

เอกสารประกอบการคำสอน

เรื่อง การหมุนเวียนของอากาศบนโลก และการเกิดเมฆ

รายวิชา GSI2304 วิทยาศาสตร์โลกทั้งระบบ



บทที่ 6

การหมุนเวียนของอากาศบนโลก และการเกิดเมฆ

บรรยากาศมีความสำคัญต่อการดำรงชีวิตของมนุษย์และสัตว์ มนุษย์และสัตว์ใช้อากาศในการหายใจ โดยการหายใจเอาก๊าซออกซิเจนเข้าสู่ระบบเลือดและส่งไปยังเซลล์ต่าง ๆ ทั่วร่างกาย เพื่อเผาผลาญอาหารให้พลังงาน และจะขับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ออกทางลมหายใจออก พืชใช้ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในการสังเคราะห์ด้วยแสงในเวลากลางวัน อากาศเป็นสื่อกลางในการติดต่อสื่อสาร เช่น ใช้ในการสะท้อนคลื่นวิทยุ โทรศัพท์ เสียงเดินทางผ่านอากาศในรูปของคลื่น จากสถานีส่งสัญญาณไปยังผู้รับในที่ต่าง ๆ ช่วยปรับอุณหภูมิของโลกให้เหมาะสมต่อการดำรงชีวิตของสิ่งมีชีวิตต่าง ๆ ที่ห่อหุ้มโลกจะช่วยป้องกันการสูญเสียความร้อน ทำให้ความแตกต่างของอุณหภูมิระหว่างกลางวันกับกลางคืน และฤดูร้อนกับฤดูหนาวไม่แตกต่างกันมากนัก และทำให้บริเวณผิวโลกมีความอบอุ่นขึ้น ช่วยป้องกันอันตรายของรังสีและอนุภาคต่าง ๆ จากนอกโลก

บรรยากาศ

นิพนธ์ ตั้งคณานุรักษ์ และคณิตา ตั้งคณานุรักษ์ (2552 : 88) ให้ความหมายของบรรยากาศ หมายถึง อากาศที่อยู่รอบ ๆ ตัวเรา หรือที่ห่อหุ้มโลกเราอยู่โดยรอบ ไม่มีสี ไม่มีกลิ่น ไม่มีรส และไม่สามารถมองเห็นหรือสังเกตเห็นได้ อากาศในบรรยากาศบริเวณใกล้ผิวโลกจะหนาแน่นมากที่สุด และเมื่ออยู่สูงขึ้น อากาศจะเบาลงหรือน้อยลง

ประมวล ศิริพันธ์แก้ว (2555 : 13-7) ให้ความหมายของบรรยากาศ หมายถึง อากาศและก๊าซอื่น ๆ ที่เจือปนอยู่ ห่อหุ้มโลกอยู่ด้วยแรงโน้มถ่วงของโลก เป็นภาคส่วนนอกของโลกนับตั้งแต่พื้นผิวโลกออกไปประมาณ 500 กิโลเมตร เหนือระดับน้ำทะเล บรรยากาศเป็นส่วนที่สำคัญที่ทำให้โลกมีสิ่งมีชีวิตอยู่ได้ ช่วยสกัดกั้นรังสีจากดวงอาทิตย์ที่มีอันตรายบางส่วนไม่ให้ผ่านเข้ามายังโลกเสมือนเป็นกับดักความร้อน ทำให้โลกมีอุณหภูมิที่เหมาะสม

นำพวลัย กิจรักษ์กุล และกัลยา เทียนวงศ์ (2558 : 109) อธิบายว่าบรรยากาศ คือ อากาศที่ห่อหุ้มผิวโลก ความหนาแน่นของบรรยากาศจะเปลี่ยนแปลงตามระดับความสูงจากผิวโลก บริเวณใกล้ผิวโลกบรรยากาศมีความหนาแน่นสูงและบริเวณสูงจากผิวโลกบรรยากาศจะเบาบางลง บรรยากาศมีความสำคัญต่อสิ่งมีชีวิตบนผิวโลก โดยป้องกันความร้อนจากการแผ่รังสีดวงอาทิตย์ (Solar radiation) และรังสีอัลตราไวโอเลต (Ultraviolet) ไม่ให้ผ่านลงมาถึงผิวโลกมากจนเป็นอันตรายต่อมนุษย์

สรุปได้ว่า บรรยากาศ หมายถึง อากาศที่ห่อหุ้มผิวโลกด้วยแรงโน้มถ่วงของโลก โดยบรรยากาศจะป้องกันความร้อนจากการแผ่รังสีดวงอาทิตย์ และรังสีอัลตราไวโอเลต บริเวณใกล้ผิวโลกบรรยากาศมีความหนาแน่นสูง และเมื่ออยู่สูงขึ้นอากาศจะเบาลง

องค์ประกอบของบรรยากาศ

บรรยากาศเป็นของผสม บรรยากาศที่ห่อหุ้มผิวโลกประกอบด้วยองค์ประกอบที่สำคัญ 3 ส่วน คือ อากาศแห้ง ไอน้ำในบรรยากาศ และอนุภาคที่เป็นของแข็ง ดังนี้

1. อากาศแห้ง

อากาศแห้งหรืออากาศบริสุทธิ์ ที่ความสูงจากผิวโลกไม่เกิน 25 กิโลเมตร หรือ 16 ไมล์ ประกอบด้วยก๊าซต่าง ๆ เป็นองค์ประกอบหลักของบรรยากาศ ได้แก่ ก๊าซไนโตรเจน (N_2) มีปริมาณร้อยละ 78.08 โดยปริมาตร ก๊าซออกซิเจน (O_2) มีปริมาณร้อยละ 20.95 ก๊าซอาร์กอน (Ar) มีปริมาณร้อยละ 0.93 ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) มีปริมาณร้อยละ 0.03 และก๊าซอื่น ๆ มีปริมาณร้อยละ 0.01 โดยปริมาตร (นิพนธ์ ตั้งคณานุรักษ์ และคณิตา ตั้งคณานุรักษ์, 2552 : 88)

2. ไอน้ำในบรรยากาศ

ปริมาณไอน้ำในอากาศเกิดจากการระเหยของน้ำจากแหล่งน้ำต่าง ๆ เช่น แม่น้ำ คลอง หนอง บึง ทะเล มหาสมุทร รวมทั้งการคายน้ำของพืช เป็นต้น เมื่อน้ำได้รับความร้อนจะระเหยกลายเป็นไอน้ำลอยอยู่ในอากาศ ซึ่งมีอยู่ไม่เกินร้อยละ 4 ของอากาศทั้งหมด (นำพลย์ กิจรักษ์กุล และกัลยา เทียนวงศ์, 2558 : 109) การระเหยของน้ำจะมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับอุณหภูมิพื้นที่ผิวหน้า และปริมาณไอน้ำในอากาศ ไอน้ำนี้จะเปลี่ยนแปลงไปตามสถานที่กับตามระดับความสูง โดยบริเวณละติจูดต่ำกับบริเวณใกล้ผิวโลกจะมีไอน้ำมากกว่า บริเวณละติจูดสูงและระดับสูงขึ้นไป ไอน้ำมีส่วนสำคัญในบรรยากาศที่ทำให้ปรากฏการณ์ต่าง ๆ ในบรรยากาศ เช่น เมฆ หมอก น้ำค้าง ฝน หิมะ เป็นต้น

3. อนุภาคที่เป็นของแข็ง

อนุภาคที่เป็นของแข็งที่เจือปนในอากาศ เป็นอนุภาคที่ลอยอยู่ในอากาศ มีตั้งแต่ขนาดเล็กมากจนมองไม่เห็นด้วยตาเปล่า ไม่สามารถรู้สึกได้ จนขนาดใหญ่สามารถมองเห็นได้ ได้แก่ ฝุ่นละออง ควั่นไฟ และละอองเกสร ซึ่งอนุภาคต่าง ๆ ในบรรยากาศอาจแยกได้เป็นอนุภาคที่เกิดขึ้นและแพร่กระจายสู่บรรยากาศจากแหล่งกำเนิดโดยตรง เช่น เกิดจากการระเบิด การทำเหมืองแร่ การไหม้หิน การก่อสร้าง การเผาขยะมูลฝอย เป็นต้น และอนุภาคซึ่งเกิดขึ้นจากปฏิกิริยาต่าง ๆ ในบรรยากาศ เช่น การรวมตัวด้วยปฏิกิริยาทางเคมีหรือปฏิกิริยาทางฟิสิกส์ เป็นต้น

ชั้นบรรยากาศโลก

การแบ่งชั้นบรรยากาศโดยทั่วไป สามารถจำแนกตามลักษณะที่เด่นชัด เช่น องค์ประกอบของก๊าซต่าง ๆ ในบรรยากาศ สมบัติของก๊าซ อุณหภูมิ ความสูงของชั้นบรรยากาศ เป็นต้น

1. การจำแนกชั้นบรรยากาศโลกตามองค์ประกอบ

การแบ่งชั้นบรรยากาศโลกด้วยวิธีนี้เป็นการอาศัยพื้นฐานการผันแปรที่เกี่ยวข้องกับอัตราส่วนร้อยละ โดยปริมาตรของก๊าซแห้งที่เป็นองค์ประกอบของบรรยากาศ โดยแบ่งชั้นบรรยากาศเป็น 2 ชั้น คือ ชั้นโฮโมสเฟียร์ (Homosphere) และชั้นเฮเทอโรสเฟียร์ (Heterosphere) ดังนี้ (นิพนธ์ ตั้งคณานุกรณ์ และคณิตา ตั้งคณานุกรณ์, 2552 : 9; นภาพวัลย์ กิจรักษ์กุล และกัลยา เทียนวงศ์, 2558 : 110 - 111)

1.1 ชั้นโฮโมสเฟียร์

ชั้นโฮโมสเฟียร์เป็นชั้นบรรยากาศที่ก๊าซต่าง ๆ ผสมกันจนเป็นเนื้อเดียวกันในอัตราส่วนคงที่ ก๊าซที่สำคัญ ได้แก่ ก๊าซไนโตรเจน ก๊าซออกซิเจน ก๊าซอาร์กอน ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ และก๊าซอื่นๆ นอกจากนี้ ยังมีไอน้ำ และอนุภาคต่าง ๆ ของฝุ่นเป็นองค์ประกอบที่สำคัญรวมอยู่ด้วย ชั้นโฮโมสเฟียร์นี้เป็นชั้นบรรยากาศที่ติดกับพื้นโลกสูงขึ้นไปถึงระดับความสูงประมาณ 80 กิโลเมตร (นิพนธ์ ตั้งคณานุกรณ์ และคณิตา ตั้งคณานุกรณ์, 2552 : 9) ซึ่งจะเห็นว่า ชั้นโทรโพสเฟียร์ ชั้นสตราโทสเฟียร์ และชั้นมีโซสเฟียร์ ตามการจัดแบ่งโดยใช้อุณหภูมิเป็นเกณฑ์นั้น จะจัดรวมอยู่ในชั้นนี้มีรายละเอียดดังนี้ (นภาพวัลย์ กิจรักษ์กุล และกัลยา เทียนวงศ์, 2558 : 110 - 111)

1.1.1 โทรโพสเฟียร์ (Troposphere) ความหนาของชั้นบรรยากาศมีการเปลี่ยนแปลงตามละติจูดที่สูงขึ้น โดยบริเวณละติจูดต่ำแถบเขตร้อนย์สูตรมีความหนาจากผิวโลกถึงประมาณ 16 กิโลเมตร หรือ 10 ไมล์ บริเวณขั้วโลกความหนาประมาณ 8 กิโลเมตร หรือ 5 ไมล์ อุณหภูมิของอากาศจะลดลงเมื่อสูงจากผิวโลกขึ้นไป การเคลื่อนตัวของอากาศมีการเคลื่อนขึ้นลงมากทำให้อากาศปั่นป่วน จึงเป็นชั้นบรรยากาศที่เกิดปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา

1.1.2 สตราโทสเฟียร์ (Stratosphere) เป็นบรรยากาศที่อยู่เหนือชั้นโทรโพสเฟียร์ขึ้นไป ชั้นนี้อุณหภูมิของอากาศเปลี่ยนแปลงน้อย ท้องฟ้าโปร่งใสไม่ค่อยมีปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา

1.1.3 มีโซสเฟียร์ (Mesosphere) เป็นชั้นบรรยากาศที่อยู่สูงจากชั้นสตราโทสเฟียร์ขึ้นไปจนถึงระดับความสูงประมาณ 90 กิโลเมตร หรือ 55 ไมล์

