**บทที่ 1**

**ความเข้าใจเบื้องต้นในวิชาอุตุนิยมวิทยา**

**1.1 ความสำคัญของการศึกษาบรรยากาศ**

การศึกษาเพื่อเขาใจบรรยากาศและลักษณะภูมิอากาศของโลกเรานั้นมีความจำเป็นอย่างยิ่ง เพราะเราอาศัยอยู่ในชั้นบรรยากาศและอยู่ในอิทธิพลของลักษณะลมฟ้าอากาศทุกอิริบถ มนุษย์หายใจเอาอากาศเข้าไปในร่างกายเพื่อการดำรงชีวิตอยู่ หากโลกเราปราศจากอากาศแล้วอาจไม่ได้ยินเสียงเวลาพูดคุยกันไม่มีน้ำในแหล่งน้ำหรือมหาสมุทร ไม่มีเมฆหรือเห็นแสงสีแดงของท้องฟ้าในเวลาพระอาทิตย์ขึ้นหรือตก เป็นต้น ร่างกายมนุษย์อาจดำรงอยู่ได้แม้ว่าขาดอาหารนาน 2-3 สัปดาห์ หรือขาดน้ำได้นาน 2-3 วัน แต่ถ้าขาดอากาศเพียง 2-3 นาที มนุษย์คงไม่สามารถมีชีวิตอยู่ได้ สิ่งมีชีวิตในโลกล้วนดำรงชีวิตโดยอาศัยบรรยากาศห่อหุ้มและอยู่ในสภาพแวดล้อมที่เกี่ยวข้องกับบรรยากาศ แม้แต่หลยชนิดซึ่งอาศัยในน้ำก็ยังใช้อากาศหายใจ นอกจากนั้นบรรยากาศทำหน้าที่เป็นเกราะป้องกันไม่ให้เทหฟากฟ้าตกลงมาถึงผิวโลก โดยเทหวัตถุเหล่านั้นเมื่อผ่านเข้ามายังบรรยากาศจะเกิดการเสียดสีจนลุกไหม้หมดก่อนถึงพื้นโลก

สื่อโทรทัศท์ วิทยุ หนังสือพิมพ์ และอินเตอร์เน็ตต่างให้ความสำคัญในการรายงานลักษณะลมฟ้าอากาศในภูมิภาคต่างๆ ทุกวันทั้งรายงนในระดับท้องถิ่น ระดับประเทศและระดับภูมิภาค โดยนำเสนอในรูปแบบข้อมูลแผนที่อากาศ(Weather chart) คำอธิบายลักษณะอากาศ คำพยากรณ์อากาศ ภาพถ่ายดาวเทียม ภาพเรดาร์ตรวจอากาศ เป็นต้น อย่างไรก็ตามการนำเสนอดังกล่าวเป็นเพียงการรายงานสิ่งที่เกิดขึ้นและคาดว่าจะเกิดในไม่ช้าเท่านั้น การศึกษาเกี่ยวกับบรรยากาศทั้งระบบอย่างต่อเนื่องนั้นยังให้ความสนใจน้อยและส่วนใหญ่มีความเข้าใจระบบบรรยากาศน้อยมาก ดังคำกล่าวเปรียบเปรยที่ว่า “มนุษย์อาจเคยท่องเที่ยวไปไกลหลายพันกิโลเมตรบนพื้นผิวโลก แต่มนุษย์ส่วนใหญ่ยังไม่มีใครท่องเที่ยวไปในบรรยากาศสูงเกินกว่า 1 กิโลเมตร

บรรยากาศมีความสำคัญต่อสิ่งมีชีวิตมากมาย และลมฟ้าอากาศมีลักษณะที่ไม่คงที่หรือเปลี่ยนแบบค่อยเป็นไปตามเงื่อนไขสภาพอากาศที่เปลี่ยนแปลงอยู่เสมอ แต่ปัจจุบันพบว่าบรรยากาศของโลกเกิดภาวะความแปรปรวนโดยเฉพาะการเปลี่ยนแปลงด้านลมฟ้าอากาสและภูมิอากาศ โดยสาเหตุอาจเนื่องมาจากความแปรผันทางธรรมชาติหรือเกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ แต่ผลการศึกษาข้อมูลภูมิอากาศในรอบ 2 ทศวรรษที่ผ่านมา พบว่าเกิดการเปลี่ยนแปลงลักษณะภูมิอากาศในหลายพื้นที่ โดยการเปลี่ยนแปลงนั้นเกิดขึ้นไม่แน่นอนและสามาถเปลี่ยนแปลงได้ในระยะเวลาที่รวดเร็ว ซึ่งส่งผลกระทบต่อชีวิตของมนุษย์ในแง่ลบ ได้แก่ เกิภาวะอุทกภัย ภัยแล้งหรืออากาศร้อน-หนาวจัดอย่างรุนแรงและฉับพลันในพื้นที่ที่เคยมีฝนตกน้อยกลับมีฝนตกมากขึ้น พื้นที่ที่มีฝนตกสม่ำเสมอกลับมีภาวะฝนแล้งหรือตกมากกว่าปกติ เป็นต้น การศึกษาเพื่อเข้าใจบรรยากาศอย่างต่อเนื่องทั้งศึกษาเพื่อการเรียนรู้ และการนำไปใช้เพื่อปรับตัวเข้ากับสภาพแวดล้อมหรือปรับสภาพแวดล้อมให้เอื้อประโยชน์กับมนุษย์พื้นที่ต่างๆ ของโลกจึงมีความจำเป็น ซึ่งในปัจจุบันเกิดภาวะความแปรปรวนของลมฟ้าอากาศที่ค่อนข้างรุนแรง จนอาจปรับตัวไม่ทัน หรือเพื่อเพื่อกานำความรู้ไปใช้ในกิจกรรมต่างๆ เช่น การเกษตร การแพทย์ การคมนาคมขนส่ง การก่อสร้างที่อยู่อาศัย การจัดการงานด้านสิ่งแวดล้อม เป็นต้น อย่างไรก็ตามการศึกษาด้านอุตุนิยมวิทยาและภูมิอากาศวิทยายังคงจำกัดอยู่ในแวดวงของผู้ที่เกี่ยวข้องทั้น ประชาชนส่วนใหญแม้ว่าจะรับฟังข่าวสาลักษณะลมฟ้าอากาศแต่ก็ยังขาดความเข้าใจถึงศัพท์ที่ใช้ในการรายงานและพยากรณ์อากาศ นอกจากนั้นยังขาดความตระหนักและคิดว่าเนเรื่องที่ยังไม่ถึงเวลาที่ต้องวิตกหรือให้ความสนใจเร่งด่วน โดยเฉพาะการบริหารงานที่ไม่มีฐานความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ และข้อจำกัดของเครื่องมือการตรวจวัดและจัดเก็บข้อมูลยังครอบคลุมพื้นที่ได้ไม่ทั่วถึง สถานีที่ตรวจวัดยังกระจายอยู่อย่างกว้างๆ และอุปกาณ์ที่ใช้ยังมีราคาสูงรวมทั้งข้อจำกัดด้านบุคลากร เป็นปัญหาสำคัญในการศึกษาภูมิอากาศวิทยา

แม่ว่าจะมีปัญหาหลายๆด้านในการศึกษาหรือปฏิบัติภารกิจ ผู้ที่ปฏิบัติงานด้านอุตุนิยมวิทยาและภูมิอากาศวิทยาจำเป็นต้องปฏิบัติภาระกิจนี้ ดังคำกล่าวในการปฐกถาของนาย Jesus Christ ผู้อำนวยการองค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (WMO) ว่า “เราอาศัยอยู่ในโลกที่กำลังจะตาย มนุษย์ก็กำลังจะตายด้วย แต่ชีวิตอันสั้นที่เหลืออยู่นี้ก็ยังหวังถึงการฟื้นคืนมาใหม่ของโลก หน้าที่นั้นก็คือหน้าที่ของเรา” และ William Branham อดีตผู้อำนวยการ WMO (30 มีนาคม 2501) กล่าวว่า “กรุณาช่วยผมทำเดียวนี้ เพราะผมไม่สามารถทำภารกิจนี้ได้เพียงลำพัง และจงจำใส่ใจไว้ด้วยว่า ภารกิจที่เราทำนี้ถูกต้องแล้ว ซึ่งพระเจ้าทรงรับรู้และจดบันทึกไว้ และขออธิษฐานให้พระเจ้าอวยพรแก่พวกท่าน” ตราบเท่าที่มนุษย์ยังอาศัยอยู่ภายในบรรยากาศของโลก ควรตระหนักไว้ถึงผลกระทบที่จะเกิดขึ้นอันเนื่องมาจากภาวะความผันแปรของบรรยากาศ (WMO,Mission. ข้อมูลออนไลน์, 2548)

**1.2 ความหมายและขอบข่ายรายวิชาอุตุนิยมวิทยา**

อุตุนิยมวิทยา (Meteorology) เป็นคำประสมระหว่างคำว่า “อุตุ” แปลว่า ฤดู กับคำว่า “นิยม” แปลว่า การกำหนด และคำว่า “วิทยา” แปละว่า วิชาความรู้ ความหมายของอุตุนิมวิทยา แปลว่า วิชาความรู้ที่ว่าด้วยการกำหนดฤดู ส่วนในภาษอังกฤษใช้คำว่า “Meteorology” แปลว่า วิชาที่ว่าด้วยวิทยาศาสตร์ของบรรยากาศหรืออากาศศาสตร์ ซึ่งมีรากศัพท์มาจากภาษากรีกจากคำว่า Meteoros แปลว่า สิ่งที่อยู่บนสวรรค์ หรือสูงขึ้นไปในอากาศ ประสมกับคำว่า Logos แปลว่า วิชาความรู้ ความหมายและขอบข่ายการศึกษามีดังนี้

1.2.1 ความหมายของอุตุนิยมวิทยามีผู้นิยามขอบข่ายหรือให้ความหมายไว้ดังนี้

1) พจนานุกรมศัพท์ภูมิศาสตร์ (2523 : 540) ให้ความหมายอุตุนิยมวิทยาว่า หมายถึงวิชาที่ศึกษาเรื่องราวของบรรยากาศ วิชานี้ไม่เพียงแต่เกี่ยวข้องทางกายภาพ ทางเคมี พลวัตของบรรยากาศเท่านั้น แต่ยังมีส่วนสัมพันธ์โดยตรงระหว่างบรรยากาศกับพื้นโลก มหาสมุทรและสิ่งมีชีวิตทั่วไปอีกด้วยจุดมุ่งหมายของวิชานี้ อยู่ที่การศึกษาให้เข้าใจในเรื่องราวของบรรยากาศ การพยากรณ์ลมฟ้าอากาศให้เป็นไปโดยสมบูรณ์ ถูกต้อง และแม่นยำ ตลอดจนกรควบคุมภูมิอากาศในบรรยากาศหรือสถานที่บางแห่ง เพื่อประโยชน์ในกิจกรรมางอย่าง หรือการทำบรรยากาศเทียม วิชานี้จำแนกออกเป็นหลายสาขา เช่น อุตุนิยมวิทยาการบิน (Aeronautic meteorology) อุตุนิยมวิทยาประยุกต์ (Applied meteorology) อุตุนิยมวิทยาพลวัต (Dynamical meteorology ) อุทกอุตุนิยมวิทยา (Hydro meteorology) กายภาพอุตุนิยมวิทยา (Physical meteorology) อุตุนิยมวิทยาทางแผนที่และการพยากรณ์อากาศ (Synoptic meteorology) เรดาร์อุตุนิยมวิทยา (Radar meteorology)

2) พจนานุกรมฉบับราชบัณฑิตยสถาน พ.ศ. 2542 (2546 : 606,1383) ให้ความหมาบไว้ว่า เป็นวิชาที่ว่าด้วยเรื่องราวของบรรยากาศ และให้หมายบรรยากาศไว้ว่า “อากาศที่ห่อหุ้มโลกหรือห่อหุ้มเทห์ฟากฟ้าใดๆ” และพจนานุกรมศัพท์ภูมิศาสตร์ให้ความหมายบรรยากาศว่า หมายถึง อากาศที่ห่อหุ้มและติดอยู่กับโลกด้วยแรงดึงดูดของโลก

เมื่อพิจารณาจากเนื้อหารายวิชาและความหมายที่กล่าวไว้ข้างต้น พบว่า สาขาอุตุนิยมวิทยาเป็นวิทยาศาสตร์บริสุทธิ์ เมื่อนำไปใช้ในระดับพยากรณ์จะเป็นวิทยาศาสตร์ประยุกต์ โดยวิชาอุตุนิยมวิทยาเป็นศาสตร์ที่ศึกษาวิทยาศาสตร์ของบรรยากาศ (Atmosphere) และกระบวนที่ทำให้เกิดลมฟ้าอากาศ ซึ่งความรู้ที่ได้สามารถใช้พยากรณ์ลักษณลมฟ้าอากาศที่จะเกิดขึ้นในกาลข้งหน้าค่อนข้างแม่นยำ และสามารถปรับสภาพบรรยากาศเพื่อให้ใช้ประโยชน์ในกิจการบางอย่าง

1.2.2 ความหมายของภูมิอากาศวิทยา (Climatology)

พจนานุกรมศุพท์ภูมิศาสตร์ ฉบับราชบัณฑิต (2523 :157) ให้ความหมายไว้ว่า เป็นวิชาอุตุนิยมวิทยาสาขาหนึ่ง ซึ่งเกี่ยวข้องกับภูมิอากาศของแต่ละท้องถิ่น แยกออกเป็นหลายแขนงวิชาด้วยกัน เช่น ภูมิอากาศวิทยาการเกษตร (Agriculture Climatology) ภูมิอากาศวิทยาการบิน (Aviation Climatology) ภูมิอากาศวิทยาการแพทย์ (Medical Climatology) ภูมิอากาศวิทยาการพยากรณ์ (Synoptic Climatology)

จากความหมายที่กล่าวมาข้างต้น เนื้อหาหลักของการศึกษาอุตุนิยมวิทยาหรือภูมิอากาศวิทยาเป็นวิชาที่บูรณาการความรู้ระหว่างสาขาวิชาฟิสิกส์กับภูมิศาสตร์เข้าด้วยกัน โดยการศึกษาอุตุนิยมวิทยา ประยุกต์ใช้ความรู้จากหมวดวิชากลุ่มวิทยาศาสตร์ ซึ่งผู้ศึกษาควรมีความรู้ความเข้าใจพื้นฐานด้านวิทยาศาสตร์โดยเฉพาะวิชาฟิสิกส์และเคมี (Physical and Chemistry) หรือศาสตร์อื่นๆ ได้แก่คณิตศาสตร์เพื่อศึกษาลักษณะหรือคุณสมบัติของลมฟ้าอากาศ ซึ่งเป็นส่วนประกอบของก๊าซในชั้นบรรยากาศทั้งหมด ได้แก่ รังสีดวงอาทิตย์ อุณหภูมิ ความกดอากาศ ความชื้น ลม หยาดน้ำฟ้า การรเหย การควบแน่น การเคลื่อนที่และการผสมของมวลอากาศ เป็นต้น ในส่วนของภูมิศาสตร์ศึกษาลักษณะด้านการเคลื่อนไหวและคงอยู่ของบรรยากาศซึ่งมีผลมาจากองค์ประกอบทางภูมิศาสตร์ ได้แก่ ละติจูด ลักษณะภูมิประเทศ ความสูงของพื้นที่ พื้นดิน พื้นน้ำ ลักษณะพืชพรรณ และกิจกรรมการใช้ประโยชน์ที่ดินของมนุษย์ เป็นต้น ตลอดจนสภาพแวดล้อมที่ลมฟ้าอากาศปกคลุมและอิทธิพลอยู่ทั้งระยะเวลาสั้นๆ และยาวนาน ซึ่งมีผลต่อการดำรงชีวิตของมนุษย์ในพื้นที่ระวางหนึ่งหรือเชื่อมโยงกันทั้งโลก ทั้งนี้ข้อมูลที่ได้จากการบันทึกและรวบรวมเนื้อหาที่เกี่ยวข้องกับอุตุนิยมวิทยาสามารถนำมาอธิบายภูมิอากาศของพื้นที่หนึ่งๆ ด้วยหลักการวิเคราะห์ตามเกณฑ์และตามระเบียบวิธีทางสถิติ เพื่อนำไปใช้ประโยชน์ในการดำรงชีวิตของมนุษย์ การวางแผนการจัดการพื้นที่ของหน่วยงานต่างๆ เช่น การแพทย์ การทหารและตำรวจ วิศวกร นักธุรกิจ การเกษตร การชลประทาน การคมนาคม การท่องเที่ยว เป็นต้น

ผู้เขียนมีข้อสังเกตว่าการศึกษาด้านอุตุนิยมวิทยาในปัจจุบันมักเน้นไปที่การเก็บรวบรวมข้อมูลของสารประกอบอุตุนิยมวิทยาเป็นหลัก โดยรวบรวมจากสถานีตรวจอากาศต่างๆซึ่งเป็นตัวแทนของพื้นที่หนึ่งๆ แล้วเชื่อมโยงกันในระดับภูมิภาค ข้อมูลที่ตรวจวัดได้เน้นศึกษาวิเคราะห์เพื่อนำมาพยากรณ์ลักษณะลมฟ้าอากาศในแต่ละพื้นที่หรือภูมิภาคตามภาวะที่เกิดขึ้นในแต่ละช่วงเวลา โดยเน้นช่วงเวลาที่เกิดขึ้นในขณะตรวจวัดหรือระยะเวลาสั้นๆ นับจากที่ตรวจวัดข้อมูล เช่น 3 ชั่วโมง หรือ 1 9 และ 7 วันตามลำดับแต่ภูมิอากาศวิทยาจะเน้นการศึกษาวิเคราะห์ลักษณะความผันแปรเชิงพื้นที่ (Spatial variation) ของสารอุตุนิยมวิทยาในหน่วยพื้นที่หนึ่งๆในหน่วยเวลาหนึ่ง (Time scale) ซึ่งอาจใช้หน่วยเป็นฤดูกาลหรือปีพร้อมกับหาค่าแนวโน้ม (Trend) โดยใช้ข้อมูลที่วัดในแต่ละช่วงเวลาของลมฟ้าอากาศที่ต่อเนื่องกัน แม้ว่าภูมิกาศวิทยาจะมีเนื้อหาอยู่ภายใต้ขอบข่ายของอุตุนิยมวิทยา แต่ถ้าเปรียบเทียบลักษณะการศึกษาด้านอุตุนิยมวิทยาและภูมิอากาศวิทยาในปัจจุบันกับการศึกษาทางประชากรจะเห็นได้ว่า อุตุนิยมวิทยาเป็นการศึกษาลักษณะรายบุคคล (Individual) ขณะที่ภูมิอากาศวิทยาเป็นการศึกษาประชากร (Population) หรืออุตุนิยมวิทยาเปรียบเหมือนเสื้อผ้าตัวที่เราสวมใส่อยู่ แต่ภูมิอากาศเปรียบเหมือนชนิดของเสื้อผ้าที่เราเลือกซื้อ อย่างไรก็ตามการศึกษาภูมิอากาศให้เข้าใจจำเป็นต้องมีความรู้พื้นฐานด้านอุตุนิยมวิทยาก่อนจึงจะสามารถศึกษาและเข้าใจลักษณะภูมิอากาศได้ดี

**1.3 ข้อแตกต่างของความหมายระหว่างภูมิอากาศกับลมฟ้าอากาศ**

มักมีผู้เข้าใจสับสนระหว่างคำว่า “ภูมิอากาศ (Climate)” กับ “ลมฟ้าอากาศ (Weather)” ว่าเป็นคำที่มีความหมายเดียวกัน และบางครั้งอาจใช้แทนความหมายเป็นคำเดียวกัน ซึ่งความเข้าใจนั้นมีส่วนเกี่ยวข้องกันบ้าง แต่คำ 2 คำนี้ในการศึกษาทางอุตุนิยมวิทยาและภูมิอากาศแล้มมีความหมายที่แตกต่างกัน ดังนี้

1.3.1 ลมฟ้าอากาศ หมายถึง สภาวะของอากาศตามช่วงเวลาและสถานที่ ที่เกิดขึ้นหรือเปลี่ยนแปลงในช่วงเวลาสั้นๆ เช่น สภาพอากาศในระยะ 3 ชั่วโมง 1 วัน 2 สัปดาห์ หรือเกิดขึ้นในระยะเวลาไม่เกิน 1 เดือน ซึ่งมีองค์ประกอบของสารประกอบอุตุนิยมวิทยา (Meteorological Elemants) ในอากาศที่ต้องตรวจวัด ได้แก่

1) อุณหภูมิ (Air Temperature) ตรวจวัดระดับความร้อนหรือหนาวเย็นของอากาศ (ทั้งนี้อาจตรวจวัดระดับความร้อนเย็นของอุณหภูมิดินในบริเวณพื้นที่ที่ตรวจวัดด้วย)

2) ความกดอากาศ (Air Pressure) ตรวจวัดแรงกดของอากาศในหน่อยพื้นที่

3) เมฆ (Clouds) ตรวจวัดกลุ่มของมวลไอน้ำขนาดเล็กที่ และ/หรือ ผลึกของไอน้ำที่อยู่เหนือพื้ผิวโลก

4) ปริมาณหยาดน้ำฟ้า (Precipitation) ตรวจวัดทั้งของเหลวหรือของแข็ง (Liqui or Solid) ที่ตกลงมาจากท้องฟ้าลงสู่พื้นดิน ทั้งนี้อาจเป็นปริมาณน้ำฝนหรือหิมะ

5) ความชื้น (Humidity) ตรวจวัดผลรวมของปริมาณไอน้ำในอากาศ

6) ลม (Wind) ตรวจวัดตรวจวัดการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวราบ ได้แก่ ความเร็วและทิศทางลม

7) ทัศนวิสัยหรือระยะการมองเห็น (Visibility) ตรวจวัดระยะทางไกลที่สุดที่บุคคลสามารถมองเห็นได้ชัดเจน

8) ปริมาณแสงแดด (Radiation) ตรวจวัดระยะเวลาที่มีแสงแดดและความเข้มของแสงอาทิตย์ต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่

นอกจากนั้นการตรวจวัดลักษณะลมฟ้าอากาศสามารถปรากฏการณ์ของลมฟ้าอากาศอื่นๆ ที่เกิดขึ้นขณะตรวจวัด ได้แก่ ปรากฏการณ์ฟ้าแลบฟ้าร้องโดยตรวจวัดจำนวนและขนาด ลมกระโชกแรงหรือลมหมุนขนาดใหญ่ ได้แก่ ทอร์นาโด พายุหมุนเขตร้อน เป็นต้น

ลมฟ้าอากาศบางครั้งอาจมีผู้ใช้คำว่า “กาลอากาศ (Weather phenomena)” แทนด้วย ซึ่งหมายถึง ลักษณะและสภาพของอากาสในที่แห่งใดแห่งหนึ่ง ในระยะเวลาสั้นๆ เช่น 1 วัน 1 สัปดาห์ หรือ 1 เดือน แต่กาลอากาศนั้นตรวจวัดสารประกอบอุตุนิยมวิทยาเพียง 5 อย่าง คือ อุณหภูมิ ความชื้น ความกดอากาศ ลม และหยาดน้ำฟ้า ซึ่งความหมายยังแคบกว่าลมฟ้าอากาศ และเน้นเพื่อรายงานลักษณะลมฟ้าอากาศให้กับบุคคลทั่วไปหรือรายงานข่าวสารผ่านสื่อมวลชน ดังนั้นในทางภูมิอากาศวิทยา คำว่า กาลอากาศเป็นการศึกษาส่วนย่อยของสภาพลมฟ้าอากาศหรือเป็นเพียงลักษณะอากาศแบบย่อเท่านั้น

1.3.2 ภูมิอากาศ หมายถึง การศึกษาองค์ประกอบของสารประกอบอุตุนิยมวิทยาที่เกิดขึ้นในช่วงระยะเวลานาน ภูมิอากาศจะเน้นศึกษาส่วนประกอบของสภาพบรรยากาศในช่วงระยะเวลานาน หรือ ภูมิอากาศเป็นการศึกษาสภาพลมฟ้าอากาศของพื้นที่ใดๆ เป็นระยะเวลานาน ทั้งนี้หน่วยระยะเวลาของการศึกษาภูมิอากาศนั้นอาจใช้ระยะเวลาใรอบปีหรือวัฏของฤดูกาล หรือในระยะเวลา 10 ปีหรือหลายพันปี

พจนานุกรมศัพท์ภูมิศาสตร์ (2513 : 154-155) ให้ความหมายไว้ว่า ลักษณะอากาศในระยะเวลานาน ซึ่งกล่าวได้ว่าเป็นลักษณะอากาศเฉลี่ยของภูมิภาคแห่งใดแห่งหนึ่งในช่วงระยะเวลาหนึ่ง โดยที่ช่วงเวลาอาจเป็นเดือน เป็นปีหรือเป็นศตวรรษก็ได้ อากาศประจำถิ่นต้องอาศัยการตรวจอากาศประจำวัน เพราะเมื่อมีการตรวจอากาศประจำวันในท้องถิ่นใดชั่วระยะเวลาหนึ่งแล้ว ย่อมมีการรวบรวมข้อมูลลมฟ้าอากาศต่างๆ เข้าเป็นหมวดหมู่เพื่อหาผลรวมค่าเฉลี่ยนและค่าปรกติของธาตุประกอบอุตุนิยมวิทยาแต่ละชนิดแล้วนำไปวิเคราะห์จัดทำเป็นอากาศประจำท้องถิ่นนั้นขึ้น

ดังนั้นความหมายโดยทั่วไปของภูมิอากาศจึงมักเข้าใจกันว่าหมายถึง รูปแบบของลมฟ้าอากาศที่ตรวจวัดได้ซึ่งแสดงให้เห็นเป็นแบบเดียวกันในพื้นที่หรือท้องถิ่นใดท้องถิ่นหนึ่ง โดยพิจารณาได้จากระเบียบวิธีการทางสถิติ ซึ่งมักใช้ค่าเฉลี่ย ความถี่ของการกระจาย หรือรูปแบบทางสถิติใดๆ ทีที่นิยมใช้ในแต่ละสมัย อย่างไรก็ตามภูมิอากาศมีลักษณะเป็นพลวัต (Dynamics) โดยมีสถานะเป็นได้ทั้งเทอร์โมไดนามิกส์และไฮโดรไดนามิกส์ (Thermodvnamics/hydrodynamics) โดยเกิดจากเงื่อนไขแบบแผนหรือรูปแบบของลมฟ้าอากาศที่เกิดขึ้นพร้อมกันๆในขอบเขตแต่ละภูมิภาคหรือระดับโลก เพราะภูมิอากาศมีความเชื่อมโยงสัมพันธ์กันทั่วทั้งโลก และปัจจัยต่างๆที่ปกคลุมอยู่ในพื้นที่หนึ่งๆมีส่วนกำหนดลักษณะภูมิอากาศขึ้น เช่น ความสัมพันธ์ของการสะท้อนพลังงานแสงอาทิตย์ของพื้นที่กับรูปแบบของลมฟ้าอากาศ ระบบการหมุนเวียนของน้ำในมหาสมุทร การแผ่พลังงานคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าของโลก และการกระทำต่อกันของระบบลมฟ้าอากาศในพื้นที่ใกล้เคียงกัน ดังนั้นพลวัตของอากาศจึงจำเป็นต้องอาศัยข้อมูลเชิงปริมาณเข้ามาช่วยในการอธิบายให้เข้าใจถึงรูปแบบลมฟ้าอากาศที่เกิดขึ้นและเคลื่อนไหวเป็นประจำในพื้นที่ระวางหนึ่ง ๆ ดังนั้นการเข้าใจลักษณะภูมิอากาศจึงมิใช่เพียงเข้าใจลักษณะลมฟ้าอากาศเท่านั้นแต่หมายความรวมถึงองค์ประกอบอื่นๆที่เกี่ยวข้องกับระบบบรรยากาศด้วย

จากความหมายที่กล่าวข้างต้นจะเห็นได้ว่าภูมิอากาศและลมฟ้าอากาศแตกต่างกันที่ช่วงเวลาในการศึกษา โดยภูมิอากาศเป็นการบอกลักษณะของลมฟ้าอากาศในลักษณะค่าเฉลี่ยของลมฟ้าอากาศ (Average Weather) ที่เกิดขึ้นอย่างสม่ำเสมอในพื้นที่หรือภูมิภาคหนึ่งเป็นระยะเวลานานมาแล้ว โดยหน่วยระยะเวลาของการศึกษาภูมิอากาศนั้นอาจใช้ระยะเวลาการเก็บขอมูลลมฟ้าอากาศสะสมในระยะนานกว่า กล่าวคือลมฟ้าอากาศเกิดขึ้นนาทีต่อนาทีหรือช่วงระยะเวลาสั้นๆ เช่น ฝนตกใน 1 ชั่วโมง หรือในรอบ 1 วัน เป็นต้น ส่วนภูมิอากาศเป็นผลรวมของลมฟ้าอากาศในรอบปี โดยภูมิอากาศบอกลักษณะของลมฟ้าอากาศที่เกิดขึ้นค่อนข้างสม่ำเสมอในพื้นที่ระวางหนึ่งๆ ดังนั้นเพื่อเข้าใจรูปแบบของลมฟ้าอากาศหรือลักษณะภูมิอากาศที่เกิดขึ้น การศึกษาภูมิอากศและลมฟ้าอากาศจำเป็นต้องกระทำอย่างต่อเนื่องและสัมพันธ์กัน ทั้งในขอบเขตระดับท้องถิ่น ภูมิภาคและโลก

**1.4 วิธีการศึกษาลักษณะภูมิอากาศ**

การศึกษาด้านอุตุนิยมวิทยาในอดีต ในช่วงก่อนมีเครื่องมือตรวจวัดสารประกอบอุตุนิยมวิทยาที่เป็นมาตรฐาน การศึกษาภูมิอากาศมักเกี่ยวข้องกับการบันทึกจากความรู้สึกของผู้ตรวจวัดว่า ร้อน เย็นมากน้อยเพียงไรและมีพืชพรรณใดเกิดขึ้นในที่ใดบ้าง ต่อมาเมื่อมีเครื่องมือที่ใช้ตรวจวัดจึงได้บันทึกข้อมูลแล้วนำมาหาค่าทางสถิติ เช่น ค่าเฉลี่ย หรือหาค่าสูงสุดต่ำสุดของธาตุประกอบอุตุนิยมวิทยา เป็นต้น แต่ส่วนใหญ่มักไม่กล่าวถึงสาเหตุของภูมิอากาศว่าเป็นอย่างไรหรือศึกษาไว้น้อยมาก แต่ในช่วงศตวรรษที่ผ่านมา ภูมิอากาศวิทยาเน้นศึกษาเพื่อเข้าใจเกี่ยวกับบรรยากาศ และการบรรยายถึงสาเหตุที่แท้จริงของลักษณะภูมิอากาศว่าเกิดขึ้นอย่างไรและเพราะเหตุใด รวมถึงการกล่าวถึงสาเหตุของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศหรือ ทิศทางการไหลของพลังงานในบรรยากาศและน้ำด้วยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ และหลักฐานแนวคิดเกี่ยวกับภูมิอากาศทั้งในอดีตและปัจจุบัน

การศึกษาลักษณะภูมิอากาศในอดีดนับย้อนกลับไปสมัยก่อน พ.ศ. 500 (เมื่อราง 2,000 ที่ผ่านมา) พบว่า พาร์มีนิเดส (Parmenides) แบ่งเขตภูมิอากาศโดยใช้ละติจูด แบ่งเขตร้อนจัดและหนาวเย็น พ.ศ. 334 อริสโตเติล ได้บุกเบิกการศึกษาด้านอุตุนิยมวิทยา แต่เป็นเพียงการศึกษาในเชิงปรัชญา พ.ศ. 400มีการตรวจวัดปริมาณน้ำฝนในอินเดีย ต่อมาใช่ช่วงยุคกลาง พ.ศ.1985 ในประเทศเกาหลีประดิษฐ์เครื่องวัดปริมาณน้ำฝนขึ้นใช้ พ.ศ.2136 กาลิเลโอ ประดิษฐ์เทอร์โมมิเตอร์เพื่อตรวจวัดระดับอุณหภูมิ พ.ศ.2185 ทอร์ริเซลลี ประดิษฐ์บารมิเตอร์เพื่อตรวจวัดความกดอากาศ พ.ศ.2243 ประดิษฐ์ไฮโกรมิเตอร์(วัดความชื้น) จากนั้นมีการศึกษาด้านภูมิอากาศแพร่หลายและต่อเนื่อง เช่น มีการนำข้อมูลที่ตรวจวัดได้มาประมวลเพื่อเขียนเป็นแผนที่ และมีความเจริญก้าวหน้าทางวิทยาศาสตร์มากขึ้นโดยเฉพาะความรู้ทางฟิสิกส์ซึ่งมีการค้นพบกฎเกณฑ์และทฤษฎีต่างๆ และพัฒนาอุปกาณ์มากมาย เช่น กฎการเคลื่อนที่ของนิวตัน กฎของก๊าซ การตรวจวัดระดับอุณหภูมิซึ่งนิยมใช้หน่วยฟาเรนไฮต์ เซลเซียส การอธิบายการเกิดมรสุม การเกิดพายุหมุนเขตร้อน การหมุนเวียนของอากาศโลก พลังงานคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า เป็นต้น (Moran, Joseph M. and Mogan, Michael D. 1994 : 473)

ในปุจจุบันนักอุตุนิยมวิทยาและนักภูมิอากาศวิทยา ศึกษาติดตามสภาวะลมฟ้าอากาศ รวมทั้งการเปลี่ยนแปลงในแต่ละช่วงเวลาทั้งในอดีตจนถึงปัจจุบันด้วยเครื่องมือที่มีความทันสมัย ได้แก่ เครื่องมือตรวจวัดสารประกอบอุตุนิยมวิทยา ข้อมูลดาวเทียม เรดาร์ตรวจอากาศ บอลลูนตรวจอากาศ พร้อมวิเคาระห์ประมวลผลด้วยเครื่องคอมพิวเตอร์ขนาดใหญ่ (Supercomputer) เพื่อรายงานและพยากรณ์อากาศ และวิเคราะห์คาดหมายลักษณะอากาศระยะยาวที่จะเกิดขึ้นในอนาคต

จากที่กล่าวมาข้างต้นวิธีการศึกษาในรายวิชาภูมิอากาศนั้นมีหลากหลายและต้องอาศัยเครื่องมือ อุปกรณ์ที่ใช้ตรวจวัดและอง์ความรู้จากศาสตร์ต่างๆ มาประยุกต์ร่วมในการศึกษา เช่น ฟิสิกส์ เคมี ชีววิทยา คณิตศาสตร์ รวมถึงประวัติศาสตร์ด้วย โดยมีภูมิศาสตร์เป็นแกนร่วมในการกำหนดเขตและอธิบายปรากฏการณ์ต่างๆ ในแต่ละระวางพื้นที่ เพราะลมฟ้าภูมิอากาศมีความต่อเนื่องกันทั่วโลกและเป็นระบบที่ซับซ้อน ดังนั้นจำเป็นต้องบูรณาการศาสตร์ต่างๆ เพื่อศึกษาร่วมกัน ซึ่งวิธีการศึกษาพอสรุปได้ดังนี้

1.4.1 วิธีการศึกษาภูมิอากาศ แนกตามกระบวนการวิธีศึกษา แบ่งรูปแบบกว้าง ๆ 3 รูปแบบ ดังนี้

1) การศึกษาเชิงสถิติภูมิอากาศ (Statistical Climatology) เป็นการศึกษา โดนนำเอาข้อมูลและสัญลักษณ์ต่างๆ ของภูมิอากาศมาประมวล วิเคราะห์ด้วยวิธีการต่างๆ เช่น วิเคราะห์ตามหลักสถิติ การวิเคราะห์ตามสมการคณิตศาสตร์ต่างๆ แล้วแสดงเป็นรูปกราฟ แผนภูมิสถิติ ตารางแบบจำลอง และ/หรือลักษณะความสัมพันธ์กันของข้อมูลในรูปแบบต่างๆ เพื่อบอกให้ทราบข้อเท็จจริงต่างๆ เกี่ยวกับลักษณะภูมิอากาศในแต่ละพื้นที่ช่วงเวลา แนวการศึกษาเชิงสถิตินี้นิยมกันโดยทั่วไปและเป็นการศึกษาเบื้องต้นที่ต้องทำเพื่อเป็นข้อมูลพื้นฐานในขั้นการศึกษาวิเคราะห์เชิงกายภาพและเชิงประยุกต์ต่อไป

2) การศึกษาเชิงกายภาพและภูมิอากาศวิทยาพลวัต (Physical and Dynamic Climatology) เป็นการศึกษาต่อเนื่องจากการศึกษาเชิงสถิติ โดยศึกษาเกี่ยวกับลักษณะทางกายภาพของอากาศ พื้นที่ที่อากาศปกคลุมอยู่ และกระบวนการฟิสิกส์ของอากาศซึ่งเกี่ยวข้องกับผลของแรงที่เกิดในบรรยากาศ เช่น การเคลื่อนไหวของอากาศทั้งแนวตั้งและแนวนอน การเกิดลม การไหลวัยนทั่วไปของบรรยากาศ การไหลเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทร การถ่ายเทพลังงานและเทอร์โมไดนามิก เป็นต้น ขณะเดียวกันก็ศึกษาถึงสภาวะการเปลี่ยนแปลงด้านต่างๆของภูมิอากาศอย่างต่อเนื่องซึ่งแนวการศึกษาแบบกายภาพนี้จะใช้หลักเกณฑ์วิธีการตามหลักทฤษฎีทางฟิสิกส์และเคมีของมวลสาร และปัจจัยทางภูมิศาสตร์ โดยข้อมูลเก็บรวบรวมอย่างต่อเนื่อง ซึ่งอาจศึกษาลักษณะภูมิอากาศที่เกิดขึ้นในอดีตและปัจจุบัน

3) การศึกษาเชิงภูมิอากาศประยุกต์ (Applied Climatology) เป็นการศึกษาโดยนำเอาความรู้หลักเกณฑ์วิธีการและข้อมูลต่างๆของภูมิอากาศวิทยาที่ได้จากวิธีการเชิงสถิติและเชิงกายภาพไปประยุกต์ใช้กับกิจกรรมต่างๆตามความเหมาะสมของกิจกรรมนั้นๆ เช่น ด้านอุตสาหกรรม เกษตรกรรม การใช้ที่ดินการคมนาคมขนส่ง การบิน การผังเมือง เป็นต้น ปัจจุบันการศึกษาภูมิอากาศในแนวนี้เพิ่มมากขึ้นและมีความสำคัญมากในการวางแผนจัดการสิ่งแวดล้อม การพัฒนาเศรษฐกิจ สังคม การเมือง และการทหาร เป็นต้น

1.4.2 วิธีการศึกษาภูมิอากาศ จำแนกตามการกำหนดใช้ขนาดของพื้นที่ศึกษา แบ่งออกเป็น 2 ระดับ ได้แก่

1) ภูมิอากาศจุลภาค (Microclimate) เป็นการศึกษาสภาวะภูมิอากาศอย่างละเอียดในบริเวณเฉพาะที่ใดที่หนึ่ง โดยศึกษาทั้งในบริเวณใกล้พื้นผิวโลกและสูงขึ้นในระดับหนึ่ง และการศึกษาความสัมพันธ์ของสิ่งที่อยู่บนพื้นดินที่มีอิทธิพลต่อภูมิอากาศบริเวณนั้น ขนาดพื้นที่ที่เลือกศึกษามักไม่กว้างมากนั้นอาจครอบคลุมระดับตำบลหรืออำเภอ หรือพื้นที่หนึ่งๆ ที่มีลักษณะทางกายภาพที่เหมือนกันโดย ตลอดใกล้เคียงกัน อย่างไรก็ตามการศึกษาแนวนี้ควรเลือกศึกษาบริเวณที่มีลักษณะภูมิอากาศที่โดดเด่นกว่าพื้นที่อื่น หรือมีลักษณะจำเพาะแตกต่างไปจากบริเวณอื่น เช่น ศึกษาภูมิอากาศจุลภาคของภูกระดึง ภูมิอากาศเขตทุ่งหญ้า เป็นต้น (พจนานุกรมศัพท์ภูมิศาสตร์ ฉบับราชบัณฑิตยสถาน. 2523 : 542-543) ทั้งนี้ขนาดพื้นที่การศึกษาในระดับจุลภาพอยู่ระหว่าง 1.5-800 ตร.กม.

