกญแจ (3) ระบบการไหลเวียนของลม



รูปที่ 9. 6 ระบบการไหลเวียนของลม

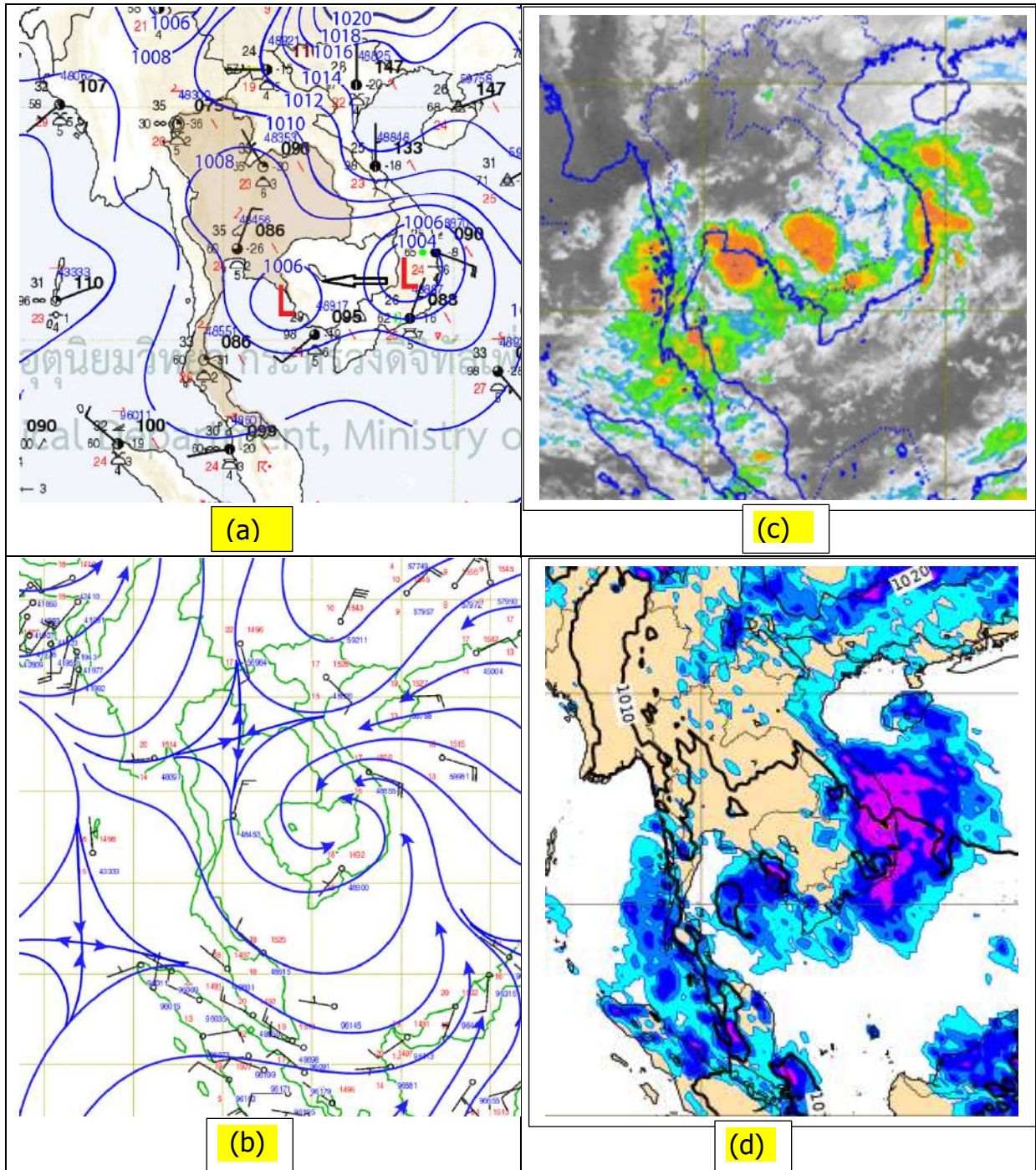
ตัวอย่างการพยากรณ์อากาศของวันที่ 31 มีนาคม 2565 เวลา 13.00 น

รูปที่ 9.7 (a) การวิเคราะห์แผนที่ผิวพื้นและการแปลความหมาย ลิ่มความกดอากาศสูง (High) จากประเทศจีนแผ่ลงมาปกคลุมถึงประเทศเวียดนามและลาวแล้ว คาดว่าจะแผ่เข้าปกคลุมภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศในวันพรุ่งนี้ (1 เมษายน 2565) และหย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรง (active Low) ปกคลุมประเทศเวียดนามตอนล่าง และคาดว่าจะหย่อมความกดอากาศนี้จะเคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยอีก 1-2 วันข้างหน้า ทำให้ภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยมีฝนเพิ่มมากขึ้น (เหตุผลตามกฎแฉ 1 Low เป็นบริเวณที่มีเมฆมากและฝนตก และคาดว่าจะเคลื่อนเข้าภาคตะวันออกเฉียงเหนือของไทย โดยใช้เหตุผลตามกฎแฉ 3 ลมที่พัดเป็นลมฝ่ายตะวันออก ดังนั้น Low จะเคลื่อนที่ในทิศตะวันตกเข้าสู่ประเทศไทย)

รูปที่ 9.7 (b) การวิเคราะห์แผนที่ลมชั้นบนที่ระดับ 850 hPa และการแปลความหมาย ลมตะวันออกเฉียงพัดจากประเทศจีนลงมาถึงประเทศเวียดนาม และลมเวียนเข้าสู่ศูนย์กลางบริเวณประเทศเวียดนามตอนล่าง (ตามเหตุผลกฎแฉ 1+ กฎแฉ 2)

รูปที่ 9.7 (c) การวิเคราะห์ข้อมูลดาวเทียมและการแปลความหมาย หย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรง (active Low) ปกคลุมประเทศเวียดนามตอนล่าง วิเคราะห์ภาพดาวเทียมมีกลุ่มเมฆบริเวณดังกล่าว และมีกลุ่มเมฆปกคลุมอยู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย (เหตุผลตามกฎแฉ 1 Low เป็นบริเวณที่มีเมฆมากและฝนตก)

รูปที่ 9.8 (d) การวิเคราะห์ข้อมูลจากแบบจำลองพยากรณ์อากาศและการแปลความหมาย มีกลุ่มฝนตกบริเวณหย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรง (active Low) ปกคลุมประเทศเวียดนามตอนล่าง และมีกลุ่มฝนปกคลุมอยู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย (เหตุผลตามกฎแฉ 1 Low เป็นบริเวณที่มีเมฆมากและฝนตก)



รูปที่ 9.7 (a) การวิเคราะห์แผนที่ผิวพื้น (b) การวิเคราะห์แผนที่ลมชั้นบนที่ระดับ 850 hPa (c) การวิเคราะห์ภาพดาวเทียม และ (d) การวิเคราะห์ข้อมูลจากแบบจำลองพยากรณ์อากาศ

บรรณานุกรม

C. Donald Ahrens. (2008), **Essentials of Meteorology, (Fifth Edition)** Thomson Brooks/Cole.

Frederick K. Lutgens and Edward J. Tarbuck, (2012). **The Atmosphere: An Introduction to Meteorology (12th Edition)**: Thomson Brooks/Cole.

นาวาโท บำรุง สรัคคานนท์.(2518), อุตุนิยมวิทยาทั่วไป (พิมพ์ครั้งที่2): กรมอุตุนิยมวิทยา

Web site : <https://www.tmd.go.th>.