1.2 ชั้นเฮเทอโรสเฟียร์

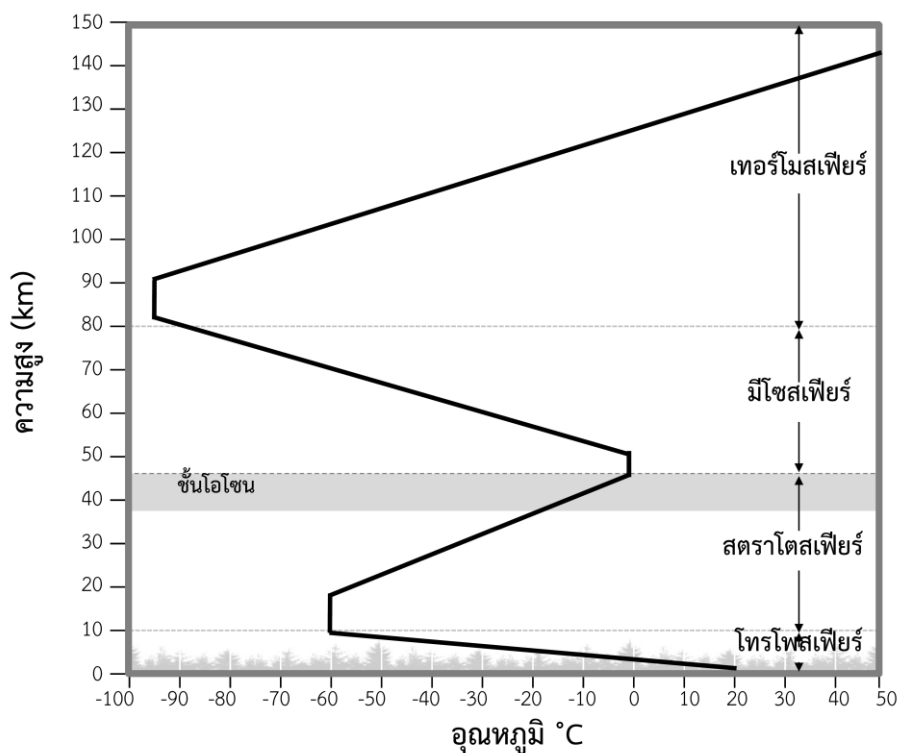
ชั้นเฮเทอโรสเฟียร์เป็นชั้นบรรยากาศที่อยู่สูงขึ้นไปถัดจากชั้นโฮโมสเฟียร์จนถึงชั้นบรรยากาศโลก ก๊าซต่าง ๆ ที่เป็นองค์ประกอบของบรรยากาศในชั้นนี้จะแยกกันอยู่เป็นชั้น ๆ ตามลำดับของน้ำหนักโมเลกุล โดยชั้นแรกที่ระดับความสูงประมาณระหว่าง 80-240 กิโลเมตร เป็นชั้นของก๊าซไนโตรเจนและมีก๊าซออกซิเจนปนอยู่บ้างเล็กน้อย ชั้นที่สองที่ระดับความสูงประมาณระหว่าง 240-960 กิโลเมตร เป็นชั้นของก๊าซออกซิเจนอะตอม ชั้นที่สามและสี่ซึ่งเป็นชั้นบนสุดจะเป็นชั้นของก๊าซฮีเลียม และธาตุไฮโดรเจนอะตอม ตามลำดับ (นิพนธ์ ตั้งคณานุกรณ์ และคณิตา ตั้งคณานุกรณ์, 2552 : 9)

2. การจำแนกชั้นบรรยากาศโลกตามเกณฑ์อุณหภูมิ

Miller (2002: 417 อ้างถึงใน ศิวพันธ์ ชูอินทร์, 2559 : 66) อธิบายการแบ่งชั้นบรรยากาศโลกว่า ชั้นบรรยากาศของโลก สามารถแบ่งออกได้เป็น 4 ชั้น ตามการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ ได้แก่ ชั้นโทรโพสเฟียร์ ชั้นสตราโทสเฟียร์ ชั้นมีโซสเฟียร์ และชั้นเทอร์โมสเฟียร์ เช่นเดียวกับนิพนธ์ ตั้งคณานุกรณ์ และคณิตา ตั้งคณานุกรณ์ (2552 : 93)

ประมวล ศิริผืนแก้ว (2555 : 13-24 – 13-30) กล่าวว่า การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเป็นขอบเขตในการแบ่งชั้นบรรยากาศ ซึ่งสามารถแบ่งชั้นบรรยากาศออกเป็น 5 ชั้น คือ ชั้นโทรโพสเฟียร์ ชั้นสตราโตสเฟียร์ ชั้นมีโซสเฟียร์ ชั้นเทอร์โมสเฟียร์ และชั้นเอ็กโซสเฟียร์ (Exosphere)

สรุปได้ว่า การจำแนกชั้นบรรยากาศโลกตามเกณฑ์อุณหภูมิ สามารถแบ่งชั้นบรรยากาศออกเป็น 5 ชั้น คือ ชั้นโทรโพสเฟียร์ ชั้นสตราโตสเฟียร์ ชั้นมีโซสเฟียร์ ชั้นเทอร์โมสเฟียร์ และชั้นเอ็กโซสเฟียร์ แสดงดังภาพที่ 6.1 สรุปรายละเอียดได้ ดังนี้ (ศิวพันธุ์ ชูอินทร์, 2559 : 66; นิพนธ์ ตั้งคณานุรักษ์ และคณิดา ตั้งคณานุรักษ์, 2552 : 93 - 97 และประมวล ศิริผืนแก้ว, 2555 : 13-24 – 13-30)



ภาพที่ 6.1 การแบ่งชั้นบรรยากาศ ตามการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ

2.1 ชั้นโทรโพสเฟียร์

ชั้นโทรโพสเฟียร์มีความสูงโดยเฉลี่ยจากพื้นผิวโลกขึ้นไปประมาณ 10 กิโลเมตรเหนือระดับน้ำทะเล โดยที่บริเวณเส้นศูนย์สูตรมีความสูงประมาณ 16-18 กิโลเมตร และที่ขั้วโลกมีความสูงประมาณ 6-8 กิโลเมตร เป็นชั้นที่มีมวลอากาศหนาแน่นร้อยละ 70 ของมวลอากาศทั้งหมด มีการคลุกเคล้าของอากาศทั้งในแนวตั้งและแนวนอน บรรยากาศในชั้นนี้ไม่ค่อยเสถียร มีการเปลี่ยนแปลงตามลมฟ้าอากาศ ทำให้เกิดปรากฏการณ์ทางธรรมชาติที่เกี่ยวกับลมฟ้าอากาศ เช่น เมฆ หมอก ฝน หิมะ พายุต่าง ๆ เป็นต้น ชั้นโทรโพสเฟียร์มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ กล่าวคือ ยิ่งสูงขึ้นไปอุณหภูมิจะยิ่งลดลงในอัตราประมาณ 6.5 องศาเซลเซียสต่อ 1 กิโลเมตร ที่ระดับความสูง 15 กิโลเมตร จะมีอุณหภูมิที่ -60 องศาเซลเซียส ซึ่งถือว่าเป็นเขตสิ้นสุดของบรรยากาศชั้นนี้ รอยต่อระหว่างชั้นโทรโพสเฟียร์และชั้นต่อไป เรียกว่า โทรโปพอส (Tropopause) ความสูงของโทรโปพอส

ขึ้นอยู่กับระดับความสูง ฤดูกาล หรือแม้แต่กลางวันหรือกลางคืน โทรโปพอสบริเวณเหนือเส้นศูนย์สูตร มีระดับสูงประมาณ 20 กิโลเมตร เหนือระดับน้ำทะเล และโทรโปพอสในฤดูหนาวบริเวณขั้วโลก จะอยู่ต่ำมากกว่า 7 กิโลเมตร

2.2 ชั้นสเตรโตสเฟียร์

ชั้นสเตรโตสเฟียร์เป็นชั้นที่อยู่ถัดไปจากชั้นโทรโพสเฟียร์ มีความสูงถึง 50 กิโลเมตร จะมีอุณหภูมิคงที่ ในส่วนที่ติดต่อกับชั้นโทรโพสเฟียร์ขึ้นไป 20 กิโลเมตร ถัดจากความสูง 20 กิโลเมตร นี้ไปอีก 10-15 กิโลเมตร หรือที่ความสูงจากชั้นโทรโพสเฟียร์ขึ้นไป 30-35 กิโลเมตร ต่อจากนั้น อุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วด้วยอัตรา 0.5 องศาเซลเซียสต่อความสูง 1 กิโลเมตร บรรยากาศในชั้นนี้มีก๊าซโอโซนอยู่ ทำให้สามารถดูดซับรังสีอัลตราไวโอเล็ตได้ดี กล่าวว่ ก๊าซโอโซนลดปริมาณ การส่งผ่านของรังสีอัลตราไวโอเล็ต (นิพนธ์ ตั้งคณานุรักษ์ และคณิตา ตั้งคณานุรักษ์, 2552 : 94) รังสีอัลตราไวโอเล็ตที่เป็นอันตรายจากดวงอาทิตย์ได้ถึงร้อยละ 99 ทำให้มนุษย์รอดพ้นจากการเป็น มะเร็งที่ผิวหนังและต้อกระจก ปริมาณของก๊าซโอโซนมีมากที่สุดในช่วงความสูง 15-30 กิโลเมตร บรรยากาศชั้นนี้ไม่แปรปรวน มีเสถียรภาพมากและทัศนวิสัยที่เหมาะสมสำหรับการบิน และการคมนาคมทางอากาศ บอลลูนที่ใช้อากาศร้อนลอยสูงขึ้นได้ในระดับความสูง 15-20 กิโลเมตร แต่ถ้าใช้ ก๊าซฮีเลียมบอลลูนลอยสูงขึ้นได้ในระดับความสูง 35 กิโลเมตร

2.3 ชั้นมีโซสเฟียร์

ชั้นมีโซสเฟียร์อยู่ถัดไปจากชั้นสเตรโตสเฟียร์ขึ้นไปอีก 40 กิโลเมตร เป็นชั้นที่มี ก๊าซโอโซนน้อยมาก ทำให้ดูดกลืนรังสีอัลตราไวโอเล็ตจากดวงอาทิตย์ได้น้อย บรรยากาศในชั้นนี้ มีอุณหภูมิลดลง (เป็นชั้นบรรยากาศที่เย็นที่สุด) ในระดับความสูงประมาณ 85 กิโลเมตร อุณหภูมิจะ ลดลงถึง -98 องศาเซลเซียส ลูกอูกกาบาตมักเริ่มลุกเป็นไฟเมื่อเข้าสู่บรรยากาศชั้นนี้ บางครั้งใน บรรยากาศชั้นมีโซสเฟียร์ มีปรากฏการณ์แสงสว่างจ้าบริเวณขั้วโลกเหนือ และขั้วโลกใต้ดังกล่าวแล้ว คือ แสงเหนือแสงใต้ (Aurora) นั่นเอง นอกจากนี้ ยังมีแสงที่ปรากฏนี้เกิดขึ้นเนื่องจากพายุประจุไฟฟ้า จากดวงอาทิตย์ เรียกว่า ลมสุริยะ (Solar wind) ซึ่งส่วนใหญ่เป็นโปรตอน และอิเล็กตรอน เข้ามาสู่ บรรยากาศของโลก และถูกสนามแม่เหล็กโลกผลักไปยังขั้วสนามแม่เหล็กโลก ชนกับโมเลกุลของ อากาศ ทำให้เกิดการแผ่รังสีของแสงออกมาอย่างสว่างไสวสวยงาม

2.4 ชั้นเทอร์โมสเฟียร์

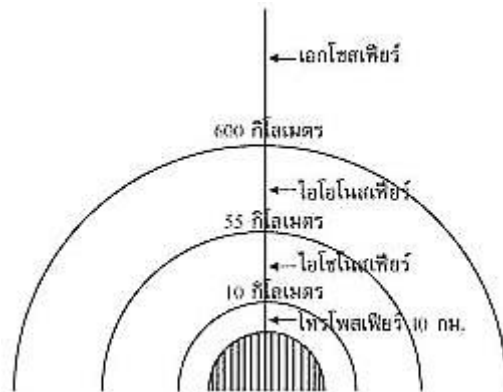
ชั้นเทอร์โมสเฟียร์เป็นชั้นบรรยากาศถัดไปจากชั้นมีโซสเฟียร์ อยู่ในระดับความสูง ประมาณ 90 กิโลเมตร ไปจนถึง 500 - 1000 กิโลเมตรจากพื้นโลก อุณหภูมิของบรรยากาศชั้นนี้ จะเพิ่มตามระดับความสูง ที่ระดับความสูง 200 กิโลเมตร จะมีอุณหภูมิสูงถึงประมาณ 700 องศาเซลเซียส และที่ระดับความสูง 300 กิโลเมตร จะมีอุณหภูมิสูงกว่า 1,000 องศาเซลเซียส เนื่องจากมวลของ อากาศในชั้นนี้มีน้อย มีปริมาณก๊าซไนโตรเจน และก๊าซออกซิเจนอยู่เล็กน้อย สามารถดูดซับรังสี คลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ได้ เป็นชั้นที่กระสวยอวกาศใช้เป็นวงโคจร

2.5 ชั้นเอ็กโซสเฟียร์

ชั้นเอ็กโซสเฟียร์เป็นบรรยากาศชั้นนอกสุด อยู่ในระดับความสูงประมาณ 1,000 กิโลเมตร ต่อจากเทอร์โมสเฟียร์ส่วนใหญ่เป็นบริเวณที่อะตอม และโมเลกุลหนีออกไปสู่อวกาศ ถือได้ว่า เป็นแนวต่อไปสู่อวกาศ

3. การจำแนกชั้นบรรยากาศโลกตามสมบัติของก๊าซในบรรยากาศ

การจำแนกชั้นบรรยากาศโลกตามสมบัติของก๊าซในบรรยากาศ สามารถจำแนกชั้นบรรยากาศออกเป็น 4 ชั้น แสดงดังภาพที่ 6.2 ได้แก่ ชั้นโทรโพสเฟียร์ ชั้นโอโซนสเฟียร์ (Ozonosphere) ชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionosphere) และชั้นเอกโซสเฟียร์ มีรายละเอียดดังนี้