2) ภูมิอากาศมหัพภาค (Macroclimate) เป็นการศึกษาโดยกำหนดขนาดของพื้นที่กว้างกว่าแบบจุลภาค ทั้งนี้อาจใช้ขนาดในพื้นที่ระดับภาค เช่น ภูมิอากาศภาคใต้ของประเทศไทย ภูมิอากาศของประเทศไทย เป็นต้น (พจนานุกรมศัพท์ภูมิศาสตร์ ฉบับราชบัณฑิตยสถาน. 2523 : 514) ในปัจจุบันพบว่ามีขนาดขอบเขตของพื้นที่อยู่ในระดับภูมิภาค เช่น เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เอเชียวตะวันออก หรือภูมิภาคคาริบเบียนโดยการกำหนดขอบเขตมักใช้ขนาดพื้นที่ที่ได้รับอิทธิพลจากทะเลหรือมหาสมุทรหนึ่งๆร่วมกันเป็นต้น

การศึกษารายวิชาภูมิอากาศวิทยา ผู้เรียนจำเป็นที่จะต้องรู้พื้นฐานด้านอุตุนิยมวิทยาเบื้องต้นก่อนแล้วจึงเชื่อมโยงความสัมพันธ์เพื่อศึกษาภูมิอากาศวิทยาหรือลักษณะอากาศที่เกิดขึ้นทั้งในระดับท้องถิ่นและในระดับโลก เพื่อเป็นพื้นฐานความเข้าใจลักษณะภูมิอากาศ โดยบูรณาการวิชาการระหว่างภูมิศาสตร์กับศาสตร์ทางวิทยาศาสตร์ ได้แก่ ฟิสิกส์ เคมี ชีววิทยาเข้าด้วยกัน และศึกษากิจกรรมการใช้ประโยชน์พื้นที่ของมนุษย์ ลักษณะสิ่งปกคลุมพื้นผิวโลก จะทำให้เข้าใจลักษณะภูมิอากาศที่เกิดขึ้นได้ ในเอกสารเล่มนี้ผู้เขียนมีวัตถุประสงค์นำเสนอเนื้อหาในระดับความรู้พื้นฐานของงานภูมิอากาศระดับปริญญตรีสาขาภูมิศาสตร์ โดยเน้นให้เข้าใจการศึกษาภูมิอากาศเชิงสถิติและภูมิอากาศเชิงกายภาพเท่านั้น

**1.5 ระบบภูมิอากาศ**

ระบบบรรยากาศ ประกอบด้วยคุณสมบัติและกระบวนการต่างๆ ที่ตอบสนองและมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ซึ่งเป็นความสัมพันธ์ระหว่างบรรยากาศ มหาสมุทรและพื้นดิน มีความต่อเนื่องและเชื่อมโยงกับการไหลเวียนของมวลหรือพลังงานของโลก ซึ่งคุณสมบัติและกระบวนการต่างๆ สถาบันวิทยาศาสตร์แห่งชาติของสหรัฐอเมริกา เสนอการแบ่งประเภทคุณสมบัติของบรรยากาศโดยพิจารณาดังนี้

1) คุณสมบัติทางด้านความร้อน เป็นคุณสมบัติของสสารที่สามารถดูดซับและคายความร้อนซึ่งมีผลต่ออุณหภูมิของอากาศ พื้นน้ำ พื้นดินและน้ำแข็ง

2) คุณสมบัติด้านการเคลื่อนที่ เป็นคุณสมบัติที่เกิดจากอิทธิพลการเคลื่อนที่ของสสาร เช่น การไหวเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทร ส่วนเกี่ยวข้องกับการเคลื่อนที่ในแนวตั้งของอากาศ และการเคลื่อนที่ของมวลอากาศและมวลน้ำแข็ง การเคลื่อนที่มีผลทำให้เกิดการส่งผ่านและถ่านเทพลังงาน

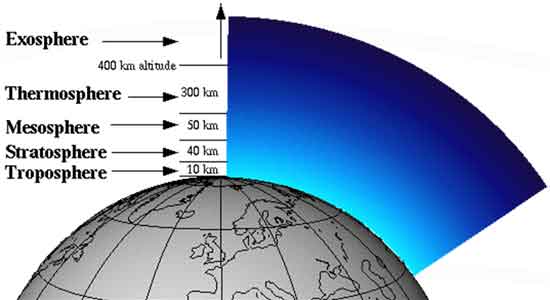
3) คุณสมบัติที่เกิดจากน้ำ เป็นคุณสมบัติที่มีอิทธิพลจากปริมาณของสารที่น้ำเป็นส่วนประกอบในปริมาตรและสัดส่วนต่างๆ แก่ ความชื้นของอากาศ ทพเล ลม น้ำในหิมะ น้ำบนพื้นดินและใต้ดิน น้ำที่อยู่ในทะเลน้ำแข็ง เป็นต้น

4) คุณสมบัติด้านปริมาณของมวลสาร เป็นคุณสมบัติด้านมวลอะตอมของสสาร ได้แก่ ความหน่าแน่นของบรรยากาศและมหาสมุทร องค์ประกอบของอากาศ ความเค็มของน้ำทะเล เป็นต้น

จากคุณสมบัติต่างๆของสสารที่กล่าวข้างต้น นำไปส่การกำหนดระบบอากาศ (Climate system) ที่สมบูรณ์ซึ่งอาศัยองค์ประกอบทางกายภาพ (Physical components of the climate system) 5 องค์ประกอบ ดังนี้

ภาพที่ 1.1 องค์ประกอบของระบบอากาศที่สมบูรณ์

1.5.1บรรยากาศภาค (Atmosphere) หมายถึง ก๊าซที่ห่อหุ้มโลกและและติดอยู่กับโลกโดยอาศัยแรงดึงดูด เป็นส่วนที่มีการเปลี่ยนแปลงมากที่สุดในระบบภูมิอากาศ บรรยากาศสามารถกักเก็บและถ่ายเทความร้อนได้ทั้งในแนวตั้งและแนวนอน



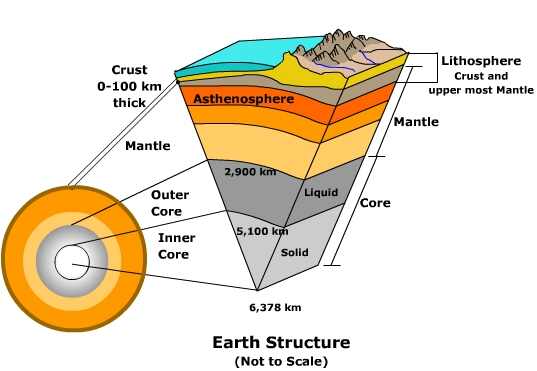
ภาพที่1.2ชั้นต่างๆของ

บรรยากาศ

ที่มา : https://sites.google.com/site/2200301y54fang/ngan/lok

1.5.2 อุทกภาค (Hydrosphere) เป็นส่วนที่ประกอบด้วยน้ำ มีลักษณะเป็นของเหลว พบอยู่ทั่วไปตามพื้นผิวโลก มหาสมุทร แม่น้ำและน้ำใต้ดิน โดยมีมหาสมุทรเป็นแหล่งน้ำที่มีความสำคัญที่สุดและมีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงของระบบอากาศ เพราะเป็นแหล่งรับรังสีของดวงอาทิตย์ไว้มากที่สุดและเก็บความร้อนไว้มหาศาล กระแสน้ำในมหาสมุทรช่วยถ่ายเทเคลื่อนย้ายความร้อนปริมาณมหาศาลของน้ำในมหาสมุทรรอบโลก

1.5.3 ธรณีภาค (Lithosphere) เป็นส่วนที่ประกอบด้วยแผ่นดินบนผิวโลก การเปลี่ยนแปลงสิ่งเหล่านี้ต้องใช้ระยะเวลายาวนาน เช่น การเปลี่ยนแปลงของแผ่นเปลือกโลก หรือมวลน้ำแข็งของโลก พืดน้ำแข็งภาคพื้นทวีป ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงไปตามยุคเวลา



ภาพ 1.3 โครงสร้างภายในของโลกประกอบด้วย 3ชั้นหลัก ได้แก่ เปลือกโลก(Crust) ชั้นแมนเทิล (Mantle) และแกนโลก(Core) โดยแกนโลกแบ่งออกเป็น 2 ส่วนคือ แกนโลกชั้นนอกและแกนโลกชั้นใน

ที่มา : <http://www.earthonlinemedia.com/ebooks/tpe_3e/earth_materials_structure/earth_interior.html>

1.5.4 ชีวะภาค (Biosphere) เป็นส่วนที่ประกอบด้วยสิ่งมีชีวิตทั้งพืช สัตว์ เชื้อรา และสิ่งมีชีวิตขนาดเล็ก เช่น จุลินทรีย์ (Micro-organism and fungi) เป็นต้น ทั้งที่อาศัยอยู่บนพื้นดิน ใต้ดินและพื้นน้ำซึ่งมีความสัมพันธ์กันตามระบบนิเวศทั้งบนพื้นทวีปและในมหาสมุทร กลุ่มพืชพรรณในมหาสมุทรมีบทบาทสำคัญมากในวัฏจักรก๊าซคาร์บอน (Carbon cycle) โดยมีส่วนควบคุมให้ปริมาณก๊าซ CO2มีความเข้มข้นหรือสัดส่วนที่เหมาะสมในชั้นบรรยากาศ

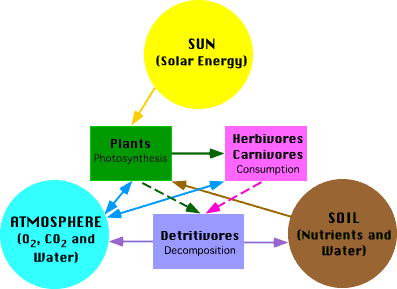
1.5.5 กระบวนการที่เกิดในพื้นที่ที่ปกคลุมด้วยพืดน้ำแข็ง (Cryosphere) เป็นการเปลี่ยนแปลงในปริมาตรมวล อุณหภูมิ ความกด และพลังงาน ซึ่งอาจเปลี่ยนแปลงไปตามฤดูกาลตามช่วงเวลาต่อเนื่องนับเป็นร้อยๆปีไปจนถึงล้านๆปี (เป็นส่วนที่มีการเปลี่ยนแปลงช้ามาก) เช่น พืดน้ำแข็งในเขตขั้วโลกเหนือและขั้วโลกใต้ (Ice sheet) ทะเลน้ำแข็ง (Sea ice) ธารน้ำแข็งภูเขาธารน้ำแข็งและกลุ่มน้ำแข็งบนพื้นที่ภูเขาสูง (Glaciers highland) พื้นที่ที่น้ำแข็งปกคลุม (Frozen ground) เป็นต้น

****

ภาพที่ 1.4 พืดน้ำแข็งแถบขั้วโลกเหนือในฤดูร้อน ภาพที่ 1.5 บริเวณเทือกเขาที่ปกคลุมไปด้วยน้ำแข็ง

ที่มา : [http://board.postjung.com/738484.html# ที่มา](http://board.postjung.com/738484.html#                        ที่มา): http://travel.mthai.com/world-travel/17908.html

ในระบบนิเวศวิทยาของผู้ที่อยู่อาศัยในโลกภูมิอากาศก็เป็นส่วนประกอบระบบย่อยอย่างหนึ่ง(Components of a terrestrial ecosystem) ซึ่งมีส่วนในการนำเข้าและส่งออกพลังงานในระบบนิเวศวิทยาหลักของโลก



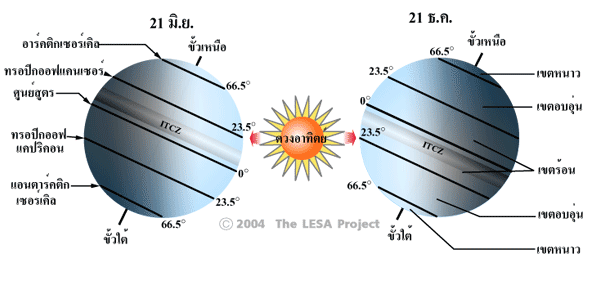
ภาพที่ 1.6 แสดงฟังก์ชั่นของระบบนิเวศวิทยาซึ่งมีความสัมพันธ์กับสิ่งแวดล้อมโดยภูมิอากาศเป็นส่วนประกอบหนึ่ง

**ที่มา** : http://www.physicalgeography.net/fundamentals/9j.html

**1.6 ปัจจัยที่ควบคุมภูมิอากาศและลมฟ้าอากาศ**

ปัจจัยควบคุมภูมิอากาศและลมฟ้าอากาศ (Climatic and Weather Controls)ที่สำคัญ ได้แก่ ความร้อนและความเย็นที่บรรยากาศได้รับจากดวงอาทิตย์และพลังงานจากภายในโลก ซึ่งแต่ละพื้นที่อาจได้รับความร้อนในแต่ละช่วงเวลาไม่เท่ากันบางส่วนได้รับความร้อนมากกว่าสูญเสียความร้อน ในขณะที่บางส่วนสูญเสียความร้อนไปมากกว่าได้รับ สาเหตุดังกล่าวเนื่องจากพื้นที่มีขนาดแตกต่างกัน และมีความแตกต่าง ณ ตำแหน่งของพื้นที่ตลอดจนสภาพแวดล้อมต่างๆของพื้นที่ ซึ่งปัจจัยที่ควบคุมภูมิอากาศและลมฟ้าอากาศขอกล่าวโดยย่อ ดังนี้

1.6.1 ละติจูด (Latitud) เนื่องจากโลกเป็นทรงกลมและมีแกนเอียงทำมุมกับดวงอาทิตย์ 231/2 องศา แสงอาทิตย์จึงตกกระทบพื้นโลกตามละติจูดแตกต่างกัน ในเขตละติจูดต่ำมักได้รับแสงตั้งฉากพลังงานจากแสงอาทิตย์จึงมากกว่าละติจูดที่อยู่สูงขึ้นไป บริเวณละติจูดต่ำจึงมีอากาศร้อนและกึ่งโซนร้อนส่วนในเขตละติจูดสูงได้รับพลังงานแสงอาทิตย์น้อยลงจึงมีภูมิอากาศหนาวเย็น ในเวลาเที่ยงวันพื้นผิว



ภาพที่ 1.7 มุมรังสีดวงอาทิตย์ตามละติจูดต่างๆ และพื้นที่หน้าตัด

ที่มา : http://portal.edu.chula.ac.th/lesa\_cd/assets/document/LESA212/6/wind/climate/climate.html

บริเวณศูนย์สูตรได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์เป็นมุมชันจนถึงมุมฉาก แต่พื้นผิวบริเวณขั้วโลกได้รับรังสีจากแสงอาทิตย์เป็นมุมลาด ซึ่งรังสีที่ตกกระทบพื้นโลกเป็นมุมลาด เดินทางผ่านความหนาชั้นบรรยากาศเป็นระยะทางมากกว่ารังสีที่ตกกระทบเป็นมุมชัน ความเข้มของแสงจึงถูกบรรยากาศกรองให้ลดความเข้มน้อยลง เมื่อความเข้มแสงน้อยลงมีผลให้อุณหภูมิลดต่ำลงกว่าพื้นที่ที่มีแสงเข้ม จึงส่งผลให้เขตศูนย์สูตรมีอุณหภูมิสูงกว่าเขตขั้วโลก อย่างไรก็ตามการโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ในรอบหนึ่งปี ทำให้ตำแหน่งรับพลังงานจากดวงอาทิตย์ขยับขึ้นเหนือหรือลงใต้ ส่งผลเกิดฤดูกาลต่างๆขึ้น

1.6.2 พื้นดินและพื้นน้ำ (Land and water) พื้นดินและพื้นน้ำมีคุณสมบัติในการรับและคายความร้อนแตกต่างกัน โดนพื้นดินและคายความร้อนได้เร็วกว่าพื้นน้ำ บริเวณที่ห่างจากชายฝั่งในฤดูร้อนจะร้อนมากกว่าบริเวณชายฝั่งและในฤดูหนาวก็จะหนาวมากกว่า สาเหตุที่พื้นดินรับและคายความร้อนได้เร็วกว่าพื้นน้ำ

1) ความร้อนที่พื้นน้ำได้รับส่วนหนึ่งใช้ในการระเหย การระเหยทำให้อุณหภูมิของผิวน้ำเย็นลง ส่วนพื้นดินการสูญเสียความร้อนด้วยวิธีการระเหยมีน้อยกว่า

2) น้ำเป็นวัตถุโปร่งแสง ทำให้แสงอาทิตย์ส่องผ่านได้ลึก ความร้อนก็จะกระจายลงไปได้ลึกหลายฟุต ส่วนพื้นดินเป็นวัตถุค่อนข้างทึบแสง แสงอาทิตย์ส่องกระทบเพียงบริเวณผิวหน้าดิน ความร้อนจึงกระจายลงไปได้น้อย ทำให้น้ำเก็บความร้อนไว้มากกว่าจึงรับและคายความร้อนออกมาได้ช้ากว่าพื้นดิน

3) น้ำมีการเคลื่อนไหวในรูปของคลื่นและกระแสน้ำขึ้นลง การเคลื่อนไหวของน้ำทำให้มีการถ่ายเทความร้อนเป็นผลให้ความร้อนกระจายไป มวลของน้ำที่อยู่ผิวบนสุดจะระเหยกลายเป็นไอน้ำและนำความร้อนออกไป แต่มวลสารพื้นดินถือได้ว่าไม่มีการเคลื่อนที่ ความร้อนที่ได้รับส่วนใหญ่จึงสะสมบริเวณผิวหน้าดิน ดังนั้นเมื่อได้รับแสงที่เท่ากันพื้นดินจะร้อนเร็วกว่าพื้นน้ำ

4) น้ำมีความร้อนจำเพาะ1 หรือความร้อนแฝง(Specific heat) สูงกว่าพื้นดิน โดยพื้นน้ำมีความร้อนจำเพาะสูงกว่าพื้นดินถึง 3 เท่าตัว ทำให้พื้นน้ำรับและคายความร้อนได้ช้ากว่าพื้นดิน

ตาราง 1.1 ค่าความร้อนจำเพาะของสสาร

|  |  |
| --- | --- |
| สสาร | ค่าความร้อนจำเพาะ  (Cal/g0C) |
| น้ำบริสุทธ์ | 1.0 |
| ไม้ | 0.42 |
| น้ำแข็ง (0 0C) | 0.478 |
| โคลนเปียก | 0.60 |
| ควอร์ต | 0.19 |

|  |  |
| --- | --- |
| สสาร | ค่าความร้อนจำเพาะ (Cal/g0C) |
| ทราย | 0.188 |
| แกรนิต | 0.192 |
| อากาศแห้ง(ณระดับน้ำทะเล) | 0.171 |
| ดินร่วนปนทราย | 0.33 |
| อิฐ | 0.20 |

ที่มา : Moran , Joseph M. and Mogan, Michael D. (1994: 67) และ C. Donald Ahren (2002: 30)

ความแตกต่างในการรับและคายความร้อนของพื้นดินและน้ำ ทำให้สภาพลมฟ้าอากาศหรืออุณหภูมิอากาศแตกต่างไปด้วย เช่น มีผลต่ออุณหภูมิของอากาศที่อยู่เหนือพื้นดิน ทำให้อณหภูมิแตกต่างกันในระหว่างวันและฤดูกาล เช่น ในฤดูหนาวพื้นดินจะเย็นกว่าพื้นน้ำในมหาสมุทร ซึ่งมักจะก่อให้เกิดมวลอากาศเย็นบริเวณภาคพื้นทวีปและมวลอากาศร้อนภาคพื้นมหาสมุทร ส่วนในฤดูร้อนจะมีลักษณะตรงข้าม กล่าวคือภาคพื้นทวีปมักจะมีมวลอากาศร้อนกว่าพื้นมหาสมุทร

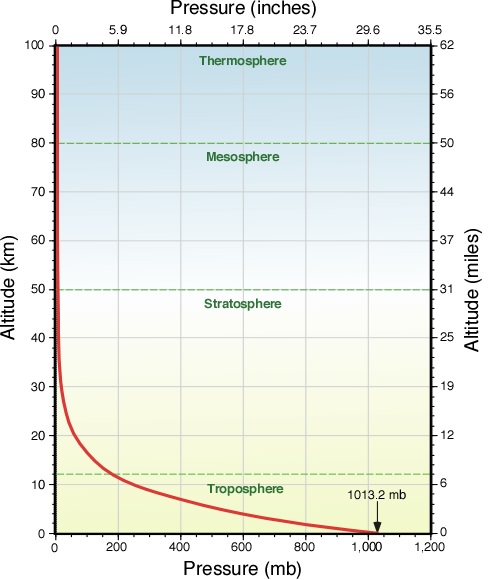
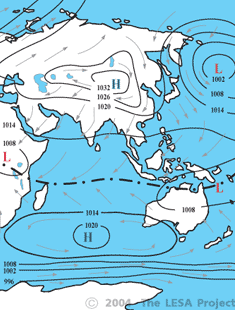
การหมุนเวียนของน้ำอธิบายได้ในรูปวัฏจักรของน้ำ หมายถึง การแลกเปลี่ยนน้ำระหว่างแหล่งน้ำ ดิน บรรยากาศ และสิ่งมีชีวิต กระบวนการต่างๆ ที่เกี่ยวข้องในการแลกเปลี่ยน ได้แก่ การระเหย(Evaporation) การคายน้ำ(Transpiration) การก่อตัวของเมฆ(Cloud formation) หยาดน้ำฟ้า (Precipitation) การไหลของหน้าดิน(Over ground flow) การซึมซับ(Infiltration) การไหลซึม(Percolation) และการดูดซับของรากพืช (Root absorption) การดื่มกินของสัตว์การซึมผ่านผิวหนังการ

1ความร้อนจำเพาะ หมายถึง ปริมาณความร้อนที่ทำให้สสาร 1 กรัม มีอุณหภูมิสูงขึ้น 1 0C วัตถุที่มีความร้อนจำเพาะต่ำ จะร้อนเร็วกว่าวัตถุที่มีความร้อนจำเพาะสูง

|  |
| --- |
| 1222570582.jpg  ภาพ 1.8 วัฏจักรน้ำ |

การซึมผ่านผิวหนังการย่อยสลาย การหายใจ และการใช้ประโยชน์ของมนุษย์ล้วนเกี่ยวข้องกับการหมุนเวียนและการกระจายของน้ำ ดินเป็นปัจจัยที่สำคัญยิ่งต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศด้วย ทั้งนี้ความสามารถในการรับและคายความร้อนของดินส่งผลให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศ โดยแตกต่างกันไปตามวัตถุที่ปกคลุมดิน

ที่มา :http://www.bloggang.com/data/greenpluss/picture/1222570582.jpg

1.6.3 ความกดอากาศและลม (Pressure and Wind) พื้นที่แตกต่างกัน มีความกดอากาศแตกต่างกันพื้นที่สูงจากระดับน้ำทะเลจะมีความกดอากศน้อยกว่าความกดอากาศ ณ ระดับน้ำทะเล ความแตกต่างนี้ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศ ซึ่งการเคลื่อนที่ของอากาศมีความสำคัญ เพราะเป็นตัวควบคุม ภูมิอากาศ จากการศึกษาพบว่าในเขตละติจูดกลางจะมีลมผ่านตะวันตกพัดอยู่เป็นประจำ ส่วนใขเขตละติจูดต่ำจะมีลมฝ่ายตะวันออกพัดอยู่เป็นประจำ ความกดอากาศสูงและความกดอากาศต่ำ ทำให้อากาศเปลี่ยนแปลงเป็นประจำ ปกติบริเวณเส้นศูนย์สูตรได้รับความร้อนสูงกว่าบริเวณขั้วโลกทั้งสองอากาศที่ร้อนละชื้นจะลอยตัวขึ้นสูงและพัดไปสู่บริเวณขั้วโลกในระดับสูง ส่วนอากาศที่เย็นบริเวณขั้วโลกจะเคลื่อนที่เข้ามาในลักษณะขนานกับพื้นผิวเข้ามาแทนที่อากาศร้อนบริเวณศูนย์สูตรที่ลอยตัวขึ้น  

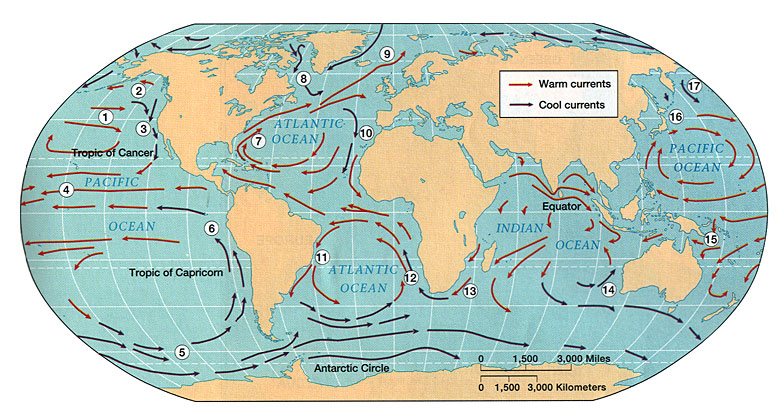
ภาพ 1.9 ความสัมพันธ์ของความกดอากาศกับความสูง ภาพ 1.10 ผลต่างของความกดอากาศทำให้เกิดลม

ที่มา : <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/images/pressure_altitude.jpg> และ

http://portal.edu.chula.ac.th/lesa\_cd/assets/document/LESA212/6/atm\_pressure/atm\_pressure/atm\_pressure.html

นอกจากเป็นกลไกสำคัญในการนำพาน้ำไปสู่ระบบนิเวศในแหล่งต่างๆ แล้วยังมีผลโดยตรงต่อความร้อนหนาว การคายน้ำ และการเจริญเติบโตของพืชด้วย ลมในโลกเกิดขึ้นจากความแตกต่างระหว่างความชื้น อุณหภูมิและแรงกดมวลในอากาศ (Air mass) ก่อให้เกิดการเคลื่อนไหวและเป็นปัจจัยสำคัญที่ก่อให้เกิดแบบแผนของสภาพถูมิอากาศบนผิวโลก ทั้งนี้สาเหตุของการเกิดลมก็คือผลต่างของลักษณะอากาศบนพื้นผิวโลกและการได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ของพื้นที่สองบริเวณ

1.6.4 มหาสมุทรและกระแสในมหาสมุทร (Ocean and Current) มีความสำคัญในการนำพาความร้อนและความเย็น โดยสามารถดูดซับความร้อนและกระจายความร้อนจากละติจูดหนึ่งไปยังเขตละติจูดอื่นๆได้ ซึ่งมีผลต่ออุณหภูมิและปริมาณน้ำฝนของพื้นที่รอบชายฝั่ง บริเวณที่มีกระแสน้ำอุ่นไหลผ่านจะมีอุณหภูมิเฉลี่ยสูงกว่าและและมีปริมาณฝนตกมากกว่าบริเวณที่มีกระแสน้ำเย็นไหลผ่าน การไหลเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรส่งผลให้เกิดกระแสลมในมหาสมุทรด้วย โดยลมช่วยเทความร้อนในบรรยากาศและสามารถหอบเอาความชื้นจากมหาสมุทรเข้ามายังชายฝั่งและพื้นที่ตอนในของทวีปได้ ทำให้ภาคพื้นดินมีความชุ่มชื้น การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทร เกิดจากอิทธิพลของลมปริมาณของการรับความร้อนของกระแสน้ำทำให้เกิดกระแสน้ำอุ่นและกระแสน้ำเย็นไหลถ่ายไปมา โดยกระแสน้ำเย็นไหลจากเขตหนาวและอบอุ่นมายังเขตร้อน และกระแสน้ำอุ่นไหลจากเขตร้อนไปยังเขตอากาสเย็น แนวกระแสน้ำในมหาสมุทรที่เด่นๆได้แก่ กระแสน้ำอุ่นกัลฟ์ตรีม กระแสน้ำเย็น ลาบราดอร์ เป็นต้น



ภาพ 1.11 การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทร

ที่มา : <http://geography.sierra.cc.ca.us/booth/California/2_atmosphere/ocean_currents2.jpg>

1.6.5 ความสูงของพื้นที่(Altitude) ในสภาพทั่วไปอุณหภูมิในชั้นโทรโพสเฟียร์จะลดลงตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้นจากพื้นผิวโลก โดยมีอัตราเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามสูงของบรรยากาศ(Environmental lapse rate) ลดต่ำลงประมาณ 6.5 0C ต่อ 1 กม. จนถึงชั้นโทรโพพอส(Tropopause) ดังนั้นอุณหภูมิบนยอดเขาสูง 2,000 เมตร จะต่ำกว่าอุณหภูมิที่ระดับน้ำทะเลประมาณ 13 0C พื้นที่ที่สูง

|  |
| --- |
| ภาพที่ 1.12 แสดงบริเวณยอดภูเขาไฟฟูจิ ซึ่งมีอุณหภูมิต่ำกว่าระดับพื้นล่างโดยสังเกตจากปกคลุมของน้ำแข็ง  ที่มา : http://www.kupsh.com/Tokyo/Tokyo%20Gallery  /images/1no..really...I%20took%20this%20picture%20of  %20Fuji-san.jpg |

เช่น เทือกเขาจึงมักมีอุณหภูมิต่ำกว่าบริเวณพื้นราบและเทือกเขาสูงยังเปรียบเสมือนกำแพงกีดขวางการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ และลมประจำที่พัดตามเขตต่างๆนอกจากนั้นอากาศด้านหน้าภูเขามีความชุ่มชื้นเนื่องจากเป็นด้านที่รับลม เมื่อลมมาประทะอากาศจะลอยตัวสูงขึ้นเบื้องบน และเกิดการคงบแน่นเป็นเมฆและหยาดน้ำฟ้าส่วนด้านหลังที่ไม่ได้รับลมปะทะจะไหลลงและมีความร้อนมากกว่าด้านหน้าเขาจึงเป็นเขาแห้งแล้งหรือเงาฝน(Shadow rain)นอกจากนั้นยังพบว่าพื้นที่ที่มีความสูงจะรับและคายความร้อนได้เร็วกว่าพื้นที่ที่มีระดับต่ำลงมา ทำให้อุณหภูมิระหว่างกลางวันกับกลางคืนของพื้นที่แตกต่างกัน ซึ่งสังเกตได้จากการเกิดลมภูเขาและลมหุบเขา

1.6.6 ลักษณะท้องถิ่น(Local character)ท้องถิ่นแจ่ละท้องถิ่นมีคารงสร้างของพื้นที่(Earthconfiguration) มีสภาพภูมิประเทศ พื้นผิมและสิ่งปกคลุมพื้นที่ของแต่ละท้องถิ่นแตกต่างกันไป เช่น เป็นที่ราบ ที่ราบสูง ทอวเขา ทะเล มหาสมุทร ทะเลสาบ ทะเลทราย เป็นต้น และยังมีความลาดเอียงของพื้นที่ ลักษณะดิน ลักษณะพืชพรรณแตกต่างกันอีกด้วย ได้แก่

1) สภาพภูมิประเทศมีอิทธิพลที่ส่งผลกระทบต่อสภาพลมฟ้าอากาศโดยตรง เช่น พื้นที่ทะเลทรายจะมีอุณหภูมิแตกต่างระหว่างกลางวันกลางคืนมากกว่าพื้นที่ชายทะเล พื้นที่รับลมจะมีอุณหภูมิต่ำกว่าพื้นที่อับลมหรือทิวเขา เนื่องจากพื้นที่อับลมมีถ่ายเทความร้อนน้อย ระยะทางใกล้ไกลทะเล พื้นที่เป็นหุบเหว เป็นต้น สิ่งเหล่านี้มีผลอย่างยิ่งต่อกำลังลมทิศทางของลม ความชื้น ความแห้งแล้ง และปริมาณน้ำฝน การเอียงตัวของหิน แนวการวางตัวของทิวเขา และอื่นๆ มีผลต่อลักษณะดิน การปิดหรือเปิดทางให้ฝนตกและการรับพลังงานแสงจากดวงอาทิตย์

2) ดินที่อยู่ในหุบหรือเชิงเขา ย่อมลึกและมีความชื้นสูงกว่าในพื้นที่ที่ระดับสูงหรือสันเขา เมื่อปัจจัยอื่นเท่าเทียมกันช่องเขาที่ลมพัดจัดทำให้สังคมพืชแคระแกรน พันธุ์ไม้หลายชนิดไม่สามารถเข้าร่วมในสังคมนี้ได้ ในขณะเดียวกันในหุบที่อับลมกลับปรากฏต้นไม้ที่สูงใหญ่ดังเห็นได้ทั่วไปในป่าบนทิวเขาทางภาคเหนือของประเทศไทย สภาพลุ่มที่เป็นท้องกระทะในเทือกเขา มักเป็นแหล่งตะกอนและที่รวมของธาตุอาหารที่ชะล้างลงมาจากที่สูง สังคมพืชในพื้นที่สภาพนี้มักเป็นป่าใหญ่สมบูรณ์

นอกจากนั้นสภาพพื้นโลกในแต่ละพื้นผิวมีอัตราส่วนรังสีสะท้อน(Albedo)2ต่างกันพื้นที่ที่มีอัตราแอลบีโดต่ำ เช่น ป่าไม้ ดูดกลืนพลังงานจากดวงอาทิตย์ได้ดี พื้นโลกที่มีแอลบีโดสูง เช่น ธารน้ำแข็งช่วยสะท้อนพลังงานจากดวงอาทิตย์ เป็นต้น

1.6.7 มนุษย์ (Haman) ถือว่าเป็นตัวแปรหนึ่งที่สามารภควบคุมหรือมีอิทธิพลต่อการผันแปรของสภาพอากาศเพราะกิจกรรมต่างเช่น การใช้รถยนต์ มลภาวะจากโรงงานอุตสาหกรรม สงคราม เป็นต้น ส่งผลกระทบต่อชั้นบรรยากาศทั้งสิ้น ในปัจจุบันผลของการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศเชื่อว่ากิจกรรมการพัฒนาด้านอุตสาหกรรมเพื่อเร่งการพัฒนาเศรษฐกิจของมนุษย์ช่วยเร่งให้บรรยากาศมีความร้อนสะสมเพิ่มมากขึ้น เพราะอุตสาหกรรมและเทคโนโลยีที่ปล่อยก๊าซเรือนกระจกออกมาเป็นจำนวนมาก นอกจากนั้นยังมีสารที่ทำลายและทำให้ส่วนประกอบของอากาศในบรรยากาศเสียสมดุล เช่น CFC Fe เป็นต้น

1.6.8 ปัจจัยทางธรรมชาติอื่นๆ เช่น การหมุนของโลกรอบดวงอาทิตย์และลักษณะการเอียงของแกนโลก เป้นต้น การหมุนรอบตัวเองและรอบดวงอาทิตย์ของโลกมีผลต่อการได้รับพลังงานรังสีจากดวงอาทิตย์ที่แปรผันไปตามรอบวันและรอบฤดูกาล ซึ่งส่งผลกระทบต่ออุณหภูมิในแต่ละช่วงเวลาและแต่ละท้องที่

กล่าวโดยสรุป ภูมิอากาศของโลกมีปัจจัยที่ควบคุมหลายปัจจัย ที่ก่อให้เกิดลักษณะภูมิอากาศแตกต่างกันตามบริเวณต่างๆทั่วโลก โดยปัจจัยที่เกี่ยวข้องกระทำร่วมกันและมีความสัมพันธ์ที่ซับซ้อนอาจกล่าวได้ว่าตำแหน่งละติจูด ลักษณะภูมิประเทศ โครงสร้างของแต่ละพื้นที่ กิจกรรมการใช้ประโยชน์ของมนุษย์ และวัตถุที่ปกคลุมพื้นผิวโลก ถ้ามีความแตกต่างกันย่อมได้รับความเย็นแตกต่างกัน ซึ่งย่อมมีผลต่อลักษระลมฟ้าอากาศและภูมิอากาศด้วย

**1.7 การประยุกต์ใช้ความรู้ด้านอุตุนิยมวิทยาและภูมิอากาศวิทยาเพื่อการพัฒนาประเทศ**

ความรู้ด้านอุตุนิยมวิทยาและภูมิอากาศวิทยานอกจากมีประโยชน์ในชีวิตประจำวันแล้ว ข้อมูลเกี่ยวกับสภาพอากาศและการวิเคราะห์ลักษณะของอากาศยังมีประโยชน์อย่างมากต่อการดำเนินงานวางแผนในด้านต่างๆ ดังนี้

1.7.1 ด้านการเกษตร ความรู้และเข้าใจลักษณะภูมิอากาศสามารถนำไปใช้ในการเกษตรได้โดยเฉพาะการเพาะปลูก มีส่วนช่วยอย่างมากตั้งแต่การคัดเลือกพันธ์ การเพาะกล้า การปลูก การเก็บเกี่ยว การรักษาและการจำหน่ายให้เหมาะสมกับภาวะของอากาศในแต่ละบริเวณ ตลอดจนการคัดเลือก

2Albedo หมายถึง อัตราความสามารถในการสะท้อนแสงของวัตถุ ดูรายละเอียดในบทที่สาม

พันธ์สัตว์ให้เหมาะสมกับสภาพอากาศในท้องถิ่นนั้นๆ ซึ่งการนำข้อมูลอุตุนิยมวิทยามาใช้สามารถช่วยเพิ่มประสิทธิผลการเพาะปลูกและการปศุสัตว์ให้ดีขึ้นได้ รวมทั้งการเพาะปลูกพืชที่ไม่เคยปลูกมาก่อนในพื้นที่ เช่น การขยายพื้นที่ปลูกยางพาราจากภาคใต้และภาคตะวันออกมายังภาคเหนือตอนล่างและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ การปลูกลำไยในพื้นที่ภาคใต้ หรือการปลูกองุ่นในพื้นที่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ เป็นต้น

1.7.2 ด้านวิทศวกรรม ภูมิอากาศมีผลต่อการออกแบบก่อสร้างอาคารเพื่อให้สอดคล้องกับสภาพไหลเวียนของอากาศในบริเวณที่ทำการก่อสร้างที่อยู่อาศัย ซึ่งจะช่วยประหยัดพลังงานและทำให้มีการระบายอากาศของอาคารถ่ายเทได้สะดวก

1.7.3 ด้านการขนส่ง ช่วยในการกำหนดเส้นทางเดินเรือขนส่งให้ปลอดภัยจากบริเวณที่มักเกิดพายุหรือเลี่ยงเส้นทางที่พายุกำลังเคลื่อนที่ผ่าน ถ้าเป็นการเดินทางโดยเครื่องบินก็ต้องพยายามหลีกเลี่ยงบริเวณที่มักมีอากาศแปรปรวนหรืองดการเดินอากาศในภาวะที่อากาศไม่ปกติ และ/หรือการกำหนดแนวตัดที่ดินเพื่อจะตัดถนนก็ควรหลีกเลี่ยงบริเวณที่มักจะปกคลุมด้วยหมอกจัด หรือเป็นเส้นทางกั้นเส้นทางไหลของน้ำในฤดูฝน

1.7.4 การท่องเที่ยว การติดตามข้อมูลข่าวสารสภาพลมฟ้าอากาศขณะเดินทางเพื่อหลีกเลี่ยงอันตรายที่จะเกิดขึ้นขณะเดินทางท่องเที่ยวอันเนื่องมาจากสภาพอากาศแปรปรวน หรือจัดโปรแกรมสำหรับหยุดพักระหว่างทางได้ นอกจากนั้นยังมีความสำคัญในด้านการจักโปรแกรมการท่องเที่ยว การเดินทางระหว่างท่องเที่ยว เนื่องจากพื้นที่มีสภาพภูมิอากาศที่แตกต่างกันไปหตามฤดูกาล การจัดการท่องเที่ยวตามฤดูจึงน่าจะเป้นทางเลือกที่เหมาะสมอย่างหนึ่ง เพราะสภาพลมฟ้าอากาศนั้นมีส่วนเสริมอุปสรรค เช่น มีฝนตก ฟ้าร้อง น้ำท่วม น้ำค้างแข็ง เป็นต้น การนำข้อมูลภูมิอากาศมาใช้จักโปรแกรมการท่องเที่ยวจึงเป็นประโยชน์ อาทิ เดือนพฤศจิกายน-ธันวาคมของประเทศไทย ภาคเหนือมีอากาศหนาว การจัดการท่องเที่ยวควรเน้นเกี่ยวกับการชมทัศนียภาพในหน้าหนาว เช่น การสัมผัสอากาศหนาว ณ อุณหภูมิเยือกแข็ง การชมน้ำค้างแข็ง การชมหมอกหรือพรรณไม้ดอกไม้งามฤดูหนาว ส่วนภาคใต้ฝั้งตะวันออกนั้นเป็นช่วงฤดูฝน การท่องเที่ยวอาจจัดในรูปแบบการล่องแพ เที่ยวน้ำตก เป็นต้นและภาคใต้ฝั้งตะวันตกจัดการท่องเที่ยงทางทะเลได้ในช่วงธันวาคม-กุมภาพันธ์ เป็นต้น

1.7.5 การวางแผนการใช้น้ำ การใช้น้ำต้องมีการวางแผนที่ดี ทั้งนี้ต้องดูปริมาณน้ำฝนที่ตกตลอดปีตลอดจนการติดตามสภาพอากาศอย่างต่อเนื่องจึงให้การใช้น้ำมีประสิทธิภาพ เพราะบางปีอาจมีปริมาณน้ำฝนมากทำให้เกิดน้ำท่วม แต่บางปีมีฝนตกน้อยทำให้ต้องกักเก็บน้ำไว้ใช้ฤดูแล้ง การสร้างอ่างกักเก็บน้ำจึงมีความสำคัญ เพื่อกักเก็บน้ำและบรรเทาการเกิดน้ำท่วม โดยข้อมูลภูมิอากาศจะช่วยให้วางแผนการเก็บกักน้ำในอ่างได้อย่างเหมาะสม เอื้อประโยชน์ด้านการเพาะปลูก การอุตสาหกรรม การบริโภคน้ำ ซึ่งเป็นพื้นโครงสร้างมาตรฐานในการพัฒนาเศรษฐกิจ

1.7.6 การวางแผนด้านสุขภาพและสาธารณสุข การเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศนั้นส่งผลต่อสุขภาพและจิตใจของมนุษย์ และยังมีผลต่อสมรรถภาพในการปฏิบัติงานด้วย การนำข้อมูลภูมิอากาศและสภาพลมฟ้าอากาศไปใช้ในการวางแผนป้องกันและดูแลสุขภาพจึงมีความสำคัญ ทั้งนี้บางช่วงเวลาอาจเกิดโรคระบาด เนื่องจากสภาพอากาศที่เป็นปัจจัยให้เกิดโรคแพร่ระบาดได้ เช่น ฤดูหนาวมีดรคที่ต้องเฝ้าระวัง ได้แก่ โรคไข้หวัดใหญ่ โรคปลอดบวม และโรคไข้หวัดนก เป็นต้น ในช่วงฤดูฝนต้องเฝ้าระวังการระบาดของโรคไข้เลือดออก หรือฤดูร้อนโรคท้องร่วง โรคพิษสุนัขบ้า และภาวะความเครียดเนื่องจากอากาศร้อน เป้นต้น นอกจากนั้นยังมีการรักษาโรคโดยการเปลี่ยนที่อยู่อื่นที่มีผลต่อโรคน้อยกว่าถิ่นที่อยู่เดิม เช่น โรคภูมิแพ้ การรักษาอาการของผู้ป่วยบางรายที่เกียวกับโรคภูมิแพ้บางชนิด เช่น แพ้ละอองไอน้ำหรือฝุ่นละออง อาจจำเป้นต้องย้ายที่อยู่หรือเปลี่ยนสภาพภูมิอากาศอยู่อาศัยไปยังพื้นที่ที่มีไอน้ำอยู่น้อย หรือการรักษาผู้ป่วยที่เป็นวัณโรคอยู่ใกล้ชายฝั่งทะเลออกไปรักษาหรือบำบัดยังพื้นที่ที่เข้ามาในพื้นดินและห่างทะเลมากขึ้น

**1.8 องค์การด้านอุตุนิยมวิทยา**

งานด้านอุตุนิยมวิทยานั้นมีมาพร้อมกับการวิวัฒนาการเพื่อการดำรงชีวิตของมนุษย์ แต่องค์ความรู้ที่รวบรวม ศึกษาและปฏบัติงานเป็นหน่วยงานองค์กรมีความเป็นมาดังนี้

1.8.1 ประวัติ กำเนิดนักอุตุนิยมวิทยา (กรมอุตุนิยมวิทยา,กำเนิดนักอุตุนิยม. (ข้อมูลออนไลน์),2547)

การคาดหมายลักษณะอากาศเป็นสิ่งจำเป็นต่อการดำรงชีวิตของมนุษย์ และได้พัฒนาวิธีการเทคนิคการคาดหมายมาเป็นเวลานานอย่างต่อเนื่อง ซึ่งการคาดหมายลักษณะอากาศอย่างหยาบอาจสังเกตได้จากพฤติกรรมสัตว์ เช่น จำนวนมดที่ออกหาอาหารมากกว่าปกติหรือมดแดงไฟอพยพย้ายรังไปยังที่สูง ก็คาดหมายว่าอาจจะมีฝนตกหนักในอนาคตอันใกล้นี้ ในต่างประเทศมีบันทึกว่าเมื่อสังเกตเห็นว่าหมีกริสลีกินลูกเบอรี่มากขึ้นในช่วงก่อนฤดูหนาว คาดหมายว่าลักษณะอากาศในฤดูหนาวอาจจะรุนแรงจึงต้องกักเก็บไขมันในร่างกายไว้มากๆเป็นต้น จากบันทึกทางประวัติศาสตร์ในยุคแรกๆ กล่าวถึงเรื่องของอากาศและภูมิอากาศไว้มากมาย เช่น การศึกษาเกี่ยวกับลักษณะอากาศและการเปลี่ยนแปลงของลมในแต่ละฤดู เช่น ลมมรสุม ซึ่งจำเป็นสำหรับการค้าขายและการดำรงชีวิตในสมัยก่อน อารยธรรมโบราณของเมโสโปเตเมีย จีน อินเดีย เผ่ามายา และอียิปต์ ก็มีบันทึกเดี่ยวกับเรื่องดังกล่าวด้วย แต่ก็เป็นเพียงการสังเกตในระดับท้องถิ่นและยังไม่มีเครือข่ายเชื่อมโยงถึงกัน จนกระทั่ง พ.ศ. 2197 จึงเริ่มมีเครือข่ายระหว่างประเทศด้านอุตุนิยมวิทยาเป็นครั้งแรก โดยเฟอร์ดินันที่ 2 (Ferdinand II) แห่งมณฑลทัสคานี(Tuscany) ประเทศอิตาลี ระยะแรกประกอบด้วย สถานีอุตุนิยมวิทยาที่ร่วมเครือข่ายจำนวน 11 สถานีโดยอยู่ในประเทศอิตาลี 7 สถานีและในประเทศฝรั่งเศส เยอรมนี สวิสเซอร์แลนด์ และโปแลนด์ ประเทศละ1สถานีใน พ.ศ.2143 ได้เริ่มมีการพยากรณ์อากาศโดยใช้ข้อมูลสถิติภูมิอากาศเป็นครั้งแรก แต่ยังขาดความแม่นยำเนื่องจากไม่ได้ใช้ข้อมูลที่ครอบคลุมและอยู่นอกพื้นที่ที่จะได้รับอิทธิพลจากการพยากรณ์มาประกอบการพยากรณ์ และไม่มีข้อมูลใหม่และเป็นปัจจุบันต่อการพยากรณ์ ต่อมาใน พ.ศ.2323 ได้ร่วมมือเป็นเครือข่ายด้านอุตุนิยมวิทยาขึ้นอีกครั้ง ประกอบด้วย สถานีอุตุนิยมวิทยา 39 สถานี ตั้งอยู่ในอเมริกาเหนือ

2 สถานี อีก 37 สถานีตั้งอยู่ในยุโรบ

พ.ศ.2396 เริ่มมีการประชุมระหว่างประเทศทางด้านอุตุนิยมวิทยาเป็นครั้งแรกที่กรุงบรัสเซลส์ ประเทศเบลเยี่ยม และอีก 20 ปีต่อมา ได้มีการประชุมสภาอุตุนิยมวิทยาระหว่างประเทศ(International Meteorological Congress) ครั้งแรกที่กรุงเวียนนา ประเทศออสเตรีย การประชุมสภาครั้งนี้ได้มีการก่อตั้งองค์การอุตุนิยมวิทยาระหว่างประเทศขึ้น (International Meteorological Organization หรือ IMO) ซึ่งปัจจุบันยกฐานะเป็นองค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (World Meteorological Organization หรือ WMO)

ข้อมูลเกี่ยวกับลมฟ้าอากาศมีความสำคัญมากต่อการค้าขาย จึงมีการประชุมระหว่างประเทศเกิดขึ้น โดยแรกเริ่มเน้นความสำคัญที่มาตรฐานและการเชื่อมโยงข้อมูลทางทะเล ในการประชุมครั้งแรกที่กรุงบรัสเซลส์เมื่อ พ.ศ.2396 ผู้มีส่วนรับผิดชอบที่สำคัญคือ ร้อยโท แมทธิว ฟอนเทน มอรี (Lt. Matthew Fontaine Maury) แห่งราชนาวีสหรัฐ ซึ่งผลการประชุมได้มีมติให้จัดทำสมุดรายงานของเรือที่เป็นมาตรฐานขึ้น มีชุดคู่มือมาตรฐานสำหรับการตรวจทางอุตุนิยมวิทยาทะเล และมีระบบเก็บรวบรวมสมุดรายงาน ต่อมาในประชุมสภาเมื่อ พ.ศ.2416 ได้เพิ่มขอบข่ายกิจกรรมด้านอุตุนิยมวิทยามากขึ้นและกำหนดให้ศาสตร์สาขานี้เป็นวิชาเฉพาะด้านอุตุนิยมวิทยา สิ่งที่ได้จากการประชุมระหว่างประเทศทั้ง2ครั้งที่สำคัญมาก คือ การยอมรับถึงความจำเป็นและได้ร่วมตกลงก่อตั้งองค์ระหว่างประเทศขึ้นอย่างถาวร เพื่อให้เกิดความมั่นใจว่าความก้าวหน้าทางวิทยาศาสตร์ด้านอุตุนิยมวิทยาจะดำเนินต่อไปและเพื่อให้แน่ใจว่าทุกประเทศจะได้รับประโยชน์จากความก้าวหน้าและการพัฒนาที่เกิดขึ้น การค้าและความก้าวหน้าทางเทคโนโลยีมีส่วนช่วยให้เกิดการพัฒนาด้านอุตุนิยมวิทยา เมื่อ พ.ศ.2392 ได้มีการนำวิธีการส่งสัญญาณทางไกลหรือสัญญาณโทรเลขที่คิดค้นขึ้นโดย แซมมวล มอร์ส (Samuel Morse) มาประยุกต์ใช้เพื่อส่งรายงานลักษณะอากาศเป็นครั้งแรก ซึ่งนับเป็นเก้าแรกที่สำคัญของการพัฒนาด้านอุตุนิยมวิทยา เพราะถ้าไม่มีการสื่อสาร ข้อมูลที่รวดเร็ว การพยากรณ์อากาศที่เป็นอยู่ในปัจจุบันก็จะไม่มีทางเป็นได้ จะเห็นได้ว่าสิ่งที่จำเป็นก็คือ ข้อมูลที่ได้จากพื้นที่ต่างๆหลายแห่งรวมทั้งการดัดแปลงรายงานลักษณะอากาศให้อยู่ในรูปแบบที่เข้าใจง่าย เพราะรายงานที่เป็นรหัสมอร์สเข้าใจได้ยากสำหรับคนทั่วไป

วันที่ 1 เมษายน พ.ศ.2418 หนังสือพิมพ์ลอนดอนไทมส์เริ่มตีพิมพ์แผนที่ลมฟ้าอากาศและตีพิมพ์อย่างสม่ำเสมอเป็นเวลา 85 ปี จนกระทั่งสหรัฐอเมริกาส่งดาวเทียมดวงแรก(ดาวเทียม TIROS-1) ขึ้นสู่วงโคจร จากกิจกรรมการวิจัยภายใต้การนำของ ศาสตราจารย์วิลเฮล์มเบิร์กเนส(Prof. WillhelmBjerknesพ.ศ.2405-2494) นักวิทยาสาสตร์ชาวนอร์เวย์ มีวิธีการศึกษาลักษณะอากาศแนวใหม่เกี่ยวกับมวลอากาศและการวิเคราะห์แนวปะทะอากาศ การตรวจอากาศชั้นบนได้มีการพัฒนาเครื่องวิทยุหยั่งอากาศ(Radiosonde) ขึ้นในประเทศฝรั่งเศส เมื่อ พ.ศ.2470 ต่อมา พี เอ มอลท์คานอฟ(P.A. Moltchanoff) แห่งประเทศรัสเซียได้พัฒนาเครื่องส่งวิทยุได้สำเร็จใน พ.ศ.2473

คอมพิวเตอร์และดาวเทียมทำการดำเนินงานด้านอุตุนิยมวิทยาปรับตัวเข้ามาสู่มิติใหม่แต่การวางรากฐานเกี่ยวกับเรื่องวิเคราะห์ข้อมูลเริ่มมาตั้งแต่ในช่วงปลายศตวรรษที่19 เมื่อประสบความสำเร็จในการพัฒนาเทคโนโลยี ซึ่งสามารถช่วยสนันสนุนการจัดประเภทและการสำรวจการเกิดปรากฏการณ์ธรรมชาติต่างๆ และในปัจจุบันได้นำซูเปอร์คอมพิวเตอร์มาใช้เพื่อการคาดหมายลักษณะอากาศเชิงตัวเลข โดยพื้นฐานของการพยากรณ์อากาศเชิงตัวเลข เริ่มตั้งแต่ต้นศตวรรษที่20 โดยลูอิส ฟราย ริชาร์ดสัน(Lewis Fry Richardson) หลังจากที่ใช้เวลาในการวิจัยหลายปี (รวมทั้งการทดลองที่ไม่ประสบผลสำเร็จใน พ.ศ.2453) เขาได้พิมพ์หนังสือชื่อ “การคาดหมายลักษณะอากาศโดยขบวนการเชิงตัวเลข” (Weather Prediction by Numerical Process) ซึ่งเป็นพื้นฐานของโปรแกรมคอมพิวเตอร์ในยุคต่อๆมา

จากประวัติความเป็นมาจะเห็นได้ว่าอุตุนิยมวิทยาค่อยๆวิวัฒนาการมาเรื่อยๆงานด้านอุตุนิยมวิทยานั้นเป็นงานที่มนุษย์ให้ความสำคัญและใฝ่รู้และเป็นงานเพื่อประโยชน์ของมวลมนุษยชาติ

1.8.2 องค์การอุตุนิยมวิทยาโลก หรือ WMO

เป็นองค์การชำนัญพิเศษของสหประชาชาติ สำนักงานใหญ่อยู่ที่กรุงเจนีวา ประเทศสวิสเซอร์แลนด์ รับรองอย่างเป็นทางการเมื่อวันที่ 23 มีนาคม2493 (กำหนดเป็นวันอุตุนิยมวิทยาโลก) แต่การดำเนินงานขององค์การได้ดำเนินงานล่วงหน้าก่อนหน้านั้นแล้ว ปัจจุบันมีประเทศสมาชิก 187 ประเทศ และดินแดนที่อยู่ในอาณานิคม 6 อาณานิคม ได้แก่ (มาเก๊า ฮ่องกง อาณานิคมของอังกฤษในทะเลแคริบเบียน(British Caribbean) โพลินีเซีย(French Polynesai) แอนทิลเลและอรูบา(Netherlands Antilles and Aruba) และแคเลโดเนีย(New Caledonia)) โดยประเทศไทยสมัครเป็นสมาชิกเมื่อ พ.ศ.2492 เป็นลำดับที่19 (WMO, About us. Online, 2550)

หน้าที่ขององค์การ คือ ดำเนินงานร่วมมือและประสานงานอุตุนิยมวิทยาระหว่างประเทศ ภายใต้วัตถุประสงค์หลักดังนี้

(1) เพื่อความร่วมมือในการจัดโครงข่ายสถานีตรวจอากาศและการตรวจอื่นๆทาง ภูมิ-ฟิสิกส์(Geo-Physics) และการสนับสนุนการจัดตั้งศูนย์บริการอุตุนิยมวิทยา เช่น การตรวจวัดโอโซน การตรวจวัดคุณภาพอากาศ

(2) เพื่อสนับสนุนการจัดตั้งและการบำรุงรักษาระบบการเลกเปลี่ยนข่าวอุตุนิยมวิทยาให้รวดเร็ว

(3) เพื่อสนับสนุนการวางเกณฑ์มาตรฐานการตรวจวัดสารประกอบอุตุนิยมวิทยาและกำหนดการพิมพ์เผยแพร่ผลการตรวจและสถิติอุตุนิยมวิทยาให้สม่ำเสมอ

(4) เพื่อจัดให้มีการใช้ประโยชน์จากอุตุนิยมวิทยาต่องานด้านการบิน การเดินเรือการเกษตรและกิจกรรมอื่นๆให้กว้างขวาง

(5) เพื่อสนับสนุนการค้นคว้า การฝึกอบรมทางอุตุนิยมวิทยา และให้ความช่วยเหลือในการประสานงานระหว่างประเทศ

WMO มีความก้าวหน้ามาโดยลำดับ เพราะเป็นองค์กรที่เป็นสากลและต้องอาศัยความร่วมมือความเสียสละจากประเทศต่างๆก่อให้เกิดประโยชน์ต่อมวลมนุษยชาติอย่างแท้จริง การดำเนินงานได้พัฒนาเครือข่ายละวิธีการตรวจอุตุนิยมวิทยามาโดยตลอด มือเครื่องมือที่ทันสมัยมาใช้งาน โดยนำเนินงานในรูปแบบการประชุม การจัดหาผู้เชี่ยวชาญ การให้ทุนช่วยเหลือทางเทคนิค เป็นต้น

โครงการที่สำคัญของWMOได้แก่ โครงการเฝ้าตรวจอากาศทั่วโลก(World Weather Watch) ซึ่งเริ่มดำเนินงานมาตั้งแต่ พ.ศ.2503 โครงการวิจัยบรรยากาศโลก(Global Atmosphere Research Program หรือ GARP) โดยร่วมมือกับคณะมนตรีนานาชาติของสหภาพวิทยาศาสตร์(International Council of Scientific Unions หรือ ICSU) โครงการวางแผนร่วมเพื่อพัฒนาระบบเตือนภัยด้านอุตุนิยมวิทยา อุทกวิทยา

พ.ศ.2545 องค์การอุตุนิยมวิทยาโลกกำหนดแผนปฏิบัติงานไว้ในแผนปฏิบัติการที่ 21 (Agenda21) ของอนุสัญญาระหว่างประเทศ ได้แก่ การป้องกันการทำลายชั้นโอโซน การเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศ สภาวะการเปลี่ยนแปลงของดินกลายเป็นทะเลทราย และความหลากหลายทางชีวภาพ นอกจากนั้นยังสนับสนุนภารกิจอื่นๆขององค์การสหประชาชาติ ได้แก่ ความมั่นคงทางอาหาร การผลิตและการบริโภคพลังงาน ที่อยู่อาศัยและสภาพแวดล้อมและการป้องกันชั้นบรรยากาศ โดยนำเอาเทคโนโลยีสมัยใหม่เข้ามาใช้ ได้แก่ เรดาร์ตรวจอากาศ ภาพดาวเทียมและเทคโนโลยีสิ่งแวดล้อม โดยในปัจจุบันสามารถพยากรณ์อากาศล่วงหน้าอย่างแม่นยำเป็นระยะเวลา 7-10 วัน และคาดหวังว่าสามารถเชื่อมโยงเครือข่ายเพื่อพยากรณ์ปรากฏการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เช่น พยากรณ์การเกิดปรากฏการณ์เอลนิโญ (El niño) และ (LA niña) ได้อย่างน้อย 2-3 เดือนหรือเป็นปี (เทพพรรณี เสตสุบรรณ, 2541 : 63-67)

1.8.3 ประวัติกรมอุตุนิยมวิทยาของประเทศไทย มีดังนี้ (กรมอุตุนิยมวิทยา, ประวัติกรมอุตุนิยมวิทยา. (ข้อมูลออนไลน์),2548)

กรมอุตุนิยมวิทยา กระทรวงเทคโนโลยีสารสนเทศและการสื่อสาร เป็นหน่วยงานที่ทำหน้าที่ตรวจสภาพลมฟ้าอากาศและปรากฏการณ์ธรรมชาติเพื่อพยากรณ์อากาศและเตือนภัยที่เกิดจากสภาพลมฟ้าอากาศและแผ่นดินไหว นอกจากนี้ยังศึกษาและวิจัยด้านอุตุนิยมวิทยา การให้บริการข้อมูลอุตุนิยมวิทยาในกิจการด้านต่างๆ เป็นศูนย์โทรคมนาคมอุตุนิยมวิทยาประจำภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

กรมอุตุนิยมวิทยาก่อตั้งในวันที่ 20 พ.ย.2449 สมัยนายพลเรือพระเจ้าบรมวงศ์เธอกรมหลวงชุมพรเขตอุดมศักดิ์ (บิดาอุตุนิยมวิทยาของประเทศไทย) ทรงวางแนวทางการศึกษาและเป็นผู้บรรยายวิชาการอุตุนิยมวิทยา ณ โรงเรียนนายเรือ ต่อมาใน พ.ศ.2455 พลเรือโท พระยาราชวังสัน (ศรี-กมลนาวิน) เรียบเรียงตำราวิชาอุตุนิยมวิทยาเป็นภาษาไทยฉบับบแรกสำหรับสอนในโรงเรียนนายเรือ แต่เริ่มดำเนินงานครั้งแรกเมื่อ พ.ศ.2466 ในการทดน้ำ กระทรวงเกษตราธิการ ต่อมาปลายปีได้จัดตั้งเป็นแผนกอุตุนิยมศาสตร์และสถิติการรักษาน้ำ กรมทดน้ำ (ปัจจุบันคือกรมชลประทาน) ต่อมากิจการอุตุนิยมวิทยาได้มีการย้ายโอนสังกัดไปยังหน่วยงานต่างๆตามการบริหารราชการแผ่นดินตามลำดับดังนี้

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| 6 สิงหาคม 2497 | : | เป็นกองอุตุนิยมวิทยา สังกัดกรมอุทกศาสตร์ กองทัพเรือ |
| 23 มิถุนายน 2498 | : | ยกฐานะเป็นกรมอุตุนิยมวิทยา โดยมีสถานที่ทำงาน อยู่ที่ 612  ถนนสุขุมวิท ตำบลคลองตันอำเภอพระโขนกรุงเทพมหานคร |
| 29 สิงหาคม 2505 | : | โอนมาสังกัดสำนักนายกรัฐมนตรี |
| 1 ตุลาคม 2515 | : | โอนมาสังกัดกระทรวงคมนาคม |
| 3 ตุลาคม 2545 | : | โอนมาสังกัดกระทรวงเทคโนโลยีสารสนเทศและการสื่อสาร |

ด้วยมติคณะรัฐมนตรี เมื่อวันที่ 19 และ 27 ธันวาคม พ.ศ.2532 อนุมัติให้กรมอุตุนิยมวิทยาย้ายสถานที่ทำงานอุปกรณ์ทางเทคนิค และบ้านพักมายังสถานที่ปัจจุบัน โดยอนุมัติงบประมาณจำนวณ 346 ล้านบาทให้เป็นค่าก่อสร้าง อาคารที่ทำการใหม่สูง 16 ชั้น รวมทั้งบ้านพักข้าราชการ โดนตั้งอยู่ที่ 4353 ถนนสุขุมวิท แขวงบางนา เขตบางนา กรุงเทพมหานคร

1.8.4 วิสัยทัศน์และพันธกิจกราอุตุนิยมวิทยา ปัจจุบันกำหนดไว้ดังนี้ (กรมอุตุนิยมวิทยา, วิสัยทัศน์. (ข้อมูลออนไลน์),2548)

1) วิสัยทัศน์ (Vision) เป็นองค์กรชำนาญด้านอุตุนิยมวิทยา สามารถปฏบัติงานและให้บริการได้ถูกต้อง รวดเร็วทันเหตุการณ์ และสอดคล้องกับความต้องการของสาธารณชน มีการปฏิบัติงานตามมาตรฐานขององค์การอุตุนิยมวิทยาโลก และหน่วยงานที่เกี่ยวข้องเพื่อประโยชน์ของประชาชนในการเตือยภัย ป้องกันภัยภิบัติ และการพัฒนาประเทศ และนำไปสู่การเป็นศูนย์กลางอุตุนิยมวิทยาในภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

2) พันธกิจ (Mission) กำหนดพันธกิจไว้ดังนี้

2.1) ตรวจวัด เฝ้าระวัง ติดตาม รายงาน วิเคราะห์ พยาการณ์อากาศ และปรากฏการณ์ธรรมชาติ อย่างถูกต้องตามหลักวิชาการ

2.2) ศึกษาวิจัยเพื่อพัฒนางานด้านอุตุนิยมวิทยา ภูมิสารสนเทศอุตุนิยมวิทยา ภูมิ-ฟิสิกส์ (Geo-Physic) ให้ก้าวทันต่อเทคโนโลยีที่เปลี่ยนแปลงไป

2.3) ให้บริการด้านอุตุนิยมวิทยาแก่กิจการด้านต่างๆ ด้วยความรวดเร็ว ถูกต้อง แม่นยำและทันเหตุการณ์

**บทที่ 2**

**บรรยากาศของโลก (Atmosphere)**

**2.1 บรรยากาศโลก**

บรรยากาศตามความหมายที่ให้นิยามไว้ในพจนานุกรม ฉบับราชบัณฑิต พ.ศ.2525 ให้ความหมายไว้ว่า “อากาศที่ห่อหุ้มโลก” บนนยากาศจึงเปรียบเสมือนผ้าห่มอากาศที่ห่อหุ้มโลกไว้ และอีกความหมาย คือ อากาศในที่ต่างๆทั้งหมดเป็นส่วนใหญ่ที่ห่อหุ้มโลกอยู่โดยรอบจะอยู่จากพื้นโลกสูงขึ้นไปประมาณ 800-1,000 กิโลเมตร ในภาษากรีกให้ความหมายว่า “หายใจ” ซึ่งคงเป็นจริงหากโลกปราศจากอากาศแล้ว สิ่งมีชีวิตโดยเฉพาะมนุษย์คงไม่สามารถดำรงชีวิตอยู่ได้

การศึกษาเพื่ออธิบายบรรยากาศนั้นมีมานานตั้งแต่สมันกรีกเรื่อยมาจนถึงปัจจุบัน โดยในแต่ละยุคแต่ละสมัยมีวัตถุประสงค์ที่คล้ายกันคือการศึกษาเพื่อเข้าใจและพยากรณ์ลมฟ้าอากาศ อย่างไรก็ตามการอธิบายกำเนิดของบรรยากาศโลกนั้น มีข้อเสนอว่าจำเป็นต้องศึกษาถึงลักษณะบรรยากาศของดาวเคราะห์ดวงอื่นๆประกอบด้วย แต่ผลการศึกษาทางดาราศาสตร์ของกลุ่มดวงดาวต่างๆที่มีอยู่นับล้านกาแล็กซี่ (Galaxy) และในแต่ละกาแล็กซี่ยังมีดวงดาวอีกกว่าล้านๆดวง ก็ยังมามีหลักฐานยืนยันว่ามีดาวเคราะห์ในระบบสุริยะและ/หรือกลุ่มดาวเคราะห์ในกาแล็กซี่ใดที่มีลักษณะบรรยากาศคล้ายกับบรรยากาศโลกเลย ทั้งนี้อาจเป็นเพราะสัดส่วนของสารประกอบและธาตุต่างๆที่ประกอบเป็นบรรยากาศโลกนั้นไม่มีในดวงดาวอื่น หรือมีเพียงสารประกอบเท่านั้น

นักวิทยาศาสตร์บางกลุ่มให้ข้อเสนอว่า บรรยากาศโลกในปัจจุบันอาจไม่ใช่บรรยากาศที่เกิดมาตั้งแต่ยุคแรก เพราะในยุคแรกถ้ากำเนิดโลกเป็นไปตามแนวคิดของทฤษฎีบิกแบง (Big bang theory) ซึ่งเกิดเมื่อประมาณ 15,000 ล้านปีก่อน ในระยะแรกที่คอสมิกก๊าซ (Cosmic) เริ่มรวมตัวเป็นกลุ่มก๊าซและหมุนรอบดาวฤกษ์นั้น แรงดึงดูดยังมีน้อยทำให้ธาตุที่เบาลอยขึ้นสูงเบื้องบน และจากหลักฐานการศึกษาความคงที่ของบรรยากาศโลกในยุคก่อนแคมเบียน(Pre-Cambrian Time) หรือราว 4,600 ล้านปีก่อน ที่เชื่อมโยงมาถึงปัจจุบัน กลุ่มก๊าซและสสารดังกล่าวได้รวมตัวกันเกิดเป็นโลกและดาวเคราะห์ต่างๆ จากนั้นถูกแรงดึงให้มีขนาดเล็กลงและร้อนยิ่งขึ้นตามลับดับ จนกลายเป็นดวงไฟ ต่อมาได้เย็นตัวลงจนเกิดการแข็งตัวเป็นเปลือกโลกส่วนที่เป็นของเหลวถูกหุ้มไว้ภายใน ส่วนกลุ่มก๊าซและสสารที่มีความหนาแน่นต่ำเกิดเป็นบรรยากาศห่อหุ้มอยู่รอบโลก จึงสันนิษฐานว่าบรรยากาศในปัจจุบันนี้น่าจะเป็นบรรยากาศที่เกิดขึ้นใหม่หรือเป็นบรรยากาศยุคที่สองของโลก (Second atmosphere) โดยสารประกอบอากาศในปัจจุบันได้จาก การระเบิดของภุเขาไฟหลายๆครั้งทำให้เกิดน้ำและก๊าซต่างๆในชั้นบรรยากาศ ทั้งนี้มีรายงานผลการศึกษาว่าการระเบิดของภูเขาไฟในปัจจุบัน ส่วนใหญ่ก๊าซที่ปะทุออกมาประกอบด้วยไอน้ำร้อยละ 80 ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ร้อยละ 12 ก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์ร้อยละ 7 และก๊าซไนโตรเจนร้อยละ 1 จึงคาดว่าส่วนผสมของบรรยากาศของโลกเมื่อสี่พันล้านปีก่อน น่าจะคล้ายกับส่วนผสมของก๊าซต่างๆ ที่พ่นออกมาจากการระเบิดของภูเขาไฟในปัจจุบัน นอกจากนั้นยัง

|  |
| --- |
| ภาพ 2.1 อายุของจักรวาลตามทฤษฎี big bang  ที่มา :http://a54.idata.over-blog.com/236x300/4/07/  56/61/bigbang1\_large.jpg |

สันนิษฐานว่า บรรยากาศโลกน่าจะมีกำเนิดมาจากการหายใจของสิ่งมีชีวิตเล็กๆ หรือจุลชีพและการสังเคราะห์แสงของพืช การสลายตัวการสึกกร่อนโดยขบวนการเคมี น้ำพุร้อน และกิจกรรมการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิตทั้งหลายในโลกนี้ ส่วนการกำเนิดก๊าซออกซิเจนนั้นเชื่อว่าน่าจะเกิดหลังก๊าซอื่นๆเมื่อ 2.4 พันล้านปีก่อน โดยเกิดจากการสลายของไอน้ำเมื่อได้รับรังสีอัลตราไวโอเลตจากดวงอาทิตย์และจากการสังเคราะห์แสงของพืชสีเขียวตามแหล่งน้ำต่างๆและสิ่งมีชีวิตเล็กๆที่ใช้การสังเคราะห์แสงช่วยผลิตออกซิเจนให้แก่โลก

โลกเป็นดาวเคราะห์ดวงหนึ่งในระบบสุริยะ ซึ่งต่างจากดาวเคราะห์ดวงอื่นๆ โดยมีบรรยากาศล้อมรอบ บรรยากาศมีคุณสมบัติเป็นก๊าซที่ประกอบด้วยโมเลกุลเล็กๆจากสารหลายชนิด คุณสมบัติของอากาศนั้นไม่มีสี ไม่มีกลิ่น ไม่มีรส เป็นของไหลชนิดหนึ่งที่มีการเคลื่อนที่ได้ทุกทิศทุกทางและตลอดเวลา ยืดหยุ่น อัดตัว (Compressibility) และขยายตัวได้ ถ้าเปรียบบรรยากาศของโลกเสมือนทะเลของก๊าซแล้ว มนุษย์ก็เป็นสิ่งมีชีวิตที่ประกอบกิจกรรมต่างๆอยู่ใต้ทะเลของก๊าซ ถึงแม้ว่าเหนือระดับ 1,000 กิโลเมตรจากผิวโลกขึ้นไปยังคงมีก๊าซต่างๆอย่างเบาบาง แต่ร้อยละ 99 ของมวลบรรยากาศอยู่ภายใต้ระดับ 30 กิโลเมตรแรกจากพื้นผิวโลก และจากการคำนวณเพื่อประมาณหาน้ำหนักของบรรยากาศ พบว่า บรรยากาศน่าจะมีน้ำหนัก 5.9x1015 ตัน หรือเทียบเท่า 1 ใน 300 ส่วนของน้ำทั้งหมดที่มีอยู่ในแม่น้ำ หนอง บึง ทะเลสาบและมหาสมุทรต่างๆของโลก หรือ 1 ในล้านส่วนของน้ำหนักทั้งหมดของโลก

|  |  |
| --- | --- |
|  |  |
| ภาพ 2.2: ภาพถ่ายชั้นบรรยากาศของโลกจากอวกาศ ภาพ 2.3 ภาพถ่ายเมฆและชั้นบรรยากาศจากดาวเทียว CALIPSO | |

ที่มา :ภาพ 2.2 http://www.weather-climate.org.uk/images/mesosphere.jpg และภาพ 2.3http://www.nasa.gov/images/

content/126913main\_CALIPSO(space-earth).jpg

กลจักรบรรยากาศ (Atmospheric engine) มีองค์ประกอบหลัก 4 องค์ประกอบ คือ ดวงอาทิตย์ โลก บรรยากาศและไอน้ำ เป็นกลจักรสำคัญที่ทำให้เกิดการหมุนเวียน (Circulation) และเกิดปรากฏการณ์ต่างๆของบรรยากาศหรือกาลอากาศ (Weather phenomena) ขึ้นในโลก ดวงอาทิตย์ทำหน้าที่คล้ายเป็นเตาเชื้อเพลิงส่งความร้อนมายังพื้นโลก บริเวณพื้นผิวโลกที่ได้รับความร้อนมากกว่าพื้นที่อื่น เช่น ที่บริเวณศูนย์สูตรก็จะทำให้บรรยากาศของบริเวณนั้นร้อนขึ้น เกิดการขยายตัว และลอยสูงขึ้นไป อากาศบริเวณพื้นโลกได้รับความร้อนน้อยกว่าและเย็นกว่าก็จะเคลื่อนตัวเข้ามาแทนที่ กระบวนการนี้ทำให้เกิดการหมุนเวียนของอากาศขึ้น



ภาพที่ 2.4 องค์ประกอบของกลจักรบรรยากาศ และ กาลอากาศ (Weather phenomena) ที่เกิดขึ้น

ที่มา : http://www.meteorologyclimate.com

นอกจากนี้การหมุนรอบตัวของโลกประมาณทุกๆ 24 ชั่วโมง (23 ชั่วโมง 56 นาที 4.03 วินาที) การเอียงของแกนหมุนของโลก การโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ประมาณ 3651/4 วัน รวมทั้งคุณสมบัติและความแตกต่างของพื้นดินและพื้นน้ำของโลก จะทำให้การหมุนเวียนของบรรยากาศและเกิดปรากฏการณ์ของบรรยากาศต่างๆมากมาย เช่น ลม ฝน พายุคะนอง พายะไต้ฝุ่น เป็นต้น คุณสมบัติต่างๆทางฟิสิกส์ของอากาศที่สัมพันธ์กับมวล ปริมาตร ความดัน และอุณหภูมิ สามารถอธิบายได้โดยกฎต่างๆที่เกี่ยวกับก๊าซุอดมคติ (Ideal gas lawe) (กรมอุตุนิยมวิทยา, กลจักรบรรยากาศ. (ออนไลน์), 2547)

**2.2 ส่วนประกอบของบรรยากาศ (Composition of the atmosphere)**

บรรยากาศเป็นของผสมซึ่งประกอบด้วยก๊าซต่างๆ หลายชนิด ก๊าซซึ่งเป็นส่วนประกอบที่สำคัญได้แก่ อากาศแห้ง ไอน้ำ และอนุภาคฝุ่นต่างๆ ดังนี้

2.2.1 อากาศแห้ง เป็นองค์ประกอบหลักของบรรยากาศ ประกอบด้วย ก๊าซไนโตรเจน (N2)

ออกซิเจน (O2) อาร์กอน (A) และคาร์บอนไดออกไซด์ (CO2) รวมกันคิดเป็นร้อนละ 99.99 โดยปริมาตร นอกจากนี้ยังประกอบด้วยก๊าซอื่นๆ ได้แก่ นีออน (Ne) ฮีเลียม (He) มีเทน (CH4) คริปตอน (Kr) ไฮโดรเจน (H2) ไนตรัสออกไซด์ (CO) ซีนอน(Xe) โอโซน (O3) ฯลฯ ร้อยละโดยปริมาณจำแนกตามชนิดก๊าซ ปรากฏในตาราง 2.1 ดังนี้

ตาราง 2.1 ส่วนประกอบของอากาศแห้ง

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| ก๊าซ | มวล  โมเลกุล | ร้อยละโดยปริมาตร  (โดยประมาณ) |
| ไนโตรเจน  ออกซิเจน  อาร์กอน  CO2  นีออน  ฮีเลียม  มีเทน | 28.016  32.00  39.94  44.01  20.18  4.00  16.043 | 78.084  20.964  0.934  0.036  0.0018  0.00052  0.00015 |

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| ก๊าซ | มวล  โมเลกุล | ร้อยละโดยปริมาตร  (โดยประมาณ) |
| คริปตอน  ไฮโดรเจน  NO\*  CO  ซีนอน  โอโซน  ไอน้ำ | 83.70  2.02  44.016  28.01  131.30  48.00  18.00 | 0.00011  0.00005  0.00003  0.00001  0.0000087  0.000007  0-4.00 |

\*NOหมายถึง ก๊าซไนโตรเจนออกไซด์

ส่วนประกอบของอากาศแห้งถือว่าเป็นอัตราส่วนที่คงที่ อย่างไรก็ตามสัดส่วนนี้อาจแตกต่างกันได้ตามเวลาและสถานที่ โดยมีลมช่วยพัดให้เกิดการผสมกันอยู่เรื่อยๆ เมื่อพิจารณาอัตราส่วนของก๊าซ พบว่า ก๊าซไนโตรเจนและออกซิเจนรวมกันมีปริมาณถึงร้อยละ 99 โดยปริมาตรของอากาศ ส่วนอาร์กอนเป็นก๊าซเฉื่อยซึ่งไม่ทำปฏิกิริยาทางเคมีกับก๊าซอื่นๆหรือส่วนประกอบอื่นๆ ที่น่าสังเกตคือ ก๊าซ CO2แม้ว่าจะมีปริมาตรเพียงร้อยละ 0.03 แต่มีความสำคัญต่อระบบภูมิอากาศ เพราะเป็นตัวดูดเก็บความร้อนในชั้นบรรยากาศ และช่วยในกระบวนการสังเคราะห์แสงของพืช ก๊าซที่เบาที่สุด ได้แก่ ไฮโดรเจน และก๊าซที่หนักที่สุดได้แก่ ซีนอน มีร้อยละของปริมาตรจำแนกตามชนิดก๊าซ ดังนี้

ประโยชน์ของก๊าซที่เป็นส่วนประกอบของอากาศแห้งที่สำคัญ ได้แก่

1) ก๊าซไนโตรเจน เป็นก๊าซที่มีปริมาณมากที่สุดในอากาศ มีสมบัติเป็นก๊าซเฉื่อย ประโยชน์ที่สำคัญช่วยเจือจางความเข้มข้นของออกซิเจนในอากาศ ทำให้ออกซิเจนมีความเข้มข้นพอเหมาะสำหรับสิ่งมีชีวิตที่จะนำไปใช้ได้ โดยไม่ก่อให้เกิดอันตราย การหายใจเอาออกซิเจนที่มีความเข้มข้นสูงเข้าไปจะทำให้เกิดการสันดาปภายในเซลล์ของสิ่งมีชีวิตเป็นไปอย่างรุนแรงและก่อให้เกิดอันตรายจนอาจถึงแก่ชีวิตได้ และเป็นส่วนประกอบหนึ่งของสิ่งมีชีวิตซึ่งต้องนำไปใช้ในการเจริญเติบโตและซ่อมแซมส่วนที่สึกหรอของเซลล์ร่างกาย1 นอกจากนี้ไนโตรเจนยังเป็นธาตุที่เป็นส่วนประกอบสำคัญของปุ๋ยซึ่งเป็นอาหารของพืช ไนโตรเจนในดินจะช่วยให้พืชเจริญเติบโตได้ดี

2) ก๊าซออกซิเจน เป็นก๊าซที่สำคัญที่สุดของสิ่งมีชีวิต เพราะสิ่งมีชีวิตให้ก๊าซออกซิเจนในการหายใจ เมื่อสิ่งมีชีวิตหายใจเอาออกซิเจนเข้าไปจะสันดาปกับอาหารภายในเซลล์และให้พลังงานออกมา ซึ่งเซลล์จะนำไปใช้ในการดำรงชีวิต เช่น การเคลื่อนไหว การเจริญเติบโต การสืบพันธ์ เป็นต้น ส่วนก๊าซออกซิเจนในอากาศจะช่วยในการสันดาปกับเชื้อเพลิงซึ่งจะให้พลังงานความร้อนและแสงสว่างออกมา พลังงานที่ได้จะนำไปใช้ประโยชน์ในด้านต่างๆ ได้แก่ การนำไปปรุงอาหาร การให้วความอบอุ่นในฤดูหนาว การให้แสงสว่างตอนกลางคืน นอกจากนี้ก๊าซออกซิเจนในอากาศบางส่วนยังถูกเปลี่ยนเป็นก๊าซโอโซนซึ่งทำหน้าที่สำคัญในการดูดกลืนรังสีอุลตราไวโอเลตจากดวงอาทิตย์

2.2.2 ไอน้ำ เป็นส่วนประกอบของบรรยากาศที่สำคัญในชั้นบรรยากาศ เกิดจากการระเหยของน้ำที่พื้นผิวโลกและการคาย ระเหยของพืช มีสัดส่วนในชั้นบรรยากาศในปริมาณที่แตกต่างกันขึ้นอยู่กับสภาพพื้นที่ต่างๆของผิวโลกและเป็นพื้นฐานของการเกิดปรากฏการณ์ต่างๆ ในบรรยากาศ เช่น ฝน น้ำค้าง หมอก ฯลฯ โลกมีพื้นที่ผิวเป็นมหาสมุทรคิดเป็นร้อยละ 70 หรือประมาณ 500 ล้านตารางกิโลเมตร โดยเฉลี่ยน้ำในมหาสมุทรจะถูกระเหยกลายเป็นไอน้ำหนาประมาณ 1 เมตรต่อปี ในแต่ละปีจะมีไอน้ำเข้าสู่บรรยากาศที่เกิดจากการระเหยจากผิวหน้าน้ำในมหาสมุทร ประมาณ 350 ล้านตัน และจากการการคายน้ำของพืช สัตว์ การระเหยของน้ำไนแม่น้ำ ลำคลอง หนอง บึง ทะเลสาบและภูเขาไฟ ประมาณ 50 ล้านตัน ไอน้ำจากแหล่งต่างๆเหล่านี้ทำให้เกิดการต่อตัวของเมฆและการเกิดหยาดน้ำฟ้าตกลงมายังผิวโลก ไอน้ำมีการกระจายที่แตกต่างกันทั้งในแนวตั้งและแนวนอน มีความหนาแน่นมากที่สุดที่ระดับ 2-3 กิโลเมตรจากผิวโลก ความหนาแน่นของไอน้ำจะลดลงมาตามความสูง ณ ระดับความสูง 1.2 กิโลเมตรจากผิวโลกจะมีไอน้ำหนาแน่นคิดเป็นครึ่งหนึ่งของปริมาณไอน้ำในชั้นบรรยากาศ ขณะที่ในระดับ 5 กิโลเมตรจากผิวโลกจะมีไอน้ำอยู่เพียง 1 ใน 10 ในเขตละติจูดสูงและบริเวณที่ห่างไกลจากทะเลจะมีสัดส่วนไปน้ำน้อย นอกจากนี้ปริมาณของไปน้ำในบรรยากาศจะเปลี่ยนไปตามเวลา โดยในฤดูน้อนจะมีการผันแปรมากกว่าในฤดูหนาว บริเวณทะเลทรายและขั้วโลกจะมีไอน้ำในบรรยากาศน้อย บริเวณที่มีอากาศชื้นและร้อนปริมาณไอน้ำในบรรยากาศจะมีมาก แต่ไม่เกินร้อยละ 4 โดยปริมาตร

2.2.3 อนุภาคฝุ่นต่างๆ อนุภาคฝุ่นในบรรยากาศเป็นของแข็งขนาดเล็กที่ฟุ้งกระจายอยู่ในบรรยากาศ โดนปกติจะมีเส้นผ่านศูนย์กลาง 0.001 ถึง 1,000 ไมครอน เราอาจแบ่งอนุภาคฝุ่นออกเป็น 2ชนิด ได้แก่ 1) อนุภาคฝุ่นที่เกิดเองตามธรรมชาติ เช่น ผงฝุ่นที่เกิดจากภูเขาไฟ จากอวกาศ

1สิ่งมีชีวิตโดยเฉพาะมนุษย์ไม่สามารถรับเอาไนโตรเจนได้โดยตรง การรับต้องผ่านกระบวนการแปรรูปเป็น

สสารอย่างอื่นก่อน

อุกกาบาต ผงฝุ่นที่ลอยขึ้นเนื่องจากลม ละอองเกสรจากพืช การผุกร่อนของหิน ไฟป่า และอนุภาคเกลือจากฟองคลื่นในทะเล เป็นต้น 2) อนุภาคฝุ่นที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ เช่น อนุภาคฝุ่นและควันจากกระบวนการทางอุตสาหกรรมการเผาไหม้ต่างๆ ควันไอเสียจากรถยนต์ การใช้อาวุธเคมี การทดลองอาวุธนิวเคลียร์ตลอดจนการแตกตัวของสารกัมมันตภาพรังสี ทำให้เกิดอนุภาคฝุ่นเข้าสู่บรรยากาศ เป็นต้น ปริมาณอนุภาคฝุ่นในอากาศโดยทั่วไปเกิดขึ้นดดยธรรมชาติจะมีปริมาณมากกว่า แต่ถ้าในท้องถิ่นหนึ่งๆมีผงฝุ่นที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ในปริมาณที่มากเกินไป เช่น ในเขตเมืองใหญ่ และเขตอุตสาหกรรม เป็นต้น ถึงแม้ว่าผงฝุ่นในบรรยากาศจะทำให้ทัศนวิสัยลดลงและเป็นมลภาวะที่เป็นอันตรายต่อสุขภาพของมนุษย์ แต่ผงฝุ่นก็ทำหน้าที่เป็นแกนในการกลั้นตัวของไอน้ำในชั้นบรรยากาศ ซึ่งทำให้เกิดการต่อตัวของเมฆและฝน จาการวิจัยในห้องทดลองพบว่า การกลั่นของไอน้ำไม่อาจเกิดขึ้นในบรรยากาศที่ปราศจากผงฝุ่น แม้ว่าไอน้ำจะอิ่มตัวแล้วก็ตาม

2.2.4 โอโซน (O3) เป็นก๊าซธรรมชาติที่มีอยู่ทั่วไปในบรรยากาศตั้งแต่ระดับพื้นผิวโลกจนถึงบรรยากาศชั้นสเตรโตสเฟียร์ มีปริมาณในบรรยากาศไม่คงที่และมีเพียง 1 ในแสนส่วนบองอากาศโดยปริมาตร ในระดับใกล้ผิวโลกจะมีโอโซนอยู่น้อยมาก ปริมาณโอโซนมีมากขึ้นตามความสูงในระดับตั้งแต่ 5-10 กิโลเมตรขึ้นไป และหนาแน่นที่สุดที่ระดับ ความสูง 20-25 กิโลเมตร แต่บางบริเวณอาจหนาแน่นที่ระดับความสูง 35 กิโลเมตร บริเวณที่มีโอโซนมาก เรียกว่า ชั้นโอโซนโนสเฟียร์ เมื่อระดับความสูงเพิ่มขึ้นปริมาณโอโซนจะลดลงตามความสูงจนถึงระดับความสูง 60 กิโลเมตรถัดจากนั้นเกือบจะไม่มีโอโซนเหลืออยู่เลย การกระจายของโอโซนในแนวดิ่งพบว่ามักจะไม่คงที่ บริเวณขั้งวโลกมีความแน่นของชั้นโอโซนมากกว่าบริเวณศูนย์สูตร เมื่อพิจารณาตามฤดูพบว่าม่โอโซนมากที่สุดในช่วงฤดูใบไม้ผลิ และน้อยที่สุดในช่วงฤดูร้อนในซีกโลกเหนือจะมีปริมาณโอโซนมากที่สุดในเดือนมีนาคมและเมษายน และน้อยที่สุดที่เดือนตุลาคมการกระจายของโอโซนในแนวระดับก๋ไม่สม่ำเสมอเช่นกัน ในละติจูดต่ำมีโอโซนในระดับผิวพื้นน้อยกว่าในเขตละติจูดสูง