ภาพที่ 6.2 การแบ่งชั้นบรรยากาศ ตามสมบัติของก๊าซในบรรยากาศ

3.1 ชั้นโทรโพสเฟียร์

ชั้นโทรโพสเฟียร์เป็นชั้นบรรยากาศที่อยู่ติดกับผิวโลกขึ้นไปในอากาศ ที่ระยะความสูง 10 กิโลเมตร โดยประมาณ (นิพนธ์ ตังคณานุรักษ์ และคณิตา ตังคณานุรักษ์, 2552 : 97) ประกอบด้วย อากาศ ไอน้ำ อนุภาคฝุ่น และก๊าซอื่น ๆ หนาแน่นที่สุด ประมาณร้อยละ 70 ของปริมาตรก๊าซทั้งหมด ในบรรยากาศ (ประมวล ศิริผั่นแก้ว, 2555 : 13-31) เป็นที่อยู่ของเมฆชั้นกลาง อากาศมีความแปรปรวนมากเป็นบริเวณที่มีการก่อตัวของพายุ ฟ้าแลบ และฟ้าผ่า

3.2 ชั้นโอโซนสเฟียร์

ชั้นโอโซนสเฟียร์เป็นชั้นบรรยากาศที่อยู่ถัดจากบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ขึ้นไปอีกถึงระยะประมาณ 5,055 กิโลเมตรจากผิวโลก บรรยากาศชั้นนี้จะมีปริมาณก๊าซโอโซนอยู่มากที่สุด

3.3 ชั้นไอโอโนสเฟียร์

ชั้นไอโอโนสเฟียร์เป็นชั้นบรรยากาศที่อยู่ถัดจากชั้นโอโซนสเฟียร์ขึ้นไปถึงระยะความสูงประมาณ 60 กิโลเมตรจากผิวโลก มีปริมาณอิเล็กตรอนอิสระอยู่เป็นจำนวนมาก มีสภาพเป็นไอออนของธาตุออกซิเจน ธาตุไนโตรเจน และธาตุอาร์กอน ระยะจากผิวโลกขึ้นไปถึงชั้นไอโอโนสเฟียร์พบว่า คลื่นความถี่ของวิทยุ สามารถส่งสัญญาณไปได้ทั่วทุกหนทุกแห่งบนโลก ไปได้ไกลเป็นระยะทางประมาณ 1,000 กิโลเมตร จะเกิดเป็นปรากฏการณ์แสงเหนือแสงใต้บริเวณขั้วโลก เนื่องจากสนามแม่เหล็กโลกผลักให้อนุภาคที่มีประจุไฟฟ้าให้เคลื่อนที่ไปชนกับโมเลกุลของก๊าซ จนเกิดการกระจายแสงสีออกมาให้เห็นคล้ายเมฆสีเขียวอ่อน

3.4 ชั้นเอกโซสเฟียร์

ชั้นเอกโซสเฟียร์เป็นชั้นบรรยากาศที่อยู่สูงสุด ถัดจากชั้นบรรยากาศไอโอโนสเฟียร์ขึ้นไปถึงระยะความสูงกว่าผิวโลกประมาณ 660 กิโลเมตร ถัดจากชั้นนี้ขึ้นไปเป็นอาณาเขต เรียกว่า อวกาศ ซึ่งมีสภาพเหมือนกับเป็นสุญญากาศ

คุณสมบัติของอากาศ

อากาศมีสมบัติเฉพาะตัวที่สำคัญ คือ อากาศเป็นสสาร มีมวล มีตัวตน ต้องการที่อยู่และสัมผัสได้ เป็นของไหลถ่ายเทไปได้ตลอดเวลา อากาศจะไหลจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปยังบริเวณที่มีความกดต่ำอากาศต่ำ จึงทำให้เกิดลม สามารถทำให้เป็นของเหลวได้โดยการเพิ่มความดัน หรือทำให้อากาศเย็นจัด ๆ อากาศจะเปลี่ยนไปเป็นของเหลว เรียกว่า อากาศเหลว มีลักษณะเป็นของเหลวไม่มีสี (นิพนธ์ ตั้งคณานุรักษ์ และคณิตา ตั้งคณานุรักษ์, 2552 : 100) คุณสมบัติที่เกี่ยวข้องกับอากาศมีรายละเอียดดังนี้

1. การแผ่รังสีในบรรยากาศ

ดวงอาทิตย์ให้ความร้อนแก่โลกและบรรยากาศโดยการแผ่รังสีคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (Electromagnetic radiation) ที่มีความถี่ของคลื่นต่าง ๆ กันปะปนออกมา และเดินทางด้วยความเร็วค่อนข้างสม่ำเสมอประมาณ 300,000 กิโลเมตรต่อวินาที หรือ 186,000 ไมล์ต่อวินาที ใช้เวลาในการเดินทางจากดวงอาทิตย์มายังพื้นโลกประมาณ 9 นาที (ราชบัณฑิตยสถาน, 2549 : 493) ความร้อนที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ คิดเป็นร้อยละ 95 ของรังสีที่แผ่จากดวงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่น 0.1-2.5 ไมโครเมตร ซึ่งประกอบด้วยรังสีอัลตราไวโอเลตร้อยละ 7 ซึ่งอยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.1-0.4 ไมโครเมตร รังสีใกล้อินฟราเรด (Near infrared) ร้อยละ 49 อยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.7-2.5 ไมโครเมตร นอกจากนี้ ยังมีรังสีแกมมา รังสีเอกซ์ และคลื่นวิทยุ อีกร้อยละ 1 การดูดกลืนคลื่นแสงของโลกจากดวงอาทิตย์จะอยู่ในช่วงรังสีคลื่นสั้น (นิพนธ์ ตั้งคณานุรักษ์ และคณิตา ตั้งคณานุรักษ์, 2552 : 102)

1.1 ปัจจัยที่มีผลต่อปริมาณความร้อนที่โลกจะได้รับจากการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์

ปริมาณความร้อนที่โลกจะได้รับจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์จะมีมากหรือน้อยนั้นขึ้นอยู่กับปัจจัยต่อไปนี้ (ปานทิพย์ อัฒนาวิช, 2532 : 29 – 33; นำพวลย์ กิจรักษ์กุล และกัลยา เทียนวงศ์, 2558 : 111 - 112)

1.1.1 ค่าคงที่ของพลังงานแสงอาทิตย์ (Solar constant) คือ ปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ตกลงตั้งฉากกับบรรยากาศชั้นนอกสุดของโลกต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ และต่อหนึ่งหน่วยเวลา ค่าคงที่ของพลังงานแสงอาทิตย์ขึ้นอยู่กับปัจจัย ต่อไปนี้

1) พลังงานของแสงอาทิตย์ที่ส่งออกมาแตกต่างกันน้อยมาก ความแตกต่างไม่มีผลกระทบต่อลักษณะอากาศในแต่ละวัน แต่อาจจะสัมพันธ์ไปกับสภาพความเปลี่ยนแปลง (Fluctuation) ของภูมิอากาศบางอย่างได้ ความแตกต่างในองค์ประกอบของสเปกตรัมของรังสีจากดวงอาทิตย์บางอย่างโดยเฉพาะอย่างยิ่งรังสีอัลตราไวโอเลต อาจจะเป็นส่วนสำคัญที่มีผลต่อสภาพของอากาศได้

2) ระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ เนื่องจากโลกหมุนรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ดังนั้น ระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ในแต่ละวันจะเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา ระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์โดยเฉลี่ยประมาณ 150 ล้านกิโลเมตร หรือ 93 ล้านไมล์ ประมาณวันที่ 4 กรกฎาคม ของทุกปีระยะเวลาที่โลกโคจรอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์มากที่สุด (Aphelion) โดยจะอยู่ห่างประมาณ 152 ล้านกิโลเมตร หรือ 94 ล้านไมล์ และประมาณวันที่ 3 มกราคม เป็นระยะเวลาที่โลกโคจรอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุด (Perihelion) มีระยะทางประมาณ

147 ล้านกิโลเมตร หรือ 91 ล้านไมล์ ช่วงระยะที่โลกอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์ความเข้มของแสงอาทิตย์จะมาก และเมื่อระยะทางห่างจากดวงอาทิตย์เพิ่มขึ้น ความเข้มของแสงอาทิตย์จะลดลง ในวันที่ 3 มกราคม พื้นโลกจะได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มากกว่า ในวันที่ 4 กรกฎาคมอยู่ประมาณร้อยละ 7 (ปานทิพย์ อัมพนวนิช, 2532 : 29)

1.1.2 ความโปร่งใสของบรรยากาศ มีความสำคัญต่อปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับ ฝุ่น เมฆ ไอน้ำ และก๊าซ มีส่วนช่วยในการกระจาย การสะท้อน และการดูดซับรังสีจากดวงอาทิตย์ ซึ่งในบริเวณที่มีเมฆหนาหรืออากาศมีมลภาวะมากจะได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์โดยตรงน้อยลง

1.1.3 ความยาวนานของกลางวัน ความยาวนานของกลางวันจะแตกต่างกันไปตามระดับละติจูดและฤดูกาล ในวันที่มีระยะเวลากลางวันยาวนานจะได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มาก บริเวณศูนย์สูตรจะมีเวลากลางวันและกลางคืนเท่ากัน ส่วนบริเวณละติจูด 66.5 ระยะเวลากลางวันจะยาวนานที่สุดในฤดูร้อนประมาณ 24 ชั่วโมง และจะน้อยที่สุดคือ 0 ชั่วโมงในฤดูหนาว

1.1.4 มุมที่แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลก มุมของรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องลงถึงพื้นโลกจะไม่เท่ากัน ถ้ารังสีจากดวงอาทิตย์ลงมาในลักษณะตั้งฉากหรือเกือบตั้งฉาก จะทำให้รังสีมีความเข้มสูง ถ้าขนาดของรังสีเท่ากันและลงถึงพื้นโลกในลักษณะเป็นมุมเฉียง รังสีจะกระจายเป็นบริเวณกว้างกว่า ความเข้มของรังสีจะน้อยกว่า ดังนั้น บริเวณละติจูดต่ำจะได้รับแสงจากดวงอาทิตย์มากกว่าบริเวณละติจูดสูง

1.2 การวัดแสงอาทิตย์

การวัดแสงอาทิตย์ประกอบด้วยการวัดระยะเวลานานของแสงอาทิตย์ในแต่ละวัน และการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ ซึ่งจะใช้เครื่องมือการวัดแสงอาทิตย์ ดังต่อไปนี้ (ปานทิพย์ อัมพนวนิช, 2532 : 34 – 35)

1.2.1 การวัดระยะนานของแสงอาทิตย์ เครื่องมือที่ใช้กันทั่ว ๆ ไป เรียกว่า เครื่องวัดแสงอาทิตย์แบบลูกแก้ว (Glass ball sunshine recorder) ประกอบด้วยลูกแก้วใสกลมติดตั้งไว้บนฐานของเครื่อง ทางด้านล่างของลูกแก้วมีกรอบเป็นวงโค้ง และมีกระดาษกราฟอาบน้ำยาเคมีสอดไว้ภายใน แสดงดังภาพที่ 6.3 เครื่องมือชนิดนี้จะติดตั้งไว้ในที่โล่งแจ้ง ซึ่งแสงอาทิตย์อาจส่องถึงตลอดวันได้ แสงจากดวงอาทิตย์ส่องผ่านลูกแก้ว ซึ่งทำหน้าที่คล้ายเลนส์รวมแสง แสงสว่างจะรวมกันเข้าเป็นจุดสว่างเกิดความร้อนมากขึ้นจนกระทั่งเผาเป็นรอยไหม้บนกระดาษกราฟ ซึ่งมีสเกลระยะเวลาบอกไว้ รอยไหม้บนกระดาษเกิดขึ้นเป็นทางยาวเมื่อดวงอาทิตย์เคลื่อนข้ามท้องฟ้าไป เวลาใดที่ไม่มีแสงอาทิตย์ เช่น มีเมฆเต็มท้องฟ้า กระดาษจะไม่มีรอยไหม้ เป็นต้น จากการวัดรอยไหม้บนกระดาษกราฟตามระยะเวลาต่าง ๆ นำมารวมกันเข้า จะได้ระยะเวลาที่แสงอาทิตย์ส่องลงบนพื้นที่ในบริเวณดังกล่าวของแต่ละวัน



ภาพที่ 6.3 เครื่องวัดแสงแดดแบบลูกแก้ว ชนิดแคมป์เบลสโตกส์ (Campbell-Stokes Recorder)
ที่มา : ศูนย์อุตุวิทยามหาวิทยาลัยขอนแก่น, 2561 : online

1.2.2 การวัดการแผ่รังสี การวัดการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับ เป็นการวัดการแผ่รังสีโดยตรงจากดวงอาทิตย์ รวมทั้งรังสีที่มาถึงพื้นโลกหลังจากการกระจายแล้ว สะท้อนออกโดยสิ่งต่าง ๆ ที่มีอยู่ในบรรยากาศ เช่น เมฆ ฝุ่นต่าง ๆ เป็นต้น การแผ่รังสีนิยมวัดในหน่วยของพลังงาน นั่นคือ หน่วยเป็นแคลอรีต่อตารางเซนติเมตรต่อวินาที หรือวัตต์ต่อตารางเซนติเมตร เครื่องมือที่ใช้ตรวจวัดการแผ่รังสีที่มีดังต่อไปนี้

- 1) ไพริลีโอมิเตอร์ (Pyrheliometer) ใช้ตรวจวัดรังสีโดยตรงจากดวงอาทิตย์ (Direct solar radiation) ที่ตกลงตั้งฉากกับพื้นโลก
- 2) ไพรานอมิเตอร์ (Pyranometer) ใช้ตรวจวัดรังสีจากท้องฟ้า (Sky radiation) และรังสีโดยตรงจากดวงอาทิตย์รวมกัน
- 3) ไพจีโอมิเตอร์ (Pyrgometer) ใช้ตรวจวัดรังสีของโลก (Terrestrial radiation) เพียงอย่างเดียว

2. อุณหภูมิของอากาศ (Temperature)

อุณหภูมิเป็นระดับความร้อนหรือความเย็น ใช้ในความหมายที่เกี่ยวข้องกับอากาศ การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศและการวัดอุณหภูมิ มีรายละเอียดดังนี้

2.1 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศ

อุณหภูมิของอากาศในแต่ละบริเวณ มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับปัจจัยต่าง ๆ ดังนี้ (นำพวลย์ กิจรักษ์กุล และกัลยา เทียนวงศ์, 2558 : 113 - 114)

2.1.1 ความต่างของความสูง เป็นการเปลี่ยนอุณหภูมิในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ โดยบริเวณที่สูงจากผิวโลกขึ้นไปอุณหภูมิของอากาศโดยรอบจะลดลง

2.1.2 ความต่างของละติจูด บริเวณละติจูดต่ำได้รับแสงอาทิตย์ตั้งฉากหรือเกือบตั้งฉากตลอดปี ทำให้อุณหภูมิของอากาศสูง ส่วนบริเวณละติจูดสูงได้รับแสงอาทิตย์เป็นแสงเฉียง ดังนั้น บริเวณที่อยู่ละติจูดสูงขึ้นไปทางขั้วโลกอุณหภูมิของอากาศลดลง

2.1.3 การผันแปรอุณหภูมิของอากาศประจำวัน เวลากลางวันผิวโลกได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ อุณหภูมิจะค่อย ๆ สูงขึ้น และอุณหภูมิสูงสุดใน 1 วัน จะอยู่ที่เวลาประมาณ 14.00-15.00 น. เนื่องจากช่วงเวลานี้ผิวโลกได้รับความร้อนจากแสงอาทิตย์โดยตรงและยังได้รับความร้อนจากการคายรังสีความร้อนจากผิวโลกสู่บรรยากาศ หลังจากนั้น อุณหภูมิจะค่อย ๆ เริ่มลดลง อุณหภูมิ ลดลงต่ำสุด เวลาประมาณ 02.00-04.00 น. แล้วอุณหภูมิจะเริ่มสูงขึ้น เมื่อได้รับพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์ในวันรุ่งขึ้น

2.1.4 ฤดูกาล ทำให้อุณหภูมิของอากาศในละติจูดต่าง ๆ แตกต่างกันไป โดยช่วงซีกโลกเหนือเป็นฤดูร้อนจะได้รับแสงอาทิตย์เป็นเวลานาน บริเวณที่อยู่ตั้งแต่ละติจูด 66 องศา 30 องศา เหนือถึงขั้วโลกเหนือมีเวลากลางวันตลอด 24 ชั่วโมงหลายเดือนติดต่อกัน อุณหภูมิของอากาศจะสูงกว่าฤดูกาลอื่น ส่วนช่วงที่ซีกโลกเหนือเป็นฤดูหนาวจะได้รับแสงเฉียงจากดวงอาทิตย์จะมีเวลากลางวันน้อยกว่ากลางคืน บริเวณตั้งแต่ละติจูด 66 องศา 30 องศา เหนือถึงขั้วโลกเหนือ เป็นเวลากลางคืนตลอด 24 ชั่วโมง หลายเดือนติดต่อกัน มีผลทำให้อุณหภูมิของอากาศลดลง สำหรับซีกโลกใต้จะอยู่ในลักษณะตรงกันข้าม

2.1.5 เมฆ มีผลทำให้อุณหภูมิของอากาศแตกต่างกันไปตามสถานที่ต่าง ๆ เนื่องจากเมฆจะกั้นรังสีจากดวงอาทิตย์ที่จะลงสู่พื้นโลก ทำให้อุณหภูมิของอากาศไม่สูงมาก ถ้าเวลากลางคืนท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมมาก เมฆจะกั้นพลังงานความร้อนที่ผิวโลกคายออกสู่บรรยากาศทำให้อุณหภูมิของอากาศบริเวณผิวโลกสูง แต่ถ้ากลางคืนท้องฟ้าโปร่งปราศจากเมฆการคายความร้อนจากผิวโลกสู่บรรยากาศได้ง่ายและเร็ว อุณหภูมิของอากาศลดลง อากาศจะเย็น

2.1.6 การพาความร้อน อากาศบริเวณพื้นผิวร้อน อากาศจะลอยตัวขึ้นสู่เบื้องบน จะพาความร้อนขึ้นไปด้วย ขณะเดียวกันอากาศที่อยู่เบื้องบนเย็นกว่าจะเคลื่อนลงมาแทนที่จะพาเอาความเย็นลงมาด้วย ทำให้อุณหภูมิบริเวณนั้นเกิดการเปลี่ยนแปลงและจะเกิดในบริเวณไม่กว้างมากนัก

2.2 การวัดอุณหภูมิของอากาศ

อุณหภูมิของอากาศขึ้นอยู่กับสภาพสิ่งแวดล้อม ในการวัดอุณหภูมิของอากาศในสถานที่ต่าง ๆ จะใช้เทอร์โมมิเตอร์เป็นเครื่องมือในการวัด ซึ่งอาศัยหลักการขยายตัวและหดตัวของปรอท และแอลกอฮอล์ ปรอทเป็นโลหะเหลวค่อนข้างดำ มีจุดเยือกแข็งประมาณ -40 องศาเซลเซียส ส่วนแอลกอฮอล์ เป็นของเหลวไม่มีสี มีจุดเยือกแข็งประมาณ -130 องศาเซลเซียส เมื่อนำแอลกอฮอล์มาทำเทอร์โมมิเตอร์จึงมักจะย้อมสีดำด้วยสีแดง หรือสีน้ำเงิน (ปานทิพย์ อ้วนวานิช, 2558 : 269) เครื่องมือที่ใช้ตรวจอุณหภูมิมีหลายชนิด ดังนี้

2.2.1 เทอร์โมมิเตอร์ชนิดธรรมดา เป็นเครื่องมือที่ใช้สำหรับอ่านอุณหภูมิของอากาศตามปกติเป็นแบบที่ใช้ง่าย ถ้าต้องการทราบอุณหภูมิของอากาศ ณ เวลาใด ต้องอ่านค่าเทอร์โมมิเตอร์ ณ เวลานั้น มาตราส่วนของอุณหภูมิที่นิยม มีดังนี้

1) เซลเซียส (Celsius) เป็นมาตราส่วนของอุณหภูมิที่ นิยมใช้มาก เทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้มีจุดเยือกแข็งอยู่ที่ 0 องศาเซลเซียส และจุดเดือดอยู่ที่ 100 องศาเซลเซียส ระยะระหว่างจุดเยือกแข็งกับจุดเดือดนี้มี 100 ซิต เทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้นิยมใช้ในยุโรป

2) ฟาเรนไฮท์ (Fahrenheit) เทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้มีจุดเยือกแข็งอยู่ที่ 32 องศาฟาเรนไฮท์ และจุดเดือดอยู่ที่ 212 องศาฟาเรนไฮท์ ระยะระหว่างจุดเยือกแข็งกับจุดเดือดนี้มี 180 ซิต เทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้นิยมทั่วไปในสหรัฐอเมริกา

3) เคลวิน (Kelvin) เป็นมาตราส่วนของอุณหภูมิที่ใช้ในด้านอุณหภูมิตฤษฎี และใช้ในด้านวิทยาศาสตร์ มาตราส่วนของอุณหภูมิที่ใช้ -273 องศาเซลเซียส เป็น 0 องศาสัมบูรณ์ หรือ 0 เคลวิน มาตราส่วนแบบนี้มีจุดเยือกแข็งอยู่ที่ 273 เคลวิน และจุดเดือดอยู่ที่ 373 เคลวิน

2.2.2 เทอร์โมมิเตอร์สูงสุดและต่ำสุด ใช้สำหรับวัดอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดของอากาศในวันหนึ่ง ๆ

1) เทอร์โมมิเตอร์สูงสุด (Maximum Thermometer) เป็นเทอร์โมมิเตอร์แบบปรอทที่ใช้วัดอุณหภูมิสูงสุดประจำวัน ตัวเทอร์โมมิเตอร์จะมีคอติดด้านใต้สเกลล่างสุด เมื่ออุณหภูมิลดลงปรอทจะไม่สามารถไหลย้อนกลับ และต้องวางตัวเทอร์โมมิเตอร์ให้ทางดุมปรอทอยู่ต่ำกว่าปลายเล็กน้อยเพื่อป้องกันลำปรอทไหลกลับ

2) เทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุด (Minimum Thermometers) ใช้วัดอุณหภูมิต่ำที่สุดประจำวัน เทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้บรรจุด้วยแอลกอฮอล์ มีแท่งแก้วรูปดัมเบลขนาดเล็กเป็นดัชนี ในขณะที่อุณหภูมิสูงขึ้น แอลกอฮอล์จะขยายตัวผ่านดัชนีขึ้นไป โดยที่ดัชนีไม่เคลื่อนที่ตามไปด้วย แต่ขณะที่อุณหภูมิต่ำลง แอลกอฮอล์จะหดตัวลงมาจนกระทั่งผิวหน้าของแอลกอฮอล์แตะปลายบนของดัชนี เนื่องจากความตึงผิวทำให้ผิวบนของลำแอลกอฮอล์ดันดัชนีให้เคลื่อนตามลงมา จะสามารถอ่านอุณหภูมิต่ำสุดได้จากปลายของดัชนี

2.2.3 เทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุดยอดหญ้า (Grass minimum Thermometer) เป็นการวัดอุณหภูมิที่เกิดจากการแผ่รังสีความร้อน โดยใช้เทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุดวางเป็นแนวนอนบนพื้นหญ้าสั้นให้สัมผัสยอดหญ้าพอดี เพื่อให้ทราบเกล็ดน้ำค้าง (Ground Frosts) ในเวลากลางคืน

2.2.4 เทอร์โมมิเตอร์ใต้ดิน (Soil Thermometers) เป็นเครื่องมือที่ใช้วัดอุณหภูมิใต้ดินที่ ความลึกระดับ 5 เซนติเมตร 10 เซนติเมตร 20 เซนติเมตร 50 เซนติเมตร และ 100 เซนติเมตร เพื่อศึกษาการเจริญเติบโตทางรากของพืชในระดับต่าง ๆ ตามความยาวของรากพืช โดยที่ความลึกระดับ 50 เซนติเมตร และ 100 เซนติเมตร ตัวเทอร์โมมิเตอร์จะอยู่ในท่อเหล็กบาง ๆ ซึ่งฝังลงไปในดิน โดยจะมีปลอกแก้วหุ้มอีกชั้นหนึ่ง และดุมปรอทจะเคลือบด้วยขี้ผึ้งพาราฟิน เพื่อป้องกันไม่ให้เทอร์โมมิเตอร์ขยับเขยื้อนไปจากท่อ

2.2.5 เทอร์โมกราฟ (Thermograph) เป็นเครื่องบันทึกอุณหภูมิของอากาศได้ติดต่อกันตลอดเวลา 24 ชั่วโมง โดยอ่านค่าอุณหภูมิได้จากเส้นกราฟที่ปรากฏอยู่ในกระดาษกราฟ ในการตรวจวัดอุณหภูมิของอากาศเพื่อให้ได้ข้อมูลที่ถูกต้อง ควรนำเทอร์โมมิเตอร์ไปใส่ไว้ในตู้สกรีนเพื่อให้เครื่องมือไม่ถูกแสงอาทิตย์โดยตรง ตู้นี้จะมีลักษณะเป็นบานเกล็ด 4 ด้าน เพื่อให้อากาศผ่านเข้าออกได้สะดวก และปกติจะตั้งตั้งสูงจากพื้นดินประมาณ 1.5 เมตร เนื่องจากไม่ต้องการให้มีสิ่งต่าง ๆ รบกวน

3. การถ่ายโอนความร้อนในบรรยากาศ

การถ่ายโอนความร้อนในบรรยากาศ ประกอบด้วยกระบวนการที่เกี่ยวข้องกับการถ่ายโอนความร้อน 3 กระบวนการ คือ การนำความร้อน (Conduction) การพาความร้อน (Convection) และการแผ่รังสี (Radiation) มีรายละเอียดดังนี้ (ปานทิพย์ วัฒนวานิช, 2532 : 24 – 25; สมพงษ์ มະนะสุทธิ์, 2537 : 81 – 83 และประมวล ศิริพันธ์แก้ว, 2555 : 13-55 – 13-56)