โอโซนประกอบด้วยออกซิเจน 3 อะตอม ปกติมีสีฟ้า เมื่อเปลี่ยนสถานะเป็นของเหลวที่อุณหภูมิ -112.4 องศาเซลเซียส มักจะมีสีน้ำเงินเข้ม และที่อุณหภูมิ -251.4 องศาเซลเซียสเปลี่ยนสถานะเป็นของแข็งมีลักษณะเป็นผลึกสีม่วงดำ ภายใต้ความดันปกติโอโซนและออกซิเจนมีคุณสมบัติคล้ายกัน แต่โอโซฯให้พลังงานสูงกว่าและให้ปฏิกิริยาที่รุนแรงมากกว่าออกซิเจน เนื่องจากโอโซนสามารถแตกตัวออกเป็นโมเลกุลและอะตอมของออกซิเจนได้ง่าย ทางการแพทย์จึงมีการนำโอโซนมาใช้ในการฆ่าเชื้อโรคในน้ำดื่มและเครื่องดื่ม ในวงการอุตสาหกรรมได้นำโอโซนมาใช้เป็นตัวฟอกของเหลวหรือน้ำทิ้งที่เกิดจากโรงงานอุตสาหกรรม และใช้ในการแก้ไขน้ำเสียในแม่น้ำลำคลอง นอกจากนั้นมีการนำโอโซนไปใช้ในการฟอกอากาศในที่ที่ไม่ได้รับแสงแดด เช่น ในห้องโดยสารในเรือขนส่งขนาดใหญ่ เหมืองใต้ดิน อุโมงค์ และที่กำบังสำหรับป้องกันอันตรายจากการโจมตีทางอากาศ เนื่องจากโอโซนสามรถฆ่าเชื้อแบคทีเรียและย่อยสลายสารอินทรีย์สาร โดยไม่ทำให้เกิดกลิ่นเหม็นหรือสิ่งสกปรกที่ไม่พึงปรารถนา

ในชั้นบรรยากาศโอโซนเกิดขึ้นจากการชนกันของอะตอมออกซิเจนกับรังสีอุลตราไวโอเลต ทำให้โมเลกุลของออกซิเจนแตกตัวเป็นอิสระ เมื่ออะตอมอิสระเข้ารวมตัวกับออกซิเจนที่ยังไม่แตกตัวก็จะกลายเป็นโมเลกุลขอลโอโซน หรืออาจเกิดขึ้นได้จากไฟป่า ภูเขาไฟระเบิด ฟ้าแลบฟ้าร้อง การปล่อยกระแสไฟฟ้า การทดลองนิวเคลียร์ เป็นต้น โอโซนเป็นก๊าซชนิดเดียวในบรรยากาศที่ทำหน้าที่ดูดกลืนรังสีอุลตราไวโอเลตจากดวงอาทิตย์ ทำให้รังสีอุลตราไวโอเลตทะลุผ่านบรรยากาศมาถึงพื้นผิวโลกได้เพียงเล็กน้อย จึงมีความสำคัญต่อการดำรงอยู่ของมนุษย์และสิ่งมีชีวิตอื่นๆ เป็นอย่างมากหากปราศจากโอโซนรังสีอุลตราไปโอเลตจะเข้ามาในชั้นบรรยากาศและพื้นผิวโลกมากเกินไป ซึ่งจะทำให้สิ่งมีชีวิตต่างๆไม่สามารถดำรงอยู่บนโลกได้ เนื่องจากรังสัลตราไวโอเลตจะทำลายเชื้อแบคทีเรียที่เป็นประโยชน์ต่อการสลาย แม้ว่ารังสีอุลตราไวโอเลตจะมีข้อดีในการช่วยสร้างวิตามินดีให้กับผิวหนังซึ่งจะช่วยเร่งการเจริญเติบโตของร่างกายและควบคุมการเกิดโรคกระดูกผุ แต่ถ้ารับในปริมาณมากอาจก่อให้เกิดมะเร็งผิวหนังได้ (กรมอุตุนิยมวิทยา, การเปลี่ยนแปลงโอโซน. (ข้อมูลออนไลน์),2549)

2.2.5 คาร์บอนไดออกไซด์ (CO2) เป็นก๊าซที่ไม่มีสี ไม่มีกลิ่นและไม่มีรส จากการศึกษาทางชีววิทยาทราบว่า CO2เป็นวัตถุดิบที่ใช้ในการสังเคราะห์แสงของพืชที่มีรงควัตถุสีเขียว ซึ่งเป็นกระบวนการในการสร้างสารคาร์โบไฮเดรต และสารอื่นที่จำเป็นต่อการเจริญเติบโตของพืช การศึกษาด้านอุตุนิยมวิทยาในบรรยากาศ พบว่า ในบรรยากาศมี CO2เป็นส่วนผสมประมาณ 3 ในหมื่นส่วน ซึ่งเป็นปริมาณที่น้อยมาก แต่ CO2 มีความสำคัญต่อภูมิอากาศของโลกเป็นอย่างมาก CO2ในชั้นบรรยากาศจะปล่อยให้รังสีดวงอาทิตย์ในช่วงคลื่นที่มองเห็นได้ผ่านมายังโลก ซึ่งจะทำให้พื้นดินและพื้นน้ำได้รับพลังงานความร้อนดวงอาทิตย์ แต่จะดูดกลืนรังสีอินฟราเรดที่สะท้อนจากพื้นผิวโลก โดยเฉพาะช่วงคลื่น 13-17 ไมครอน ทำให้ความร้อนที่แผ่จากพื้นผิวโลกออกสู่อวกาศช้าลง วัฏจักรของ CO2 ค่อนข้างซับซ้อนในขณะที่พืชดูด CO2 และคายออกซิเจนออกมาในกระบวนการสังเคราะห์แสง แต่สัตว์ใช้ออกซิเจนในการหายใจและคาย CO2 ออกมา ทำให้เกิดความสมดุลของวัฏจักร CO2และออกซิเจนระหว่างพืชและสัตว์ ในการก่อตัวของหินบางชนิดมีการดูด CO2 ไปใช้ แต่ในการสลายตัวของอินทรีย์สารจะปล่อย CO2 ออกมา ทำให้เกิดความสมดุลของวัฏจักร CO2 และออกซิเจน มหาสมุทรเป็นแหล่งสะสมของCO2 ปริมาณมหาศาลและมากที่สุดโดยมีปริมาณกว่า 40,000 ล้านตัน โดย CO2 ละลายอยู่ในมหาสมุทรในรูปของไบคาร์บอเนตอิออน ในทางกลับกันไบคาร์บอเนตอิออนสามารถเปลี่ยนเป็นCO2  กลับคืนสู่บรรยากาศ ดังนั้นมหาสมุทรจึงเป็นเสมือนผู้กำหนด วัฏจักร CO2ในธรรมชาติ CO2 มีความหนาแน่นมากที่ระดับต่ำกว่า 20 กิโลเมตร จาการตรวจวัดพบว่าความหนาแน่นของ CO2 ในบรรยากาศคิดเป็น 330 ส่วนในล้านส่วน ซึ่งเพิ่มมากกว่าปกติ และมีข้อน่าสงสัยว่า การพัฒนาต่างๆที่เกิดขึ้นจากกิจกรรมของมนุษย์ทำให้มีแนวโน้มว่าจะก่อให้เกิด CO2 มากขึ้นถ้ามีปริมาณ CO2ในบรรยากาศเพิ่มมากขึ้น บรรยากาศก็สามารถดุดความร้อนเพิ่มมากขึ้นด้วย

|  |
| --- |
| ภาพที่ 2.5 วัฏจักรคาร์บอน  ที่มา : https://eo.ucar.edu/kids/green/images/carboncycle\_sm.jpg |

อย่างไรก็ตาม CO2 มีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา โดยเฉพาะในเขตป่าที่มีกลุ่มต้นไม้และหญ้ามากซึ่งเป็นตัวดูดCO2 ไปใช้ในการสังเคราะห์แสง ใสนขณะที่การหายใจของสัตว์และพืชจะคาย CO2 ออกมา การหายใจเกิดขึ้นอยู่ตลอดเวลาทั้งในตอนกลางวันและกลางคืน แต่การสังเคราะห์แสงส่วนใหญ่จะเกิดขึ้นในเวลากลางวัน ดังนั้นในตอนรุ่งเช้าขณะที่การสังเคราะห์ของพืชได้เริ่มขึ้นปริมาณ CO2จะเริ่มลดลงจนถึงเวลาประมาณเที่ยงวัน ความหนาแน่นของ CO2 ในบรรยากาศบริเวณป่าจะเหลือเพียง 300 ส่วนในล้านส่วน แต่หลังจากดวงอาทิตย์ตกแล้วพืชส่วนใหญ่จะหยุดการสังเคราะห์แสง ต่การหายใจของพืชและสัตว์ยังคงดำเนินไปอย่างต่อเนื่อง ทำให่ในบรรยากาศมี CO2 มากขึ้น โดยมีความหนาแน่นมากที่สุดเกินกว่า 400 ส่วนในล้านส่วน จนกระทั่งรุ่งเข้าของวันใหม่

CO2ผันไปตามฤดูกาล โดยทั่วไป CO2  จะมีประมาณสูงสุดในช่วงปลายฤดูหนาว และเมื่อเข้าสู่ฤดูใบไม้ผลิ ต้นไม้ต้นหญ้ามีความต้องการ CO2 สูงขึ้น ทำให้ CO2 ในบรรยากาศลดลงโดยมีระดับต่ำสุดในช่วงเดือนกันยายนและตุลาคม นอกจากนี้พบว่า CO2 มีความหนาแน่นมากใสนบริเวณที่อยู่เหนือละติจูด 40 อาศาเหนือ ซึ่งมีการใช้น้ำมันเชื้อเพลิงในอัตราสูงและพืชมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลมากในขณะที่ซีกโลกใต้มีความหนาแน่นของ CO2 ต่ำที่สุด เนื่องจากพื้นที่ส่วนใหญ่เป็นมหาสมุรและมีการใช้น้ำมันเชื้อเพลิงน้อยกว่าซีกโลกเหนือ และพืชมีการแปรผันตามฤดูกาลน้อยกว่า

**2.3 ชั้นบรรยากาศโลก**

ในอดีตก่อนมีเทคโนโลยีอวกาศมีความเข้าใจว่าบรรยากาศมีขอบเขตจำกัดที่แน่นอน และมีอุณภูมิลดลงเรื่อยๆตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น ต่อมาความรู้ทางวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีมีความก้าวหน้ามากขึ้นทำให้มีการสร้างเครื่องบินวิทยุหยั่งอากาศ จรวด และดาวเทียม ฯลฯ ซึ่งสามารถนำมาประยุกต์ใช้ในการสำรวจบรรยากาศได้โดยตรง ทำให้สามารถอธิบายโครงสร้างของบรรยากาศได้ชัดเจนยิ่งขึ้น โดยทราบว่าบรยากาศมีขอบเขตที่ไม่แน่นอนและอุณหภูมิก็ไม่ได้ลดลงตามระดับความสูงจนถึงขอบเขตของยรรยากาศ หากแต่อุณหภูมิมีการเพิ่งหรือลดลงตามลักษณะของชั้นบรรยากาศแต่ละชั้น และยังพบว่าความหนาแน่นของอากาศจะค่อยๆเบาบางลงตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น

บรรยากาศที่ห่อหุ้มโลกประกอบด้วยชั้นต่างๆซึ่งมีความหนาแน่นของบรรยากาศและความหนาของแต่ละชั้นแตกต่างกัน โดยชั้นบรรยากาศที่สูงขึ้นไปจากพื้นผิวโลกความหนาแน่นของก๊าซที่เป็นส่วนประกอบของบรรยากาศจะลดลง นอกจากนี้คุณสมบัติทางกายภาพของบรรยากาศแต่ละชั้นก็ต่างกันด้วย การแบ่งชั้นของบรรยากาศอาจจำแนกแบ่งตามคุณสิบัติในด้านต่างๆ ได้หลายทาง เช่น พิจารณาคุณสมบัติทางไฟฟ้าก็สามารถแบ่งได้เป็นชั้นที่มีประจุไฟฟ้า (Ionosphere) และชั้นที่ไม่มีประจุไฟฟ้า (Non-ionosphere) หรือใช้คุณสมบัติที่เกิดจากการกระทำของพายุแม่เหล็กจากดวงอาทิตย์กับสนามแม่เหล็กโลกที่เรียกว่า แมกนิโทสเฟียร์ (Magnetosphere) หรืออาจพิจารณาจากระดับอุณหภูมิในชั้นบรรยากาศ เป็นต้น

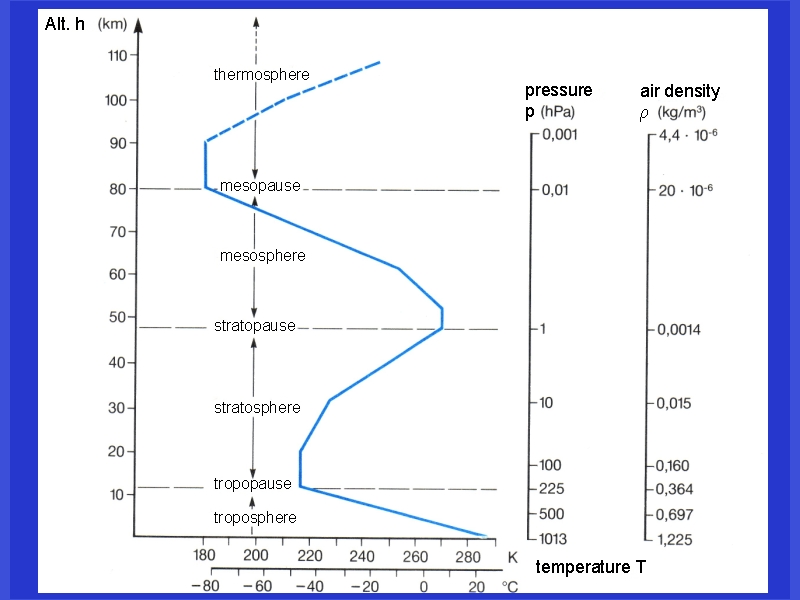
2.3.1 การจำแนกชั้นบรรยากาศในทางอุตุนิยมวิทยา องค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (Worl Meteorological Organization : WMO) แบ่งชั้นบรรยากาศโดยใช้เกณฑ์ตามสภาวะของอุณหภูมิในชั้นบรรยากาศ ซึ่งแบ่งชั้นบรรยากาศออกเป็น 4 ชั้น ดังนี้

2.3.1) โทรโพสเฟียร์ (Troposphere)

2.3.2) สเตรโตสเฟียร์ (Stratosphere)

2.3.3) มีโซสเฟียร์ (Mesosphere)

2.3.4) เทอร์โมสเฟียร์ (Thermosphere)



ภาพ 2.6 ชั้นบรรยากาศตามการจำแนกขององค์การอุตุนิยมวิทยา (WMO)

ที่มา : http://www.atmosphere.mpg.de/enid/Climate\_in\_brief/\_Troposphere\_2t4

2.3.1) โทรโพสเฟียร์ เป็นชั้นบรรยากาศแรกสุดที่อยู่ถัดจากผิวโลกขึ้นไป Tropo มีรากศัพท์มาจากภาษากรีก แปลว่า “แปรปรวนหรืออลวน” การศึกษาปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยาเกิดขึ้นในบรรยากาศชั้นนี้เกือบทั้งหมด บรรยากาศชั้นนี้มีก๊าซที่มนุษย์ใช้หายใจและปรากฏการณ์ทางลมฟ้าอากาศที่มีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาทั้งในแนวดิ่งและแนวนอน รวมถึงมีมลภาวะทางอากาศด้วย ชั้นนี้มีความหนาแน่นของบรรยากาศมากที่สุด กล่าวคือ มีมวลอากาศอยู่ถึงร้อยละ 90 ของมวลบรรยากาศทั้งหมด รวมทั้งเกิดปรากฏการณ์ที่สำคัญ ได้แก่ ลม เมฆ ฝน หิมะ ลูกเห็บ และพายุต่างๆเป็นต้น น้ำหนักครึ่งหนึ่งของบรรยากาศทั้งหมดจะอยู่ในระยะสูงประมาณ 5-6 กิโลเมตร เหนือผิวโลก ที่เหลือ 1/4จะอยู่สูงจากระดับ 5-6 กิโลเมตร กล่าวคือ 3 ใน 4 อยู่ในระดับพื้นผิวถึงระดับ 11 กิโลเมตร

บรรยากาศในชั้นนี้มีลักษณะระดับอุณหภูมิที่สำคัญ 2 ลักษณะคือ

1) อุณหภูมิของอากาศจะลดลงตามความสูง ด้วยอัตราประมาณ 6.4 องศาเซลเซียส (0C) ต่อ 1 กิโลเมตร ซึ่งเรียกว่า อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามปกติ (Normal Temperayure Lapse Rate หรือ Environmental Temperature Lapse Rate) จนกระทั้งถึงระดับ 11 กิโลเมตร (35,000 ฟุต) แต่ในระดับประมาณ 12-16 กิโลเมตร อุณหภูมิของอากาศจะลดลงในอัตรา 7-8 องศาเซลเซียสต่อกิโลเมตร และที่ขอบบนของ4โทรโพวเฟียร์อุณหภูมิจะลดลงตามระดับความสูงน้อยกว่า 2 องศาเซลเซียสต่อกิโลเมตร ซึ่งอาจมีอุณหภูมิต่ำราว -50 0C ถึง -60 0C (ในบริเวณศูนย์สูตรอาจมีอุณหภูมิ -80 0C) แต่อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามระดับความสูงจริง (Actual lapse rate) ขึ้นอยู่กับสถานที่ เวลา และสภาพอากาศในแต่ละท้องที่ขณะนั้น ซึ่งเรียกว่าการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามสภาพแวดล้อมหรืออัตราอุณหภูมิแวดล้อม (Environmental Temperature Lapse Rate)

2) การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิทั้งในแนวราบและแนวดิ่งตลอดเวลา ซึ่งเป็นผลมาจากหารเคลื่อนไหวของอากาศซึ่งอาจทำให้อุณหภูมิในชั้นบรรยากาศบางแห่งสูงกว่าอุณหภูมิที่อยู่ด้านล่าง หรือที่เรียกว่า อุณหภูมิผกผันสูง (Inversion) (รายละเอียดในบทที่ 3 เรื่องอุณหภูมิ)

ขอบบนของโทรโพสเฟียร์ เรียกว่า โทรโพพอส (Tropopause) แปลว่า “ที่ซึ่งหยุดการผสม” เป็นชั้นที่เชื่อมโยงระหว่าง Troposphere กับ Stretosphere ความสูงของโทรโพพอสในแต่ละแห่งอาจเปลี่ยนแปลงได้ขึ้นอยู่กับความแรงจากการยกตัวของอากาศในชั้นโทรโพสเฟียร์ซึ่งกำหนดโดยอุณหภูมิและความกดอากาศ ณ ระดับน้ำทะเล โดยความสูงของชั้นโทรโพพอสมีความสัมพันธืกับละติจูด ฤดูกาลและการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศประจำวันที่ผิวพื้น โดยเฉลี่ยชั้นโทรโพพอสอยู่จากพื้นผิวโลก 17-18 กิโลเมตร โดยละติจูดต่ำมีความสูงประมาณ 10-18 กิโลเมตร ส่วนละติจูดกลางสูงประมาณ 10-13 กิโลเมตร และบริเวณขั้งโลกมีความสูงประมาณ 8-9 กิโลเมตร

|  |  |
| --- | --- |
|  |  |
| ภาพ 2.7 อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามระดับความสูงของชั้นโทรโฟสเฟียร์  ที่มา : http://www.atmosphere.mpg.de/enid/Climate\_in\_brief/\_Troposphere\_2t5 และ  http://www.everythingselectric.com/images/xearth/troposphere-structure-chemicals.jpg | |

จากขั้วโลกถึงเส้นศูนย์สูตรพบว่าชั้นโทโพพอสไม่ต่อเนื่องกันตลอดระดับโทรโพ พอสในบริเวณละติจูดกลางจะมีความผันผวน เนื่องจากในช่วงฤดูหนาวซีกโลกเหนือโทรโพสพอสขั้วโลกจะแผ่มาทางใต้จนถึงประมาณละติจูด 30 อาศาเหนือ และในฤดูร้อนจะแผ่มาทางใต้ได้มากกว่าถึงประมาณละติจูด 35 อาศาเหนือ ส่วนในฤดูหนาวโทรโพพอสที่ศูนย์สูตรจะแผ่ขึ้นไปทางเหนือประมาณ 30 องศาเหนือ และในฤดูร้อนจะแผ่ขึ้นไปทางเหนือประมาณ 45 อวศาเหนือ อย่างไรก็ตามพบว่าระดับความสูงของโทรโพพอสมักจะเพิ่มขึ้นในช่วงฤดูร้อนและลดลงในช่วงฤดูหนาว

2.3.2) สเตรโตสเฟียร์ มีรากศัพท์มาจากภาษาลาตินคำว่า “Stratum” แปลว่า “บรรยากาศ ชั้นที่อยู่ในแนวนอน” บรรยากาศชั้นนี้อยู่ถัดจากชั้นโทรโพสเฟียร์ขึ้นไป มีคว่มสูงตั้งแต่ระดับ 19-50 กิโลเมตรจากพื้นผิวโลก ที่ขอบล่าง ณ ระดับความสูงประมาณ 19-25 กิโลเมตรของชั้นนี้ เรียกว่าชั้น โอโซเทอร์มัล (Isothermal layer) มีอุณหภูมิค่อนข้างคงที่หรือเปลี่ยนแปลงน้อยมาก ระดับอุณหภูมิประมาณ -50 0C ถึง 00C มีการเคลื่อนไหวของอากาศในแนวดิ่งน้อย แต่ในระดับความสูงประมาณ 25 กิโลเมตรขึ้นไปอุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นตามระดับความสูง ในอัตรา 20C ต่อ 1 กิโลเมตร และบริเวณขอบบนของสเตรโตสเฟียร์ ซึ่งอยู่สูงจากพื้นผิวโลกประมาณ 45-50 กิโลเมตร เรียกว่า สเตรโตพอส (Stratopause) จะมีอุณหภูมิใกล้เคียงกับอุณหภูมิที่พื้นผิวโลก

บรรยากาศชั้นนี้บรรยากาศไม่แปรปรวน เนื่องจากอากาสระดับบนมีอุณหภูมิสูงกว่าระดับล่างจึงไม่เกิดการยกตัวของอากาสและแทบจะไม่มีการกลั่นตัวของไอน้ำปนอยู่เลยจึงปราศจากเมฆหรือฝน แต่ในบางโอกาสในเขตละติจูดกลางและละติจูดสูงอาจพบเมฆสีมุก (Mother of Pearl Clouds หรือ Nacreous Clouds)ที่ระดับความสูง 20-30 กิโลเมตร เนื่องจากอากาศมีเสถียรภาพมากและทัศนวิสัยดี เครื่องบินจึงมักไต่เพดานขึ้นบินในชั้นบรรยากาศนี้ เพราะสามารถบินผ่านได้โดยไม่ต้องผจญกับหลุมอากาศ อย่างไรก็ตามตอนล่างของชั้นนี้โดยเฉพาะเขตขั้วโลกในช่วงฤดูหนาวมักพบว่ามีกระแสลมแรงในแนวระดับเกิดขึ้น เรียกว่า กระแสลมกรด (Jet-stream) ซึ่งมีความเร็วลมมากกว่า 80 เมตรต่อวินาทีหรือมากกว่า 280 กิโลเมตรต่อชั่วโมง

บรรยากาศชั้นสเตรโตสเฟียร์สามารถกั้นรังสีอุลตราไวโอเลตได้เนื่องจากมีก๊าซโอโซน (O3)เป็นส่วนประกอบที่ระดับความสูง 15-35 กิโลเมตร เมื่อรีงสีดวงอาทิยต์เข้ามาจะทำให้โมเลกุลของออกซิเจนแตกตัวและเกิดการรวมตัวใหม่เป็นโมเลกุลของโอโซน ซึ่งมีคุณสมบัติดูดกลือรังสีอุลตราไวโอเลต (Ultra violet หรือ UV) จากดวงอาทิตย์ กระบวนการนี้เกิดขึ้นในชั้นตอนบนของสเตรโตสเฟียร์ แต่โอโซนมีแนวโน้มที่จะจมตัวลงสู่เบื้องล่าง ทำให้เกิดการสะสมของโอโซน ซึ่งจะเห็นเป็นแถบสีฟ้าจางๆบริเวณตอนล่างของชั้นนี้ แต่ในพ.ศ.2533-2535 พบว่าโอโซนในชั้นสเตรโตสเฟียร์ลดน้อยลงเมื่อเทีบยกับ พ.ศ.2513 ซึ่งประเทศแคนาดาได้ติดตามศึกษามาอย่างต่อเนื่อง โดยสาเหตุสำคัญน่าจะเป็นผลเนื่องมาจากอนุภาคฝุ่นและควันจากการระเบิดของภูเขาไฟ กิจกรรมของมนุษย์โดยเฉพาะการอุตสาหกรรมและการขนส่งที่ปล่อยสารที่เกิดมลภาวะออกมาจำนวนมากและต่อเนื่อง เมื่ออนุภาคฝุ่นเหล่านั้นลอยขึ้นไปในชั้นสเตรโตสเฟียร์จะเข้าไปสลายโมเลกุลของโอโซน ทำให้เกิดมลภาวะใน

|  |
| --- |
| 2.8.jpg  ภาพ 2.8 ชั้นโอโซน (Ozone layer)ในชั้นบรรยากาศ  ที่มา : http://dc237.4shared.com/doc/aT8AlY5S/preview\_  html\_m56093fc4.jpg |

สเตรโตสเฟียร์ โดยอนุภาคฝุ่นเหล่านั้นสามารถคงอยู่ในชั้นนี้ได้เป็นเวลาหลายปี ซึ่งจะมีผลกระทบโดยตรงต่อการรับพลังงานดวงอาทิตย์ที่ผิวโลก นอกจากนี้สารเคมีบางชนิด ได้แก่ สารพวกฮาโลคาร์บอน(Haiocarbon) ซึ่งประกอบด้วย คลอลีน (Chlorine) ฟลูออรีน (Fluorine) โบรมีน (Bromine) คาร์บอน (Carbon) ไฮโดรเจนและไนโตรเจนจะทำลายชั้นโอโซนทำให้รังสีอุลตราไวโอเลตลงมาถึงพื้นผิวโลกได้มากขึ้น ซึ่งเป็นอันตรายของสิ่งมีชีวิตบนโลก

2.3.3) มีโซสเฟียร์ Mesos ในภาษากรีก หมายถึง กลางๆ อยู่ถัดจากสเตรโตสเฟียร์ขึ้นไป มีความสูงตั้งแต่ 50-85 กิโลเมตรจากพื้นโลก บรรยากาศชั้นนี้มีลักษณะอุณหภูมิลดลงตามระดับความสูงโดยมีอุณหภูมิประมาณ -980C ถึง -100C อุณหภูมิในช่วงที่อยู่ติดกับเขตสเตรโตพอสจะสูงค่อยๆ ลดลง ตามระดับความสูง เนื่องจากแหล่งความร้อนของชั้นนี้อยู่บริเวณตอนบนของสเตรโตสเฟียร์ บริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำที่สุดของบบรยากาศอยู่บริเวณขอบบน เรียกว่า มีโซสพอส (Mesopause) ในฤดูร้อนอุณหภูมิบริเวณมีโซสพอสเหนือเขตอาร์กติคอาจมีอุณหภูมิต่ำกว่า –800C มวลอากาศในชั้นนี้มีไม่ถึงร้อยละ 0.1 ของมวลอากาศทั้งหมด เนื่องจากมีแหล่งความร้อนอยู่ทางตอนล่างจึงมีการยกตัวของอากาศทั้งในแนว

นอนทำให้อากาศเกิดการผสมกันผสานกันอย่างทั่วถึง และมีไอน้ำปนอยู่แต่มีปริมาณน้อย ไอน้ำที่มีจะกลั่นตัวเป็นผลึกน้ำแข็งบนอนุภาคฝุ่นทำให้เกิดการก่อตัวของเมฆน้ำแข็ง ซึ่งมีสีเทาน้ำเงินและสีฟ้า



ภาพ 2.9 เมฆสี หรือเมฆพรายน้ำ (Noctilucent Clouds) เหนือท้องฟ้าบริเวณ Kuresoo bog เมือง Viljandimaa ประเทศ Estonia

ที่มา : http://en.wikipedia.org/wiki/File:Noctilucent\_clouds\_bargerveen.jpg

มีลักษณะเหมือนเมฆขนนก มักปรากฏในละติจูดสูงในช่วงเวลาใกล้ดวงอาทิตย์ตก เรียกเมฆชนิดนี้ว่า เมฆสี หรือเมฆพรายน้ำ (Noctilucent Clouds)

4)เทอร์โมสเฟียร์ เทอร์โมสเฟียร์เป็นชั้นบรรยากาศที่อยู่นอกสุด เริมตั้งแต่ระดับความสุงประมาณ 80 กิโลเมตรจากพื้นผิวขึ้นไป ความหนาของชั้นบรรยากาศขึ้อยู่กับความรุนแรงของปฏิกิริยาบนดวงอาทิตย์ ในช่วงที่ปฏิกิริยาบนดวงอาทิตย์มีความรุนแรงมากชั้นนี้จะมีความสูงมากไปด้วย ก๊าซต่างๆที่มีโมเลกุลหรืออะตอมที่หนักกว่ามีแนวโน้มที่จะจมตัวลงสู่ระดับต่ำ เนื่องจากแรงดึงดูดของโลก อะตอมของก๊าซหลายชนิดไม่รวมตัวกันเป็นโมเลกุล เช่น อะตอมของออกซิเจน เนื่องจากการแผร่รังสีจากดวงอาทิตย์โมเลกุลของออกซิเจนจะแตกตัวเป็นอะตอมมากขึ้น (ประมาณ 2 ส่วน 3 ของออกซิเจนโมเลกุล จะแตกตัวเป็นอะตอม) ในระดับความสูงประมาณ 130 กิโลเมตรความหนาแน่นของก๊าซต่างๆตามความสูงจะขึ้นกับน้ำหนักอะตอมหรือโมเลกุล เช่น ในระดับบนสุดจะมีไฮโดรเจนอะตอมมาก ระดับรองลงมา มีออกซิเจนอะตอมมาก ไนโตรเจนอะตอมโมเลกุลจะอยู่ระดับล่างสุดรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ทำให้เกิดไอโอไนเซซั่น (Ionization) อะตอมที่มีคุณสมบัติเป็นกลางทางไฟฟ้าเมื่อสูญเสียอิเล็กตรอน ก็จะเป็นอิออนบวก ส่วนนอะตอมที่ได้รับอิเล็กตรอนก็จะเป็นอิออนลบ ไอโอไนเซซั่นอาจเกิดได้ในระดับต่ำกว่า 80 กิโลเมตร แต่ความหน่าแน่นของอิออนจะอยู่ในชั้นเทอร์โมสเฟียร์ ชั้นล่างประกอบด้วยอิออนบวก อิออนลบ และอิเล็กตรอนอิสระรวมอยู่กับโมเลกุลและอะตอมที่ป็นกลาง ส่วนระดับบนจะมีโพรตอน (ไฮโดรเจนอะตอมที่ถูกไอโอไนซ์) อิเล็กตรอนอิสระอยู่มากอุณหภูมิของบรรยากาศชั้นนี้จะเพิ่งสูงขึ้นตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น เช่นในระดับความสูง 200 กิโลเมตรจะมี

|  |
| --- |
| 2.10.jpg  ภาพ 2.10 บรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์  ที่มา : http://www.vcharkarn.com/uploads/23/23859.jpg |

อุณหภูมิสูงถึง ประมาณ 700 0C และที่ระดับ 300 กิโลเมตร มีอุณหภูมิสูงกว่า 1,000 0C ปฏิกิริยาทางเคมีของแสงทำให้ก๊าซต่างๆในชั้นนี้แตกตัวเป็นไอออน อาจเรียกบรรยากาศชั้นนี้ว่า ไอโอโนสเฟียร์ (Ionosphere) ซึ่งเป็นชั้นที่ทำหย้าที่ดูดกลืน (Absorption) รังสีคอสมิก (Cosmic rays) รังสีแกรมมา (Gamma rays) และรังสีเอ็กซ์ (X-rays) และคลื่นสั้นของรังสีอุลตราไวโอเลตโดยรังสีคลื่นสั้นจะทำให้ประจุไฟฟ้าลบอะตอมหลุดออกไป ทำให้เหลืออะตอมที่มีประจุไฟฟ้าบวกซึ่งกลายเป็นสื่อทางไฟฟ้าที่สามารถรับและสะท้อนคลื่นยาวคลื่นวิทยุและคลื่นโทรทัศน์ และยังใช้ประโยชน์ในการรับสัญญาณต่างๆระหว่างดาวเทียมและคลื่นสัญญาณบนพื้นผิวโลก

ชั้นเทอร์โมสเฟียร์มีปรากฏการณ์บนท้องฟ้าในเขตขั้วโลกที่น่าสนใจซึ่งเกิดจากการชนกันระหว่างส่วนอนุภาคที่มีประจุไฟฟ้าจากดวงอาทิตย์กับโมเลกุลและอะตอมของกาซต่างๆภายใต้แรงกระทำของสนามแม่เหล็กโลกทำให้เกิดการเปล่งแสง ซึ่งจะเห็นเป็นม่านแสง (Aurora) พุ่งขึ้นจากขอบฟ้าในเวลากลางคืน มักพบบริเวณตอนล่างของเทอร์โมสเฟียร์ ณ ความสูงระหว่าง 90 ถึง 130 กิโลเมตร และบางครั้งอาจตรวจพบแสงชนิดนี้ ณ ระดับ 1,000 กิโลเมตรหรือในชั้นบรรยากาศที่อยู่ถัดจากชั้นมีโซสเฟียร์ขึ้นไป ปฏิกิริยาทางเคมีของแสงเนื่องจากรังสีดวงอาทิตย์ และตำแหน่งที่อยู่ห่างไกลจากแรงดึงดูดของโลกอัตราก๊าซต่างๆจะผันแปรไปตามความสูง ชั้นที่อยู่สูงกว่าจะประกอบด้วยก๊าซที่มีน้ำหนักเบากว่าและไม่ค่อยมีการผสมผสานกับก๊าซที่หนักกว่า ณ ระดับที่ต่ำกว่า 240 กิโลเมตรจะประกอบด้วยโมเลกุลของไนโตรเจนเป็นส่วนใหญ่และโมเลกุลของออกซิเจนเป็นบางส่วน ในระดับสูงขึ้นไปแต่ต่ำกว่า 1,000กิโลเมตรประกอบด้วยออกซิเจนอะตอมเดี่ยวเป็นส่วนใหญ่ และระดับความสูงระหว่าง 1,000-2,400 กิโลเมตร ประกอบด้วยโมเลกุลของฮีเลียมอะตอมเดี่ยว ส่วนเหนือระดับ 2,400 กิโลเมตรขึ้นไปบรรยากาศจะประกอบด้วยไฮโดรเจนอะตอมเดี่ยวเพียงก๊าซเดียวซึ่งจะกลมกลืนไปกับก๊าซระหว่างดวงดาว

2.3.2 การจำแนกชั้นบรรยากาศโดยพิจารณาคุณสมบัติทางไฟฟ้า โดยคุณสมบัติทางไฟฟ้าที่สำคัญอาจพิจารณาจากการสะท้อนคลื่นวิทยุ แบ่งออกเป็น 2 ชั้น ได้แก่

1) ชั้นที่ไม่มีประจุไฟฟ้า พบในระดับผิวพื้นถึงระดับความสูง 60 กิโมเมตร ก๊าซต่างๆจะมีสถานะเป็นกลางทางไฟฟ้า ซึ่งจำแนกเป็นชั้นที่ไม่มีประจุไฟฟ้า เรียกว่า Non-ionosphere

2) ชั้นที่มีประจุไฟฟ้า มีความสูงระหว่าง 60-2,000 กิโลเมตร หรือเรียกว่า ชั้นไอโอโนสเฟียร์ (Ionosphere) เป็นชั้นที่ได้รับอิทธิพลจากรังสีอุลตราไวโอเลตและรังสีเอ็กซ์จากดวงอาทิตย์เมื่อชนกับโมเลกุลของก๊าซต่างๆจะแตกตัวเป็นไอออนและอิเล็กตรอนอิสระ ทำให้บรรยากาศมีทั้งอนุภาคที่มีประจุไฟฟ้าและอนุภาคที่เป็นกลางผสมกันอยุ่ โดยปริมาณไอออนและอิเล็กตรอนอิสระมากพอที่จะสะท้อนคลื่นวิทยุได้ ซึ่งการสะท้อนคลื่นวิทยุส่วนใหญ่เกิดจากอิเล็กตรอนอิสระ

ไอโอโนสเฟียร์เปรียบเสมือนกระจกเงาขนาดมหึมาที่แขวนไว้บนท้องฟ้าเพื่อทำหน้าที่สะท้อนคลื่นวิทยุความถี่สูงที่ส่งออกจากผิวโลกกลับมายังผิวโลก อย่างไรก็ตามไอโอโนสเฟียร์จะสะท้อนคลื่นวิทยุในความถี่ที่จำกัด โดนสะท้อนเฉพาะคลื่นความถี่ไม่สูงมากนัก ในกรณีของคลื่นที่มีความถี่สูงมากๆหรือมีความยาวคลื่นมากๆคลื่นจะทะลุผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์ออกไป ดังนั้นการสื่อสารผ่านดาวเทียมจึงต้องใช้ช่วงคลื่นไมโครเวฟ (Microwave) ซึ่งเป็นคลื่นที่มีความยาวคลื่นมากจึงสามารถทะลุผ่านชั้นไอโอโนสเฟียร์ได้ ลักษณะการผันแปรของอิเล็กตรอนที่เกิดขึ้นในชั้นไอโอโนสเฟียร์ สามารถจำแนกออกเป็น 3 ชั้นย่อย ได้แก่ ชั้น D (layer D)ชั้นE (layer E) และชั้นF(layer F) โดยชั้น F อาจแบ่งออกเป็น 2 ชั้นย่อย คือ F1  และ F2 แต่ละชั้นมีลักษณะและคุณสมบัติที่สำคัญดังนี้

(1) ชั้น D อยู่ระหว่างความสูงประมาณ 60 ถึง 90 กิโลเมตร ปริมาณความหนาแน่นของอิเล็กตรอนน้อยมาก ประมาณ 1,000 ต่อลูกบาศก์เซนติเมตร จึงเป็นชั้นที่สะท้อนเฉพาะคลื่นวิทยุความถี่ต่ำ (ต่ำกว่า 4-6 MHz) แต่ดูดกลืนคลื่นความถี่สูง การคงอยู่ของชั้นนี้จะขึ้นอยู่กับรังสีดวงอาทิตย์เพราะในเวลากลางวันก๊าซร้อนรอบดวงอาทิตย์มีการเผาไหม้รุนแรงปริมาณไออนจะเพิ่งสูงขึ้นมากทำให้สามารถสะท้อนคลื่นวิทยุความถี่ปานกลางและความถี่สูงได้ จึงปรากฏชั้น D เฉพาะเวลากลางวัน

|  |  |
| --- | --- |
|  | ภาพ 2.11 บรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ทำหน้าที่สะท้อนคลื่นวิทยุความถี่สูงที่ส่งออกจากผิวโลกกลับมายังผิวโลก  ที่มา : http://www.physicalgeography.net/understanding/contents.html |

2) ชั้น E อยู่ระหว่างความสูงประมาณ 90 ถึง 140 กิโลเมตร สามารถสะท้อนคลื่นวิทยุความถี่ปานกลางและความถี่สูงได้ แต่ความหน่าแน่นของอิเล็กตรอนไม่คงที่ ในช่วงกลางวันจะมีอิเล็กตรอนมากกว่า โดยปริมาณสูงสุดประมาณ 100,000 ต่อลูกบาศก์เซนติเมตร ส่วนเวลากลางคืนปริมาณอิเล็กตรอนจะลดลงเหลือประมาณ 200-10,00 ต่อลูกบาศก์เซนติเมตร

3) ชั้น F อยู่ระหว่างความสูงประมาณ 140 ถึง 2,000 กิโลเมตร เป็นชั้นที่มีอิเล็กตรอนหนาแน่นที่สุด โดยระดับความสูงประมาณ 300 กิโลเมตรอาจมีอิเล็กตรอนหนาแน่นถึง 100,000 ต่อลูกบาศก์เซนติเมตร ช่วงกลางวันในฤดูร้อนชั้นนี้จะมีปริมาณอิเล็กตรอนมาก ทำให้สามารถแบ่งเป็น 2 ชั้นคือ F1และF2แต่ในช่วงเวลากลางคืนจะรวมเป็นชั้นเดียว เนื่องจากไอโอโนสเฟียร์ไม่สะท้อนคลื่นที่มีความถี่สูงมากๆทำให้สามารถส่งคลื่นไมโครเวฟซึ่งมีความถี่สูงมากเพื่อถ่ายทอดสัญญาณโทรศัพท์ ผ่านดาวเทียม โทรเลข โทรพิมพ์ รายการวิทยุ และโทรทัศน์ คลื่นไมโครเวฟจะผ่านบรรยากาศชั้นไอโอโนสเฟียร์ขึ้นไปถึงระดับความสูง 36,000 กิโลเมตร ไปยังดาวเทียมซึ่งทำหน้าที่ถ่ายทอดสัญญาณต่างๆดังกล่าวกลับมายังเครื่องรับภาคพื้นดิน ทำให้เราได้รับข่าวสารทางไกลได้ในเวลาอันรวดเร็ว

2.3.3 แบ่งตามมาตรฐานขององค์ประกอบ (Layering on the basis of composition) โดยพิจารณาด้านองค์ประกอบทางเคมี สามารถแบ่งบรรยากาศออกเป็น 2 ชั้น ดังนี้

1) ชั้นโฮโมสเฟียร์ (Homosphere หรือ Homogeneous Atmosphere) หมายถึง ชั้นบรรยากาศที่ก๊าซต่างๆผสมผสานในอัตราส่วนที่ค่อนข้างคงที่จนถือได้ว่าเป็นเนื้อเดียวกัน ก๊าซที่สำคัญประกอบด้วยก๊าซไนโตรเจน ออกซิเจน อาร์กอน คาร์บอนไดออกไซด์ เป็นต้น (ดังแสดงไว้ในตาราง 2.1) บรรยากาศชั้นนี้อยู่ติดกับพื้นผิวโลกขึ้นไปถึงระดับความสูงประมาณ 80 กิโลเมตร (ชั้นโทรโพสเฟียร์ สเตรโตสเฟียร์ และชั้นเมโซสเฟียร์ ตามการจัดแบ่งโดยใช้อุณหภูมิเป็นเกณฑ์)

|  |  |
| --- | --- |
| Structure of the atmosphere. | ภาพ 2.13 เปรียบเทียบชั้นโฮโมสเฟียร์และเฮทีโรสเฟียร์กับชั้นบรรยากาศที่จำแนกโดยองค์การอุตุนิยมวิทยาโลก |
| ที่มา : http://www.thermopedia.com/content/569/ และ http://www.theozonehole.com/images/atmosphere\_02.jpg | |

2) ชั้นเฮทีโรสเฟียร์(Heterogeneus หรือ HeterogeneusAtmosphere) หมายถึง ชั้นบรรยากาศที่มีการผสมของก๊าซชนิดต่างๆในอัตราส่วนที่ไม่แน่นอนอยู่สูงถัดขึ้นไปจากชั้น โฮโมสเฟียร์ องค์ประกอบของบรรยากาศชั้นนี้แยกกันเป็นชั้นๆตามน้ำหนักโมเลกุล โดยชั้นแรกที่ระดับความสูงระหว่าง 80-240 กิโลเมตร เป็นชั้นของไนโตรเจนและมีออกซิเจนปะปนอยู่บ้าง ชั้นที่สองที่ระดับความสุงประมาณ 240-960 กิโลเมตร เป็นชั้นของออกซิเจนอะตอม ชั้นที่ 3 และ 4 ซึงเป็นชั้นบนสุดเป็นชั้นของก๊าซฮีเลียมและไฮโดรเจนตามลำดับ

2.3.4 ชั้นบรรยากาศแบ่งโดย ใช้สมบัติของก๊าซเป็นเกณฑ์ มีดังนี้

1)โทรโพสเฟียร์ คือ ชั้นบรรยากาศที่อยู่ติดกับผิวโลกขึ้นไปถึงระดับความสูง 10 กิโลเมตรส่วนผสมของอากาศที่สำคัญ คือ ไอน้ำ จึงเป็นชั้นที่มีปรากฏการณ์ต่างๆทางธรรมชาติของอากาศ

2) โอโซโนสเฟียร์ คือ ชั้นบรรยากาศที่อยู่เหนือชั้นโทรโพสเฟียรืไปถึงระดับความสูงประมาณ 50-55 กิโลเมตร ส่วนผสมของอากาศที่สำคัญคือโอโซนที่มีมากกว่าบรรยากาศชั้นอื่นๆ

3)ไอโอโนสเฟียร์ คือชั้นบรรยากาศที่อยู่เหนือชั้นโอโซโนสเฟียร์ขึ้นไปถึงระดับความสูงประมาณ 600 กิโลเมตร อากาศชั้นนี้มีอยู่น้อยมากและเกิดการแตกตัวเป็นประจุไฟฟ้าที่เรียกว่าไอออน ทำให้บรรยากาศชั้นนี้มีสมบัติทางไฟฟ้า ช่วยให้การสื่อสารวิทยุ โดยสะท้อนคลื่นวิทยุกลับลงมายังผิวโลก ทำให้มนุษย์สามารถส่งคลื่นวิทยุไปยังส่วนต่างๆของโลกได้เป็นระยะทางเกินแนวเส้นตรงตามพื้นโลก

4) เอ็กโซสเฟียร์ คือ ชั้นบรรยากาศชั้นนอกสุดที่ห่อหุ้มโลก บรรยากาศในชั้นนี้จะค่อยๆกลืนกับอวกาศจนยากจะกำหนดลงไปได้ว่ามีขอบเขตของบรรยากาศกว้างไปเท่าใด เพราะโมเลกุลของก๊าซน้อยมากและเป็นก๊าซที่เบา เช่น ฮีเลียม และไนโตรเจน

2.3.5 ก๊าซระหว่างดาว (Interplanetary Gas) เป็นกลุ่มก๊าซที่อยู่ในช่องว่างระหว่างดาวเคราะห์ในระบบสุริยะจักรวาล แต่มีอนุภาคอยู่บางเบามาก ได้แก่ ก๊าซร้อนและอนุภาคฝุ่น เราเรียกสสารที่อยู่ในสถานะก๊าซในบริเวณนี้ว่า Interplanetary Gas ซึ่งประกอบด้วยโพรตอนและอิเล็กตรอนเปผ็นส่วนใหญ่ การโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์จะผ่านบริเวณที่เป็น Interplanetary gas ดังนั้นโดยรอบนอกของบรรยากาศโลกจะค่อยๆกลมกลืนกันไปกับ Interplanetary Gas

2.3.6 การระบุขอบเขตบรรยากาศโดยการศึกษาจากปรากฏการณ์ต่างๆ ในชั้นบรรยากาศ

ขอบเขตของชั้นบรรยากาศยังไม่สามราถระบุได้แน่นอนว่ามีขีดจำกัดแค่ไหน อากาศจะมีความหนาแน่นมากที่สุดที่ระดับผิวโลกและจะค่อยๆลดลงเมื่อระดับความสูงเพิ่มขึ้น หลักฐานบางอย่างที่แสดงถึงอาณาเขตของบรรยากาศได้จากการศึกษาปรากฏการณ์ต่างๆที่เกิดขึ้นในบรรยากาศที่สามารถระบุขอบเขตของบรรยากาศหรือพบว่ายังมีอุณหภูมิหรือโมเลกุลของก๊าซระดับต่างๆดังนี้

1) ปรากฏการณ์แสงเงินแสงทอง (Twilight) เมื่อแสงอาทิตย์อยู่ใต้แนวขอบฟ้าจากผิวโลก แสงจากดวงอาทิตย์จะสะท้อนจากบรรยากาศมายังผู้มอง ทำให้เห็นเป็ฯแสงเงินแสงทอง โดยประมาณว่ามีการสะท้อนที่ระดับความสูง 37 ไมล์จากผิวโลก

2) ดาวตกหรือพุ่งใต้ (Meteors) โดยการถ่ายภาพจากสถานีตรวจอากาศชั้นบน 2 แห่งพร้อมๆกัน ความสูงที่สุดที่สามารถตรวจวัดได้ประมาณ 190 ไมล์ ซึ่งแสดงว่ายังพอมีความหนาแน่นของบรรยากาศพอจะลุกไหม้จากการเสียดสี จะมีความร้อนสูง

|  |  |
| --- | --- |
| ภาพ 2.14 ภาพถ่ายดาวตกในช่วงเกิดฝนดาวตก Leonid | ภาพ 2.15 ภาพถ่ายดาวตกในช่วงเกิดฝนดาวตก Leonid |
| ที่มา : http://en.wikipedia.org/wiki/Meteoroid#mediaviewer/File:Leonid\_Meteor.jpg | |

3) ม่านแสง วงแสง (Aurora-Borolis) เป็นม่านหรือผ่านแสงสีขาวจัดๆบางทีเป็นสีเหลืองหรือเขียวหรือแดงเรื่อๆทั้งนี้ปรากฏการณ์จากการแผลงไฟฟ้าขณะเกิดพายุสุริยะขึ้น โดยเคลื่อนแม่เหล็กไฟฟ้าที่แผ่มาจากดวงอาทิตย์ในรูปแบบเปลวสุริยะเข้ามายังชั้นบรรยากาศโลก และเกิดปฏิกิริยากับพลังงานแม่เหล็กไฟฟ้าโลก ซึ่งจะเกิดได้ก็ต่อเมื่อมีก๊าซที่มีความหนาแน่นมาก ซึ่งตรวจพบว่ามีระดับความสูงประมาณ 600 ไมล์ ถ้าม่านแสงพุ่งขึ้นทางทิศเหนือเรียกว่าแสงเหนือ (Aurora borealis) แต่ถ้าเกิดขึ้นทางซีกโลกใต้ เรียกว่าแสงใต้ (Aurora australis) แสงเหนืออาจมองเห็นได้จากประเทศคิวบาร์หรือกรุงเอเธนของประเทศกรีก (สถานีโทรทัศน์ Modernine, ถังความคิด (Think tank).2549)

|  |  |
| --- | --- |
| ภาพ 2.16 ม่านแสง ถ่ายจากดาวเทียม | ภาพ 2.17 ม่านแสง ถ่ายจากพื้นดิน |
| ที่มา : http://www.atom.rmutphysics.com/charud/oldnews/0/286/16/22/15-1.jpg และhttp://www.manager.co.th/  asp-bin/Image.aspx?ID=1563606 | |

จากปรากฏการณ์ต่างๆทั้ง 3 จึงสันนิษฐานว่า ขอบเขตของบรรยากาศโลกน่าจะอยู่ในระดับความสูงขึ้นไปจากพื้นโลกในระดับไม่เดิน 500-600 ไมล์ นอกจากนั้นยังมีปรากฏการณ์ ของบรร-ยากาศที่น่าสนใจที่เกิดขึ้นในระดับใกล้ผิวพื้น คือ มิราจ (Mirage) หรือปรากฏการณ์การมองเห็นภาพลวงตา ซึ่งมักเกิดบ่อยครั้งในทะเลทราย เช่น มองเห็นภาพของเมืองหรือบ่อน้ำปรากฏในอากาศอยู่ห่างออกไป หรือบนผิวพื้นถนน สาเหตุคือ ความหนาแน่นของอากาศเปลี่ยนหรือความแตกต่างกันมากของบรรยากาศใกล้พื้นดิน ถ้าอากาสใกล้พื้นดินร้อนกว่าชั้นบน แสงจากพื้นดินที่ส่องขึ้นไปจะเกิดการหักเห

|  |
| --- |
|  |

สะท้อนกลับลงมาหมดทำให้เห็นต้นไม้หัวกลับหรือเห็นภาพท้องฟ้าอยู่ในทะเลทราย ส่วนในเวลากลางคืนอาจเห็นเมืองลอยอยู่กลางอากาศ

ภาพที่ 2.18 หลักการเห็นภาพลวงตา เป็นการหักเหของแสง ทำให้เห็นภาพหัวกลับ

ที่มา : http://www.goalfinder.com/images/SPLPHE12/i2.jpg

ตัวอย่างลักษณะภาพลวงตาแหล่งน้ำขังซึ่งมักพบเห็นบ่อยครั้งตามทะเลทรายและท้องถนน

|  |  |
| --- | --- |
|  |  |
| ภาพที่ 2.19 ภาพลวงตากรณีที่รังสีทะท้อนตัดผ่านแนวนอน ทำให้เราเห็นเป็นแหล่งน้ำขัง ทั้งที่ไม่มีน้ำขังอยู่จริงด้านซ้ายปรากฏบนพื้นทะเลทราย ด้านขาวปรากฏบนพื้นผิวถนน  ที่มา : http://www.myfirstbrain.com/thaidata/image.asp?ID=456662 และhttp://thaigoodview.com/files/u30428/  Mirage.jpg | |

**2.4 ความสำคัญของบรรยากาศต่อโลก**

อากาศที่ห่อหุ้มอยู่รอลโลกของเรามีอยู่ตั้งแต่พื้นดินไปจนถึงระดับสูงๆในท้องฟ้า ในระดับใกล้พื้นดินอากาศจะมีความหนาแน่นมาก ส่วนที่ระดับสุงๆจากพื้นดินขึ้นไปอากาศจะเริ่มเบาบางลง เช่น ที่ระดับความสูงประมาณ 6 กิโลเมตรจากพื้นดินจะมีอากาศเบาบางลงและเหลือเพียงประมาณครึ่งหนึ่งของอากาศที่พื้นผิวพื้นดิน โดยที่ระดับความสูง 6 กิโลเมตรมนุษย์จำเป็นต้องใช้หน้ากากออกซิเจนช่วยในการหายใจจึงจะมีชีวิตอยู่ได

บรรยากาศมีอิทธิพลต่อสิ่งมีชีวิตต่างๆบนผิวโลก มนุษย์สามารถดำรงชีวิตอยู่ได้โดยปราศจากอาหารเป็นเวลา 1 สัปดาห์ หรือปราศจากน้ำเป็นเวลา 3 วัน แต่จะไม่สามารถดำรงอยู่ได้ถ้าขาดอากาศเพียง 5 นาที นอกจากมีความจำเป็นในการหายใจสำหรับของมนุษย์ สัตว์และสิ่งมีชีวิตต่างๆแล้ว บรรยากาศยังมีหน้าที่ช่วยป้องกันโลกอีกหลายอย่าง เช่น ทำหน้าที่คล้ายเครื่องบังคับอุณหภูมิและร่มบังแสงจากดวงอาทิตย์ทำให้พื้นโลกไม่ร้อนหรือเย็นเกินไป บรรยากาศเป็นเสมือนร่มที่คอยปกป้องไม่ให้สิ่งมีชีวิตบนพื้นโลกได้รับอันตรายจากรังสีดวงอาทิตย์ได้แก่ รังสีอุลตราไวโอเลต รังสีเอ็กซ์ รังสีคอสมิก ตลอดจนเทห์วัตถุต่างๆจากอวกาศที่ไม่เป็นผลดีต่อสิ่งมีชีวิต

บรรยากาศทำหน้าที่เป็นตัวจักรสำคัญในการปกป้องผิวโลกไม่ให้มีอุณหภูมิสูงเกินไปคล้ายเรือนกระจกในการเพาะปลูกพืชในเขตหนาว โดยยอมให้รังสีจากดวงอาทิตย์บางช่วงคลื่นผ่านมายังพื้นผิวโลก เมื่อพื้นโลกรับรังสีจากดวงอาทิตย์แล้วจะแผ่รังสีออกไปแต่เป็นรังสีคลื่นยาว รังสีคลื่นยาวที่ส่งออกมาพื้นโลกจะถูกบรรยากาศและไอน้ำดูดเก็บความร้อนเอาไว้ ทำให้โลกมีความอบอุ่นเหมาะสมกับการดำรงชีวิต หากบรรยากาสไม่ช่วยกักเก็บและช่วยระบายความร้อนแล้ว พื้นโลกจะร้อนเกินไปในเวลากลางวัน และจะหนาวเกินไปในเวลากลางคืน ซึ่งอาจมีอุณหภูมิเฉลี่ย -18 0C ฉะนั้นภายในโลกจึงอบอุ่นอยู่เสมอ บรรยากาศ ณ ระดับสูงๆหนือพื้นดินยังทำหน้าที่กรองหรือดูดรังสีอัลตราไวโอเลตหรือแสงเหนือม่วงเอาไว้ รังสีอัลตราไวโอเลตหรือแสงเหนือม่วงมีอันตรายต่อร่างกายของมนุษย์ สัตว์ และพืช เพราะฉนั้นรังสีที่ผ่านมาถึงพื้นโลกจึงมีแต่รังสีในช่วงคลื่นแสงสายตาและช่วงคลื่นที่มีความยาวคลื่นมากกว่า โดยการดูดกลืนและกระจายรังสีดวงอาทิตย์ในเวลากลางวันและปกป้องไม่ให้ผิวโลกมีอุณหภูมิลดลงมากเกินไปในเวลากลางคืน โดยการเป็นตัวกลางที่ช่วยป้องกันการแผ่รังสีของผิวโลกออกนอกบรรยากาศเร็วเกินไป ทำให้ผิวโลกมีอุณหภูมิที่

พอเหมาะแก่การดำรงอยู่ของสิ่งมีชีวิต

การเคลื่อนไหวและการเกิดปฏิกิริยาระหว่างบรรยากาศและมหาสมุทร ทำให้มีการถ่ายเทความรู้พลังงานและความชื้นไปยังละติจูดต่างๆในภาคพื้นทวีปซึ่งเป็นผลให้วัฏจักรต่างๆที่จำเป็นต่อระบบนิเวศของสิ่งมีชีวิตบนโลกให้มีความสมดุล เช่น วัฏจักรคาร์บอน น้ำ และลม เป็นต้น นอกจากนั้นบรรยากาศทำให้เราได้ยินเสียง ทำให้ดวงอาทิตย์และดวงจันทร์สามารกเปล่งแสงสว่างไสว และทำให้เราได้เห็นดวงดาวเปล่งประกายระยิบระยับบนท้องฟ้าในเวลากลางคืน บรรยากาศทำให้เราได้รื่นรมย์กับความงามของแสงสีต่างๆของท้องฟ้าในธรรมชาติ เช่น แสงเงินแสงทองในท้องฟ้าในเวลาเช้า แสงผีตากผ้าอ้อมหรือแสงสีบนท้องฟ้าที่เกิดขึ้นยามใกล้ค่ำ

พลังงานจากดวงอาทิตย์มีผลทำให้เกิดวัฏจักรของน้ำเมื่อแผ่พลังเข้ามา บรรยากาศรับความร้อนแล้วขยายตัวลอยขึ้นเบื้องบนพาไอน้ำขึ้นไปด้วย และในเงื่อนไขของอุณหภูมิที่ต่างๆกัน รวมทั้งปรากฏการณ์แวดล้อมอื่นๆ เช่น ลม กระแสอากาศ จึงทำให้เกิดเมฆฝน พายุฝนฟ้าคะนอง ลูกเห็บ เมื่อตกลงมามีประโยชน์ต่อระบบนิเวศย่อยต่างๆ มากมาย หรืออาจกล่าวได้ว่า วัฏจักรของน้ำทำให้เกิดสิ่งมีชีวิตและสิ่งแวดล้อม

|  |  |
| --- | --- |
| ที่มา : http://www.bom.gov.au/info/climate/change/gallery/8.shtml | ภาพ 2.20  วัฏจักรน้ำ |

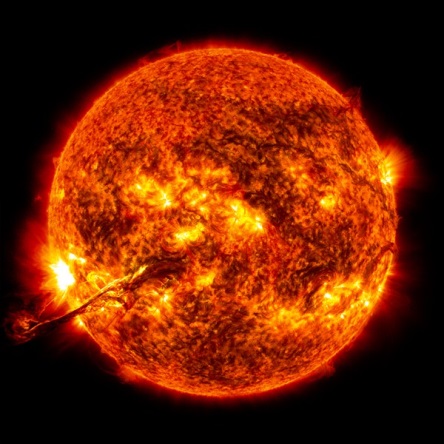
**บทที่ 3**

**พลังงานจากดวงอาทิตย์ (Solar Radiation)**

**3.1 พลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์**

ดวงอาทิตย์เป็นดวงดาวที่มีแสงสว่างในตัวเอง จัดอยู่ในกลุ่มดาวฤกษ์ชั้น G21เป็นหนึ่งในบรรดาดาฤกษ์ที่มีอยู่ในหนึ่งแสนล้านดวงของกาแล็กซี่ทางช้างเผือก มีระยะทางห่างจากโลกประมาณ 149.6 x 106กิโลเมตร มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 1,390,00 กิโลเมตร หรือประมาณ 1.4 ล้านกิโลเมตร (ใหญ่กว่าโลก 109 เท่า) หมุนรอบตัวเองใช้เวลา 25.38 วัน มีมวล 1.989 x 1030 กิโลกรัม มวลสารส่วนใหญ่เป็นก๊าซร้อนและมีความหนาแน่นมาก ประกอบด้วยไฮโดเจน 92.1% และฮีเลียม 7.8% (นับโดยจำนวนอะตอม) ที่เหลือจำนวน 0.1% เป็นโลหะ แหล่งพลังงานมหาศาลของดวงอาทิตย์เกิดจากปฏิกิริยา

การหลอมนิวเคลียส (Nuclear fusion) จากบริเวณแกนกลางดวงอาทิตย์ ซึ่งปฏิกิริยานี้เกิดมานานกว่า 4,600 ล้านปีมาแล้ว มีอุณหภูมิที่ใจกลางประมาณ 15.6 x 106เคลวิน (K) ความกดดัน 250 พันล้านเท่าของบรรยากาศโลก2 มีอุณหภูมิพื้นผิวเฉลี่ย 5,800 เคลวิน ขณะที่เปลวสุริยะที่แผ่ออกมามีอุณหภูมิราว 1 ล้านองศาเซลเซียสหรือบางครั้งอาจมากกว่านั้นได้ และแผ่รังสีไปในทุกทิศทุกทางในรูปแบบคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (สถานีโทรทัศน์ Modernine, ถังความคิด (Think tank). (ข้อมูลออนไลน์),2549)



ภาพ 3.1 ภาพดวงอาทิตย์ขณะปะทุและมีใยสุริยะพวยพุ่งออกมาจากชั้นบรรยากาศ ซึ่งหอดูดาวอวกาศโซลาร์ไดนามิกส์ของนาซาบันทึกภาพไว้ได้ โดยภาพนี้เป็นภาพจาก 2 ความยาวคลื่น คือ 304 และ 171 อังสตรอม

ที่มา: <http://www.manager.co.th/science/viewnews.aspx?NewsID=9550000112181>

|  |
| --- |
| 1แบ่งดวงดาวออกเป็น 7 ระดับ ได้แก่ Classes ระดับ O, B, A, F, G, K and M โดย O = ดาวเคราะห์ที่ร้อนที่สุด ส่วน B, A, F, G และ K เรียงลำดับลงมา และ M = ดาวเคาระห์ที่เย็นที่สุด  2บรรยากาสโลก= 1 bar = 0.987 atmosphere = 1.2 kg/cm^2 = 100 kilopascal = 14.5 lbs/square inch. |

ดวงอาทิตย์เป็นแหล่งพลังงานที่สำคัญที่สุดของระบบนิเวศวิทยาต่างๆและเป็นปัจจัยที่มีผลต่อการผันแปรของสภาพลมฟ้าอากาศ ระบบวัฏจักรของอากาศ พลังของลมและพายุ พลังงานที่ทำให้เกิดลักษณะลมฟ้าอากาศโดยส่วนใหญ่มาจากพลังงานดวงอาทิตย์ คิดเป็นร้อนละ 99.97 ที่เหลือเป็นพลังงานอื่นๆ วงถือว่ามีปริมาณที่น้อยมาก เมื่อเทีบยกับพลังงานที่ได้รับจากดวงอาทิตย์ เช่น ความร้อนที่ได้จากกระบวนการสลายตัวโดยแผ่กัมมันตภาพรังสี (Radioactive Decay) ภายในเปลือกโลก พลังงานจากดวงดาวอื่นๆ แรงดึงดูดของดวงอาทิตย์และดวงจันทร์เป็นต้น กล่าวคือพลังงานความร้อนจากภายในโลกคิดเป็น 0.0001 ถึง 0.00001 ของพลังงานที่ได้รับจากดวงอาทิตย์ ส่วนพลังงานจากดวงจันทร์หรือดวงดาวต่างๆคิดเป็นประมาณ 0.00000001 ของพลังงานที่ได้รับจากดวงอาทิตย์ ดวงอาทิตย์จึงเป็นแหล่งพลังงานที่สำคัญและมีอิทธิพลมากต่อลมฟ้าอากาศของโลก

พลังงานความร้อนที่แผ่รังสีจากดวงอาทิตย์มายังโลกมีลักษณะคลื่นม่เหล็กไฟฟ้า (Electromagneticwaves) เพราะมีคุณสมบัติเป็นไฟฟ้าและแม่เหล็กพร้อมกัน เรียกว่า รังสีดวงอาทิตย์หรือพลังงานแสงดวงอาทิตย์ (Solar radiation หรือ Insolation) จากการศึกษาของ Max Planck (พ.ศ.2443) นักฟิสิกส์ชาวเยอรมันพบว่า วัตถุทุกชนิดที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 0 องศาสัมบูรณ์ (0 0K หรือ -273 0K) จะมีกรสั่นสะเทือนของโมเลกุลและจะแผ่พลังงานคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าออกมารอบตัว โดยพลังงานการแผ่รังสีขณะนั้นขึ้นอยู่กับอุฯหภูมิรอบผิวของวัตถุในขณะนั้น คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้ามีความแตกต่างกันในด้านความยาวและความถี่ของคลื่นนั้น มีทั้งระยะห่างของช่วงคลื่น (Wave lenght) จำนวนความถี่ของคลื่น (Wave frequency) ในระยะทางที่เคลื่อนที่ผ่าน แต่เคลื่อนที่ด้วยอัตราความเร็วเท่ากัน จำนวนของคลื่นที่เคลื่อนที่ผ่านจุดหนึ่งๆ ณ เวลาหนึ่ง เรียกว่า ความถี่ของคลื่น ความถี่ของคลื่นจะแปรผกผันกับความยาว กล่าวคือความยาวคลื่นมากความถี่คลื่นสั้น ความยาวคลื่นน้อยความถี่คลื่นยาว อย่างไรก็ตามพลังงานที่วัตถุแผ่ออกมาจะแปรผันตามอุณหภูมิและความยาวคลื่น แต่จะมีค่าพลังงานสูงสุดที่ความยาวและอุณหภูมิหนึ่งเท่านั้น ต่อมา วิลเฮล์ม เวน (Wilhelm Wien) ได้ตั้งกฎความสัมพันธ์ของคลื่นและพลังงาน (Wien’s law) เขียนเป็นสมการได้ว่า

……………… สมการ 3.1

กำหนด = ความยาวช่วงคลื่นที่แผ่พลังงานสูงสุด

A= 2.898µm หรือ 0.002898 m

T = อุณหภูมิ (0K)

การเคลื่อนที่ของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าสามารถมารถเคลื่อนผ่านได้ทั้งก๊าซ ของเหลว และของแข็ง เมื่อโลกได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์จะดูดกลืนพลังงานและแผ่รังสีออกมาในรูปของรังสีอินฟาเรด ซึ่งมีความยาวคลื่น 2.5-30 ไมโครเมตร โดยมีความยาวคลื่นที่ให้พลังงานมากที่สุด (λmax) อยู่ที่ 10 ไมโครเมตร (0.01 มิลลิเมตร) เรียกรังสีช่วงนี้ว่า รังสีคลื่นสั้น (Shortwave) เพราะว่ามี λmax อยู่ในย่านที่ตามองเห็น และเรียกรังสีที่โลกแผ่ออกมาว่า รังสีคลื่นยาว (Longwave) เพราะว่ามี λmax อยู่ในย่านอินฟาเรด ดังนั้นจากสมาการ 3.1 เมื่อนำมาหาค่าอุณหภูมิของโลกจะได้อุณหภูมิของโลกดังตัวอย่าง 3.1

ตัวอย่าง 3.1 โลกแผ่คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่มีความยาวคลื่น 10 ไมโครเมตร (0.0001008 m) ออกสู่อวกาศ จงคำนวณหาอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก

วิธีทำ แทนค่าในสมการ 3.1 เพื่อหาค่าอุณหภูมิจะได้ว่า

T = 0.002898 m / λmax

= 0.002898 m / 0.00001008 m

= 287.5 หรือ 288 0K

ดังนั้น โลกมีอุณหภูมิเฉลี่ย = 288 0K (15 0C หรือ 59 0F)

**3.2 ความยาวคลื่นของรังสีดวงอาทิตย์**

พลังงานที่ดวงอาทิตย์แผ่รังสีออกมาเป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า เดินทางในลักษณะรูปคลื่นด้วยความเร็วประมาณ 300,000 เมตรต่อวินาที มีความยาวคลื่นตั้งแต่ 0.001 ไมคอน3  ถึง 100,00 เมตร แบ่งเป็นช่วงคลื่น ต่างๆ งนี้ (กีรติ ลีวัจกุล, 2543 : 2-6)

1) รังสีคลื่นสั้น (Shortwaev Radiation) มีความยาวคลื่นน้อยกว่า 0.4 ไมครอน ได้แก่ รังสีอุลตราไวโอเลต (Ultraviolet) รังสีเอกส์ (X-rays) รังสีแกมมา (Gamma rays)มีประมาณร้อยละ 9

2) รังสีคลื่นสายตายาว (Visible light) มีความยาวในช่วงคลื่น 0.4-0.7 ไมครอน เป็นแสงสีขาวเมื่อผ่านปริซึมสามารถแยกได้ 7 สี โดยเริ่มจากสีที่มีความยาวคลื่นใกล้ 0.4 ไปสีที่มีความยาวคลื่นใกล้ 0.7 ไมครอน ได้แก่ สีม่วง คราม นำเงิน เขียว เหลือง แสด และแดง รังสีเหล่านี้มีประมาณร้อยละ 45

3) รังสีคลื่นยาว (Longwave radiation) มีความยาวคลื่นตั้งแต่ 0.7 ไมครอนขึ้นไป ได้แก่รังสีดวงอินฟาเรด (Infrared raye) ไมโครเวฟ (Microwave radar) และคลื่นวิทยุ (Radio wave) มีประมาณร้อยละ 46

|  |
| --- |
| 3ความยาวขึ้นมีหน่วยวัดเป็น ไมโครมิเตอร์หรือไมครอน (Micrometer or Micro or µm) หรือหน่วยอังสตรอม(Ungstrom) 1 เมตร (m) = 1,000,000 ไมโครเมตร หรือ 1,000,000 นาโนเมตร (nm)  1 ไมครอน = 1 x 10-6ม. หรือ 1 x 10-3ม. หรือ 0.001 ซม. และ 1 อังสตรอม = 0.00000001 ซม. หรือ 10-8  ซม. |

|  |
| --- |
|  |

อัตราการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์มาถึงชั้นบรรยกาศของโลก เรียกว่า ค่าคงที่ของรังสีดวงอาทิตย์ (Solar constant) หมายถึง ค่าเฉลี่ยของการส่งพลังงานของดวงอาทิตย์ มีค่าอยู่ระหว่าง 1,31 W/m2ถึง 1,430 W/m2ขึ้นอยู่กับสภาพอากาศ ละติจูด ค่าคงที่ของรังสีดวงอาทิตย์ลดลงเมื่อผ่านเข้ามาในชั้นบรรยากาศ เนื่องจาก ชั้นบรรยากาศของโลกมีการสะท้อน ดูดกลืนรังสีคลื่นสั้น รังสีดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมาถึงพื้นผิวโลกโดยตรง เรียกว่า รังสีดวงอาทิตย์ (Direct radiation) ส่วนรังสีที่แผ่เข้ามาไม่ถึงผิว

|  |  |
| --- | --- |
| 3.3.jpg | 3.4.gif |
| ที่มา : ภาพ 3.3 http://www.scimath.org/images/uploads/Picture\_6\_8.jpg และ ภาพ 3.4 http://vichakarn.triamudom  .ac.th/comtech/studentproject/sci/cheme/atom/spectrum\_graph.gif | |

เรียกว่า รังสีท้องฟ้า (Sky radiation) รังสีดวงอาทิตย์ที่มาถึงพื้นผิวดลกทั้งโดยตรงละโดยอ้อมเรียกรวมว่า Global radiation นอกจากนั้นความยาวของคลื่นยังขึ้นอยู่กับความถี่ของคลื่นด้วย คลื่นที่มีความยาวคลื่นมากจะมีความถี่ต่ำ และคลื่นที่มีความยาวคลื่นสั้น จะมีความถี่ของคลื่นสูง ความถี่คลื่นมีหน่วยวัดเป็น ไซเคิลต่อวินาที หรือ ใช้หน่วยเป็นเฮิร์ต (Hertz) 1 เฮิร์ตเท่ากับความถี่ของคลื่น 1 ไซเคิลต่อวินาที

|  |
| --- |
| 3.5.gif  ภาพที่ 3.5 ลักษณะความถี่คลื่นตามช่วงแสง  ที่มา : http://www.nst.or.th/article/article494/a49401/emschart.gif |

นักวิทยาศาสตร์ได้ศึกษาความยาวของคลื่นของรังสีดวงอาทิตย์และนำมาประยุกต์ใช้เพื่อปฏิบัติงานด้านวิทยาศาสตร์บรรยากาศ เช่น การหาตำแหน่งของพายุฟ้าคะนองโดยการตรวจวัดคลื่นความถี่ต่ำ ส่วนใหญ่อยู่ในช่วงความถี่ 5-10 กิโลเฮิร์ต การสื่อสารอุตุนิยมวิทยาใช้คลื่นปานกลางและคลื่นสั้น วิทยุหยั่งอากาศใช้คลื่นความถี่ 400 เมกกะเฮิร์ต ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาใช้คลื่นวิทยุความยาวคลื่นปานกลาง (137 และ 1,697 เมกกะเฮิร์ต) ในการถ่าพภาพเมฆและอนุภาคอื่นๆ เรดาร์อุตุนิยมวิทยาใช้คลื่นไมโครเวฟ (10, 5 และ 3 เซนติเมตร) ทำให้ทราบการกระจายรังสีดวงอาทิตย์ในทิศต่างๆ

|  |
| --- |
| ภาพ 3.6 ช่วงคลื่นแสง (Spectrom)  ที่มา : http://www.yorku.ca/eye/spectru.htm |

ตาราง 3.1 ช่วงคลื่นและความยาวคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า

|  |  |
| --- | --- |
| **ช่วงคลื่น** | **ความยาวช่วงคลื่น** |
| รังสีแกมมา (Gamma rays) | < 0.03 |
| รังสีเอกส์ (X-rays) | 0.03 – 3.0 |
| รังสีอุลตราไวโอเลต (Ultraviolet) | 0.03 – 0.04 um |
| Photographic UV | Band 0.3 – 0.4 um |
| ช่วงคลื่นแสงสว่าง (Visible) | 0.4 – 0.7 um |
| อินฟาเรด (Infrared) | 0.7 – 1.0 um |
| อินฟาเรดสะท้อน (InfraredIR band) | 0.7 – 3.0 um |
| อินฟาเรดความร้อน (Thermal IR band) | 3 – 5 um  8 – 14 um |
| ไมโครเวฟ (Microwave) | 0.1 – 30 cm |
| เรดาร์ (Radar) | 0.1 – 30 cm |
| วิทยุ (Radio) | มากกว่า 30 cm |

**3.3 อิทธิพลของบรรยากาศต่อพลังงานดวงอาทิตย์**

จากการศึกษาพลังงานแสงอาทิตย์เมื่อเดินทางผ่านชั้นบรรยากาศสู่พื้นผิวโลกและสะท้อนกลับสู่บรรยากาศพบว่า บรรยากาศของโลกก่อให้เกิดความเปลี่ยนแปลงในด้านทิศทาง (Direction) ความเข้ม (Intensity) ความยาวและความถี่ของช่วงคลื่นแสง เพราะชั้นบรรยากาศประกอบด้วยฝุ่นละออง ไอน้ำ และก๊าซต่างๆ ซึ่งมีปฏิกิริยากับคลื่นแสงในลักษณะต่างๆ ดังนี้ (พร้อมจิตร์ ตระกูลดิษฐ์, 2533 : 13-20)

3.3.1 การกระจัดกระจาย (Scattering) เกิดขึ้นเนื่องจากอนุภาคเล็กๆ ในบรรยากาศมีทิศทางการกระจายไม่แน่นอนขึ้นอยู่กับขนาดของอนุภาคและความยาวช่วงคลื่น การกระจายแยกได้ 3ลักษณะ คือ

หน้า 49 – 50

|  |  |
| --- | --- |
| 3.10.gif | 3.101.gif |
| ภาพที่ 3.10 ช่วงคลื่นที่ดวงอาทิตย์ปล่อยออกมามากระหว่าง 0.1-0.4 µm (ซ้าย) ช่วงคลื่นที่โลกปล่อยออกมามามากระหว่าง 0.5-30 µm (ขวา)  ที่มา : http://www.physicalgeography.net/fundamentals/6f.html | |

เมื่อรังสีดวงอาทิตย์อระทบอนุภาคเล็กๆในบรรยากาศที่มีขนาดอนุภาคเท่ากับความยาวคลื่นรังสีดวงอาทิตย์จะทำให้เกิดการกระจายของนุภาคไปทุกทิศทาง เรียกว่า แอโรซอล (Aerosols)4 ซึ่งผลรวมของแอโรซอลในบรรยากาศกับปริมาณฝุ่นในบรรยากาศ ทำให้เกิดการสะสมกระแสความร้อนในบรรยากาศทำให้เกิดภาวะที่เรียกว่า ปรากฏการณ์เรือนกระจก (Greenhouse effect)

3.4.1 รูปแบบการถ่านเทพลังงานในบรรยากาศ (Energy Transter)พลังงานเกิดขึ้นในรูปแบบที่แตกต่างกัน มีหน่วยวัดเป็นแคลอรี โดยถือว่า 1กรัมแคลอรี คือ พลังงานที่ทำให้อุณหภูมิของน้ำ 1 กรัม เพิ่มขึ้น 1 องศาเซลเซียส ที่ระดับความดัน 1 บรรยากาศ การถ่ายเทพลังงานมีอยู่ 3 วิธี ดังนี้

1) การนำความร้อน (Conduction) คือ การถ่ายเทพลังงานความร้อนให้กับวัตถุที่อยู่ใกล้กันจากโมเลกุลถึงโมเลกุลโดยที่โมเลกุลของสารที่เป็นตัวนำไม่ได้เคลื่อนที่ เมื่อวัตถุ 2 ชนิด มีอุณหภูมิไม่เท่ากันมาสัมผัสกัน วัตถุที่ร้อยกว่าจะส่งความร้อนให้กับวัตถุที่เย็นกว่า จนกระทั้งวัตถุทั้ง 2 มีอุณหภูมิกัน เช่น ถ้าเอามือท่อนเหล็กแล้วให้ปลายข้างหนึ่งแย่เข้าไปในเตาไฟ เราจะรู้สึกร้อนที่ปลายข้างที่เราจับทีละน้อยด้วย ซึ่งเป็นผลจากความเคลื่อนไหวของโมเลกุลในตัวกลาง เนื่องจากมีการนำความ

|  |  |
| --- | --- |
| 3.11.png | 3.11 การนำความร้อน จากภาพเทียนส่งผ่านพลังงานความร้อนผ่านโมเลกุลเหล็กไปถึงมือ  ที่มา : http://dc238.4shared.com/doc/uHd3AvXi/preview.html |

|  |
| --- |
| 4นอกจากละอองของเหลวในชั้นบรรยากาศแล้วอาจรวมถึง หมอก ควัน ที่แขวนลอยในชั้นบรรยากาศด้วย |

ร้อนจากเตาไฟผ่านไปยังท่อนเหล็ก เหล็กเป็นของแข็งที่นำความร้อนได้ดี ซึ่งการนำความร้อนเกิดขึ้นได้ดีกับสสารที่เป็นโลหะ ส่วนของเหลวและก๊าซเป็นตัวนำ

ความร้อนที่เลว ดังนั้นลักษณะการนำความร้อนในบรยากาศจึงเกิดขึ้นน้อย

บรรยากาศในเวลากลางวันพื้นดินได้รับความร้อนจะร้อนกว่าอากาสที่อยู่ชั้นบน ความร้อนถูกถ่ายเทจากพื้นดินไปดังบรรยากาศชั้นบน แต่เนื่องจากอากาศป็นตัวนำความร้อนที่ไม่ดี ทำให้การนำความร้อนมีความสำคัญอยู่เพียงในบรรยากาศชั้นล่างที่ใกล้หรือสัมผัสกับพื้นดินหรือพื้นน้ำเท่านั้น (อาจมีระดับความสูงจากระดับพื้นผิวเพียง 2-3 เมตร) เนื่องจากคุณสมบัติของอากาศเป็นตัวนำความร้อนที่เลวในทางอุตุนิยมวิทยาการนำความร้อนจึงมีบทบาทน้อยมากเมื่อเทีบยกับการพาความร้อน ค่าความแปรปรวนของการนำความร้อนของสสารมีตัวอย่างดังตาราง 3.5

ตาราง 3.5 ความแปรปรวนของการนำความร้อนของสสาร

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| |  |  | | --- | --- | | สสาร | การนำความร้อน  (วัตต์/เมตร/เซลเซียล) | | อากาศสงบ | 0.023 (ที่ 20 0C) | | ไม้ | 0.08 | | ดินแห้ง | 0.60 | | ดินเปียก | 2.10 | | หิมะ | 0.63 | | เงิน | 427 | |  | |  |  | | --- | --- | | สสาร | การนำความร้อน  (วัตต์/เมตร/เซลเซียล) | | น้ำแข็ง | 2.1 | | น้ำ | 0.60 (ที่ 20 0C) | | หินทราย | 2.6 | | หินแกรนิต | 2.7 | | เหล็ก | 80 | |

2) การพาความร้อน (Convection) เป็นการส่งผ่านพลังงานความร้อนโดยโมเลกุลของอากาศหรือของไหล(น้ำและอากาศ) เคลื่อนที่จากแหล่งนึ่งไปยังแห่งหนึ่ง การพาความร้อนเกิดขึ้นได้ดีในวัตถุที่เป็นของเหลวและก๊าซ (เกิดขึ้นฉพาะในสสารที่มีสถานะเป็นของเหลวหรือก๊าซ) การพาความร้อนในลักษณะ Convection นี้เป็นการเคลื่อนที่ของโมเลกุลในแนวตั้ง เช่น ในเวลากลางวันอากาศอุ่นจะลอยตัวสูงขึ้น และนมหาสมุทรกระแสน้ำอุ่น เช่น กัลฟ์สตรีมไหลขึ้นไปทางเหนือขนานกับชายฝั่งทะเลด้านตะวันออกและตะวันออกเฉียงใต้ของหสรัฐอเมริกา ซึ่งเป็นการเคลื่อนที่ของตัวกลางที่ได้รับความร้อนโดยการเคลื่อนไหวของน้ำ

การพาความร้อนเป็นกรรมวิธีการถ่ายเทความร้อนที่สำคัญในบรรยากาศและเกิดขึ้นเป็นประจำตามธรรมชาติของอากาศ โดยสามารถเกิดขึ้นได้ทั้งในแนวดิ่ง (Convection) และในแนวระดับ (Advection) ปกติการพาความร้อนในแนวระดับจะเกิดขึ้นนานกว่าในแนวดิ่ง ส่วนการพาความร้อนในแนวดิ่งมักเกิดขึ้นบริเวณแคบๆแต่รวดเร็วกว่าแนวราบ การเคลื่อนที่ของมวลอากาศอุ่นหรือมวลอากาศเย็นเป็นตัวอย่างของการพาความร้อนในแนวนอน ส่วนการก่อตัวของเมฆเป็นตัวอย่างของการพาความร้อนในแนวดิ่ง การพาความร้อนในแนวดิ่งและแนวระดับทำให้อากาศมีการผสมผสานกันอย่างทั่วถึง และทำให้เกิดลมฟ้าอากาศแบบต่างๆ

|  |  |
| --- | --- |
| 14-37.jpg | ภาพ 3.12ความร้อนจากกองไฟเคลื่อนที่ผ่านอากาศมาถึงมือ  ที่มา : http://www.ktb.go.th/krooaon/images/14-37.jpg |
|  | |

3) การแผ่รังสี (Radaition) หมายถึง การแผ่กระจายของพลังงานแม่เหล็กไฟฟ้าในบบรยากาศโดยไม่จำเป็นต้องอาศัยสื่อกลางเหมือนการนำความร้อนและการพาความร้อน เช่น การแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์จะส่งพลังงานแสงสว่างและพลังงานความร้อนไปพร้อมกัน หรืออย่างใดอย่างหนึ่ง เช่น ในเวลากลางวันโลกได้รับแสงอาทิตย์ในรูปแบบคลื่นสั้น แต่ในเวลากลางคืนโลกจะแผ่รังสีคลื่นยาวออกไป เป็นต้น

3.4.2 อัตราส่วนการถ่ายเทพลังงาน การหมุนเวียนของบรรยากาศแลกระแสน้ำทำให้เกิดการถ่ายเทพลังงานความร้อนจากบริเวณละติจูดต่ำไปยังละติจูดสูง และสภาวะบรรยากาศที่มีเมฆเต็มท้องฟ้ารังสีดวงอาทิตย์จะถูกสะท้อนจากบรรยากาศ ส่วนในกรณีที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆพื้นผิวโลกจะดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ไว้ได้มากพื้นผิวโลกจึงมีความร้อนมากขึ้น ซึ่งอาจแจกแจงเป็นร้อยละได้ดังนี้

ตาราง 3.2 ร้อยละการดูดกลืนในบรรยากาศ

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| ร้อยละการดูดกลืนในบรรยากาศ | ท้องฟ้าปราศจากเมฆ | มีเมฆเต็มท้องฟ้า |
| ดูดกลืนบรรยากาศเหนือโทรโพพอส  ดูดกลืนบรรยากาศเหนือชั้นโทรโพสเฟียร์  ดูดกลืนโดยผิวโลก  สะท้อนออกจากบรรยากาศ | 2%  20%  61%  17% | 2%  19%  28%  51% |
| รวม | 100% | 100% |