3.1 การนำความร้อน

การนำความร้อน เป็นการถ่ายเทความร้อนให้กับวัตถุที่อยู่ใกล้กันจากโมเลกุลหนึ่งไปยังอีกโมเลกุลหนึ่ง โดยที่โมเลกุลของสารที่เป็นตัวนำนั้นไม่ได้มีการเคลื่อนที่ เมื่อวัตถุ 2 ชนิดมีอุณหภูมิไม่เท่ากัน เมื่อนำมาสัมผัสกันวัตถุที่ร้อนกว่าจะส่งความร้อนให้กับวัตถุที่เย็นกว่า จนกระทั่งวัตถุทั้งสองมีอุณหภูมิเท่ากัน การนำความร้อนเกิดได้ดีในวัตถุที่เป็นของแข็ง ดังนั้น เมื่ออากาศเหนือผิวโลกสัมผัสกับพื้นดิน หรือพื้นน้ำที่อุ่นกว่า อุณหภูมิของอากาศบริเวณนั้นจะสูงขึ้น แต่อากาศในดินและน้ำ นำความร้อนได้ไม่ดี ความร้อนจึงกระจายไปได้ไม่มาก

3.2 การพาความร้อน

การพาความร้อนเป็นการส่งต่อความร้อนโดยการถ่ายเท หรือหมุนเวียน ซึ่งเป็นการส่งผ่านความร้อนโดยที่โมเลกุลของสารเคลื่อนที่จากแห่งหนึ่งไปยังแห่งหนึ่ง โดยปกติการพาความร้อนจะเกิดขึ้นได้ดีในวัตถุที่เป็นของเหลวและก๊าซ เมื่ออากาศได้รับความร้อนจะขยายตัวและลอยขึ้นเบื้องบนจะพาความร้อนขึ้นไปด้วย และอากาศเย็นกว่าจะไหลเข้ามาแทนที่ ดังนั้นการพาความร้อนจึงมีบทบาทมากในการแพร่กระจายของความร้อนในบรรยากาศ เมื่ออากาศใกล้กับพื้นผิวโลกได้รับความร้อน จะมีความหนาแน่นน้อยลง และลอยตัวขึ้นสู่ระดับสูง อากาศที่เย็นกว่าจะมีความหนาแน่นมากและจมตัวลง เมื่ออากาศจมตัวลงสู่เบื้องล่างจะได้รับความร้อนจากพื้นผิวโลกที่อุ่นกว่า จะเริ่มลอยตัวขึ้นไปเกิดเป็นกระแสการพาความร้อน ซึ่งถ่ายโอนไปยังส่วนต่าง ๆ ของบรรยากาศมากที่สุด

3.3 การแผ่รังสี

การแผ่รังสีเป็นการที่วัตถุส่งพลังงานความร้อนออกจากตัว ในรูปแบบคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า เช่น พลังงานแสงสว่าง พลังงานความร้อน เป็นต้น พลังงานความร้อนสามารถถ่ายโอนจากที่หนึ่งไปยังอีกที่หนึ่งได้โดยการแผ่รังสี ซึ่งอยู่ในรูปของรังสีอินฟราเรด พื้นดิน พื้นน้ำ และวัสดุต่าง ๆ บนผิวโลก รวมทั้งไอน้ำ เมื่อได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ ซึ่งส่วนใหญ่เป็นพลังงานจากแสง (Visible light) ส่งผลให้อุณหภูมิของสสารสูงขึ้นจะเกิดการแผ่รังสีอัลตราไวโอเล็ต ดังนั้น ในบรรยากาศจึงได้รับความร้อนจากการรังสีดังกล่าว ซึ่งมีผลให้อุณหภูมิบรรยากาศบริเวณต่าง ๆ แตกต่างกัน ตามปัจจัยที่ก่อให้เกิดการแผ่รังสี โดยเฉพาะอย่างยิ่งบรรยากาศที่มีไอน้ำหนาแน่น หรือบรรยากาศที่มีก๊าซเรือนกระจกอยู่จำนวนมาก

4. ความกดอากาศ

ความกดอากาศ คือ น้ำหนักของอากาศที่กดทับลงบนพื้นที่ 1 ตารางหน่วย เนื่องจากโลกมีแรงโน้มถ่วงดึงดูดบรรยากาศให้เข้าสู่ใจกลางโลก ทำให้อากาศกดลงมาบนผิวโลก บริเวณที่อยู่ใกล้ผิวโลกความกดอากาศจะหนักกว่าบริเวณที่อยู่สูงขึ้นไป หน่วยวัดความกดอากาศ เรียกว่า มิลลิบาร์ (Millibar, mb) ต่อมาใช้คำว่า เฮกโตปาสกาล (Hectopascal, hPa) (นำพวลีย์ กิจรักษ์กุล และกัลยา เทียนวงศ์, 2558 : 117)

4.1 แนวความกดอากาศโลก (World pressure belts)

แนวความกดอากาศโลกแบ่งออกเป็น 2 แนว คือ แนวความกดอากาศต่ำ (Low pressure belts) และแนวความกดอากาศสูง (High pressure belts) สรุปได้ดังนี้ (นำพวลีย์ กิจรักษ์กุล และกัลยา เทียนวงศ์, 2558 : 117)

4.1.1 แนวความกดอากาศต่ำ แบ่งเป็น 2 แนว ได้แก่ แนวความกดอากาศต่ำบริเวณศูนย์สูตร (Equatorial low pressure) และแนวความกดอากาศต่ำกึ่งขั้วโลก (Subpolar low pressure) ดังนี้

1) แนวความกดอากาศต่ำบริเวณศูนย์สูตร อยู่ทีบริเวณประมาณละติจูด 5 องศาเหนือ ถึง 5 องศาใต้ มีความกดอากาศประมาณ 1,008-1,011 มิลลิบาร์ บริเวณนี้ได้รับแสงอาทิตย์ตลอดปี ทำให้อุณหภูมิของอากาศสูง การเคลื่อนตัวของอากาศมีลักษณะเข้าประชิดกัน (Convergence) อากาศจะลอยตัวในแนวตั้งสู่เบื้องบน และอากาศบริเวณใกล้เคียงโดยรอบจะเคลื่อนเข้ามาแทนที่ บริเวณนี้จึงมีลมที่มีความแปรปรวนทิศทางการพัดไม่แน่นอน ไม่มีลมประจำพัดผ่าน บางครั้งเรียกว่า “เขตลมสงบแถบศูนย์สูตร (Doldrums)” เขตแนวความกดอากาศต่ำบริเวณศูนย์สูตรจะมีความชื้นสูง ฝนตกชุก และมีพายุฝนฟ้าคะนอง เกิดขึ้นมากกว่าส่วนอื่นของโลก

2) แนวความกดอากาศต่ำกึ่งขั้วโลก อยู่บริเวณประมาณละติจูด 60 องศา ถึง 65 องศา หรือ 70 องศา เหนือและใต้ มีความกดอากาศประมาณ 998 มิลลิบาร์ เป็นบริเวณแนวปะทะของมวลอากาศที่อุณหภูมิและความชื้นต่างกัน มวลอากาศอุ่นเคลื่อนที่มาจากความกดอากาศสูง และมวลอากาศเย็นเคลื่อนที่มาจากความกดอากาศสูงขั้วโลก ทำให้เกิดเป็นพายุหมุน เรียกว่า “พายุหมุนนอกเขตร้อน (Extratropical cyclone หรือ Extratropical storm)” บริเวณซีกโลกใต้แนวความกดอากาศต่ำอยู่บริเวณทวีปแอนตาร์กติกา (Antarctica) ส่วนซีกโลกเหนือศูนย์กลางความกดอากาศต่ำจะอยู่บริเวณเกาะไอซ์แลนด์ (Iceland) และหมู่เกาะอะลูเชียน (Aleutian Islands) ความรุนแรงจะปรากฏเด่นชัดในช่วงฤดูหนาว

4.2 การวัดความกดอากาศ

เครื่องมือที่ใช้วัดความกดอากาศ ได้แก่ มาตรวัดความกดอากาศหรือบาโรมิเตอร์ (Barometer) คำว่า “บาโรมิเตอร์” มาจากภาษากรีก “Baros” แปลว่า “น้ำหนัก” และ “Metron” แปลว่า “วัด” บาโรมิเตอร์ที่ใช้กันทั่วไป มีดังนี้ (ปานทิพย์ อัฒนาวิช, 2532 : 117 - 119 และนิพนธ์ ตั้งคณาธุรักษ์ และคณิตา ตั้งคณาธุรักษ์, 2552 : 113 - 114)

4.2.1 บาโรมิเตอร์แบบปรอท (Mercury barometer) บาโรมิเตอร์มาตรฐานที่ใช้กันอยู่ทั่วไปในสถานีตรวจอากาศ คือ บาโรมิเตอร์แบบคิว (Kew Barometer) และบาโรมิเตอร์แบบฟอร์ติน (Fortin Barometer) ดังนี้

1) บาโรมิเตอร์แบบคิว เป็นบาโรมิเตอร์แบบที่กระเปาะปรอทติดแน่นตายตัวอยู่กับลำหลอดแก้ว ไม่สามารถปรับแต่งระดับปรอทได้ จะแบ่งออกเป็นแบบใช้บนบก และแบบที่ใช้ในทะเล

2) บาโรมิเตอร์แบบฟอร์ติน เป็นบาโรมิเตอร์แบบที่สามารถปรับแต่งระดับปรอทให้ผิวหน้ามาสัมผัสกับเข็มงาช้าง (Ivory pointer) พอได้

4.2.2 บาโรมิเตอร์แบบตลับหรือบาโรมิเตอร์แบบแอนเนอรอยด์ (Aneroid barometer) คำว่า “Aneroid” มาจากภาษากรีกว่า “Aneseos” แปลว่า “ไม่เปียก” และต่อท้ายด้วย “Oid” แปลว่า “คล้ายกับ” เพราะฉะนั้นบารอมิเตอร์แบบแอนเนอรอยด์จึงไม่ใช่ของไหล ซึ่งตรงกันข้ามกับบาโรมิเตอร์แบบปรอทที่บรรจุของเหลว คือ ปรอท บาโรมิเตอร์แบบแอนเนอรอยด์นี้ประกอบด้วยตลับโลหะ อาศัยคุณสมบัติการพองตัวและหดตัวของโลหะ ด้านบนและด้านล่างของตลับโลหะทำเป็นลูกฟูก สูบอากาศออกหมดให้ตลับแบนนั้นเป็นสุญญากาศ เมื่อความกดอากาศเพิ่มตลับลูกฟูกจะถูกบีบให้แฟบลง ถ้าความกดอากาศลดตลับลูกฟูกจะยืดยาว ซึ่งปลายข้างหนึ่งของตลับจะอยู่

กับที่ ขณะที่ปลายอีกข้างหนึ่งต่อกับเข็มชี้ ซึ่งเคลื่อนที่ไปมาบนหน้าปัดที่มีเครื่องหมายแสดงค่าความกดอากาศ

4.2.3 แอลติมิเตอร์ (Altimeter) เป็นเครื่องมือที่ดัดแปลงมาจากบาโรมิเตอร์แบบแอนเนอรอยด์ โดยมีหน้าที่เป็นตัวเลขบอกความสูงของพื้นที่ ซึ่งจะใช้อัลติมิเตอร์สำหรับวัดความสูงในเครื่องบิน หรือติดกับนักกระโดดร่มเพื่อบอกความสูง

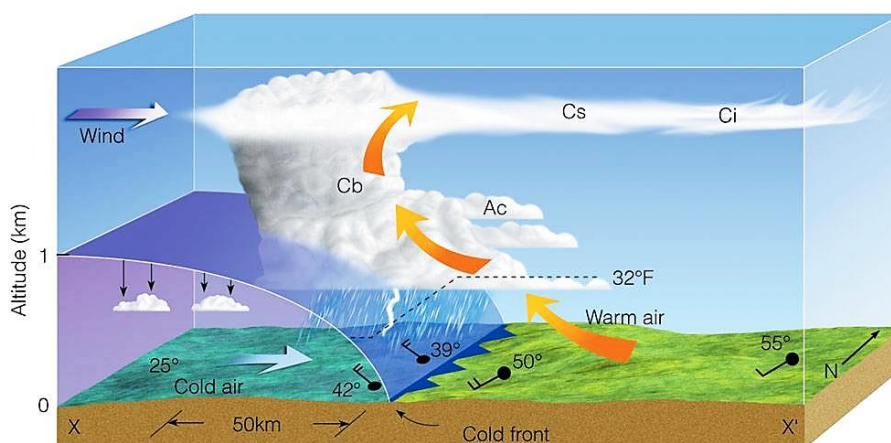
4.2.4 บาโรกราฟ (Barograph) เป็นเครื่องมือที่ใช้บันทึกความกดอากาศที่ทันสมัย และมีผู้นิยมใช้กันมากที่สุด ตามสถานีตรวจอากาศทั่ว ๆ ไป เนื่องจากเป็นเครื่องมือวัดความกดอากาศที่ทำงานแบบอัตโนมัติ สามารถบันทึกค่าความกดอากาศตลอดเวลาต่อเนื่องกัน โดยข้อมูลจะถูกบันทึกลงบนกระดาษกราฟที่ม้วนอยู่รอบนอกของกระบอกทรงกลม และหมุนได้ตลอดเวลาด้วยพลังงานไฟฟ้า

5. แนวปะทะอากาศ (Front)