ในสภาวะอากาศปกติท้องฟ้ามักจะมีเมฆปกคลุมประมาณ 54% ดังนั้นส่วนที่ปราศจากเมฆประมาณ 46% ดังนั้นส่วนที่สะท้อนกลับและดูดกลืนสามารถแสดงค่าเฉลี่ยรังสีดวงอาทิตย์ที่ถูกดูดกลืนโดยผิวโลกและบรรยากาศกับการสะท้อนออกจากบรรยากาศ เรียกว่า อัตราส่วนรังสีสะท้องของพื้นผิว (Albedo) หมายถึง อัตราส่วนระหว่างปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่ลงมาบนส่วนใดส่วนหนึ่งของพื้นผิวโลกกับรังสีที่สะท้อนกลับออกจากพื้นผิวต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิว อัตราส่วนนี้กำหนดเป็นร้อยละหรือทศนิยม ตัวอย่าง พื้นที่บริเวณ A มีอัตราส่วนรังสีสะท้อน เท่ากับ 40 หรือ 0.4 หมายความว่า รังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่ลงมา 100 ส่วน จะสะท้อนกลับสู่อวกาศ 40 ส่วน หรือ 4/10 และจากการรวบรวมข้อมูลพบว่า ประมาณ 65% ของรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่งลงมายังโลกจะถูกดูดกลืนโดยผิวโลกและบรรยากาศ ดังนั้นรังสีที่ถูกสะท้อนกลับมาคิดเป็น 35% จึงอาจกล่าวได้ว่า แอลบีโดของโลกและบรรยากาศมีค่าประมาณ 0.35 อัตราส่วนรังสีสะท้องของพื้นผิวแต่ละชนิดมีคุณสมบัติในการสะท้องรังสีไม่เท่ากัน แอลบีโดของแต่ละพื้นผิวจึงไม่เท่ากัน ตัวอย่างแอลบีโดของพื้นผิวบางชนิด

ตาราง 3.3 อัตราส่วนรังสีสะท้อนของพื้นผิว

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| |  |  | | --- | --- | | พื้นผิว | แอลบีโด (%) | | หิมะตกใหม่ | 80 | | หิมะเก่า | 5 | | ทรายแห้ง | 30 | | ทรายแม่น้ำ | 43 | | ป่าทึบ | 5 | | น้ำ | 3 – 4 | | ดินดำแห้ง | 14 | | น้ำแข็งในทะเล | 30 – 40 | | พืดน้ำแข็ง | 20 - 40 | |  | |  |  | | --- | --- | | พื้นผิว | แอลบีโด (%) | | ทุ่งหญ้า | 16-20 | | ป่าไม้ผลัดไม้ | 15-20 | | ป่าสน | 5-15 | | เพาะปลูกพืชพรรณสีเขียว | 15-25 | | ทุนดา | 15-20 | | ทะเลทราย | 25-30 | | พื้นที่เขตเมืองหนาแน่น | 15-25 | | หญ้าสูงหนาแน่น | 18-20 | | นาข้าว | 12 | |

**3.5 ความสมดุลของพลังงานในบรรยากาศ**

พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมายังโลก เมื่อผ่านชั้นบรรยากาศส่วนหนึ่งจะสะท้อนออกไปสู่อวกาศ ได้แก่ รังสีเอกซ์ แกรมมาและมีรังสีบางส่วนผ่านเข้ามาแต่ถูกดูดซับไว้และสะท้อนออกไปในชั้นสเตรโทสเฟียร์ ได้แก่ รังสีในช่วงคลื่นอุลตราไวโอเลต และอีกส่วนหนึ่งผ่านมายังชั้นบรรยากาสใกล้ผิวโลก (ชั้นโทรโพสเฟียร์) ซึ่งมีมวลโมเลกุลของก๊าซและฝุ่นละอองอยู่เป็นจำนวนมาก ทำให้ความร้อนบางส่วนถูกสะท้อนออกไป แต่ก็ยังมีรังสีบางส่วนถูกสะท้อนออกไป แต่ก็ยังมีรังสีบางส่วนที่แผ่ลงมาตกกระทบพื้นผิวโลก

พลังงานในบรรยากาศจะไหลเวียนเป็นกระบวนการอย่างต่อเนื่อง เมื่อพลังงานเข้าสู่ชั้นบรรยากาศนั้นจะเกิดปฏิสัมพันธ์กับชั้นบรรยากาศในลักษณะต่างๆ ได้แก่ การกระจาย การดูดกลืน และการสะท้อน ทั้งในรูปคลื่นสั้นและคลื่นยาว เมื่อผ่านลงสู่พื้นผิวโลก พื้นผิวโลกต้องส่งกลับพลังงานเหล่านั้นออกไปในปริมาณที่เท่ากัน กล่าวคือพลังงานที่เข้ามาต้องเท่ากับพลังงานที่ส่งออกไป ถ้าโลกได้รับพลังงานมากกว่าพลังงานที่ส่งออกไป โลกจะมีอุณหภูมิเย็นลง

ตามหลักการของความสมดุลพลังงานในชั้นบรรยากาศ พลังงานที่เข้ามาต้องเท่ากับพลังงานที่ออกไป แต่ในความเป็นจริงแล้วโลกไม่ได้รับพลังงานและส่งพลังงานออกไปทันที ทั้งนี้มีพลังงานที่บรรยากาศก็เก็บไว้เพื่อรักษาความสมดุลไม่ให้ร้อนและเย็นมากเกินไป ซึ่งอธิบายโดยใช้กฎของ สเตฟาน-บอลท์ซมาน (Stefan-Boltzmann law)

หน้า 56-60

ในตอนเที่ยงวันรังสีของดวงอาทิตย์จะตั้งฉากกับพื้นผิวโลก ที่เส้นทรอปิก ออฟ แคนเซอร์ (ละติจูด231/2องศาใต้) ในซีกโลกเหนือรังสีของดวงอาทิตย์จะส่องผ่านมาถึงเพียงเส้นขนาน 661/2 องศาเหนือเท่านั้น ทำให้ซีกโลกเหนือระหว่างเส้นขนาน 661/2-90 ใต้ เป็นเวลากลางคืนเกือบตลอด 24 ชั่วโมง ส่วนซีกโลกใต้ระหว่างเส้นขนาน 661/2 ใต้ เป็นเวลากลางวันเกือบตลอด 24 ชั่วโมงเช่นกัน ดังนั้นซีกโลกเหนือเป็นฤดูหนาว ซีกโลกใต้เป็นฤดูร้อน ระยะเวลากลางวัน (Day length) ตั้งแต่ดวงอาทิตย์ขึ้นจนกระทั่งตกดินในของวันใดๆ ตามละติจูดใดๆ มีความแปรผันขึ้นอยู่กับมุมชั่วโมงการขึ้นของดวงอาทิตย์ (Summer hour angle) ที่สัมพันธ์กับการบ่ายเบนของรังสีจากดวงอาทิตย์และละติจูด

|  |
| --- |
|  |
| ภาพ 3.19 ลักษณะของแนวละติจูดที่ทำมุมกับแนวรังสีของดวงอาทิตย์  ที่มา : |

3.6.7 อิทธิพลของเมฆต่อรังสีที่ได้จากดวงอาทิตย์ (Effect of clouds on radiation receipts) เมฆมีอิทธิพลอย่างมากต่อการลดปริมาณพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ อิทธิพลนี้เปลี่ยนแปลงไปกับชนิดของเมฆในท้องฟ้าซึ่งมีความสัมพันธ์ทางปริมาณนั้นมีความไม่แน่นอน ขึ้นอยู่กับสภาพทั่วไปของเมฆ แต่พอสรุปได้ว่า เมฆชั้นสูงจะมีอิทธิพลน้อยกว่าเมฆที่อยู่ในชั้นต่ำลงมา กล่าวคือ เมฆชั้นซีร์รัส (Cirrus clouds) มีอิทธิพลน้อยกว่าเมฆคิวมูลัส (Cumulus) ซึ่งเป็นก้อนกระจายในท้องฟ้าช่วงฤดูร้อน โดยมักทำให้รังสีดวงอาทิตย์เกิดการสะท้อนกลับไปกลับมาระหว่างก้อนเมฆ ทำให้ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่องมาถูกสะท้อนกลับออกสู่อวกาศมากขึ้น แต่ในเวลากลางคืนเมฆจะดูดกลืนรังสีคลื่นยาวที่แผ่ขึ้นไปจากผิวโลกและสะท้อนลงมาทำให้พื้นผิวมีความร้อนมากขึ้นเช่นกัน การวัดปริมาณน้ำฝนในท้องฟ้าขณะใดขณะหนึ่ง เป็นการประมวณด้วยสายตา ในขณะนั้นว่ามีปริมาณเมฆทั้งหมดเป็นกี่ส่วนของท้องฟ้า โดยแบ่งท้องฟ้าออกเป็นสัดส่วนชนิดของรังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่ลงสู่พื้นโลก

รังสีจากดวงอาทิตย์ เมื่อส่งผ่านเข้ามาในชั้นบรรยากาศใกล้พื้นผิวโลก โมเลกุลของก๊าซ ฝุ่นละอองและเมฆในบรรยากาศชั้นโทรโมสเฟียร์ จะให้ความร้อนบางส่วนถูกสะท้อนกลับออกไปในอากาศบางส่วนจะผ่านลงมายังพื้นผิวโลกและบางส่วนกระจายอยู่ในชั้นบรรยากาศ โดยรังสีที่ผ่านลงมาในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใส ไม่ค่อยจะมีเมฆ พลังงานดวงอาทิตย์เมื่อส่องผ่านชั้นบรรยากาศลงมาถึงพื้นผิวโลกบริเวณใดๆจะประกอบด้วยรีงสีชนิดต่างๆ คือ

1) รังสีตรง (Direct radiation) หมายถึง รังสีตกกระทบพื้นโลกโดยตรงไม่มี ไม่มีการเปลี่ยนแปลงทิศทาง

2) รังสีกระจาย (Scatted radaition) หมายถึง รังสีมีทิศทางเปลี่ยนแปลงไปโดยการกระจายจากโมเลกุลของก๊าซ ฝุ่นละอองต่างๆ และจากสารแขวนลอยในขั้นบรรยากาศ

3) รังสีสะท้อน (Reflected radiation) หมายถึง รังสีมีทิศทางเปลี่ยนแปลงไปโดยการสะท้อนจากเมฆ

|  |
| --- |
| 3.20.jpg |
| รังสีตรง รังสีเฉียงที่ละติจูดกลาง รังสีเฉียงที่ขั้วโลก  ภาพ 3.20 ชนิดของรังสีดวงอาทิตย์ที่ลงสู่พื้นผิวโลก  ที่มา : http://www.tmd.go.th/info/images/season/season\_02.jpg |

**3.7 เครื่องมือและการตรวจวัดการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์**

3.7.1 จุดมุ่งหมายและความสำคัญของการตรวจวัดรังสีดวงอาทิตย์ การตรวจวัดรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่องถึงพื้นผิวและสะท้อนออกจากผิวโลกเป็นการตรวจวัดค่าตัวแปรที่สำคัญที่สุดต่อระบบบรรยากาศ ในด้านอุตุนิยมวิทยาการศึกษาเกี่ยวรังสี จะมุ่งเน้นศึกษาถึงรังสีที่ตกสู่พื้นโลกในรูปแบบของพลังงานคลื่นสั้นและพลังงานคลื่นยาวซึ่งเป็นสมดุลของพลังงานความร้อน (Thermal balance) ของโลก และศึกษาการดูดกลืนรังสีของก๊าซต่างๆที่เป็นส่วนประกอบของบรรยากาศ เช่น ละอองน้ำ CO2และโอโซน เป็นต้น คณะกรรมการด้านเครื่องมือและวิธีการตรวจอากาศขององค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (WMO) ดำเนินการศึกษาการแผ่รีงสีโดยการตรวจวัดรังสีจากดวงอาทิตย์และรังสีจากพื้นโลก (Terrostrail Radiation) และได้เสนอแนวการศึกษาเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลง (Transformation) ของพลังงานระหว่างโลกกับบรรยากาศและการผันแปร (Variation) ของพลังงานที่เกี่ยวกับระยะเวลา (Time) และระยะทาง (Space) ไว้ดังนี้

1) เพื่อวิเคราะห์เกี่ยวกับความสลัว (Tubidity) ของบรรยากาศ และส่วนประกอบต่างๆของบรรยากาศ เช่น ฝุ่นละอองและไอน้ำ

2) เพื่อศึกษาเกี่ยวกับการแผ่กระจาย (Distribution) และการผันแปร (Variation) ของปริมาณรังสีที่ตกสู่พื้นโลก รังสีที่แผ่จากพื้นผิวโลก รวมทั้งปริมาณรังสีรวมของโลกและดวงอาทิตย์

3) เพื่อศึกษาเกี่ยวกับคุณสมบัติและประโยชน์ของรังสีในด้านที่เกี่ยวข้องกับสาขาวิชาอื่นๆ คือ ชีววิทยา การแพทย์ การเกษตร และอุตสาหกรรม

การบันทึกข้อมูลที่เกี่ยวกับการถ่ายเทรังสีระหว่างแผ่นดินกับอากาศ และการศึกษาเกี่ยวกับรังสีจากดวงอาทิตย์จำเป็นต้องบันทึกข้อมูลเกียวกับรังสีดวงอาทิตย์และรังสีจากพื้นผิวโลก โดยรวบรวมข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาได้จากสถานีตรวจวัดอากาศที่กระจายอยู่ในภูมิประเทศและภูมิอากาศแตกต่างกัน ซึ่งการตรวจวัดรังสีมีจุดมุ่งหมายและความสำคัญดังนี้

1) เพื่อการศึกษาการถ่ายเทพลังงานภายในระบบบรรยากาศโลกและการแปรเปลี่ยนตามวันเวลาและสถานที่

2) การวิเคราะห์คุณสมบัติและการกระจายของบรรยากาศเนื่องจากส่วนประกอบต่างๆเช่นอนุภาค ไอน้ำและโอโซน เป็นต้น

3) การศึกษาการกระจายและการแปรผันของรังสีตกกระทบ สะท้อนและรังสีสุทธิ

4) ความจำเป็นทางด้านชีววิทยา การแพทย์ การเกษตร สถาปัตยกรรม และอุตสาหกรรมที่เกี่ยวข้องกับรังสีดวงอาทิตย์

5) เพื่อการหาค่าจากการตรวจวัดรังสีด้วยดาวเทียม

3.7.2 เครื่องมือที่ใช้ตรวจสัดแสงอาทิตย์ เครื่องมือส่วนใหญ่ใช้ตรวจวัดความเข้มของรังสีและวัดระยะเวลาที่มีแสงแดด ที่นิยมใช้ในปัจจุบันมีดังนี้

1) ไพร์อะโนมิเตอร์ (Pyranometer) เป็นเครื่องมือพื้นฐานที่นิยมกันมากเพื่อวัดความเข้มของพลังงานแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ทั้งรังสีตรง รังสีกระจายและรังสีสะท้อนแสง ไพร์อะโนมิเตอร์อาจทำจากสารกึ่งตัวนำของซิลิกอนหรืออาจใช้เทอร์โมไพร์ของโลหะดำและขาวก็ได้ ไพร์อะโนมิเตอร์ใช้ตรวจวัดรังสีดวงอาทิตย์ที่มีความยาวในช่วงคลื่นระหว่าง 0.4-2.5 ไมโครเมตร การศึกษาพลังงานดวงอาทิตย์เพื่อการเจริญเติบโตของพืชมักติดตั้งเครื่องไพร์อะโมมิเตอร์ขนาดเล็กไว้เหนือแปลงพืช และใช้ไพร์อะโนมิเตอร์แบบกระบอกยาวตรวจวัดพลังงานแสงอาทิตย์ในพุ่มไม้ ตามระดับความสูงต่างๆเภพื่อวัดหาค่าพลังงานแสงอาทิตย์ ณ ระดับความสูงต่างๆ

2) ไพร์อะโนกราฟ (Pyranograph) ใช้วัดคลื่นรังสีคลื่นสั้นได้อย่างต่อเนื่องโดยแสดงผลออกมาเป็นกราฟ ซึ่งสามารถวัดความเข้มของรังสีคลื่นสั้นในโลกได้ในช่วง 0-1,500 W/m2ค่าบันทึกเป็นเส้นกราฟที่ได้จากเครื่องแอคทิโนกราฟ (Actinograph)

3) ไพร์ยีออมิเตอร์ (Pyrgeometer) เป็นเครื่องมือที่ใช้วัดความเข้มของพลังงานการแผ่รังสีคลื่นยาวของโลกสู่บรรยากาศโดยตาง (Atmosphericradiation) ซึ่งตกลงบนพื้นราบสีดำที่มีอุณหภูมิเท่ากับอากาศรอบๆ

เครื่องมือนี้ออกแบบให้ใช้งานฝน 2 แบบคือ ถ้าหงายหน้าขึ้นใช้วัดรังสีดวงอาทิตย์ที่เข้ามาสู่บรรยากาศ ถ้าคว่ำลงจะใช้วัดรังสีการสะท้อนจากโลกและจากบรรยากาศ

|  |  |
| --- | --- |
| Pyrgeometer.jpg | CM21.jpg |
| ภาพ 3.21 ไพร์ยีออมิเตอร์ | ภาพ 3.22 ไพร์อะโนมิเตอร์ |

ที่มา : ภาพ 3.21 http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f6/Pyrgeometer.jpg และ ภาพที่ 3.22 https://badc.nerc.ac.uk/data/cardington/instr\_v7/CM21.jpg

4) ไพร์เรดิโอมิเตอร์ (Pyrradiometer) เป็นเครื่องมือที่ใช้วัดรังสีรวมของโลก (Total radiation) ซึ่งสามารถวัดได้ทั้งรังสีคลื่นสั้นและคลื่นยาว ด้านที่หงายหน้าขึ้นวัดรังสีคลื่นยาวของโลก ด้านที่คว่ำลงใช้วัดรังสีโลกและรังสีสะท้อนจากบรรยากาศ (รังสีรวม หมายถึง การรวมกันของรังสีโลกและรังสีดวงอาทิตย์)

|  |  |
| --- | --- |
| 3.23.jpg | 3.24.jpg |
| ภาพ 3.23 ไพร์อะโนกราฟ | ภาพ 3.24 ไพร์เรดิโอมิเตอร์ |

ที่มา : ภาพ 3.23 [http://i.ebayimg.com/00/s/MTM5N1gxNjAw/z/a18AAOxy4dNSrVkS/$\_35.JPG และ](http://i.ebayimg.com/00/s/MTM5N1gxNjAw/z/a18AAOxy4dNSrVkS/$_35.JPG%20และ)http://www.koreainstrument.com/data/item/4977\_s

5) เครื่องบันทึกช่วงเวลาที่มีแสงแดด (Sunshine records) แบบที่นิยมใช้งานทั่วไปเนื่องจากมีราคาถูก คือ แบบแคมป์เบลล์สโตกส์ (Campbell-Stokes) มีลักษณะเครื่องเป็นลูกแก้วทรงกลมตัน (Glass sphere) เส้นผ่านศูนย์กลาง 10.2 เซนติเมตร (±มิลลิเมตร) แกนที่ใช้ยึดลูกแล้ววางตัวอยู่ในแนวเหนือ-ใต้ การติดตั้งต้องให้แนวแนวเอียงสัมพันธ์กับละติจูดของสถานที่ที่ติดตั้ง หลักการของเครื่องมือนี้คือ เมื่อแสงแดดส่องผ่านลูกแก้ว ลูกแก้วจะโฟกัสแสงทำให้เกิดรอยไหม้ลงบนกระดาษกราฟที่นำไปรองรับไว้ข้างลูกแก้ว กระดาษกราฟดังกล่าวเป็นกระดาษชนิดพิเศษที่เคลือบสารเคมีเพื่อให้กเดรอยเผาไหม้เพราะส่วนที่ถูกแสง และไม่เปื่อยยุ่ยเมื่อถูกฝน การเกิดรอยเผาไหม้นั้นเกิดขึ้นเมื่อได้รัยรัวสีที่มีความเข้มประมาณ 280 W/m2ความยาวที่เกิดขึ้นในแต่ละวันกราฟจะอ่านค่าเป็นจำนวนชั่วโมง

อย่างก็ตามกรณีที่ไม่พบรอยไหม้บนกระดาษกราฟนั้นไม่ได้หมายความว่าวันนั้นไม่มีแสงแดด แต่อธิบายได้ว่าในวันดังกล่าวมีปริมาณแสงแดดน้อยกว่า 280 W/m2และในวันนั้นที่รังสีส่องลงมากระทบพื้นผิวโลกเป็นรังสีที่มาจากการกระจายเท่านั้น ไม่มีรังสีตรงผ่านลงมา เครื่องมือวัดแสงแดดมีประโยชน์มากในการคาดคะเนปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลงมาสู่พื้นผิวโลก ทำให้นำไปประกอบการพิจารณาเลือกเพาะปลูกพืชชนิดต่างๆ

|  |  |
| --- | --- |
| http://www.cmmet.tmd.go.th/instrument/sun.jpg | http://www.cmmet.tmd.go.th/instrument/sunp.jpg |
| ภาพ 3.25 แคมป์เบลล์สโตกส์ เครื่องมือบันทึกช่วงเวลาที่มีความเข้มแสงแดดมากกว่า 280 วัตต์เมตร-2  ที่มา : http://www.cmmet.tmd.go.th/instrument/instruments.php | |

6) การตรวจวัดรังสีชนิดพิเศษ ใช้เครื่องมือที่เรียกว่า Illuminance meter ตรวจวัด Daylight (Direct, Diffuse, Global luminance) ช่วงคลื่น 380-780 นาโนเมตรที่ตามนุษย์มองเห็นได้

7) การตรวจวัดรังสีอัลตร้าไวโอเลต โดยเครื่องมือชนิดต่างๆ แบ่งเป็น 3ชนิดได้แก่

7.1) ชนิด Broadband sensors จะอินทิเกรตทั้งสเปคตรัม UV-A และ UV-B ที่กระทบต่อสุขภาพมนุษย์

7.2) ชนิด Narrowband sensors ที่อินทิเกรตเฉพาะส้วนทั้งสเปคตรัม UV-A และ/หรือ UV-B

7.3) สเปคโตมิเตอร์ที่ใช้เกรตติงกระจายพลังงานให้เป็นสเปคตรัม

**3.8 ความแปรผันของพลังงานดวงอาทิตย์กับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ**

มีข้อเสนอมากมายเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและการตั้งสมมุติฐานต่างๆหลายข้อเพื่ออธิบายการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดขึ้นในปัจจุบัน แนวคิดเกี่ยวกับพลังงานแสงอาทิตย์เป็นข้อสมมุติฐานอย่างนึ่งที่กล่าวอ้างกหันบ่อยมาก เนื่องจากดวงอาทิตย์เป็นดาวฤกษ์ที่มีการเปลี่ยนแปลงได้ ทั้งนี้ค้นพบว่าพลังงานที่ดวงอาทิตย์ปลดปล่อยออกมามักมีความผันแปร ซึ่งผลการแปรพันของพลังงานดวงอาทิตย์นี้น่าจะมีอิทธิพลหรือมีผลโดยตรงต่อบรรยากาศของโลก กล่าวคือ ขณะที่ดวงอาทิตย์ปลดปล่อยพลังงานออกมามากขึ้น ย่อมส่งผลให้บรรยากาศร้อนขึ้นและในทางกลับกัน หากพลังงานดวงอาทิตย์ลดลงบรรยากาศของโลกก็จะเย็นลงตามไปด้วย แนวคิดนี้กำลังได้รับความสนใจเพราะว่าสามารถนำมาอธิบายเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศได้ ในช่วงที่เกิดการเปลี่ยนแปลงในระยะเวลายาวนานหรือความรุนแรงที่เกิดขึ้น แต่ปัญหาสำคัยคือในอดีตยังไม่มีข้อมูลการตรวจวัดความผันแปรความเข้มของพลังงานดวงอาทิตย์ที่ขอบนอกบรรยากาศ เนื่องจากไม่มีเครื่องมือที่ตรวจวัดได้ทำให้ไม่มีข้อมูลเพื่อใช้เปรีบยเทียบกับข้อมูลในปัจจุบันซึ่งบรรข้อมูลโดยใช้เทคโนโลยีดาวเทียม ทำให้การเปลี่ยนแปลงของพลังงานรังสีดวงอาทิตย์เฉพาะในช่วงช่วงเวลาตั้งแต่มีการปล่อยดาวเทียมสำรวจ

อย่างไรก็ตามข้อเสนอเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศโลกอันเนื่องมาจากการผันแปรพลังงานดวงอาทิตย์นั้น ส่วนใหญ่แสดงถึงความสัมพันธ์กับวงจรการเกิดจุดดับของดวงอาทิตย์ (Sunspot) คือ ลักษณะหมองมัวดำมืดที่เกิดขึ้นบนพื้นผิวดวงอาทิตย์ ว่ามีวงรอบการเกิดยาวนานเท่าไรและส่งผลต่อบรรยากาศโลกแม้ว่าการเกิดจุดดับดังกล่าวนั้นยังไม่ทราบสาเหตุที่แน่ชัดก็ตาม แต่เมื่อเกิดจุดดับขึ้นแล้วจะเกิดเป็นสนามแม่เหล็กไฟฟ้าขนาดมหึมาที่ขยายผิวหน้าดวงอาทิตย์ลึกเข้าไปภายใน และสามารถผลักดันอนุภาคพลังงานในดวงอาทิตย์ให้เกิดออกมาจนถึงขอบนอกบรรยากาศเป็นจำนวนมาก

จากการศึกษาจุดดับตั้งแต่ พ.ศ. 2243 เป็นต้นมา ได้ข้อสังเกตุว่า จำนวนจุดดับบนดวงอาทิตย์เพิ่ม-ลดอย่างสม่ำเสมอ โดยมีรอบวงโคจรประมาณ 11 ปี วงจรนี้ค่อนข้างสม่ำเสมอ และมีนักวิทยาศาสตร์จำนวนหนึ่งยืนยันว่า วงจรจุดดับดวงอาทิตย์ 11 ปี นั้นเป็นลักษณะที่แน่นอนของดวงอาทิตย์ อย่างไรก็ตามปัจจุบันเชื่อว่ามีช่วงระยะเวลาหนึ่งที่ดวงอาทิตย์ปลอดจากจุดดับหรือจุดหมองมัว และนอกจากวงจร 11 ปีแล้ว ยังมีวงจร 22 ปีอีวงหนึ่ง วงจรที่ยาวขึ้นนี้น่าจะเกิดจากการหันของสนามแม่เหล็กไปทางขั้งแม่เหล็กโลกขณะเกิดจุดดับบนดวงอาทิตย์ซึ่งจะตรงกันข้ามทุก 11 ปี อย่างต่อเนื่องกัน นั่นคือ สนามแม่เหล็กจากดวงอาทิตย์ขณะมีจุดดับจะกลับมายังขั้วโลกอีกครั้งหนึ่ง ในรอบ 22 ปี ซึ่งเกิดจุดดับสันนิษฐานว่ามีความสัมพันธ์กับการเกิดยุคน้ำแข็ง

การศึกษาอิทธิพลที่เป็นไปได้ของพลังงานแสงอาทิตย์ต่อภูมิอากาศ ได้รับความสนใจอย่างต่อเนื่องเป็นเวลานานหลายปี โดนพยายามหาหลักฐานความสัมพันธ์ตามชาวงเวลาจากวันเป็น 10,000 ปี แต่ยังมีผู้ที่ไม่เห็นด้วยโดยให้ข้อโต้แย้งหลายข้อที่น่าสนใจ คือ

1) ในประเด็นการเปลี่ยนแปลงพลังงานดวงอาทิตย์ เป็นตัวการสำคัญที่ทำให้ภูมิอากาศเปลี่ยนแปลงในช่วงระยะเวลา ระหว่าง 50-100 ปีมานี้ มีข้อโต้แย้งว่า ถ้าเกิดจุดดับบนดวงอาทิตย์มีอิทธิพลจริง เหตุใดช่วงระยะเวลาท่ำม่มีจุดดับบนดวงอาทิตย์หรือมีน้อยมาก ตรงกับช่วงอากาศหนาวเย็นในยุโรบและอเมริกาเหนือ และในทางกลับกันช่วงเวลาที่เกิดจุดดับบนดวงอาทิตย์จำนวนมากสัมพันธ์กับช่วงเวลาที่อากาศร้อนของบริเวณดังกล่าว และผลจากการศึกษาโดยใช้ผลการบักทึกข้อมูลภูมิอากาศที่แตกต่างกันตามท้องที่ต่างๆรอบโลก ก็ไม่พบความสัมพันธ์อย่างมีนัยสำคัญระหว่างความผันแปรของพลังงานดวงอาทิตย์กับภูมิอากาศยิ่งกว่านั้นยังมีปัญหาจากความจริงที่ว่า ยังไม่มีวิธีการที่จะตรวจสอบหรือทดลองเพื่ออธิบายให้เข้าใจถึงอิทธิพลของปรากฎการณ์นี้ได้

2) จากการศึกษาวงปีของต้นไม้เป็นเวลานาน พบว่า พลังงานรังสีดวงอาทิตย์มีความสัมพันธ์กับปริมาณหยาดน้ำฟ้ามากกว่าอุณหภูมิ เช่น พบว่า วงจรการเกิดภาวะแห้งแล้งทางตะวันตกของสหรัฐอเมริกา มีทุกๆ 22 ปี ซึ่งช่วงระยะเวลานี้ตรงกับวงจรสนามแม่เหล็กจากดวงอาทิตย์ในรอบ 22 ปี วิธีการนี้ยังมีข้อโต้แย้งว้า กลไกตามวิธีการนี้ไม่น่าเชื่อได้ว่า ภาวะแห้งแล้งที่เกิดขึ้นจะสัมพันธ์อย่างใกล้ชิดกับพลังงานดวงอาทิตย์ นอกจากวงจรความแห้งหล้งที่พบในวงปีของต้นไม้จะเปลี่ยนไปจากที่หนึ่งไปยังอีกที่หนึ่ง

หากสามารถหาความสัมพันธ์ทางกายภาพระกว่างพลังงานดวงอาทิตย์กับบรรยากาศชั้นล่างได้แล้วจะมำให้สามารถตรวจวัดและเข้าใจถึงความสัมพ์ดังกล่าวได้ชัดเจนยิ่งขึ้น ซึ่งสภาวิจัยแห่งชาติสหรัฐอเมริกากำลังศึกษาวิจัยเรื่องนี้อยู่ ทั้งนี้การศึกษาวิจัยที่ผ่านมานั้นยังไม่สามารถสร้างแบบจำลองความสัมพันธ์ระหว่างความผันแปรของพลังงานดวงอาทิตย์กับลมฟ้าอากาศที่มีรูปแบบแน่นอนและชัดเจนได้ อีกทั้งข้อมูลงที่รวบรวมได้ยังไม่กระจายหรือเป็นตัวแทนข้อมูลที่ครอบคลุมพื้นที่ทั่วโลก และมีสาเหตุเนื่องจากรูปแบบและค่าพารามิเตอร์ที่นำมาหาความสัมพันธ์หรือสร้างขึ้นทดสอบทางสถิติหรือทดสอบกับกลุ่มข้อมูลที่แตกกต่างกันจึงให้ผลที่แตกต่างกัน ทำให้แบบจำลองใช้ไม่ได้ผลในระดับพื้นที่ขนาดใหญ่นั่นคือ ความสัมพันธ์ระหว่างความผันแปรของพลังงานดวงอาทิตย์กับภูมิอากาศ ยังคงเป็นข้อที่โต้เถียงและวิจารณ์และศึกษากัยต่อไป

**บทที่ 4**

**อุณหภูมิ (Temperature)**

**4.1 ความหมาย**

อุณหภูมิมีความสำคัญอย่างมากเพราะมีส่วนให้เกิดการแปรปรวนในอากาศ การตรวจวัดอุณหภูมิมีความสำคัญยิ่งเพราะทำให้ทราบระดับความร้อนของอากาศ ซึ่งทำให้สามารถวิเคราะห์และคาดการณ์การหมุนเวียนของอากาศได้ ความหมายของคำว่าอุณหภูมินั้นหลายคนมักเข้าใจว่าเป็นคำที่มีความหมายเดียวกับความร้อน (Heat) ทั้งๆที่ 2 คำนี้ทางฟิสิกส์และให้ความหมายไว้แตกต่างกันดังนี้

1) อุณหภูมิ หมายถึง ระดับความร้อนหรือเย็นของวัตถุต่างๆที่สามารถบอกค่าความร้อนหรือเย็นได้แน่นอน หรืออุณหภูมิ หมายถึง ดัชนีวัดค่าพลังงานจลน์เฉลี่ย

2) ความร้อนในทางฟิสิกส์ ให้นิยามไว้ว่า เป็นการเคลื่อนที่ของสสาร เมื่อสสารเคลื่อนที่จะทำให้เกิดพลังงานจลน์ขึ้น พลังงานจน์นี้เป็นพลังงานที่ทำให้สสารมีความร้อนเพิ่มขึ้น ปริมาณของพลังงานที่ทำให้วัตถุต่างๆร้อนขึ้น หรือรูปของพลังงานโมเลกุลของวัตถุที่มีอันอันเนื่องมาจากการเคลื่อนไหว

จากความหมายที่กล่าวมา สรุปได้ว่า ความร้อน หมายถึง พลังงาน ส่วนอุณหภูมิเป็นการวัดระดับของความร้อน ความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิกับความร้อนอธิบายได้จากกรณีที่วัตถุสองชนิดที่มีอุณหภูมิเท่ากันแต่ขนาดของวัตถุต่างกัน วัตถุที่มีขนาดเล็กจะมีความร้อนน้อยกว่าวัตถุที่มีขนาดใหญ่ ตัวอย่าง ถ้วยน้ำร้อนและถังน้ำร้อนที่มีอุณหภูมิเท่ากัน ในที่นี้กำหนดให้เท่ากับ 100 องศาเซลเซียส เมื่อนำน้ำแข็งใส่ลงไปทั้งในถังน้ำร้อนและถ้วยน้ำร้อน พบว่า น้ำแข็งในถ้วยน้ำร้อนละลายได้ช้ากว่าน้ำแข็งในถังน้ำร้อน และละลายได้ในปริมาณที่น้อยกว่า

อุณหภูมิและความร้อนมักใช้ในความหมายในทิศทางที่สัมพันธ์กัน ถ้าความร้อนเพิ่มขึ้นระดับอุณหภูมิเพิ่มขึ้นด้วย ถ้าอุณหภูมิลดลงความร้อนก็น้อยลงด้วย กล่าวคือความร้อนเกิดจากการเคลื่อนที่ของสสารและเป็นสัดส่วนแปรผันตรงกับระดับอุณหภูมิ นอกจากนั้นความแตกต่างของอุณหภูมิทำมห้ทราบทิศทางการไหลของความร้อน โดยความร้อนจะไหลจากวัตถุที่ร้อนกว่าไปยังวัตถุที่เย็นกว่า ทำให้วัตถุที่สูญเสียความร้อนไปมีอุณหภูมิลดลง และวัตถุที่ได้รับความร้อนก็จะมีอุณภูมิสูงขึ้น อุณหภูมิในแต่ละพื้นที่มีการเปลี่ยนแปลงได้ตลอกเวลา การเปลี่ยนอุณหภูมิเป็นสาเหตุทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของสารประกอบอุตุนิยมวิทยาอื่นๆเช่น เมื่ออุณหภูมิเปลี่ยนแปลงจะทำให้ความกดอากาศเปลี่ยนไป เป็นต้น ในบริเวณที่อากาศร้อนหรืออุ่นกว่าบริเวณโดยรอบอากาศจะขยายตัวและลอยสูงขึ้น อากาศที่เย็นกว่าจากบริเวณรอบข้างจะเคลื่ยนที่เข้ามาแทนที่

อุณหภูมิเป็นมาตราที่ใช้บอกระดับความร้อน ณ ระดีบความสูงต่างกันอุณหภูมิของอากาศมีค่าไม่เท่ากัน ทั้งนี้อุณหภูมิของอากาศแปรเปลี่ยนไปตามความสูงจากระดับน้ำทะเล โดยอุณหภูมิของอากาศในชั้นโทรโพสเฟียร์จะลดลงตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้นจากพื้นผิวโลก (ดูอัตราการเปลี่ยนแปลงในบทที่ 2) นอกจากนั้นค่าของอุณหภูมิ ความกดอากาศ และความหนาแน่นของอากาศค่อยๆลดลงเมื่อระดับความสูงเพิ่มขึ้นจากพื้นผิวโลก

นักวิทยาศาสตร์ได้สำรวจข้อมูลอุณหภูมิของอากาศที่ระดับความสูงต่างกันแล้วสรุปว่า อัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้นจากผิวโลกมีค่าประมาณ 6.4 องศาเซลเซียสต่อระยะทาง 1 กิโลเมตร กล่าวคือ ถ้ารัดับพื้นที่ดินมีอุณหภูมิ 30 องศาเซลเซียสแล้วที่ระดับสูงขึ้น 1 กิโลเมตรขึ้นไปบนท้องฟ้าจะมีอุณหภูมิ เท่ากับ 30 – 6.4 = 23.6 องศาเซลเซียส และถ้ายิ่งสูงขึ้นไปสูงถึง 6 กิโลเมตร อุณหภูมิจะลดลงเป็น -8.4 องศาเซลเซียส

**4.2 มาตราวัดอุณหภูมิของอากาศ**

4.2.1 การวัดอุณหภูมิ มีวีธีการวัดได้ 2 แบบคือ

1) การวัดค่าอุณหภูมิที่แท้จริงของวัตถุนั้น ค่าอุณหภูมิที่อ่านได้ เรียกว่า อุณหภูมิสัมบูรณ์ (Absolute temperatura) วิธีนี้ต้องการทราบจุดที่วัคถุมีอุณหภูมิเป็นศูนย์อย่างแท้จริง ซึ่งจากกฎข้อที่สามของหลักเทอร์โมไดนามิกส์ นิยามจุดที่มีอุณหภูมิศูนย์องศาสัมบูรณ์ (Absolute zero temperatura) ในระบบหน่วย SI อุณหภูมิองศาสัมบูรณ์ ใช้หน่วยเป็นเคลวิน (kelvin, 0K)

2) การวัดค่าอุณหภูมิเทียบต่อคุณสมบัติหรือลักษณะของสารใดสารหนึ่ง เช่น กำหนดจุดเดือดหรือจุดเยือกแข็งของน้ำหนักที่ความดันมาตรฐานเป็นจุดอ้างอิง ซึ่งอุณหภูมิที่วัดได้ เนียกว่า อุณหภูมิสัมพัทธ์ ในระบบหน่วย SIใช้หน่วยเป็นองศาเซลเซียส (Celsius, 0C) และ ฟาเรนไฮด์ (Fahrenheit, 0F) สำหรับหน่วยอังกฤษจะเป็นแรงคิน (Rankine, 0R)

4.2.2 มาตรวัดที่ใช้วัดหรือบอกระดับอุณหภูมิของอากาศ ที่นิยมมี 3 แบบคือ

1) มาตราวัดเซลเซียส (Celsius) เดิมเรียกเซนติเกรด เขียนย่อด้วยอักษร 0C หรือ ในภาษาไทยใช้อักษรย่อว่า ซ. ผู้คิดค้นคือ แอนเดอร์ส เซลเซียส (Anders Celsius พ.ศ. 2244-2287) ชาวสวีเดน องศาเซลเซียสเริ่มใช้เมื่อ พ.ศ. 2491 กำหนดให้ค่าระดับอุณหภูมิจุดเยือกแข็งเท่ากับ 0 0C และอุณหภูมิจุดเดือดเท่ากับ 100 0C ระหว่างจุดเดือดและจุดเยือกแข็งต่างกัน 100 0C ณ ระดับ 0 องศาสัมบูรณ์ มีค่าเท่ากับ -273.15 0C นิยมใช้กันมากในประเทศแถบเอเชีย เช่น ประเทศไทย ญี่ปุ่น สิงคโปร์เป็นต้น

2) มาตราฟาเรนไฮต์ (Fahrenheit) เขียนด้วยอักษรย่อ 0F หรือ ในภาษาไทยใช้อักษรย่อว่า ฟ. คิดค้นโดย นายกาเบรียล แดเนียล ฟาเรนไฮต์ (Daniel Fahrenheit 24 พ.ศ. 2229-16 ก.ย. 2279) นักฟิสิกส์ชาวเยอรมัน กำหนดให้ค่าระดับอุณหภูมิจุดเยือกแข็งเท่ากับ 32 0F และอุณหภูมิมีจุดเดือดเท่ากับ 212 0F ระหว่างจุดเดือดและจุดเยือกแข็งต่างกัน 180 0F ณ ระดับ 0 องศาสัมบูรณ์ มีค่าเท่ากับ -459.67 0F

3) มาตราเคลวิน (William Thomson, lord Kelvin พ.ศ.2367 – 2450 นักฟิสิกส์ชาวอังกฤษ) เขียนด้วยอักษรย่อ 0K ใช้กันมากในทางวิทยาศาสตร์ เป็นค่าอุรหภูมิสัมบูรณ์ (Absoute Temperature) กล่าวคือ มวลโมเลกุลของสสารต่างๆจะไม่มีการเคลื่อนที่ ณ ค่าอุณหภูมิสัมบูรณ์มีค่าเท่ากับ 0K (-273.15 0C) จุดเยือกแข็งของน้ำที่ 273 0K และจุดเดือดที่ 373 0K

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| 4.1.jpg  **Anders Celsius** | Daniel Fahrenheit_600.jpg  **Daniel Fahrenheit** | Kelvin-2.gif  **Lord Kelvin** |
| ภาพที่ 4.1 นักวิทยาศาสตร์ผู้คิดค้นกฎเกณฑ์เกี่ยวกับก๊าซ | | |
| ที่มา : <http://www.astro.uu.se/history/images/celsius3.jpg> <http://payload.cargocollective.com/1/2/77243/966559/>  Daniel%20Fahrenheit\_600.jpg และ[http://bp.blogspot.com/-nbfcypZunn8/UopgllncPVI/AAAAAAAAHYo/ 2H3FSjYipzk/s1600/Kelvin-2.gif](http://bp.blogspot.com/-nbfcypZunn8/UopgllncPVI/AAAAAAAAHYo/%202H3FSjYipzk/s1600/Kelvin-2.gif) ตามลำดับ | | |

4.3.2 การแปลงมาตราวัดอุณหภูมิ

1)ถ้าต้องการเปลี่ยนมาตรเซลเซียสเป็นฟาเรนไฮต์ ทำได้ดังนี้

....................สมการ 4.1

หรือ =**(1.8 x C) + 32**.....................สมการ 4.2

ตัวอย่าง 4.1 อุณหภูมิ 28 องศาเซลเซียส เปลี่ยนมาตราเป็นองศาองศาฟาเรนไฮต์ ได้เท่าไร

วิธีทำ จากสมการ 4.1 F = [(9/5) x C] + 32

แทนค่าในสมการ

= [(9/5) x 28] +32

**\*การเปลี่ยนองศาเซลเซียสให้เป็นองศาฟาเรนไฮต์มีเทคนิคคือให้เอาเลข 9 คูณแล้วหาร 5 จากนั้นบวกผลลัพธ์ด้วย 32 ได้ค่าองศาฟาเรนต์ไฮต์**

= 50.4 + 32

= 82.4 0F

2) ถ้าต้องการเปลี่ยนมาตราฟาเรนไฮต์เป็นเซลเซียส ทำได้ดังนี้

………………*สมาการ 4.3*

***หรือ 0*C = *(0*F*-*32*) / 1.8***………………*สมาการ 4.4*

***0*C = 0.5555 *(0*F-32*)***………………*สมาการ 4.5*

ตัวอย่าง 4.2 อุณหภูมิ 85 องศาฟาเรนต์ เปลี่ยนเป็งองศาเซลเซียสได้เท่าไร

วิธีทำ จากสมาการ 4.2 C = 5/9 (0F – 32)

แทนค่าในสมการ

= 5/9(85-32)

**\*การเปลี่ยนฟาเรนต์ไฮต์เป็นองศาเซลเซียสมีเทคนิคคือให้เอา 32 ลบ แล้วเอา 5 คูณ จากนั้นหารผลลัพธ์ด้วย 9 จะได้ค่าองศาเซลเซียส**

= 5(85-32)/9

= 265/9

= 29.44 0C

3) ถ้าต้องการเปลี่ยนมาตราเซลเซียสเป็นเคลวิล ทำได้ดังนี้

0K = 273.15 + C ………………….สมการ 4.6

ตัวอย่าง 4.3 อุณหภูมิ 85 องศาเซลเซียส เปลี่ยนมาตราเป็นองศาเคลวิล ได้เท่าไร

วิธีทำ จากสมการ 4.6

แทรค่าในสมการ

= 273.15 + 85

= 358.15 เคลวิน (0K)

4) ถ้าต้องการเปลี่ยนมาตราเคลเวิลเป็นเซลเซียสทำได้ดังนี้

0C = -273.15 + 0K ………………….สมการ 4.7

ตัวอย่าง 4.4 อุณหภูมิ 85 องศาเคลวินเป็นมาตราเป็นองศาเซลเซียส ได้เท่าไร

วิธีทำ จากสมการ 4.7 0K = 273+0C

แทนค่าในสมาการ

= -273.15 + 85

= -188.15 เซลเซียส (0C)

นอกจากมาตรวัดที่กล่าวมาแล้วนั้นยังมีหน่วนวัดระดับความร้อน ได้แก่ หน่วยแคลอรี (Calorie หรือ cal) เป็นหน่วยวัดปริมาณความร้อนที่ทำให้น้ำ 1 กรัม มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น 1 อาศาเซลเซียส นอกจากนั้นหน่วยแคลอรียังใช้วัดปริมาณพลังงานที่ใช้ในการเผาผลาญอาหาร ในปัจจุบันใช้หน่วยเป็นจูล (Joule หรือ J) เป็นหน่วย วัดปริมาณความร้อนโดย 1 แคลลอรีมีค่าเท่ากับ 4.1868 จูล ส่วนการวัดปริมาณความร้อนในระบบอังกฤษนั้นใช้หน่วยเป็น BTU (British thermal umit) เป็นที่วัดปริมาณความร้อนที่ทำให้น้ำ 1 ปอนด์ มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น 1 องศาฟาเรนต์ไฮต์ (1 BTU = 252 cal หรือ 1055 J)

เปรียบเทียบมาตราอุณหภูมิ

|  |  |
| --- | --- |
| 0R = 1.8 0K | 0K = 0C + 273.15 |
| 0R = 0F + 459.69 | 0F = (1.8\* 0C) + 32 |
|  | 0K = 0F + 459.67 |

ขณะที่ใช้ Internet อยู่สามารถคลิกผลคำนวณจากโปรแกรมที่จัดขึ้นเพื่อคำนวนหรือแปลหน่วยอุณหภูมิ ได้ที่เว็บไซต์ http://eosweb.larc.nasa.gov/EDDOCS/temp\_convert.html

|  |  |
| --- | --- |
| 4.2.jpg | ภาพ 4.2 เทอร์โมมิเตอร์ตามมาตรวัดแบบต่างๆเทียบระดับจุดเยือกแข็งและจุดเดือด |
| ที่มา : http://dc238.4shared.com/doc/uHd3AvXi/preview\_html\_4041485.jpg | |

**4.3 การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศ**

ลักษณะการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในอากาศมี 2 ลักษณะดังนี้

4.3.1 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแนวราบ (Horizontal temperature variation)อุณหภูมิอากาศแนวราบจะค่อยๆลดลงจากบริเวณศูนย์สูตรไปยังขั้วโลกทั้ง 2 อย่างไรก็ตาม ฌ ละติจูดเดียวกันอาจมีอุณหภูมิแตกต่างกัน เพราะมีทั้งส่วนที่เป็นพื้นดินและพื้นน้ำ โดยอากาศเหนือพื้นดินจะมีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิมากกว่าอากาศเหนือพื้นน้ำ นอกจากนี้การเคลื่อนที่ของลมและกระแสน้ำในมหาสมุทรก็มีอิทธิพลต่อการเหลี่ยนแปลงอุณหภูมิเหนื่อพื้นผิวต่างๆด้วย ความรุนแรงของการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอากาศสามารถประเมินค่าได้จากเกรเดียนต์ (Gradient) ของอุณหภูมิที่มีทิศทางตั้งฉากกับเส้นอุณหภูมิเท่า (Isotherm)

4.3.2 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแนวตั้ง (Vertical temperature variation) ในชั้นบรรยากาศอุณหภูมิของอากาศจะลดลงตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้นด้วยอัตรา 6.4 0C ต่อ 1 กิโลเมตร แต่ในบางเวลาพบว่าสภาพอากาศมีอุณหภูมิคงที่ตามระดับความสูงและในบางสภาพอากาศที่พื้นผิวมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศเบื้องบนที่อยู่สูงขึ้นไป โดยอากาศที่มีลักษณะอุณหภูมิสูงขึ้นตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น เรียกว่า ผกผันสูง (Inversion) ลักษณะการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามระดับความสูงมี 2 ลักษณะดังนี้

1)การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามระดับความสูงโดยทั่วไป ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ระดับอุณหภูมิมีค่าผกผันกับระดับความสูง กล่าวคือ เมื่อระดับความสูงเพิ่มขึ้นอุณหภูมิอากาศจะลดลง โดยมีอัตราการลดลงเฉลี่ย 6.4 0C ต่อ 1 กิโลเมตร หรืออัตราการลดอุณหภูมิแบบปกติ (Normal lapse rete)

2) อุณหภูมิผกผันสูง เป็นภาวะที่ระดับอุณหภูมิมีค่าแปรผันตรงกับระดับความสูง เมื่อระดับความสูงเพิ่มขึ้นอุณหภูมิอากาศจะเพิ่มขึ้นตาม ซึ่งมักเกิดขึ้นในคืนที่ท้องฟ้าแจ่มใสในคืนฤดูหนาวที่มีลมสงบ ลักษณะการเกิดอุณหภูมิผกผันสูงมี 2 ลักษณะดังนี้

2.1)อุณหภูมิผกผันตามสูงผิวพื้น (Surface inversion) เกิดขึ้นบริเวณอากาศที่อยู่ติดกับพื้นผิวโลก และส่วนใหญ่เกิดในช่วงเวลากลางคืนและในช่วงฤดูหนาว โดยมักเกิดบริเวณหุบเขา เนื่องจากพื้นดินคายความร้อนได้เร็วกว่าอากาศที่อยู่เบื้ยงบน ทำให้อากาศที่อยู่ติดกับพื้นดินมีอุณหภูมิเย็นกว่า สาเหตุการเกิดอุณหภูมิผกผันสูงในเวลากลางคืน มีดังนี้

(1) กลางคืนในวันที่มีท้องฟ้าแจ่มใส หรือคืนที่ลมสงบ การสูญเสียความร้อนโดยการแพร่รังสีของพื้นดินเป็นไปอย่างรวดเร็ว โดยพื้นผิวดินที่เย็นกว่าจะแผ่ความร้อนออกไป ขณะที่อากาศไม่มีเมฆสะท้อนการแผ่รังสีกลับมาสู่พื้นผิวโลก (ในลักษณะนี้ส่วนใหญ่มักเกิดตอนเช้าตรู่)

(2) ในช่วงฤดูหนาวที่มีช่วงเวลากลางคืนยาวนาน ทำให้ความร้อนที่สูญเสียออกไปมีมากกว่าความร้อนที่ได้รับจึงเกิดอุณหภูมิผกผันตามสูง

2.2) อุณหภูมิผกผันยตามสูงเบื้องบน (Inversion Aloft) กระบวนการสำคัญที่ทำให้เกิดอุณหภูมิผกผันตามสูงเบื้องบนมี 2 กระบวนการที่สำคัญ คือ

(1) เกิดจากอากาศไหลจม เป็ลลักษณะอากาศที่ไหลจากเบื้องบนลงมาอุ่นกว่าอากาศเบื้องล่าง

(2) อุณหภูมิผกผันสูงที่เกิดจากแนวอากาศ เกิดขึ้นจากมวลอากาศ 2 มวลที่มีณหภูมิต่างกันเคลื่อนที่มาพบกัน มวลอากาศเย็นมีความหนาแน่นมากกว่าจะดันให้มวลอากาศร้อนที่เบากว่าเคลื่อนที่เข้าสู่เบื้องบน และมวลอากาศเย็นจะไหลเข้าที่แทนที่ในบริเวณพื้นผิวเบื้องล่างของมวลอากาศร้อน

|  |
| --- |
|  |

กรณีการเกิดอุณหภูมิผกผันตามสูง ขอยกตัวอย่างในเขตเมือง ได้แก่ กรุงเทพหานคร พบว่ามีการเกิดในช่วงปลายเดือนมกราคมถึงต้นเดือนกุมภาพันธ์ ซึ่งสาเหตุเนื่องมาจากอากาศในช่วงเวลาดังกล่าวมีลิ่มความกดอากาศสูงแผ่เข้ามาปกคลุม ช่วงเวลาดีงกล่างถ้ามีลมใต้อ่อนๆพัดเข้ามาในช่วงเย็น (นำไอน้ำเข้ามา) ลมใต้ผสมเข้าไปในช่วงพื้นล่างและหอบเอาความร้อนจากพื้นล่างขึ้นไปสะสมข้างบน ถ้าช่วงกลางคืนมีลักษณะท้องฟ้าแจ่มใส พอถึงตอนเช้าจะเรื่มมีหมอกจัดปกคลุม และจางหายไปในช่วงหลัง 09.00 น. ซึ่งสภาพอากาศในลักษณะนี้จะเกิดขึ้นนาน 1-2 วัน

**4.4 ปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศ**

ปัจจัยที่มีอิทธิพลต่ออุณหภูมิของอากาศที่สำคัญประกอบด้วย

4.4.1 ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ (Quantity of solar radiation) : มีความสัมพันธ์โดยตรง เพราะความร้อนในชั้นบรรยากาศส่วนใหญ่แล้วได้รับพลังงานมาจากดวงอาทิตย์ เมื่อรังสีดวงอาทิตย์เข้ามา ก็จะเปลี่ยนเป็นพลังงานความร้อนและส่วนหนึ่งดูดซับไว้ในชั้นบรรยากาศ นอกจากนั้นการแผ่รังสีของโลกกลับสู่อวกาศมีผลต่อระดับอุณหภูมิของโลกด้วย

4.4.2 พื้นดินและพื้นน้ำ (Land and water) พื้นดินดูดและคายความร้อนได้เร็วกว่าพื้นน้ำ การรับและคายความร้อนของพื้นดินพื้นน้ำมีผลต่อการคงอยู่หรือเคลื่อนที่ของมวลอากาศ

4.4.3 ตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ (Geographic position) ได้แก่ ตำแหน่งตรมแนวละติจูดและตำแหน่งที่อยู่ใกล้ไกลกับทะเลหรือมหาสมุทร เช่น เขตศูนย์สูตรมักมีอากาศร้อนเพราะได้รับรังสีแนวตั้ง

|  |
| --- |
| 4.4.gif  ภาพ .4.4 ความสัมพันธ์องตำแหน่งละติจูดกับระดับอุณหภูมิ |

ฉากซึ่งมีความเข้มแสงมากกว่า ส่วนในเขตขั้วโลกมักได้รังสีแนวราดนอกจากนั้นตำแหนงใกล้ชายฝั่งทะเลจะมีการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศน้อยกว่าบริเวณที่อยู่ลึกเข้าไปในแผ่นดินทั้งนี้เพราะอิทธิพลของน้ำทะเลที่ควบคุมไม่ไห้อากาศร้อนหนาวจนเกินไป

ที่มา : http://www.bbc.co.uk/bitesize/higher/geography/physical/atmosphere/revision/3/

4.4.4 ความสูงของพื้นที่ (Altitude) บริเวณพื้นที่ที่อยู่สูงๆจะมีความกดอากาศและความหนาแน่นของอากาศน้อยกว่าบริเวณพื้นที่ที่อยู่ต่ำๆพื้นผิวดินบริเวณพื้นที่ที่ระดับสูงๆ จะได้รับพลังงานรังสีมากและอากาศเหนือพื้นผิวจะสูงขึ้นอย่างรวดเร็ว ส่วนในเวลากลางคืน พื้นดินบริเวณที่สูงๆจะคายความร้อนได้เร็วกว่าทำให้อุณหภูมิอากาศลดลงอย่างรวดเร็ว ซึ่งได้เสนอที่น่าสนใจว่า แม่อุณหภูมิบนพื้นที่สูง อุณหภูมิเฉลี่ยเปลี่ยนแปลงไม่มากนัก แต่ความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิกลางวันและกลางคืนจะมีมากกว่าอากาศเหนือพื้นที่ที่ที่อยู่ในระดับต่ำ

4.4.5 กระแสน้ำในมหาสมุทร (Ocean currents) การหมุนเวียนของกระแสน้ำในมหาสมุทรเป็นตัวการทางธรรมชาติที่ควบคุมอุณหภูมิอากาศและช่วยให้เกิดการถ่ายเทความร้อนระหว่างเขตร้อนและเขตหนาวบรเวณที่มีกระแสน้ำอุ่นไหลผ่าน บริเวรนั้นจะอบอุ่นและมีความชื้นเพิ่มขึ้น ส่วนบริเวณใดมีกระแสน้ำเย็นไหลผ่านบริเวณนั้นก็จะมีอากาศหนาวเย็น

นอกจากนั้นยังขึ้นอยู่กับปัจจัยอื่นๆ ได้แก่ สิ่งที่ปกคลุมพื้นผิว กิจกรรมของมนุษยืในการใช้ประโยชน์ที่ดิน และความยาวนานของการรับแสงอาทิตย์ เป็นต้น

**4.5 การผันแปรของอุณหภูมิ**

อุณหภูมิของอากาศมีการผันแปรเปลี่ยนแปลงไปตามช่วงวลาในแต่ละชั่วโมง วันและในรอบปีซึ่ง จำแนกออกเป็น 2 ชนิด ประกอบด้วย

4.5.1 การผันแปรระดับอุณหภูมิอากาศในรอบวัน (Diurnal march of temperature) กล่าวถึงการหมุนเวียนเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในรอบ 24 ชั่วโมง มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงโดยในช่วงเช้าอุณหภูมิอากาศจะมีค่าต่ำสุดก่อนที่ดวงอาทิตย์จะโผล่ขั้นจากขอบฟ้า ประมาณ 04.00-05.00 น. จากนั้นอุณหภูมิจะค่อยๆเพิ่มขึ้นจนมีค่าสูงสุดในช่วงบ่ายถึงบ่ายแก่ๆ ปรัมาณ 14.00-15.00 น. หลังจากนั้นจะค่อยๆลดลงในช่วงเวลาก่อนอาทิตย์จะลับขอบฟ้า จนกระทั่งมีค่าต่ำสุดในช่วงเช้าของวันต่อมาหมุนเวียน

|  |
| --- |
| 4.5.gif  ภาพ 4.5 ความสัมพันธ์ระหว่างช่วงเวลาที่รับแสงกับระดับอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดในรอบวัน |

ในลักษณะดังกล่าวจนอาจเรียกได้ว่าเป็น วัฏจักรของอุณหภูมิในรอบวัน(Cycle of temperature)

จากภาพ 4.5 แสดงลักษณะการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิในช่วง 24 ชั่วโมงเป็นผลเนื่องมาจากความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการแผ่รังสีดวงอาทิตย์สู่พื้นโลกกับปริมาณการแผ่รังสีของโลก สังเกตเส้นสีแดงในภาพข้างบน(แสดงระดับการเพิ่มอูณหภูมิ) พบว่าในช่วงกลางวันอากาศจะค่อยๆสูงขึ้นตามปริมาณและช่วงเวลาการ

ที่มา : http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter3/daily\_trend5.html

รับรังสีดวงอาทิตย์เข้ามาในชั้นบรรยากาศ โดยช่วงเวลาที่อุณหภูมิของอากาศร้อนที่สุดในรอบวันมักอยู่ในช่วงเวลาประมาณ 13.00 – 15.00 น. เรียกปรากฏการณ์นี้ว่า Lag of the maximumหรืออยู่ในช่วงเวลาหลังจากที่แสงดวงอาทิตย์ทำมุมตั้งฉากกับพื้นผิวโลกแล้งประมาณ 2 ชั่วโมง (สังเกตเส้นสีเหลือง) ส่วนในเวลากลางคืนพื้นโลกสูญเสียพลังงานโดยการแผ่รังสีสู่บรรยากาศและไม่มีความร้อนอย่างอื่นมาทดแทน ทำให้ผิวโลกและอากาศเหนือพื้นผิวมีอุณหภูมิลดลง ทั้งนี้ข่วงเวลาที่อุณหภูมิสูงสุดจะเกิดช้ากว่าช่วงเวลาที่ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์เข้ามาเข้มที่สุด

|  |
| --- |
|  |

ตาราง 4.1 ระดับอุณหภูมิรายชั่วโมงในเดือนเมษายน 2549

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| |  |  | | --- | --- | | เวลา | อุณหภูมิ(0C) | | 01.00 | 25.94 | | 02.00 | 25.60 | | 03.00 | 25.32 | | 04.00 | 25.00 | | 05.00 | 24.74 | | 06.00 | 24.61 | | 07.00 | 24.62 | | 08.00 | 26.06 | | 09.00 | 28.65 | | 10.00 | 31.04 | | 11.00 | 32.10 | | 12.00 | 33.01 | |  | |  |  | | --- | --- | | เวลา | อุณหภูมิ(0C) | | 13.00 | 33.04 | | 14.00 | 32.43 | | 15.00 | 32.53 | | 16.00 | 32.35 | | 17.00 | 31.28 | | 18.00 | 29.98 | | 19.00 | 28.53 | | 20.00 | 27.81 | | 21.00 | 27.26 | | 22.00 | 26.82 | | 23.00 | 26.48 | | 24.00 | 26.20 | |

ที่มา: (สถานีอุตุนิยมวิทยาจังหวัดปัตตานี)

การหาค่าอุณหภูมิเฉลี่ยประจำวันหาได้โดยใช้อุณหภูมิที่ตรวจวัดจากเทอร์โมมิเตอร์ตุ้มแห้งมีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส เขียนเป็นสมาการได้ดังนี้

*……………..สมาการ4.8*

หรือใช้ค่าอุณหภูมิที่ตรวจวัดในรอบทุก 3 ชั่วโมง ได้แก่ เวลา 01.00,04.00,07.00,10.00,13.00,16.00,19.00 และ 20.00 น. แล้วมาหาค่าเฉลี่ยรายวัน

ส่วนค่าพิสัยอุณหภูมิในแต่ละวัน (Daily Range) หาได้โดยใช้สมการต่อไปนี้

**พิสัย = อุณหภูมิสูงสุด – อุณหภูมิต่ำสุด** .....................สมการ 4.9

จากอุณหภูมิรายวันของแต่ละเดือนนำมาหาค่าเฉลี่ยเป็นอุณหภูมิรายเดือน และจากข้อมูลเฉลี่ยรายเดือนทั้ง 12 เดือนนำมาหาค่าเฉลี่ยเป็นอุณหภูมิรายปี

4.5.2 ความผันแปรของอุณหภูมิในรอบปี (Annual march of temperature)จากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแต่ละวัน และการเปลี่ยนต่ำแหน่งโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ในรอบปี ทำให้โลกได้รับปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ในแต่ละวันและแต่ละเดือนไม่เท่ากัน โดยมีช่วงเวลาการเกิดอุณหภูมิอากาศต่ำสุดและสูงสุดช้ากว่าประมาณ 1-2 เดือน หลังจากช่วงเวลาที่มีปริมาณรังสีดวงอาทิตย์สูงสุดและต่ำสุด และในซีกโลกเหนือกับซีกโลกใต้มีช่วงการเกิดอุณหภูมิสงสุดและต่ำสุดในลักษณะตรงกันข้าม ทั้งนี้ สาเหตุที่ช่วงเวลาการเกิดอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดช้ากว่าปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ เนื่องจากความสมดุลระหว่างปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลงสู่พื้นโลกกับปริมาณการแผ่รังสีของโลกนั่นเอง บริเวณที่มีอุณหภูมิเฉลี่ยนประจำปีสูงสุด คือ บริเวณละติจูดต่ำหรือในแถบเส้นศูนย์สูตร เพราะเป็นบริเวณที่ได้รับพลังงานแสงอาทิตย์มากที่สุด ส่วนบริเวณขั้วโลกเป็บบริเวณที่ได้รับพลังงานต่ำสุดจึงมีอุณหภูมิเฉลี่ยประจำปีต่ำสุด

4.5.3 อุณหภูมิปกติ (Normal temperature) การระบุว่ามีความผันแปรอุณหภูมิในช่วงข้อมูลหนึ่งหน่วยเวลาหนึ่งนั้นจำเป็นที่จะต้องเปรียบเทียบกับค่าปกติหรือค่าอุณหภูมิมาตรฐานระดับหนึ่ง การคำนวณเพื่อกำหนดอุณหภูมิปกติเป็นอุณหภูมิมาตรฐานทางอุตุนิยมวิทยากำหนดใช้ข้อมูลในช่วงคาบระยะเวลา 30 ปี ที่งนี้ทุก 30 ปี จะตัดข้อมูล 10 ปีแรกของข้อมูลในระยะเวลา 30 ปีออกไปแล้วเพิ่มข้อมูลใหม่ในช่วง 10 ปีล่าสุดเข้าไป เช่น กรมอุตุนิยมวิทยาเก็บข้อมูลไว้ในคาบ 30 ปี (พ.ศ.2503-2532) เมื่อเวลาผ่านไป 10 ปีคือ พ.ศ.2542 การคำนวณค่าอุณหภูมิปกติเพื่อเป็นมาตรฐานใน พ.ศ. 2543 จะต้องตัดข้อมูลในช่วง พ.ศ.2503-2512 ออกไป แล้วนำข้อมูลในช่วง พ.ศ.2533-2542 เข้ามาร่วมคำนวณแทนส่วนที่ตัดออกไป นั้นคือคำนวณจากข้อมูลในช่วง พ.ศ.2513-2542

4.5.4 สมดุลความร้อนตามละติจูด อุณหภูมิเฉลี่ยของโลกยังคงอยู่ในระดับเดิม คือราว 150Cอย่างไรก็ตามความสมดุลของพลังงานที่โลกได้รับกับพลังงานที่โลกสูญเสียไปนั้นเป็นเพียงหลักการตามทฤษฎีในสภาวะความเป็นจริงอาจมีความคลาดเคลื่อนอยู่บ้างตามแนวละติจูดต่างๆทั้งนี้เพราะในละติจูดต่างๆ โลกได้รับปริมาณรังสีไม่เท่ากัน โดยละติจูดในเขตร้อนมักได้รับความร้อนตลอดปี ส่วนละติจูดสูงหรือในเขตหนาวจะได้รับปริมาณความร้อนน้อยลง โดยละติจูดเขตร้อนระหว่างเส้นศูนย์สูตรถึงละติจูด 35 องศา มีปริมาณความร้อนที่ได้รับเท่ากับปริมาณที่สูญเสีย ส่วนละติจูดที่สูงกว่า 35 องศาไปยังขั้วโลก ปริมาณความร้อนที่ได้รับน้อยกว่าปริมาณความร้อนที่สูญเสีย ดังนั้นในละติจูดต่างกัน จึงมีการถ่ายเทความร้อนในแนวนอนระหว่างละติจูดโดยละติจูดที่ใกล้ศูนย์สูตรมากกว่ามักถ่ายเทพลังงานความร้อนเกินไปยังลฃะติจูดที่เข้าหาขั้วโลก

พื้นผิวโลกได่รับพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์แตกต่างกัน ในบริเวณศูนย์สูตรได้รับมากที่สุด ดังนั้นอากาศบริเวณศูนย์สูตรจะมีอุณหภูมิเฉลี่ยนสูงกว่าบริเวณอื่นๆและอากาสจะมีอุณหภูมิต่ำสุดบริเวณขั้วโลก โดยบริเวณศูนย์สูตรอุณหภูมิในฤดูร้อนเฉลี่ยประมาณ 30 0C และบริเวณขั้วโลกประมาณ -1 0C ส่วนในฤดูหนาวอุณหภูมิเฉลี่ยบริเวณศูนย์สูตรประมาณ 22 0C และบริเวณขั้วโลกประมาณ -23 0C ทั้งนี้มีระดับอุณหภูมิสูงสุดที่ตรวจวัดได้ระหว่าง -85 0C (-185 0F) ถึง 50 0C (122 0F) ส่วนที่เย็นนี้ตรวจวัดได้ในคืนที่ลมสงบอยู่ในเขตพืดน้ำแข็งแอนตาร์ติก ส่วนที่ร้อนพบในภูมิภาคกึ่งโซนร้อนเขตทะเลทราย สำหรับประเทศไทยอุณหภูมิเฉลี่ยในฤดูร้อนประมาณ 26 0C ฤดูหนาวประมาณ 20 0C (พิสัยอุณหภูมิของอากาศประมาณ 6-7 0C) ในขณะเดียวกันอุณหภูมิของอากาศบริเวณผิวโลกจะสูงกว่าอุณหภูมิของอากาศที่อยู่สูงขึ้นไปจากพื้นผิวโลก อุณหภูมิของอากาศประมาณ 6-7 0C ต่อกิโลเมตร

พลังความร้อนสุทธิที่บริเวณพื้นผิวโลกได้รับจากดวงอาทิตย์เฉลี่ยทั้งปี มีลักษณะการกระจายแตกต่างกันตามตำแหน่งของละติจูด โดยในเขตละติจูด โดยในเขตละติจูดต่างๆระหว่าง 30 องศาเหนือ -30 องศาใต้ ผิวโลกได้รับพลังงานความร้อนเฉลี่ยประมาณ 140 W/m2และลดลงเหลือประมาณต่ำกว่า 50 W/m2ในบริเวณขั้วโลกดังนั้นบริเวณในเขตละติจูด 30 องศาเหนือ -30 องศาใต้ จึงมีอากาศร้อนกว่าอากาศในบริเวณอื่นๆตลอดทั้งปี

**4.6 การตรวจค่าระดับอุณหภูมิอากาศ**

นักอุตุนิยมวิทยาตรวจวัดอุณหภูมิของอากาศตามระดับความสูงต่างๆ ตั้งแต่พื้นผิวโลกขึ้นไปยังระดับสูงถึง 30 กิโลเมตรหรือสูงกว่านั้น หารวัดอุณหภูมิที่พื้นโลกกระทำได้หลายวิธี แต่วิธีที่ปฏบัติกันมากที่สุดคือการใช้เทอร์โมมิเตอร์ การวัดอุณหภูมิตามมาตรฐานสากลของกรามอุตุนิยมวิทยากำหนดจุดตรวจที่วัดระดับสูงจากพื้นดินประมาณ 1.2-2 เมตร โดยเครื่องมือที่ใช้วัดอุณหภูมิอากาศต้องติดตั้งอยู่ในที่กำบังแสงจากดวงอาทิตย์และเป็นที่ระบายอากาศได้ดี เรียกว่า เรือนเทอร์โมมิเตอร์ (Stevenson screen) ขนาดมาตรฐานของตู้ที่ใช้ทั่วไปกว้าง 60 เซนติเมตร ยาว 76 เซนติเมตร และสูง 84 เซนติเมตร ทาสีขาว มีหลังคา ฝาผนังทั้ง 4 ด้าน ทแป็นบานเกร็ด การติดตั้งให้ติดตั้งไว้บนที่โล่งบนพื้นดิน ไม่ควรตั้งบนพื้นลาดยางหรือพื้นคอนกรีต และให้อยู่สูงจากพื้นดินประมาณ 120-200 เซนติเมตร หันด้านหน้าตู้ในแนวทิสเหนือ-ใต้ (ควรให้ด้านหน้าหันไปทางทิศเหนือเพราะเป็นการบอกทิสของสถานีด้วย) ทั้งนี้ระดับความสูงของจุดอุณหภูมิอาจเปลี่ยนแปลงได้ตามวัตถุประสงค์ ส่วนการวัดอุณหภูมิอากาศชั้นบนที่ระดับสูงๆ ใช้วิทยุหยั่งอากาศ(Radiosonde) ผูกติดกับบอลลูนปล่อยให้ลอยขึ้นไปในอากาศ

อุปกรณ์ที่ใช้วัดอุณหภูมิ เรียกว่า เทอร์โมมิเตอร์ (Thermometer) ซึ่งเป็นเครื่องมือสำหรับวัดอุณหภูมิของอากาศว่าร้อนหรือหนาว มีอยู่หลายแบบแตกต่างกันไป โดยลักษณะของเทอร์โมมิเตอร์ที่ดีต้องประกอบด้วยปรอทหรือเอทิลแอลกอฮอล์หรือโลหะผสมที่ได้มาตรฐาน กระเปาะที่ใช้บรรจุ ต้องมีขนาดพอเหมาะต่อการขยายหรือหดตัวตามระดับอุณหภูมิที่เกิดขึ้น เมื่อตรวจเทียบวัดมาตรฐานต้องมีจุดเยื่อแข็งที่ 0 0C และจุดเดือด 100 0C

|  |  |
| --- | --- |
|  | 4.7.jpg |
| ภาพ 4.7 เรื่อเทอร์โมมิเตอร์ หรือตู้สกรีน แบบ Stevenson  ที่มา : http://38.media.tumblr.com/tumblr\_lvjzhfHe1U1qksee4o1\_500.jpg | |

เครื่องวัดอุณหภูมิที่นิยมใช้กันแพร่หลาย มีดังนี้

4.6.1 เทอร์โมมิเตอร์ธรรมดา (Ordinary thermometer) นิยมใช้กันมากที่สุดสำหรับวัดอุณหภูมิที่เกิดขึ้นขณะนั้นตามระดับความร้อนหนาวของอากาศมีลักษณะเป็นหลอดแก้วรูกลวงภายในเม่ากันตลอด ภายในบรรจุของเหลว (Liquid in glass thermometer) ที่เป็นปรอทหรือเอธิลแอลกอฮอล์ เทอร์โมมิเตอร์แบบนี้ใช้หลักการขยายตัวเนื่องมาจากความร้อนของของเหลว โดยปรอทแข็งตัวที่อุณหภูมิ -39 0C บริเวณผิวหลอดแก้วจะมีขีดบอกสเกล (Scale) ระดับอุณหภูมิ

|  |  |
| --- | --- |
| 4.8.jpg | ภาพ 4.8 เทอร์โมมิเตอร์ธรรมดา  ที่มา : http://static.weloveshopping.com/shop/client/000061/  jjthaibarsupply/6318.jpg |

4.6.2 เทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุด (Minimum Thermometer) ใช้สำหรับวัดอุณหภูมิต่ำสุดของอากาศในวันหนึ่งๆลักษณะคล้านกับเทอร์โมมิเตอร์แบบธรรมดา แต่ภายในบรรจุแอลกอฮอล์ (Alcohol) ที่เลือกใช้เพราะแอลกอฮอล์แข็งตัว ณ อุณหภูมิ -130 0C และมีเดือยดัชนี (Index) ที่ทำด้วยหลอดแก้วมีลักษณะคล้ายบาร์เบลล์ (Barbell shape) ลอยอยู่ในแอลกอฮอล์โดยดัชนีสามารถเคลื่อนที่ไปมาได้ภายในหลอดตามค่าการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ ซึ่งช่วยในการอ่านค่าอุณหภูมิต่ำสุดของอากาศ เมื่ออุณหภูมิลดลงแอลกอฮอล์ที่บรรจุอยู่ภายในหลอกแก้วจะหดตัว ลำแอลกอฮอล์ในรูหลอดแก้วจะหดสั้นลงจนผิวลำแอลกอฮอล์มาแตะที่เข็มชี้ ผิวกน้าของแอลกอฮอล์มีความตึงผิวจะดึงเอาเข็มชี้ถอยเข้ามาหาตุ่ม โดยพาเข็มชี้ลงมาด้วย เมื่ออุณหภูมิสูงขึ้น แอลกอฮอล์ขยายตัวไหลผ่านเข็มชี้ โดยไม่ทำให้เข็มชี้เคลื่อนที่ ดังนั้นเข็มชี้ยังคงค้างอยู่ ปลายเข็มชี้ด้านที่อยู่ห่างตัวมากที่สุดจะชี้อุณหภูมิต่ำสุด กล่าวคือ ขีดอุณหภูมิบนหลอด

|  |
| --- |
| 4.9.jpg  ภาพ 4.9 เทอร์โมมิเตอร์ตรวจวัดอุณหภูมิต่ำสุดยอดหญ้า  ที่มา : http://www.southendweather.net/fourier11.jpg |

แก้วที่ตรงกับส่วนปลายของดัชนีที่อยู่ตรงข้ามกับกระเปาะจะเป็นอุณหภูมิต่ำสุดเทอร์โมมิเตอร์นี้ นำไปวัดอุณหภูมิต่ำที่สุดใกล้ผิวดินโดยติดตั้งไว้สูงจากพื้มผิวประมาณ 5 เซนติเมตรที่ระดับยอดหญ้า อาจเรียกว่าเทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุดยอดหญ้า (Grass minimum thermometer) หลังจากที่อ่านค่าอุณหภูมิต่ำสุดแล้ว จะต้องเอียงเทอร์โมมิเตอร์ เพื่อให้ดัชนีเลื่อนไปแตะส่วนปลายสุดของแอลกอฮอล์ ทุกครั้งเพื่อใช้วัดในครั้งต่อไปเทอร์มิเตอร์ต่ำสุดนี้นำไปใช้ในที่ที่มีอุณหภูมิต่ำมากโดยเพราะในบริเวณละติจูดสูง

อุณหภูมิอากาศที่ต่ำสุดในแต่ละวันซึ่งตรวจวัดด้วยเทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุด มีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส เมื่อนำอุณหภูมิต่ำสุดที่ได้ในแต่ละวันมาหาค่าเฉลี่ยเป็นค่าอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายเดือนและอุณหภูมิต่ำสุดของแต่ละเดือนนำมาคำนวณหาค่าเฉลี่ยเป็นอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายปี

|  |
| --- |
|  |

ผลการวิเคราะห์อุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายปีของประเทศไทยในช่วง พ.ศ. 2494-2552 โดยกองภูมิอากาศ กรมอุตุนิยมวิทยา พบว่า อุณหภูมิเฉลี่ยต่ำสุดของทุกภาคมีค่าเพิ่มขึ้นกว่าค่าเฉลี่ยในรอบ 59 ปี ดังตัวอย่าง

|  |
| --- |
|  |
| ภาพที่ 4.11 ความผันแปรจากค่าปกติของอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายปีของประเทศไทยในช่วง พ.ศ. 2494-2545  ที่มา : http://www.tmd.go.th/programs/uploads/StatLowTemp/stat\_temperature\_latest.pdf |

ตาราง 4.2 อุณหภูมิต่ำสุดของประเทศไทย ในช่วง พ.ศ.2494-2555 (พิจารณาอุณหภูมิต่ำสุดรายวัน)

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
|  | | | | | |
| **ภาค** | **อุณหภูมิต่ำที่สุด** | **วันที่** | **เดือน** | **พ.ศ.** | **จังหวัด** |
| เหนือ | 0.8 | 27 | ธ.ค. | 2542 | ตาก ( อ.อุ้มผาง ) |
| ตะวันออกเฉียงเหนือ | -1.4 | 2 | ม.ค. | 2517 | สกลนคร (สกษ.สกลนคร) |
| กลาง | 5.2 | 27 | ม.ค. | 2536 | กาญจนบุรี (อ.ทองผาภูมิ) |
| ตะวันออก | 7.6 | 16 | ม.ค. | 2506 | สระแก้ว (อ.อรัญประเทศ) |
| ใต้ |  |  |  |  |  |
| - ฝั่งตะวันออก | 6.4 | 26 | ธ.ค. | 2542 | ประจวบคีรีขันธ์  (สกษ.หนองพลับ อ.หัวหิน) |
| - ฝั่งตะวันตก | 13.7 | 21 | ม.ค. | 2499 | ระนอง |
| **หมายเหตุ**1.สกษ. หมายถึง สถานีอากาศเกษตร                   2. ข้อมูลในคาบ 62 ปี (พ.ศ.2494 -2555) | | | | | |

4.6.3 เทอร์โมมิเตอร์สูงสุด (Maximum thermometer) ใช้สำหรับวัดอุณหภูมิสูงสุดประจำวัน มีลักษณะคล้านเทอร์โมมิเตอร์ธรรมดา ภายในบรรจุปรอท หลอดแก้วตอนเหนือกระเปาะปรอทจะเป็นคอคอด (Constrictiom )เมื่อได้รับความร้อนปรอทจะขยายตัวผ่านคอคอดขึ้นไป ขณะเดียวกันคอคอดก็ทำหน้าที่ป้องกันการหดตัวของปรอทไหลย้อนกลับเข้าสู่กระเปาะเมื่ออากาศเย็นตัวลง ทำให้ปรอทที่ขยายตัวออกไปยังคงค้างอยู่ในหลอกแก้วเหนือคอคอด การอ่านค่าอุณหภูมิจะอ่านค่าระดับอุณหภูมิเป็นหลอดแก้วที่ตรงกับส่วนปลายสุดของปรอทเป็นค่าของอุณหภูมิสูงสุด เมื่ออ่านค่าเสร็จแล้วต้องนำเทอร์โมมิเตอร์มาสลัดให้ลำปรอทไหลกลับคืนสู่กระเปาะจรเป็นเนื้อเดียวกัน เพื่อใช้วัดในครั้งต่อไป

|  |  |
| --- | --- |
| max_min.jpg | ภาพ 4.13 การติดตั้งเทอร์โมมิเตอร์ในตู้ ประกอบด้วยเทอร์โมมิเตอร์ตุ้มแห้งตุ้มเปียก เทอร์มอมิเตอร์สูงสุดจะอยู่ด้านบนและเทอร์โมมิเตอร์ตำสุดอยู่ด้านล่าง |

ที่มา : http://www.cmmet.tmd.go.th/instrument/max\_min.jpg

ระดับอุณหภูมิสูงสุดของอากาศในแต่ละวันซึ่งตรวจวัดด้วยเทอร์โมมิเตอร์สูงสุด มีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส เมื่อนำอุณหภูมิสูงสุดที่ได้ในแต่ละวันมาหาค่าเฉลี่ยนเป็นค่าอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยรายเดือนและอุณหภูมิสูงสุดของแต่ละเดือนนำมาคำนวณหาค่าเฉลี่ยสูงสุดรายปี

ตาราง 4.3 อุณหภูมิสูงสุด 5 อับดับแรกของประเทศไทย (พิจารณาอุณหภูมิสูงสุดของแต่ละวัน)

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| **อับดับ** | **วัน เดือน ปี** | **อุณหภูมิ (0C)** | **สถานที่** |
| 1 | 27 เม.ย. 2503 | 44.5 | อ.เมือง จ.อุตรดิตถ์ |
| 2 | 25 เม.ย. 2501  12 เม.ย. 2502 | 44.1 | อ.แม่สะเรียง จ.แม่ฮ่องสอน  อ. เมือง จ.น่าน |
| 3 | 16เม.ย. 2526  26 เม.ย. 2541 | 43.7 | อ.เมือง จ.ตาก  เขื่อนภูมิผล อ.สามเงา จ.ตาก |
| 4 | 27 เม.ย. 2509  25 เม.ย. 2512  14,20เม.ย. 2535 | 43.5 | อ.เมือง จ.ตาก  อ.เมือง จ.ตาก  อ.เมือง จ.กาญจนบุรี |
| 5 | 15 พ.ค. 2506 | 43.3 | อ.เมือง จ.อุตรดิตถ์ |

แหล่งข้อมูล : กลุ่มอากาศ กรมอุตุนิยมวิทยา

|  |
| --- |
| http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/Fig.A.gif |

มีรายงานว่า ระดับค่าเฉลี่ยอุณหภูมิของโลกรายปีในช่วง ค.ศ.1880-2000 พบว่าอุณหภูมิเฉลี่ยมีค่าเพิ่มขึ้น ซึ่งเป็นดัชนีอย่างหนึ่งที่แสดงให้เห็นว่าบรรยากาศโลกกำลังมีภาวะความร้อนเพิ่มขึ้นและเป็นสาเหตุหนึ่งที่อาจทำให้เกดความแปรผันของลักษณะลมฟ้าอากาศอย่างฉับพลันได้  
ภาพ 4.14 กราฟแสดงอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก(ทั้งพื้นทวีปและมหาสมุทร) ในช่วง ค.ศ.1880-2000

ที่มา : http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs\_v3/Fig.A.gif

4.6.4 เทอร์โมกราฟ(Thermograph) เป็นเครื่องมือบันทึกค่าการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศอย่างต่อเนื่องลงบนแผ่นกราฟ ประกอบด้วย 2 ส่วนที่สำคัญ คือ ส่วนที่หนึ่ง เป็นกระบอกลานนาฬิกา มีกระดาษกราฟหุ้มอยู่โดยรอบ บนกระดาษกราฟมีสเกลบอกระดับอุณหภูมิและเวลากำกับไว้ ส่วนที่ 2 เป็นโลหะ 2 ชนิดประกบกันแล้วขดเป็นวงข้างหนึ่งยึดติดกับตัวเครื่อง อีกข้างหนึ่งยึดติดกับแขนปากกา หลักการทำงานคือใช้คุณสมบัติการยืดหดของโลหะเมื่ออุณหภูมิเปลี่ยนแปลงแล้วถ้ากระเดื่องกลไกของแขนปากกาจะดึงปลายปากกาให้บันทึกค่าลงบนกระดาษกราฟตามการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ

|  |  |
| --- | --- |
| 4.15.jpg | ภาพ 4.15 เทอร์โมกราฟ |
| ที่มา : http://www.ketterer.net/Produkte/Temperatur/Bilder/thermograph.jpg | |

ผลการวิเคราะห์อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยรายปีของประเทศไทยในช่วง พ.ศ. 2494-2555 โดยกองอุณหภูมิอากาศ กรมอุตุนิยมวิทยา พบว่า อุณหภูมิเฉลี่ยสูงสุดของทุกภาคมีค่าเพิ่มขั้นกว่าค่าเฉลี่ยนในรอบ 60 ปี ซึ่งแสดงให้เห็นว่าประเทศไทยมีอุณหภูมิเฉลี่ยสูงขึ้น ดังตาราง 4.4

ตาราง 4.4 สถิติอุณหภูมิสูงที่สุด ของประเทศไทยในช่วงฤดูร้อน จำแนกตามภูมิภาคต่างๆ โดยใช้ข้อมูลสถานีตรวจอากาศผิวพื้นของประเทศไทย จำนวน 45 สถานี (ข้อมูลในคาบ 62 ปี)