แนวปะทะอากาศเป็นแนวหรือบริเวณที่แบ่งระหว่างมวลอากาศ 2 ชนิด ที่มีสมบัติต่างกัน ได้แก่ ความหนาแน่น อุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ และทิศทางลมที่เคลื่อนที่มาปะทะกัน จะไม่รวมกัน แต่จะแยกกันโดยมีแนวระหว่างมวลอากาศ แนวปะทะอากาศมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิและฝน การแบ่งประเภทแนวปะทะอากาศสามารถแบ่งออกเป็น 4 ประเภท คือ แนวปะทะอากาศเย็น (Cold front) แนวปะทะอากาศอุ่น (Warm front) แนวปะทะอากาศคงที่ (Stationary front) และแนวปะทะอากาศรวม (Occluded front) ดังนี้ (นำวัลย์ กิจรัชกุล และกัลยา เทียนวงศ์, 2558 : 126 - 127)

5.1 แนวปะทะอากาศเย็น

เมื่อมวลอากาศเย็นเคลื่อนตัวเข้าหามวลอากาศอุ่นและดันให้มวลอากาศอุ่นลอยสูงขึ้น เป็นสาเหตุให้เกิดฝนฟ้าคะนอง ขณะที่แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่ไปก็มีฝนเกิดขึ้นติดตามไปด้วย อากาศบริเวณหลังแนวปะทะอากาศเย็นอุณหภูมิจะลดลง แสดงดังภาพที่ 6.4

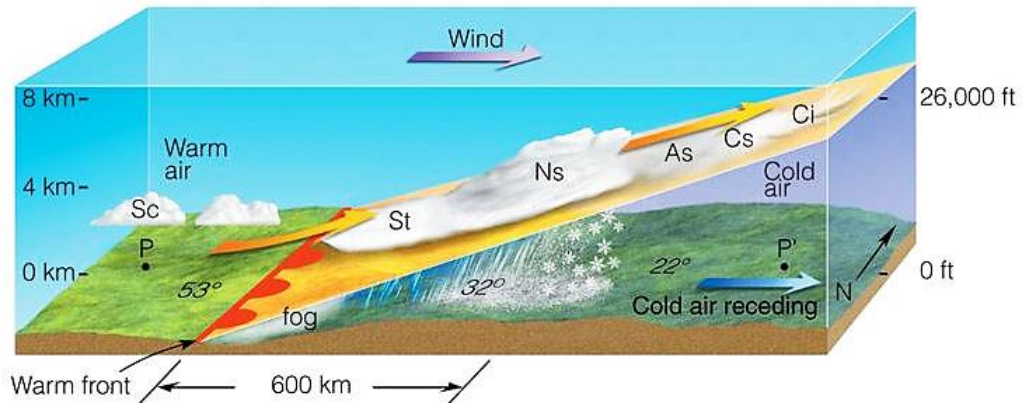


ภาพที่ 6.4 แนวปะทะอากาศเย็น

ที่มา : Ahrens, 2007 : 299

5.2 แนวปะทะอากาศอุ่น

เมื่่อมวลอากาศอุ่นจากละติจูดต่ำเคลื่อนที่เข้าแทนที่ และยกตัวเหนือมวลอากาศเย็น บริเวณละติจูดสูง อากาศบริเวณหลังแนวปะทะอากาศอุ่นจะมีอุณหภูมิขึ้นและมีความชื้นมาก แสดงดังภาพที่ 6.5



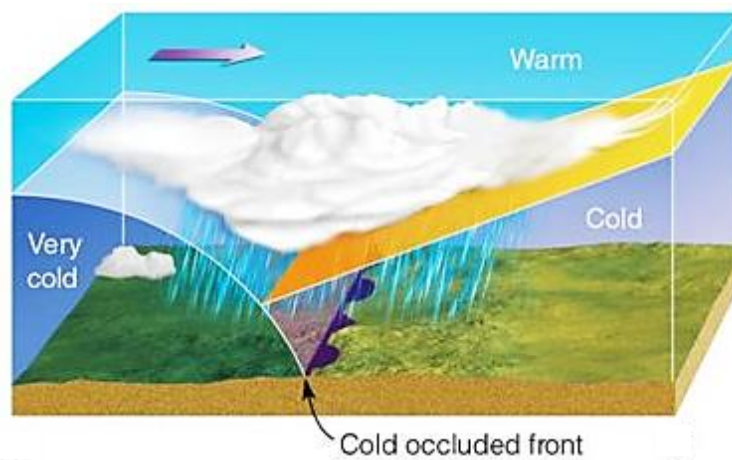
ภาพที่ 6.5 แนวปะทะอากาศอุ่น
ที่มา : Ahrens, 2007 : 301

5.3 แนวปะทะอากาศคงที่

เป็นแนวที่มวลอากาศอุ่นและมวลอากาศเย็นไม่มีการเคลื่อนที่ เป็นแนวปะทะอากาศแบบคงที่

5.4 แนวปะทะอากาศรวม

แนวปะทะอากาศรวมหรือแนวปะทะอากาศซ้อน เกิดจากการรวมตัวของแนวปะทะอากาศเย็นกับแนวปะทะอากาศอุ่น โดยมวลอากาศเย็นจะเข้าแทนที่มวลอากาศอุ่นที่ยกตัวสูงขึ้น แสดงดังภาพที่ 6.6



ภาพที่ 6.6 แนวปะทะอากาศรวม
ที่มา : Ahrens, 2007 : 304

6. ความชื้นของอากาศ

ความชื้นของอากาศ หมายถึง ปริมาณของไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศ ณ เวลาใดเวลาหนึ่ง ซึ่งที่เกิดจากกระบวนการระเหยของน้ำจากแหล่งน้ำต่าง ๆ เช่น มหาสมุทร แม่น้ำ แหล่งน้ำในภาคพื้นทวีปขนาดเล็ก พื้นดินที่ชื้น บริเวณป่าทึบ การระเหยของน้ำจากดิน การคายน้ำของพืช เป็นต้น (นิพนธ์ ตังคณานุรักษ์ และคณิตา ตังคณานุรักษ์, 2552 : 141) ในช่วงฤดูหนาวในเขตอาร์กติกอากาศเย็นและแห้ง ปริมาณไอน้ำแทบจะไม่มีเลย ส่วนในบริเวณศูนย์สูตรมีอากาศร้อนชื้นจะมีปริมาณไอน้ำสูงถึงร้อยละ 4 หรือ 5 ของปริมาตรอากาศทั้งหมด (ปานทิพย์ อัฒนาวิช, 2532 : 74)

ถ้าอากาศมีปริมาณไอน้ำมาก อากาศบริเวณนั้นจะมีความชื้นมาก เมื่ออากาศรับไอน้ำจนเต็มที่แล้ว ณ อุณหภูมิหนึ่ง จนไม่สามารถรับไอน้ำจากการระเหยได้อีก เรียกอากาศในบริเวณนั้นว่า อากาศอิ่มตัว (Saturated air) ด้วยไอน้ำ หรือกล่าวว่าเป็นสภาวะที่อากาศอิ่มตัวด้วยไอน้ำ จำนวนโมเลกุลของน้ำที่ระเหยกลายเป็นไอน้ำเท่ากับจำนวนโมเลกุลของไอน้ำที่ควบแน่นเป็นน้ำ

6.1 ความชื้นสัมบูรณ์ (absolute humidity, AH)

ความชื้นสัมบูรณ์ เป็นความชื้นของมวลของไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศหนึ่งหน่วยปริมาตร ณ เวลาใดเวลาหนึ่ง มีหน่วยเป็นกรัมต่อลูกบาศก์เมตร หรือความชื้นสัมบูรณ์ คือ ความหนาแน่นของไอน้ำหรือปริมาณไอน้ำในอากาศ ความชื้นสัมบูรณ์จะมีค่าเท่ากับอัตราส่วนระหว่างมวลของไอน้ำที่มีจริงในอากาศกับปริมาตรของอากาศ ดังสมการที่ (6.1) (นิพนธ์ ตังคณานุรักษ์ และคณิตา ตังคณานุรักษ์, 2552 : 144)

$$\text{ความชื้นสัมบูรณ์} = \frac{\text{มวลของไอน้ำที่มีจริงในอากาศ (กรัม)}}{\text{ปริมาตรของอากาศ (ลูกบาศก์เมตร)}} \quad \dots (6.1)$$

6.2 ความชื้นสัมพัทธ์ (relative humidity, RH)

ความชื้นสัมพัทธ์เป็นปริมาณเปรียบเทียบระหว่างมวลของไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศขณะนั้น กับมวลของไอน้ำในอากาศอิ่มตัวที่อุณหภูมิและปริมาตรเดียวกัน หรือเป็นปริมาณเปรียบเทียบระหว่างความดันไอน้ำที่มีอยู่จริงต่อความดันไอน้ำอิ่มตัว หรือเป็นปริมาณเปรียบเทียบระหว่างความชื้นสัมบูรณ์ต่อปริมาณไอน้ำในอากาศที่อิ่มตัว ความชื้นสัมพัทธ์นิยมคิดเป็นร้อยละ ดังสมการที่ (6.2) - (6.4) (นิพนธ์ ตังคณานุรักษ์ และคณิตา ตังคณานุรักษ์, 2552 : 145 - 146)

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{มวลของไอน้ำที่มีจริงในอากาศขณะนั้น}}{\text{มวลของไอน้ำในอากาศอิ่มตัว}} \times 100 \quad \dots (6.2)$$

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความดันไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศ} \times 100}{\text{ความดันไอน้ำของอากาศอิ่มตัว}} \quad \dots (6.3)$$

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความชื้นสัมบูรณ์} \times 100}{\text{ปริมาณไอน้ำในอากาศที่อิ่มตัว}} \quad \dots (6.4)$$

ภูมิอากาศ (Climate)

ภูมิอากาศ หมายถึง ลักษณะที่ได้สังเกตมาจากกาลอากาศ (Weather) หรือลมฟ้าอากาศ แล้วนำมาหาค่าเฉลี่ย ทำให้ทราบลักษณะของภูมิอากาศในภูมิภาคต่าง ๆ ว่า มีลักษณะเป็นอย่างไร (ทวี ทองสว่าง, 2543 : 391) ดังนั้น ลักษณะภูมิอากาศบนพื้นผิวโลกจึงเป็นลักษณะหนึ่งของลมฟ้าอากาศที่สังเกตต่อเนื่องกันในคาบระยะเวลานาน เช่น ภูมิอากาศของประเทศไทยค่อนข้างร้อน มีฝนตกชุกในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เป็นต้น ส่วนกาลอากาศหรือลมฟ้าอากาศเป็นการสังเกตอากาศประจำวันในขณะใดขณะหนึ่ง ซึ่งไม่ครอบคลุมเหมือนกับภูมิอากาศ และภูมิอากาศเป็นการมองสภาพอากาศในภาพรวมของแต่ละท้องถิ่น ซึ่งขึ้นอยู่กับตำแหน่งที่ตั้งสภาพภูมิประเทศ และอิทธิพลของกระแสน้ำในมหาสมุทร

การจำแนกภูมิอากาศโดยอาศัยหลักเกณฑ์การจำแนกเขตภูมิอากาศ เป็นการนำข้อมูลภูมิอากาศ ได้แก่ อุณหภูมิ หยาดน้ำฟ้า มวลอากาศ แนวปะทะอากาศ รวมทั้งพืชพรรณธรรมชาติ เป็นปัจจัยหลักในการจำแนกเขตภูมิอากาศ ซึ่งมีรายละเอียดการจำแนกภูมิอากาศ ดังนี้

1. การจำแนกภูมิอากาศโดยยึดอุณหภูมิเป็นหลัก (Temperature as basis of climate classification)

การแบ่งเขตภูมิอากาศของโลกโดยใช้อุณหภูมิเป็นเกณฑ์ สามารถแบ่งเป็น 3 กลุ่มใหญ่ ๆ คือ เขตอากาศหนาว (Frigid zone) เขตอากาศอบอุ่น (Temperate zone) และเขตอากาศร้อน (Torrid zone) โดยมีเส้นอุณหภูมิเสมอภาค (Isotherm) จากแผนที่เป็นแนวแบ่งแสดงอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก ดังนี้ (ปานทิพย์ อัฒนาวิช, 2532 : 222 – 223 และทวี ทองสว่าง, 2543 : 393)

1.1 เขตอากาศหนาว

เขตอากาศหนาวเป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าเส้นอุณหภูมิเสมอภาค มีอุณหภูมิอยู่ที่ 10 องศาเซลเซียส บริเวณดังกล่าว ได้แก่ บริเวณตั้งแต่ละติจูด 65 องศาเหนือ ไปจนถึงขั้วโลกเหนือ และบริเวณประมาณตั้งแต่ละติจูด 50 องศาใต้ ไปจนถึงขั้วโลกใต้ ซึ่งไม่ปรากฏฤดูร้อนอย่างชัดเจนในบริเวณดังกล่าว เขตละติจูดสูง ประมาณ 60 องศา - 90 องศาเหนือและใต้ ขึ้นไปอุณหภูมิต่ำไม่มีฤดูร้อน ลักษณะอากาศที่ไม่มีฤดูร้อน ซึ่งหมายถึง ไม่มีเดือนใดที่จะมีอุณหภูมิสูงกว่า 10 องศาเซลเซียส เส้นอุณหภูมิเสมอภาคจะลากผ่านแนวละติจูดทางตอนเหนือผ่านทวีปอเมริกาเหนือและยูเรเชีย แต่จะวกลงสู่เขตละติจูดกลางในเขตที่เป็นมหาสมุทร

1.2 เขตอากาศอบอุ่น

เขตอากาศอบอุ่นเป็นบริเวณที่อยู่ระหว่างเส้นอุณหภูมิเสมอภาคมีอุณหภูมิอยู่ระหว่าง 10 องศาเซลเซียส ถึง 18 องศาเซลเซียส บริเวณดังกล่าว ได้แก่ บริเวณประมาณตั้งแต่ละติจูด 25 องศาเหนือ ถึง 65 องศาเหนือ และ 25 องศาใต้ ถึง 50 องศาใต้ เป็นเขตละติจูดกลาง ระหว่าง 30 องศา - 60 องศาเหนือและใต้ บริเวณดังกล่าวจะมีฤดูร้อน และฤดูหนาวปรากฏเด่นชัดสลับกันในรอบปี

1.3 เขตอากาศร้อน

เขตอากาศร้อนเป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิสูงกว่าเส้นอุณหภูมิเสมอภาค 18 องศาเซลเซียส ได้แก่ บริเวณโดยรอบเส้นศูนย์สูตรทั้งเหนือและใต้ ประมาณระหว่างละติจูด 25 องศาเหนือและใต้

บริเวณดังกล่าวไม่ปรากฏฤดูหนาวชัดเจนในรอบปี เป็นเขตละติจูดต่ำ ระหว่าง 30 องศาเหนือ ถึง 30 องศาใต้ อุณหภูมิสูงไม่มีฤดูหนาว

2. การจำแนกภูมิอากาศโดยอาศัยหยาดน้ำฟ้าเป็นหลัก (Precipitation as a Basis of Climate Classification)

หยาดน้ำฟ้ามีผลต่อการงอกงามของพืชพรรณ ระบบการระบายน้ำ ความชื้นของดินและน้ำใต้ดิน ทำให้สามารถพิจารณาปริมาณและการกระจายของฝน และหิมะตามฤดูกาลได้ ซึ่งนับเป็นพื้นฐานของการจำแนกลักษณะอากาศได้ ลักษณะภูมิอากาศโดยพิจารณาปริมาณน้ำฝนเป็นเกณฑ์ แบ่งออก 5 ประเภท คือ แห้งแล้ง (Arid) กึ่งแห้งแล้ง (Semiarid) กึ่งชุ่มชื้น (Subhumid) ชุ่มชื้น (Humid) และชุ่มชื้นมาก (Very humid) (ปานทิพย์ อ้วนวานิช, 2532 : 224 - 225 และทวี ทองสว่าง, 2543 : 393 - 394) แสดงดังตารางที่ 6.1

ตารางที่ 6.1 ประเภทของภูมิอากาศโดยพิจารณาปริมาณน้ำฝนเป็นเกณฑ์

ประเภทภูมิอากาศ	ลักษณะฝน	ปริมาณน้ำฝนต่อปี	
		นิ้ว	เซนติเมตร
1. แห้งแล้ง (Arid)	น้อยมาก	0 - 10	0 - 25
2. กึ่งแห้งแล้ง (Semiarid)	เบาบาง	10 - 20	25 - 50
3. กึ่งชุ่มชื้น (Subhumid)	ปานกลาง	20 - 40	50 - 100
4. ชุ่มชื้น (Humid)	หนัก	40 - 80	100 - 200
5. ชุ่มชื้นมาก (Very humid)	หนักมาก	มากกว่า	มากกว่า 200

ที่มา : ปานทิพย์ อ้วนวานิช, 2532 : 224

3. การจำแนกลักษณะภูมิอากาศโดยใช้พืชพรรณและดินเป็นพื้นฐาน (Vegetation and soil as a basis of climate classification)

ภูมิอากาศมีอิทธิพลสำคัญต่อการเกิดและการเจริญงอกงามของพืชพรรณธรรมชาติ ดังนั้น การแบ่งเขตภูมิอากาศโดยใช้ชนิดของพืชพรรณธรรมชาติเป็นพื้นฐาน และนำเอาอุณหภูมิเฉลี่ยในรอบปีมาพิจารณาประกอบด้วย (ปานทิพย์ อ้วนวานิช, 2532 : 225) ในการจำแนกลักษณะภูมิอากาศตามลักษณะของพืชพรรณและดินเป็นพื้นฐานนั้น ได้จำแนกประเภทภูมิอากาศได้ 11 ลักษณะ ดังนี้ (ทวี ทองสว่าง, 2543 : 397 - 398)

3.1 ป่าฝนเขตร้อน (Tropical rainy forest) เป็นป่าที่มีต้นไม้ขึ้นหนาแน่น ใบไม้เขียวชอุ่มตลอดปี มีเถาวัลย์และพืชต่าง ๆ ปกคลุมพื้นดิน และมีไม้พุ่มจำนวนน้อยมาก

3.2 ป่ามรสุม (Light tropical rainy forest) เป็นป่าไม้ไม่ทึบมาก ต้นไม้มีลำต้นเล็กกว่าป่าฝนเขตร้อน มีฤดูแล้ง 1-2 เดือน

3.3 ป่าไม้พุ่มและไม้หนาม (Scrub and thorn forest) เป็นทุ่งโล่ง มีปริมาณน้ำฝนน้อย

3.4 ป่าไม้พุ่มแบบเมดิเตอร์เรเนียน (Mediterranean scrub forest) มีไม้ผลัดใบ เล็ก ๆ เช่น ต้นโอ๊ก ต้นมะกอก เป็นต้น นอกจากนี้ มีไม้พุ่มใบเป็นมัน และหญ้าพุ่มขึ้นทั่ว ๆ ไป

3.5 ป่าไม้ใบกว้างเขตอบอุ่น (Broad leaf forest) เป็นป่าไม้เนื้อแข็งที่มีการผลัดใบ เช่น ต้นเมเปิล ต้นโอ๊ก ต้นฮิกกอรี่ เป็นต้น ในบริเวณที่สูงอาจมีไม้สนขึ้นปนด้วย

3.6 ป่าสน (Taiga) เป็นบริเวณใกล้ขั้วโลก ไม้สน เช่น สปรูซ (Spruce) เฟอร์ (Fir) เฮมล็อก (Hemlock) เป็นต้น

3.7 ทุ่งหญ้าเขตร้อน (Savanna) มีต้นไม้ยืนต้นสลับทุ่งหญ้า

3.8 ทุ่งแพรรี (Prairies) เป็นทุ่งหญ้าที่ขึ้นในบริเวณที่ราบ ที่ราบสูง และที่ริมขอบเป็น ทุ่งหญ้ายาว ในบริเวณตอนกลางของสหรัฐอเมริกา แคนาดา ยุโรปตะวันออก อาร์เจนตินาและอูรุกวัย

3.9 ทุ่งสเตปป์ (Stepps) เป็นทุ่งหญ้าสั้นที่ขึ้นในบริเวณที่ราบ ที่ราบสูง และริมขอบ ทะเลทราย

3.10 ทุ่งหญ้าในทะเลทราย (Desert shrub) มีพืชผลที่ทนต่อความแห้งแล้ง เช่น ตะบองเพชร (Cactus) เป็นต้น

3.11 ทุนดรา (Tundra) ไม่มีต้นไม้ยืนต้นพืชผลแบบตะไคร่น้ำ

4. การจำแนกภูมิอากาศตามแบบคอปเปน (The Koppen climate classification system)

การใช้ข้อมูลใดเพียงอย่างเดียวอาจทำให้การจำแนกเขตภูมิอากาศไม่สมบูรณ์อาจเกิด ความคลาดเคลื่อนได้ ดังนั้น การจำแนกเขตภูมิอากาศแบบคอปเปนใช้ข้อมูลภูมิอากาศ 2 อย่าง คือ อุณหภูมิและหยาดน้ำฟ้าเป็นเกณฑ์ สามารถจำแนกภูมิอากาศออกเป็น 5 เขต โดยใช้สัญลักษณ์เป็นตัวอักษรตัวใหญ่อธิบายอุณหภูมิ คือ A, B, C, D และ E และตัวที่สองใช้ตัวอักษรตัวเล็กประกอบการ อธิบายหยาดน้ำฟ้า และตัวที่สามยังใช้ตัวอักษรตัวเล็กเป็นประกอบการอธิบายอุณหภูมิเดือนที่ร้อน ที่สุดกับเดือนที่หนาวที่สุด ดังนี้ (ทวี ทองสว่าง, 2543 : 399 – 403 นภาพวัลย์ กิจรัชกุล และกัลยา เทียนวงศ์, 2558 : 131 - 133)

4.1 ภูมิอากาศร้อน (A: Tropical climates)

ภูมิอากาศร้อนมีอุณหภูมิเฉลี่ยทุกเดือนสูงกว่า 18 องศาเซลเซียส ภูมิอากาศนี้ไม่มี ฤดูหนาว แบ่งเป็นภูมิอากาศย่อยโดยใช้ปริมาณน้ำฝนเป็นเกณฑ์ ดังนี้

4.1.1 ภูมิอากาศร้อนชื้น (Af: Tropical rainforest climate) อากาศร้อนชื้น มีฝนตกชุกทุกเดือนตลอดปี ปริมาณฝนกระจายทุกเดือนตลอดปี และปริมาณฝนเดือนที่น้อยที่สุด มากกว่า 60 มิลลิเมตร หรือ 2.4 นิ้ว

4.1.2 ภูมิอากาศแบบมรสุม (Am: Tropical monsoon climate) อากาศร้อนชื้น แบบมรสุม ปริมาณฝนรวมตลอดปีค่อนข้างสูงในช่วงที่ได้รับลมมรสุมจะเป็นช่วงฤดูฝน มีปริมาณฝนสูง มีระยะเวลา 1 - 3 เดือน ที่มีปริมาณน้ำฝนน้อยกว่า 60 มิลลิเมตร หรือ 2.4 นิ้ว

4.1.3 ภูมิอากาศแบบสะวันนา (Aw: Tropical savanna climate) อากาศร้อนชื้น ฤดูหนาวแห้งแล้ง มีลักษณะอากาศชื้นและแห้งแล้งแตกต่างกัน ช่วงที่อากาศชื้นมีฝนตกในฤดูร้อนและ อากาศแห้งในฤดูหนาว มีระยะเวลาหลายเดือนที่ฝนตกมีปริมาณน้อยกว่า 60 มิลลิเมตร หรือ 2.4 นิ้ว

4.2 ภูมิอากาศแห้งแล้ง (B: Dry climates)

ภูมิอากาศแห้งแล้งเป็นบริเวณที่มีการระเหยของน้ำสูง ไม่มีปริมาณฝนเหลือพอที่จะเป็นแหล่งต้นน้ำลำธาร ปรากฏทั้งในเขตร้อนและเขตอบอุ่น แบ่งเป็นภูมิอากาศย่อย ดังนี้

4.2.1 ภูมิอากาศกึ่งทะเลทรายหรือภูมิอากาศแบบทุ่งหญ้ากึ่งทะเลทราย (Bs: Steppe climate) ลักษณะพื้นที่เป็นทุ่งหญ้าสั้น ๆ ปริมาณฝนอยู่ระหว่าง 250-750 มิลลิเมตร หรือ 10-30 นิ้ว พบอยู่รอบทะเลทราย บริเวณที่มีอากาศร้อนและทะเลทรายบริเวณอากาศอบอุ่น ทำให้แบ่งภูมิอากาศย่อยเป็น 2 ลักษณะ ดังนี้

- 1) อากาศแห้งแล้งแบบทุ่งหญ้ากึ่งทะเลทรายแถบร้อน (Bsh)
- 2) อากาศแห้งแล้งแบบทุ่งหญ้ากึ่งทะเลทรายแถบหนาว หรือเย็น (Bsk)

4.2.2 ภูมิอากาศแบบทะเลทราย (Bw: Desert climate) ปริมาณฝนตลอดปี น้อยกว่า 250 มิลลิเมตร หรือ 10 นิ้ว ส่วนมากพบอยู่ตอนในของภาคพื้นทวีปทั้งบริเวณอากาศร้อนและบริเวณอากาศอบอุ่น ทำให้แบ่งภูมิอากาศย่อยเป็น 2 ลักษณะ ดังนี้

- 1) อากาศแห้งแล้งแบบทะเลทรายแถบร้อน (Bwh)
- 2) อากาศแห้งแล้งแบบทะเลทรายแถบหนาวหรือเย็น (Bwk)

4.3 ภูมิอากาศอบอุ่น (C: Warm temperate climates หรือ mesothermal climates)

ภูมิอากาศอบอุ่นมีอุณหภูมิเฉลี่ยเดือนที่หนาวที่สุดต่ำกว่า 18 องศาเซลเซียส แต่สูงกว่า -3 องศาเซลเซียส และเดือนที่ร้อนที่สุดอุณหภูมิเฉลี่ยสูงกว่า 10 องศาเซลเซียส แบ่งเป็นภูมิอากาศย่อย ดังนี้

4.3.1 ภูมิอากาศอบอุ่นชุ่มชื้นตลอดปี (Cf: Temperate rainy climate moist in all season) ปริมาณฝนกระจายตลอดปี เดือนที่ฝนมีปริมาณน้อยที่สุดมากกว่า 30 มิลลิเมตร หรือ 1.2 นิ้ว อุณหภูมิของอากาศบางเดือนต่างกัน ทำให้แบ่งภูมิอากาศย่อยเป็น 3 ลักษณะ ดังนี้

- 1) ภูมิอากาศอบอุ่นชื้น ฝนตกตลอดปี ฤดูร้อนอากาศร้อนมาก (Cfa)
- 2) ภูมิอากาศอบอุ่นชื้น ฝนตกตลอดปี ฤดูร้อนอากาศร้อนปานกลาง (Cfb)
- 3) ภูมิอากาศอบอุ่นชื้น ฝนตกตลอดปี มีอากาศค่อนข้างหนาวเย็นในฤดูร้อน (Cfc)

4.3.2 ภูมิอากาศอบอุ่นชื้นและแห้งในฤดูหนาว (Cw: Temperate rainy climate with dry winter) ฤดูร้อนปริมาณฝนสูง ภูมิอากาศย่อยมี 2 ลักษณะ ดังนี้

- 1) ภูมิอากาศอบอุ่นชื้น ฤดูหนาวแห้งแล้ง ฤดูร้อนร้อนมาก (Cwa)
- 2) ภูมิอากาศอบอุ่นชื้น ฤดูหนาวแห้งแล้ง ฤดูร้อนสั้น (Cwb)

4.3.3 ภูมิอากาศอบอุ่นชื้นและแห้งในฤดูร้อน หรือ ภูมิอากาศแบบเมดิเตอร์เรเนียน (Cs: Temperate rainy climate with dry summer หรือ Mediterranean climate) ฤดูหนาวมีปริมาณฝนสูง อุณหภูมิของอากาศบางเดือนต่างกันทำให้แบ่งภูมิอากาศย่อยเป็น 2 ลักษณะ ดังนี้

- 1) ภูมิอากาศอบอุ่นชื้น มีฤดูร้อนแห้งแล้งและร้อนจัด (Csa)
- 2) ภูมิอากาศอบอุ่นชื้น มีฤดูร้อนแห้งแล้ง อุณหภูมิปานกลาง Csb

4.4 ภูมิอากาศหนาว (D: Snow climates หรือ Cold climates หรือ Microthermal climates)

ภูมิอากาศหนาว มีอุณหภูมิเฉลี่ยเดือนที่หนาวที่สุดต่ำกว่า -3 องศาเซลเซียส และอุณหภูมิเฉลี่ยเดือนที่ร้อนที่สุดสูงกว่า 10 องศาเซลเซียส ทำให้แบ่งเป็นภูมิอากาศย่อย ดังนี้

4.4.1 ภูมิอากาศหนาวชื้นชื้นตลอดปี (Df: Cold snowy climate moist in all season) ภูมิอากาศชื้นมีอุณหภูมิต่ำ ฝนตกตลอดปี ปริมาณฝนกระจายตลอดปี อุณหภูมิของอากาศบางเดือนต่างกัน ทำให้แบ่งภูมิอากาศย่อยเป็น 3 ลักษณะ ดังนี้

- 1) อากาศชื้นอุณหภูมิต่ำ ฝนตกตลอดปี ฤดูร้อนร้อนมาก (Dfa)
- 2) อากาศชื้นอุณหภูมิต่ำ ฝนตกตลอดปี ฤดูร้อนปานกลาง (Dfb)
- 3) อากาศเย็น มีหิมะตก ฤดูร้อนสั้น (Dfc)

4.4.2 ภูมิอากาศหนาวชื้นและแห้งแล้งในฤดูหนาว (Dw: Cold snowy climate with dry winter) อุณหภูมิของอากาศบางเดือนต่างกัน ทำให้แบ่งภูมิอากาศย่อยเป็น 3 ลักษณะ ดังนี้

- 1) อากาศชื้นอุณหภูมิต่ำ ฤดูหนาวแห้งแล้ง ฤดูร้อนร้อนมาก (Dwa)
- 2) อากาศชื้นอุณหภูมิต่ำ ฤดูหนาวแห้งแล้ง ฤดูร้อนร้อนปานกลาง (Dwb)
- 3) อากาศชื้นอุณหภูมิต่ำ ฤดูหนาวแห้งแล้ง มีฤดูร้อนที่ค่อนข้างหนาวเย็น (Dwc)
- 4) อากาศชื้นอุณหภูมิต่ำ ฤดูหนาวแห้งแล้ง มีฤดูร้อนอากาศหนาวจัด (Dwd)

4.5 ภูมิอากาศน้ำแข็ง (E: Ice climates) อุณหภูมิเฉลี่ยเดือนที่ร้อนที่สุดต่ำกว่า 10 องศาเซลเซียส ภูมิอากาศนี้ไม่มีฤดูร้อน การแบ่งภูมิอากาศย่อยพิจารณาจากอุณหภูมิเดือนที่หนาวที่สุดหรือเดือนที่ร้อนที่สุด ดังนี้

4.5.1 ภูมิอากาศแบบทุนดรา (ET: Tundra climate) พบบริเวณใกล้ขั้วโลก มีน้ำแข็งปกคลุมเกือบตลอดปี ระยะเวลา 1-3 เดือน ที่น้ำแข็งละลาย ส่วนน้ำใต้ดินเป็นน้ำแข็งตลอดเวลา เดือนที่อุณหภูมิร้อนที่สุดต่ำกว่า 50 องศาเซลเซียส แต่สูงกว่าจุดเยือกแข็ง มีพืชขึ้นได้บ้าง

4.5.2 ภูมิอากาศแบบพืดน้ำแข็ง (EF: Ice cap climate) พบบริเวณขั้วโลก มีน้ำแข็งปกคลุมตลอดปี อุณหภูมิเดือนที่ร้อนที่สุดต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ไม่มีพืชขึ้นได้เลย

5. ภูมิอากาศของประเทศไทย

ประเทศไทยประเทศไทยตั้งอยู่ในเขตร้อนทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปเอเชีย ระหว่างละติจูด 5° 37' เหนือ กับ 20° 27' เหนือ และระหว่างลองจิจูด 97° 22' ตะวันออก กับ 105° 37' ตะวันออก มีพื้นที่ทั้งหมดประมาณ 513,115 ตารางกิโลเมตร ตั้งอยู่ในเขตร้อนใกล้เส้นศูนย์สูตร ทำให้ ภูมิอากาศ ของประเทศมีลักษณะเป็นแบบร้อนชื้นหรือภูมิอากาศแบบทุ่งหญ้าสะวันนา (Aw) ตามการแบ่งเขตภูมิอากาศแบบเคิปปิน ในขณะที่ภาคใต้และทางตะวันออกสุดของภาคตะวันออกเฉียงใต้เป็นเขตภูมิอากาศแบบมรสุมเขตร้อน (Am) ทั่วประเทศมีอุณหภูมิเฉลี่ยระหว่าง 19-38 องศาเซลเซียส อากาศจะร้อนที่สุดช่วงกลางเดือนเมษายน หลังจากนั้น ภายใต้อิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ และตะวันออกเฉียงเหนือทำให้ประเทศไทยเข้าสู่ฤดูฝนและฤดูหนาวตามลำดับ พื้นที่ทั้งประเทศได้รับปริมาณฝนอย่างเพียงพอ ยกเว้นบางพื้นที่เท่านั้น แต่ระยะเวลาของฤดูฝนและปริมาณฝนมีความแตกต่างกันไปตามภูมิภาคและระดับความสูง

สรุปท้ายบท

บรรยากาศเป็นอากาศที่ห่อหุ้มผิวโลกด้วยแรงโน้มถ่วงของโลก บรรยากาศจะช่วยป้องกันความร้อนจากการแผ่รังสีดวงอาทิตย์ และรังสีอัลตราไวโอเล็ต บริเวณใกล้ผิวโลกบรรยากาศมีความหนาแน่นสูง และเมื่อสูงขึ้นอากาศจะเบาบางลง บรรยากาศประกอบด้วยองค์ประกอบที่สำคัญ 3 ส่วน คือ อากาศแห้ง ไอน้ำในบรรยากาศ และอนุภาคที่เป็นของแข็ง การแบ่งชั้นบรรยากาศโดยทั่วไปสามารถจำแนกได้หลายลักษณะ ได้แก่ การจำแนกชั้นบรรยากาศโลกตามองค์ประกอบของบรรยากาศ การจำแนกชั้นบรรยากาศโลกตามเกณฑ์อุณหภูมิ และการจำแนกชั้นบรรยากาศโลกตามสมบัติของก๊าซในบรรยากาศ อากาศเป็นสสาร มีมวล มีตัวตน ต้องการที่อยู่และสัมผัส คุณสมบัติที่เกี่ยวข้องกับอากาศ ได้แก่ การแผ่รังสีในบรรยากาศ อุณหภูมิของอากาศ การถ่ายโอนความร้อนในบรรยากาศ ความกดอากาศ แนวปะทะอากาศ และความชื้นของอากาศ ภูมิอากาศ เป็นลักษณะที่ได้สังเกตมาจากลมฟ้าอากาศในช่วงระยะเวลาหนึ่ง ภูมิอากาศของโลกแบ่งเป็น 3 กลุ่มใหญ่ ๆ คือ เขตอากาศหนาว เขตอากาศอบอุ่น และเขตอากาศร้อน

คำถามทบทวน

1. ไอน้ำในบรรยากาศเกิดขึ้นได้อย่างไร
2. ชั้นบรรยากาศโลกมีความสำคัญต่อการดำรงชีวิตของมนุษย์อย่างไรบ้าง
3. ปัจจัยอะไรบ้างที่ส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศในแต่ละวัน
4. ลมฟ้าอากาศ (Weather) และภูมิอากาศ (Climate) มีความแตกต่างกันอย่างไร
5. ปริมาณความร้อนที่โลกจะได้รับจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์จะมีมากหรือน้อย ขึ้นอยู่กับปัจจัยอะไรบ้าง
6. เพราะเหตุใด อุณหภูมิของอากาศแต่ละพื้นที่จึงไม่เท่ากัน
7. กระบวนการที่เกี่ยวข้องกับการถ่ายโอนความร้อนมีอะไรบ้าง แตกต่างกันอย่างไร
8. อากาศอิมิตัวด้วยไอน้ำ มีความหมายว่าอย่างไร
9. ฝนฟ้าคะนองเกิดจากการปะทะกันของอากาศในลักษณะใด
10. การจำแนกภูมิอากาศตามแบบคอปเปน ใช้สัญลักษณ์ที่ประกอบด้วยตัวอักษร 3 ตัว ตัวอักษรแต่ละตัวมีความหมายว่าอย่างไร

เอกสารอ้างอิง

- ทวี ทองสว่าง. (2543). **ภูมิศาสตร์กายภาพ**. พิมพ์ครั้งที่ 8. กรุงเทพฯ : สำนักพิมพ์มหาวิทยาลัยรามคำแหง.
- นำพลวัลย์ กิจรัชกุล และกัลยา เทียนวงศ์. (2558). **ภูมิศาสตร์กายภาพ**. พิมพ์ครั้งที่ 2. กรุงเทพฯ : บริษัท ด้านสหราชอาณาจักร จำกัด.
- นิพนธ์ ตั้งคณานุรักษ์ และคณิตา ตั้งคณานุรักษ์. (2552). **เคมีบรรยากาศ**. กรุงเทพฯ : สำนักพิมพ์มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์.
- ประมวล ศิริพันธ์แก้ว. (2555). **ประมวลสาระชุดวิชา หน่วยที่ 11 - 15 ฟิสิกส์และดาราศาสตร์สำหรับครู**. นนทบุรี : โรงพิมพ์มหาวิทยาลัยสุโขทัยธรรมมาธิราช.
- ปานทิพย์ อ้วนวานิช. (2532). **ภูมิอากาศวิทยา**. พิมพ์ครั้งที่ 3. กรุงเทพฯ : สำนักพิมพ์มหาวิทยาลัยรามคำแหง.
- _____. (2558). **ภูมิศาสตร์กายภาพ**. พิมพ์ครั้งที่ 2. กรุงเทพฯ : บริษัท ด้านสหราชอาณาจักร จำกัด.
- ราชบัณฑิตยสถาน. (2549). **พจนานุกรมศัพท์ภูมิศาสตร์**. พิมพ์ครั้งที่ 4. กรุงเทพฯ : โรงพิมพ์ชวนพิมพ์.
- ศิวพันธุ์ ชูอินทร์. (2559). **มลพิษทางอากาศ**. พิมพ์ครั้งที่ 2 ฉบับปรับปรุง. กรุงเทพฯ : สำนักพิมพ์จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ. (2561). **เครื่องมือที่ใช้ในการตรวจอากาศผิวพื้น-การบินและชั้นบนแบบทั่วไป**. [ออนไลน์]. สืบค้นจาก : <http://www.cmmet.tmd.go.th/instrument/instruments.php>. [23 กรกฎาคม 2561]
- สมพงษ์ มนะสุทธิ. (2537). **อุตุนิยมวิทยาทั่วไป**. พิมพ์ครั้งที่ 1. กรุงเทพฯ : สำนักพิมพ์มหาวิทยาลัยรามคำแหง.
- _____. (2537). **อุตุนิยมวิทยาทั่วไป**. พิมพ์ครั้งที่ 1. กรุงเทพฯ : สำนักพิมพ์มหาวิทยาลัยรามคำแหง.
- Ahrens, C.D. (2007). **Meteorology Today**. 8th ed. USA.: Thomson Brooks/Cole.
- McKnight, T.L. and Hess, D. (2008). **Physical Geography**. Pearson Prentice Hall, Nj : Pearson Education, Inc.
- Miller, G.T. (2002). **Living in the environment**. 12th ed. California: A Division of Wadsworth.