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| **ภาค** | **อุณหภูมิสูงที่สุด** | **วันที่** | **เดือน** | **พ.ศ.** | **จังหวัด** |
| เหนือ | 44.5 | 27 | เม.ย. | 2503 | อุตรดิตถ์ |
| ตะวันออกเฉียงเหนือ | 43.9 | 28 | เม.ย. | 2503 | อุดรธานี |
| กลาง | 43.5 | 29 | เม.ย. | 2501 | กาญจนบุรี |
|  |  | 14 | เม.ย. | 2526 | กาญจนบุรี |
|  |  | 14,20 | เม.ย. | 2535 | กาญจนบุรี |
| ตะวันออก | 42.9 | 23 | เม.ย. | 2533 | ปราจีนบุรี (อ.กบินทร์บุรี) |
| ใต้ |  |  |  |  |  |
| - ฝั่งตะวันออก | 41.2 | 15 | เม.ย. | 2541 | ประจวบคีรีขันธ์ (สกษ.หนองพลับ  อ.หัวหิน) |
| - ฝั่งตะวันตก | 40.5 | 29 | มี.ค. | 2535 | ตรัง |
|  | | | | | |

ที่มา : http://www.tmd.go.th/info/info.php?FileID=22

**บทที่ 5**

**ความกดอากาศ (Pressure atmosphere)**

**5.1 ความหมายของความกดอากาศ**

อากาศเป็นสสารที่มีน้ำหนักสามารถออกแรงกระทำต่อสิ่งต่างที่อยู่บนผิวโลกและอยู่ในบรรยากาศของโลก โดยปกติเราจะไม่ค่อยรู้สึกว่าอากาศมีน้ำหนักหรือมีแรงกดดันเพราะว่ามีน้ำหนักของอากาศกดดันรอบๆตัวเราเท่าๆกัน จนเกิดความเคยชิน แต่เราอาจรู้สึกถึงแรงกดอากาศได้เมื่อลมพัดมากระทบตัวเรา หรืออาจสังเกตแรงดันของอากาศได้เมื่อเราเป่าลูกโป่งหรือสังเกตจากการสูบลมเข้าไปในยางล้อรถ อากาศที่เราเป่าหรือสูบเข้าไปจะจะทำให้ลูกโป่งและยางรถพองโตขึ้น (ถ้าเราเป่าลมหรือสูบลมเข้าไปมากจะทำให้ลูกโปร่งหรือยางแตกได้) แล้วนำไปชั่งน้ำหนักหรือปล่อยลมออกมาหลังจากเป่าหรือสูบเข้าไปจะพบว่ามีแรงดันของอากาศพุ่งออกมาสำหรับนิยามของความกดอากาศให้ความหมายไว้ดังนี้

ความกดอากาศ คือ แรงที่เกิดจากน้ำหนักของมวลอากาศกดลงบนพื้นโลกต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ ความกดอากาศเกิดขึ้นจากน้ำหนักของอากาศซึ่งรวมตัวกันเป็นบรรยากาศโลก ทำให้อากาศมีน้ำหนักกดลงสู่เบื้องล่าง ความกดอากาศจะมากที่ระดับใกล้ผิวโลก และจะมีค่าตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้นเหนือพื้นโลก เพราะว่าบริเวณใกล้พื้นผิวโลกมีมวลอากาศที่หนาแน่นมากกว่าและชั้นบรรยากาศทบถมกันอยู่หนากว่าบริเวณพื้นผิวที่อยู่สูงขึ้นไปจากผิวโลกผิวโลก ทำให้ได้ข้อสังเกตว่า พื้นผิวดินและมหาสมุทรมีความกดอากาศมากกว่าบริเวรยอดเขาสูง

ความกดอากาศ คือ แรงดันของอากาศที่กดลงบนพื้นที่หน้าตัด 1 ตารางหน่วย หรือน้ำหนักของลำบรรยากาศจากยอดเขาสูงสุดที่กดลงบนพื้นที่ 1 ตารางหน่วย โดยน้ำหนักที่กดลงบนพื้นที่ 1 ซม3 มีน้ำหนักลดลงประมาณ 1.033 กก. หรือพื้นที่ 1 นิ้ว3 ประมาณ 14.7 ปอนด์ (พจนานุกรมศัพท์ภูมิศาสตร์,2513 : 657)

นอกจากนั้นแรงกดอากาศบนพื้นที่ขนาดต่างๆกัน มีค่าไม่เท่ากัน ถ้าพื้นที่กว้างแรงดันอากาศที่กระทำต่อพื้นที่จะมากด้วย อาจทดลองได้โดยปล่อยแผ่นกระดาษบางๆตกจากที่สูงแผ่นกระดาษนั้นจะค่อยๆตกลงสู่พื้นดินอย่างช้าๆยิ่งกระดาษมีขนาดพื้นที่มากยิ่งขึ้นก็ยิ่งตกลงสู่พื้นดินช้ามากขึ้นนั่นแสดงว่า แรงกดของอากาศแปรผันโดยตรงกับพื้นที่ หรือกรณีนักกระโดร่มที่กระโดดจากเครื่องบิน เมื่อร่มกางเขาจะตกลงสู่พื้นดินอย่างช้าๆ

ความสัมพันธ์ระหว่างแรงดันกับความกดอากาศ เขียนเป็นสมการได้ดังนี้

แรงดัน (F) = ความดัน (P) x พื้นที่ (A)

...................สมการ 5.1

เมื่อกำหนดให้

A = พื้นที่ มีหน่วยเป็น ตารางเมตร

F = แรงดัน มีหน่วยเป็น นิวตัน (gm/s2)

P = ความกดอากาศ มีหน่วยเป็น นิวตันต่อตารางเมตร

ตัวอย่าง 5.1 ผ้าเรือใบมีพื้นที่ 12 ตารางเมตร ลมพัดมาปะทะผ้าใบด้วยแรง 980 นิวตัน จงหาความกดอากาศบนผืนผ้าใบ

วิธีทำ จากสมการ 5.1

แทนค่า P = 980 ÷ 12

P = 81.66 นิวตันต่อตารางเมตร

ความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศ ณ ระดับน้ำทะเล เขียนเป็นสมการได้ดังนี้

*………………สมการ 5.2*

เมื่อกำหนดให้

a = พื้นที่ 1 cm2

d = ความหนาแน่งของปรอท 13.595 gm/cm2

g = ค่าแรงโน้มถ่วงโลก 980.665 cm/s2

h = ความสูงของลำปรอท 7 cm

ตัวอย่าง 5.2 จากสมการ 5.2 คำนวณหาค่าความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลได้ดังนี้

วิธีทำ

ความกดอากาศ (P) =

= 1.0132.69 x 106ดายน์ต่อตารางเซนติเมตร หรือ1,013.2มิลลิบาร์

อากาศปกติไม่มีแรงในตัวเอง อากาศสามารเคลื่อนที่ได้เนื่องจากค่าความแตกต่างระหว่างความกดอากาศของ 2 บริเวณ โดยพื้นที่ที่มีความกดอากาศสูงกว่าจะเคลื่อนที่ไปยังบริเวณที่มีค่าความกดอากาศต่ำกว่าเช่นเดียวกับการไหลเวียนของน้ำที่ไหลจากที่สูงไปยังที่ต่ำกว่า การเคลื่อนที่ของอากาศนี้ส่วนใหญ่มักเป็นการเคลื่อนที่ในแนวนอน หรือแนวซึ่งขนานกับพื้นผิวโลก เราเรียกการเคลื่อนที่นี้ว่า “ลม” การเกิดลมเป็นการเปลี่ยนแปลงค่าความกดอากาศในแนวนอน (Barometric gradient) ถ้าการเคลื่อนที่มีทิศทางในแนวตั้งเราเรียกว่า “กระแสอากาศ”

ในการศึกษาทางอุตุนิยมวิทยาการตรวจวัดค่าความกดอากาศตรวจวัดด่วยเครื่องมือที่เรียกว่า บารอมิเตอร์ปรอท แล้วระบุค่าความกดอากาศซึ่งเทียบกับปรับกหับค่าความกดอากาศมาตรฐาน ณ ระดับน้ำทะเลปานกลางแล้ว ทั้งนี้ค่าความกดอากาศ ณ ระดับน้ำทะเลปานกลาง อุณหภูมิ 15 องศาเซลเซียส เท่ากับ 1,013.25 มิลลิบาร์ (Millibar หรือ mb) เป็นค่ามาตรฐาน (Standard atmosphere) แต่บางครั้งอาจเทียบหน่วยกับความยาวของปรอท ซึ่งมีค่าเท่ากับ 29.92 นิ้ว หรือ 760 มิลเมตรปรอท โกยการเปรียบเทียบมีหน่วยเปรียบเทียบดังนี้

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| 29.92 นิ้ว | = 760 มิลลิเมตร | = 1,013.25 มิลลิบาร์ |
| 1 นิ้ว | = 25.40 มิลลิบาร์ | = 33.86 มิลลิบาร์ |
| 1 มิลลิเมตร | = 1.33244 มิลลิเมตร |  |
| 1 บาร์ | = 1,000 มิลลิบาร์ | = 1,000,000 ดายน์/ซม.2 |
| 1 มิลลิบาร์ | = 0.02953 นิ้ว | = 1,000 ดายน์บนพื้นที่หน้าตัด 1 ซม2 |
| 1 มิลลิบาร์ | = 1 hPa |  |
| 10 hPa | = 10 mb |  |

หน่วยที่ใช้วัดความกดอากาศมีดีงนี้

1) ดายน์ต่อตารางเซนติเมตร

2) ปอน์ต่อตารางนิ้ว

3) มิลลิบาร์ (Millibar หรือ mb) 1 มิลลิบาร์มีค่าเท่ากับ 100 นิวตัน เมตร-2 (แรงหนึ่งหน่วยนิวตัน หมายถึง แรงที่ทำให้มวลหนักหนึ่งกิโลกรัมเคลื่อนที่ด้วยความเร่งหนึ่งเมตร วินาที-2) แม้ว่าในปัจจุบันหน่วยความกดอากาศมาตรฐาน ได้กำหนดตรวจวัดเป็นเฮกโตพาสคัล แต่กรมอุตุนิยมวิทยายังคงใช้หน่วยมิลลิบาร์ เรียกแทนค่าความกดอากาศเนื่องมาจากใช้กันมากจนคุ้นเคย

4) เฮกโตพาสคัล (Hectopascal หรือ hPa) เป็นหน่วยที่ใช้ในปัจจุบัน

**5.2 กฎความสัมพันธ์ของก๊าซ**

อุณหภูมิอากาศมีผลต่อการลดลงของความกดอากาศตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น โดยอุณหภูมิมีผลทำให้ปริมาตรอากาศเพิ่มขึ้น ขณะที่ความหนาแน่นของอากาศลดลง ความกดอากาศมีความสัมพันธ์กับองค์ประกอบของอากาศอื่นๆเช่น อุณหภูมิ ความชื้น และลม เป็นต้น โดยความสัมพันธ์ดังกล่าวเป็นไปตามกฎต่างๆ ดังนี้

5.2.1 กฎของบอยล์ (Bayle’ Law) ค้นพบโดย Robert Boyle และตั้งเป็นกฎว่า **“ถ้าอุณหภูมิของอากาศมวลของก๊าซคงที่ ปรัมิตรของอากาศจะแปรผกผันกับความกดอากาศ”** หมายความว่า ถ้ากำหมดให้มีอุณหภูมิคงที่แล้ว เมื่อปริมาตรของอากาศลดลงความกดดันจะเพิ่มขึ้น เช่น ถ้าเพิ่มความดันเป็น 2 เท่า ปริมาตรจะลดลงครึ่งหนึ่งของปริมาตรเดิม หรือถ้าลดความดันลงครึ่งหนึ่ง ปริมาตรก็จะเพิ่มขึ้นเป็น 2เท่า เขียนเป็นสมการได้ว่า

*.................สมการ 5.3*

หรือ PV = k ………….สมการ 5.4

P1V1 = P2V2 = P3V3 = PnVn …………สมการ 5.5

เมื่อกำหนดให้ P = ความกดอากาศ

V = ปริมาตรของอากาศ

K=

|  |
| --- |
| 5.1.gif |

ภาพที่ 5.1 กราฟความสัมพันธ์ปริมาตรกับความกเอากาศ ตามกฎของบอยล์

ที่มา : http://web.ku.ac.th/schoolnet/snet5/topic3/boil\_rule.html

จากภาพ 5.1 มีข้อควรจำ คือ เมื่อกำหนดอุณหภูมิคงที่ **ความกดอากาศเพิ่มขึ้น ปริมาตรลดลงหรือถ้าความกดอากาศลดลง ปริมาณเพิ่มขึ้น**

ตัวอย่าง 5.3 ที่อุณหภูมิคงที่ ก๊สซชนิดหนึ่งวัดปริมาตรที่วัดได้ 20.9 cm3ที่ 763 mmHg ถ้าให้ก๊าซนี้ ขยายตัวจนมีปริมาตร 48.1 cm3ความดันสุดท้ายควรเป็นเท่าไร

วิธีทำ

P2 =

P2 =

= 332.401 mmHg **ตอบ**

5.2.2 กฎของชาร์ล (Charles’s law) ค้นพบโดย Jacques Charles กล่าวว่า **“ถ้าให้ความกดอากาศและมวลของก๊าซคงที่ ปริมาตรของอากาศจะแปรผันตรงกับอุณหภูมิเคลวิน”**หมายความว่า ถ้าความกดอากาศคงที่เมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้นปริมาตรของอากาศจะเพิ่มขึ้น เขียนเป็นสมการได้ว่า

**V T** ……………….สมการ 5.6

**หรือ = k** ……………....สมการ 5.7

**หรือ =**  ……………….สมการ 5.8

เมื่อกำหนด V = ปริมาตรอากาศ ณ อุณหภูมิใด ๆ

T = อุณหภูมิองศาเคลวิน

|  |
| --- |
| 5.2.jpg  ภาพ 5.2 กราฟความสัมพันธ์ระหว่างปริมาตรกับอุณหภูมิ ตามกฎของชาร์ล  ที่มา : http://variety.teenee.com/science/2463.html |

จากภาพ 5.2 มีข้อจำกัด คือ เมื่อกำหนดกดอากาศคงที่ **ถ้าอุณหภูมิเพิ่มขึ้นแล้วปริมาตรเพิ่มขึ้น หรือ อุณหภูมิลดลงแล้วปริมาตรลดลง**

ตัวอย่าง 5.4 เมื่อกำหนดความดันให้คงที่ ก๊าซชนิดหนึ่งมีปริมาตร 350 cm3ที่ 27 0C ถ้าเปลี่ยนอุณหภูมิ 35 0C ก๊าซนี้จะมีปริมาตรเท่าใด

วิธีทำ จากสมการ 5.8

**=**

แปลงค่าองศาเซลเซียสเป็นองศาเคลวิน แล้วแทนค่า

***=***

ดังนั้น

V2 =

V2 = 359.33 cm3

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| 5.3.jpg | 5.4.jpg | | 5.5.jpg |
| ภาพ 5.3 Robert Boyle ผู้คิดค้นความสัมพันธ์ระหว่างปริมาตรของอากาศกับความกดอากาศ | ภาพ 5.4 Jacques Charles ผู้คิดค้นความสัมพันธ์ระหว่างปริมาตรของอากาศกับอุณหภูมิ | ภาพ 5.5 Gay-lussac คิดค้นความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศกับอุณหภูมิ | |

ที่มา : <http://www.il.mahidol.ac.th/e-media/ap-chemistry2/gases/web/pic/boyle.jpg> <http://www.saburchill.com/histo>

ry/chapters/IR/images/010209010.jpg และ http://www.chemheritage.org/Images/Main-Images250x290/Discover/

Themes/Early-Chemistry-and-Gases/gay-lussac2.jpg ตามลำดับ

5.2.3 กฎของเกย์ ลูสแซค (Joseps Gay-Lussac’s Law)นักเคมีชาวฝรั่งเศส อธิบายความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศกับปริมาตรว่า **“เมื่อกำหนดใหความปริมาตรคงที่ ความกดอากาศของก๊าซจะเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น”**ณ ปริมาตรและจำนวลโมลของแก๊สคงที่ ความกดของแก๊สจะแปรผันตรงอุณหภูมิ **ข้อควรจำ อุณหภูมิเพิ่มขึ้น ความกดอากาศเพิ่มขึ้น**

จากผลการทดลองของเกย์ – ลูสแซคทำให้อะมาดิโอ อโวกาโดร(Amadeo Avogadro) เสนอกฎอโวกาโดร ว่า **“ภายใต้ภาวะที่อุณหภูมิและความดันคงที่ ก๊าซที่มีปริมาตรเท่ากันจะมีจำนวนโมเลกุลเท่ากัน”**เขียนเป็นสมการได้ว่า

= ..........................สมการ 5.9

หรือกล่าวได้อีกนัยหนึ่งว่า ณ อุณหภูมิและความดันของก๊าซคงที่ปริมาณของก๊าซใดๆจะแปรผันตรงกับจำนวนโมลของก๊าซนั้น (ก๊าซที่มีปริมาตรเท่ากัน จะมีจำนวนโมลเท่ากัน)

ตัวอย่าง 5.5 ต้คอนเทนเนอร์ตู้หนึ่งมีปริมาตร 22.4 ลูกบาศก์เมตร ความกดอากาส 1 atm ณ อุณหภูมิ 273 เคลวิน ถ้าเพิ่มอุณหภูมิเป็น 298 เคลวิน จงหาค่าความกดอากาศใหม่

วิธีทำ จากสมการ 5.9 แทนค่า จะได้ว่า

5.2.4 กฎของก๊าซ (Gas law) เมื่อรวมกฎของบอยล์ กฎของชาร์ลและเกย์ ลูสแซค เข้าด้วยกัน จะได้ว่า “เมื่อมวลของก๊าซคงที่ ปริมาตรและความกดอากาศของก๊าซก็จะแปรผันโดยตรงกับอุณหภูมิ” เขียนเป็นสมการได้ว่า

………………..*สมาการ 5.10*

*หรือ*

..……………….สมการ 5.11

ค่าคงที่นี้จะแปรผันตรงกับมวลของก๊าซ ซึ่งมีค่าเท่ากับ nR โดย R คือ ค่าคงที่ เขียนเป็นสมการใหม่ดังนี้

PV = nRT …………………สมการที่ 5.12

เมื่อกำหนดให้

P = ความดันของก๊าซ

V = ปริมาตรของก๊าซ มีหน่วยเป็น เมตร-3

T = อุณหภูมิของก๊าซมีหน่วยเป็น เคลวิน

N = จำนวลโมล มีหน่วยเป็น โมล

R = ค่าคงที่สากลของก๊าซ มีหน่วยเป็น จูล โมล-1 เคลวิน-1

0.0825 จูล โมล-1 เคลวิน-1 หรือ 0.0825 l.atm/mol/0K

**5.3ความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศกับความสูง**

สภาพโดยทั่วไปความกดอากาศจะมีค่ามากที่ระดับใกล้พื้นโลก และจะมีค่าลดลงตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้นจากพื้นผิวโลก กล่าวคือพื้นที่สูงกว่าระดับน้ำทะเลปานกลางจะมีความกดอากาศและความหนาแน่นน้อยกว่าบริเวณใกล้ระดับผิวนำทะเลปานกลาง ทั้งนี้เพราะพื้นผิวโลกใกล้ระดับน้ำ

|  |
| --- |
|  |

ทะเลมีความหนาแน่นของอากาศมากกว่าและมีชั้นอากาศทับถมกันอยู่หนากว่าชั้นอากาศที่อยู่สูงขึ้นไป ซึ่งสามารถมองสรุปความสัมพันธ์ของความกดอากาศกับระดับความสูงได้ว่า **เมื่อความสูงเพิ่มขึ้นจากระดับพื้นผิวโลก ค่าความกดอากาศจะลดลง**

ภาพ 5.6 ความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศกับความสูง

ที่มา : http://www.physicalgeography.net/fundamentals/7d.html

ตาราง 5.1 ความสัมพันธ์ของความสูง อุณหภูมิ และความกดอากาศ ตามเกณฑ์ของ U.S Standard Atmosphere

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| **ความสูง (กม.)** | **ความหนาแน่น (กรัม/ลิตร)** | **ความกดอากาศ (mb)** | **อุณหภูมิ(0C)** | **P /P0** | **D / D0** |
| 0  0.5  1  2  3  4  5  6  7  8  9  10  15  20  30  40  50  60  70  80  100 | 1.23  1.17  1.11  1.01  0.91  0.82  0.74  0.66  0.59  0.53  0.47  0.47  0.20  0.10  0.02  0.004  0.001  0.0003  0.00002  0.000003  0.0000005 | 1013.25  954.61  898.76  795.01  701.21  616.60  540.48  472.17  411.05  356.51  308.00  264.99  121.11  55.29  11.97  2.87  0.78  0.23  0.06 | 15.0  11.8  8.5  2.0  -4.5  -11.0  -17.5  -23.9  -30.5  -36.9  -43.4  -49.9  -56.5  -56.5  -46.6  -23  3  17  53 | 1.00  0.94  0.89  0.78  0.69  0.61  0.53  0.47  0.41  0.35  0.30  0.26  0.12  0.05  0.01 | 1.00  0.95  0.91  0.82  0.74  0.67  0.60  0.54  0.48  0.43  0.38  0.34  0.16  0.07  0.02 |

P / P0อัตราส่วนของความกดอากาศกับค่าความกดที่ระดับน้ำทะเล, D / D0= อัตราส่วนของความหนาแน่นอากาศกับความหนาแน่นที่ระดับน้ำทะเล

ที่มา : Joseph M. Moran and Michael M. Pauley.1994 : 475

สรุปได้ว่าลักษณะความกดอากาศจะลดลงตามระดับความสูงของพื้นที่ และจะมีความสัมพันธ์กับความหนาแน่นของอากาศ กล่าวคือ ระดับความสูงเพิ่มขึ้น ความกดอากาศจะลดลง และความหนาแน่นลดลง

**5.4 การวัดความกดอากาศ**

อากาศเป็นสสารที่มีน้ำหนัก แต่มีคุณสมบัติที่แตกต่างจากของแข็งหรือของเหลวทั่วไป การชั่งน้ำหนักไม่สามารถชั่งได้ด้วยเครื่องชั่งน้ำหนักธรรมดาทั่วไปใน พ.ศ.2186 เอวานเยลิสตา ทอรีเซลลี (Evangelista Torricelli) นักวิทยาศาสตร์ชาวอิตาลี เป็นคนแรกที่วัดค่าความกดอากาศ ซึ่งตรวจวัดโดยใช้หลอดแก้วยาว 91 ซม. หรือ 36 นิ้ว ส่วนปลายหลอดอีกข้างเป็นปลายเปิด ภายในหลอดแก้วบรรจะสารปรอทจนเต็ม จากนั้นนำหลอดแก้วไปคว่ำลงในปรอท ณ ระดับความสูงใกล้ระดับน้ำทะเล ปรากฎว่าสารในปรอทในหลอดแก้วลดระดับลงมาหยุดที่ความสูงประมาณ 76 เซนติเมตรของระดับปรอท ปรากฎการณ์นี้อธิบายได้ว่า “แรงกดอากาศที่กระทำต่อพื้นผิวปรอทในอ่าง มีค่าเท่ากับแรงที่กระทำเนื่องจากน้ำหนักของลำปรอทในหลอดแก้ว” จึกำหนดให้ค่า 760 มิลลิเมตรปรอท หรือ 1,013.20 มิลลิบาร์ เป็นค่าความกดอากาศมาตรฐาน 1 บรรยากาศ

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| 5.7.jpg  ภาพ 5.7 Evangelista Torricelli เป็นคนแรกที่คิดค้นการวัดระดับความกดอากาศ จนเป็นที่ยอมรับ | 5.8.jpg | ภาพ 5.8 หลักการของบารมิเตอร์แบบปรอท |
| ที่มา : ภาพ 5.7 http://danteact.org.au/wp-content/uploads/2014/08/Evangelista-torricelli.jpg และ  http://www.vcharkarn.com/uploads/238/238516.jpg | | |

5.4.1 เครื่องมือวัดความกดอากาศ (Instruments for measuring atmospheric pressure)

เครื่องมือวัดความกดอากาศ มีชื่อทั่วไปว่า บารอมิเตอร์ (Barometer) โดยทั่วไป มี 2 ชนิด ดังนี้

1) บารอมิเตอร์ปรอท (Mercury barometer) เป็นเครื่องมือมาตรฐานสำหรับการวัดความกดอากาศที่นิยมใช้ทั่วไปมี 2 แบบ คือ

1.1) บารอมิเตอร์แบบคิว (Kew-type mercury barometer) สำหรับใช้บนเรือหรือสถานีตรวจอากาศผิวพื้นขนาดเล็ก ซึ่งไม่จำป็นต้องปรับแต่งระดับปรอทบ่อยนัก ความสูงของลำปรอทในหลอดแก้วมีความสัมพันธ์โดยตรงกับค่าความกดอากาศขณะนั้น

1.2) บารอมิเตอร์แบบฟอร์ติน (Fortin-type mercury barometer) ใช้สำหรับการสัดความกดอากาศบนบก ซึ่งไม่ต้องเคลื่อนย้ายบ่อย แตกต่างจากบารอมิเตอร์แบบคิวตรงที่ต้องปรับแต่งระดับปรอทในกระปุกให้ตรงกับปลายเข็มงาช้างก่อนที่จะอ่านค่าระดับความสูงปรอทในหลอดแก้ว ค่าความกดอากาศทั้งแบบคิวและแบบฟอร์ติน อ่านค่าความกดอากาศมีความละเอียดถึงหลักทศนิยมจำนวน 2 หลัก

2) บารอมิเตอร์แบบแอนนิรอยด์ (Aneroid barometer) หรือแบบตลับ พัฒนาขึ้นเพื่อให้สามารถพกพาไปได้สะดวกหรือใช้งานในภาคสนาม การอ่านค่าความกดอากาศอ่านจากเข็มที่ชี้บนหน้าปัดที่มีสเกลตัวเลขกำกับหรืออ่านจากกระดาษกราฟบนกระบอกโลหะที่ขับเคลื่อนด้วยลานนาฬิกา แอนนิรอยด์ไม่ใช้ของไหลหรือปรอท แต่ใช้หลักการโป่งออกหรือยุบตัวลงของตลับลูกฟูกโลหะสุญญากาศ กล่าวคือมีลักษณะเป็นตลับสุญญากาศ (Sylphon cell) และมีสปริงยึดเพื่อให้เกิดความสมดุลและมีความทนทานต่อสภาวะความกดอากาศภายนอกที่เปลี่ยนแปลง

ข้อเสียของแอนนีรอยด์ คือ ไม่มีความไวต่ออุณหภูมิอากาศที่มีการเปลี่ยนแปลงอย่างฉับพลัน

|  |  |
| --- | --- |
| http://www.cmmet.tmd.go.th/instrument/fortin.jpghttp://www.cmmet.tmd.go.th/instrument/kew.jpg  ภาพ 5.8 บาโรมิเตอร์แบบคิว (Kew Barometer)  ภาพ 5.9 บาโรมิเตอร์แบบฟอร์ติน (Fortin Barometer) | Oakton Aneroid Barometer  ภาพ 5.10 บารอมิเตอร์แบบแอนนิรอยด์ |
| ที่มา : http://www.cmmet.tmd.go.th/instrument/instruments.php และ http://www.lacoonline.com/cgi-bin/lacoonline/00216.html | |

|  |  |
| --- | --- |
| ภาพ 5.11 | ภาพ 5.12 |
| ที่มา : | |

อีกทั้งสริงอาจเกิดการเสื่อมหรือการยืดหดของตลับลูกฟูกอาจเสื่อมได้เนื่องจากอายุการใช้งานค่อนข้างจำกัด ซึ่งมีผลทำให้อ่านค่าความกดอากาศคลาดเคลื่อนได้ ซึ่งจำเป็นต้องเทียบกับบารอมิเตอร์ปรอทอยู่เสมอ

3) บาโรกราฟ (Barograph) เป็นเครื่องมือวัดความกดอากาศที่ทำงานดดยอัตโนมัติ ลักษณะคล้ายกับแอนนิรอยด์ แต่ทำเป็นตลับซ้อนกันหลายๆชั้นและใช้กลไกปากกาต่อกับตลับโลหะ เมื่อความกดอากาศขยายหรือตัว กระเดื่องของแกนปากกาจะขีดบันทึกค่าขึ้นลงบนกระดาษกราฟอย่างต่อเนื่องตามการขยายหรือหดตัวของอากาศ

|  |  |
| --- | --- |
| 5.13.jpg  ภาพ 5.13 บาโรกราฟ (Barograph) | 5.14.jpg  ภาพ 5.14 ส่วนประกอบของบาโรกราฟ |
| ที่มา : http://www.robertwhite.com/images/weather/baltic.jpg และ http://intranet.tdmu.edu.ua/data/kafedra/  internal/hihiena/classes\_stud/en/med/medprof/ptn/hygiene%20and%20ecology/3/01.%20Hygiene%20as%20science.%20Microclimate..files/image052.jpg | |
|  |  |
| ภาพ 5.15 เปรียบเทียบลักษณะกราฟที่บาโรกราฟบันทึกค่าความกดอากาศใกล้ศูนย์กลางทอร์นาโดกับพายุหมุน  ที่มา : | |

4) มาตราวัดสูงหรือเครื่องวัดความสูง (Altimeter) มีค่าตัวเลขบนหน้าปัดเพื่อแบ่งระดับให้อ่านค่าความสูง จากนั้นนำไปเทียบหาค่าความกดอากาสตามระดับความสูงร่วมกับอุณหภูมิของบรรยากาศมาตรฐานมาตรวัดสูงมีประโยชน์มากในด้านงานการบิน เพื่อบอกระดับความสูงของเครื่องบินและระดับความกดอากาศรอบเครื่องบิน

5.4.2 การปรับค่าความกดอากาศสู่ระดับมาตรฐาน

เนื่องจากความต้องการข้อมูลอากาศพื้นผิวที่ต่อเนื่องจากสถานีตรวจวัดอากาศทั่วทวีป ดังนั้นจึงจำเป็นที่แต่ละสถานีต้องปรับค่าความกดอากาศให้อยู่ในระดับความสูงที่เป็นจริง โดยยึดค่าระดับความสูงจากระดับน้ำทะเลปานกลางเป็นเกณฑ์ ค่าความกดที่ต้องปรับแก้ไขให้เป็นมาตรฐานเดียวกันมีดังนี้

1) การปรับแก้ไขความผิดพลาดประจำเครื่อง (Index error) เป็นการปรับแก้ค่าความผิดพลาดบารอมิเตอร์เครื่องนั้นๆ กับเครื่องบารอมิเตอร์มาตรฐาน ทั้งนี้ต้องมีค่าความผิมพลาดแตกต่างจากเครื่องมาตรฐานที่เป็นที่ยอมรับบวกลบไม่เกิน 0.3 มิลลิเมตรปรอท

2) การปรับแก้อุณหภูมิ การวัดค่าความกดอากาศจำเป็นต้องอุณหภูมิขณะตรวจวัดด้วย ซึ่งปกติบารอมิเตอร์มักจะมีเทอร์โมมิเตอร์ติดไว้เพื่อให้ทราบว่าค่าอุณหภูมิขณะตรวจวัดค่าความกดอากาศ ทั้งนี้การปรับค่าความคลาดเคลื่อนจะปรับเข้าหาอุณหภูมิมาตรฐานที่ 0 องศาเซลเซียส

3) การปรับแก้ระดับความสูงสถานี (Altitude correction) สถานที่ตั้งของสถานีตรวจอากาศต่างๆตั้งอยู่บนพื้นที่สูงแตกต่างกัน เพื่อให้เป็นมาตรฐานเดียวกัน จึงต้องปรับแก้ให้เป็นความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง คือ 1,013.2 มิลลิบาร์ โดยพื้นที่ที่ระดับน้ำทะเลปานกลางจะมีค่าความกดอากาศลดลงหนึ่งมิลลิบาร์ เมื่อความสูงเพิ่มขึ้น 8.5 เมตร และที่ระดับ 5.5 กิโลเมตร ความกดอากาศลดลงหนึ่งมิลลิบาร์ ทุกช่วงความสูงที่เพิ่มขึ้น 15 เมตร (รังสรรค์ อาภาคัพกุล, 2547 : 62)

|  |  |
| --- | --- |
|  | ภาพ 5.16 ค่ารับรองการสอบเทียบ ณ สถานีตรวจอากาศผิวพื้นสงขลา เพื่อปรับแก้ค่าความกดอากาศด้วยวิธีอุณหภูมิ ณ สถานีที่ตรวจวัดกับค่ามาตรฐานที่ระดับน้ำทะเล โดยเทียบกับอุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส |

**5.5 ประเภทของศูนย์กลางความกดอากาศและเขตความกดอากาศของโลก**

เมื่อสถานีตรวจอากาศตรวจวัดค่าความกดอากาศแล้ว จะนำค่าความกดอากาศที่ตรวจวัดมาปรับแก้สู่ค่ามาตรฐาน จากนั้นจะรายงานและแลกเปลี่ยนข้อมูลระหว่างสถานีเพิ่นำเอาค่าความกดอากาศแต่ละแห่งมาเขียนแผนที่อากาศ โดยการลากเส้นความกดอากาศเท่า1  (Isobar) ผ่านสถานีต่างๆ ที่มีค่าความกดอากาศเท่ากัน โดยทั่วไปเขียนเส้นไอโซบาร์ทุกระยะความกดอากาศ 2-5 มิลลิบาร์ และแต่ขนาดมาตราส่วนของแผนที่ (แผนที่มาตรฐานลากเส้นที่ระยะต่างทุก 4 มิลลิบาร์) เส้นระดับความกดอากาศเท่ากันที่รเยงชิดกันมากจะมีเกรเดียนท์ของความกดอากาศสูงมาก หมายความว่า จะมีกระแสลมจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงกว่าผ่านไปยังบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำกว่า แต่เนื่องจากโลกหมุนรอบตัวเองจึงเกิดแรงบิดจากการหมุนของโลก เรียกว่า แรงคอริออลิส (Coriolis Force) กระทำให้ทิศทางของลมเบนทวนเข็มนาฬิกาเข้าหาบริเวณความกดอากาศต่ำในซีกโลกเหนือและทิศทางลมเบนตามเข็มนาฬิกาเข้าหาบณิเวฯความกดอากาศต่ำในซีกโลกใต้ ในทำนองเดียวกันทิศทางลมจะเบนตามเข็มนาฬิกาออกจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือ และทิศทางลมจะเบนทวนเข็มนาฬิกาออกจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้

5.5.1 ประเภทของศูนย์กลางความกดอากาศ

การกำหนดประเภทความกดอากาศมักพิจารณาจากเส้นความกดอากาศเท่าที่ลากในแผนที่ลมฟ้าอากาศ ซึ่งนำมาพิจารณาและวิเคราะห็เพื่อแบ่งประเภทของความกดอากาศบริเวณศูนย์กลางความกดอากาศดังนี้

1) ความกดอากาศสูง (High pressure หรือ Anticyclone) เป็นบริเวณที่มีความกดอากาศสูงกว่าบริเวณใกล้เคียง บริเวณศูนย์กลางความกดอากาศสูง ใช้สัญลักษณ์ ‘H’ ในแผนที่ลมฟ้าอากาศสังเกตได้จากลักษณะเส้นโค้งที่วนรอบและเรียงจากความกดอากาศสูงไปยังความกดอากาศต่ำ เรียกบริเวณความกดอากาศสูง (Hjgh Pressure Zone)

2) ความกดอากาศต่ำ (Law pressure หรือ Cyclone) หมายถึง บริเวณที่มีความกดอากาศต่ำกว่าบริเวณใกล้เคียง บริเวณศูนย์กลางความกดอากาศต่ำ เขียนแทนด้วยสัญลักษณ์ ตัว ‘L’ ในแผนที่ลมฟ้าอากาศสังเกตได้จากลักษณะของเส้นโค้งที่วนรอบและเรียงจากศูนย์กลางความกดอากาศต่ำออกไปยังความกดอากาศสูง เรียกว่าบริเวณความกดอากาศต่ำหรือหย่อมความกดอากาศต่ำ (Low Pressure Zone)

1เส้นระดับความกดอากาศเท่าหรือเส้นไอโซบาร์ (Isobar) หมายถึง เส้นโค้งที่ทุกๆบริเวณเส้นลากผ่านมีความกดอากาศเท่ากัน เพื่อแสดงความต่างของความกดอากาศในแนวนอน โดยผ่านการปรับแก้ค่าความกดอากาศในแนวนอน โดยผ่านการปรับแก้ค่าความกดอากาศในแต่ละสถานีกับค่าความกดอากาศมาตรฐานให้ถูกต้อง

3) หย่อมความกดอากาศ (Secondary low) เป็นบริเวณความกดอากาศต่ำที่มีพื้นที่แคบอยู่ใกล้บริเวณความกดอากาศต่ำที่มีพื้นที่ใหญ่ มีเส้นระดับความกดอากาศต่ำเรียงวนเวียนกันเป็นกลุ่มๆใกล้กันหรือเรียกว่าแนวร่องความกดอากาศต่ำ พื้นที่ตามแนวร่องความกดอากาศต่ำจะมีฝนตกมากและอาจก่อให้เกิดอุทกภัยได้

4) ร่องความกดอากาศต่ำ (Trough of low pressure) หมายถึง แนวของบริเวณความกดอากาศต่ำซึ่งยื่นออกไปด้านใดด้านหนึ่ง เมื่อพิจารณาจากลักษณะของเส้นความกดอากาศเท่าจะมีลักษณะโค้งเว้าขึ้นและโค้งมากสุดบริเวณที่ตรงแกนร่องความกดอากาศต่ำ ซึ่งมีลักษระคล้ายรูปตัววี“V”

โดยมีความกดอากาศต่ำอยู่ด้าบนรูปตัววี ถ้าเส้นโค้งมากจะบอกลักษณะว่ามีความกดอากาศต่ำมากและอาจกลายเป็นดีเปรสชั่น

5) สันความกดอากาศสูงหรือลิ่มความกดอากาศสูง (Ridge of high pressure) หมายถึง ส่วนของบริเวณความกดอากาศสูงที่ยื่นออกไปจากศูนย์กลางความกดอากาศสูงเข้าไปยังบริเวณความกดอากาศต่ำ เมื่อพิจาณาลักษณะของเส้นความกดอากาศเท่าจะมีลักษณะยื่นออกจากบริเวณความกดอากาศสูงด้านใดด้านหนึ่ง ทำให้มองดูเป็นสันคล้ายรูปตัววี “V”

6) ความกดอากาศเป็นกลาง หรือ โคล (Neutral point or Col) หมายถึง บริเวณที่อยู่ระหว่างบริเวณความกดอากาศสูง 2 จุด และบริเวณความกดอากาศต่ำ 2 จุด มีลักษณะเป็นอานม้า

|  |
| --- |
| 2014-09-13_TopChart_07.jpg |
| ภาพ 5.17 ลักษณะศุนย์กลางความกดอากาศในแผนที่ลมฟ้าอากาศ  ที่มา : http://www.tmd.go.th/programs/uploads/maps/2014-09-13\_TopChart\_07.jpg |

5.5.2 เขตความกดอากาศของโลก

เขตความกดอากาศในภูมิภาคต่างๆของโลก ถ้าจะแยกเขตความกดอากาศให้เห็นเด่นชัดคงทำได้ยาก เพราะในเขตละพื้นที่มีความกดอากาศที่แตกต่างกันและสัมพันธ์กับลักษณะเฉพาะของพื้นที่และถ่ายเทแลกเปลี่ยนกันตลอดเวลาอย่างต่อเนื่อง อย่างไรก็ตามพบว่าลักษณะความกดอากาศในโลกนั้นมีลักษณะความกดอากาศหลักๆที่ปกคลุมพื้นที่อย่างสม่ำเสมอและมีอิทธิพลต่อพื้นที่อื่นปรากฏตามแนวเขตซึ่งแบ่งได้ตามแนวละติจูด และพบแหล่งสูนย์กลางความกดอากาศที่เกิดขึ้นเป็นประจำซึ่งส่วนใหญ่มักพบในบริเวณซีกโลกเหนือ โดยในฤดูหนาวซีกโลกเหนือมีศูนย์กลางความกดอากาศสูง 2 แหล่งใหญ่ คือ บริเวณตอนเหนือของทวีปเอเชีย (ภูมิภาคไซบีเรีย) และบริเวณตอนกลางของทวีปอเมริกาเหนือในประเทศแคนาดา (มีค่าความกดอากาศสูงเฉลี่ยน้อยกว่าที่ไซบีเรีย) และมีศูนย์กลางความกดอากาศต่ำ 2 แหล่งใหญ่ คือ ความกดอากาศต่ำอาลิวเทียน (Aleutian) บริเวณตอนเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิก และความกดอากาศต่ำไอซ์แลนด์ (Iceland) บริเวณตอนเหนือใกล้เกาะไอซ์แลนด์และกรีนแลนด์ บริเวณตอนเหนือของมหาสมุทรแอตแลนติก อย่างไรก็สามารถแบ่งเขตความกดอากาศตามแนวละติจูดได้เป็น 4 เขตใหญ่ๆ ดังนี้

1) เขตความกดอากาศต่ำต่ำบริเวณเส้นศูนย์สูตร (Equator low pressure-Belt) อยู่ระหว่างละติจูด 0-30 องศาความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลเท่ากับ 1,013.2 มิลลิบาร์ ถ้าตรวจวัดค่าไดมากกว่าแสดงว่าเป็นความกดอากาศสูง ถ้าได้ค่าน้อยกว่าเป็นความกดอากาศต่ำ ในบริเวณเส้นศูนย์สูตรมักตรวจวัดค่าความกดอากาศได้ต่ำกว่า 1,013.20 เล็กน้อย โดยส่วนใหญ่อยู่ระหว่าง 1,011-1,008 มิลลิบาร์ ทำให้บริเวณศูนย์สูตรมักมีค่าความกดอากาศต่ำ เรียกว่า เขตความกดอากาศต่ำแถบศูนย์สูตร (Equatorial Trough) หรือ ดอลดรัมส์ (Doldrums) เขตนี้มีอุณหภูมิสูง ลมอ่อนแปรปรวนหรือลมสงบเป็นส่วนมาก แต่เขตนี้มีบริเวณที่เป็นร่องความกดอากาศต่ำหรือล่องมรสุมเคลื่อนที่อยู่ จึงมีลมเบียดเข้าหากัน ทำให้ภายในบริเวณร่องความกดอากาศต่ำจะมีสภาพแปรปรวน มีฝนตกชุก ซึ่งเรียกว่าแนวที่ร่องความกดอากาศต่ำเคลื่อนที่ว่า เขต Intertropical convergence zone หรือ ITCZ แนวร่องความกดอากาศต่ำจะเคลื่อนที่ขึ้นลงตามอิทธิพลของดวงอาทิตย์

2) เขตความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อน (Subtropical high pressure-Belt) พบบริเวณละติจูดประมาณ 30-60 องศาที่เป็นแนวที่มีความกดอากาศสูง ทำให้อากาศในบริเวณนี้เคลื่อนตัวออกไปสู่บริเวนที่มีความกดอากาศต่ำกว่า บริเวณละติจูดประมาณ 30-40 องศา หรือละติจูดม้า (Horse latttude) ส่วนใหญ่เป็นเขตของลมสงบแต่อาจมีลมอ่อนแปรปรวนได้เช่นเดียวกับบริเวณศูนย์สูตร (สาเหตุที่เรียกละติจูดม้าเพราะในสมัยโบราณเมื่อเรื่อแล่นผ่านมาในเขตละติจูดนี้ จะพบว่ามีลมพัดเบาทำให้เรือแล่นช้าลง จึงจำเป็นต้องทิ้งม้าหรือสินค้าอื่นลงทะเลเพื่อให้เรือเบาลงและสามารถแล่นต่อไปได้) เขตนี้มีค่าความกดอากาศเฉลี่ยที่ระดับน้ำทะเลปานกลางประมาณ 1,020 มิลลิบาร์ ในซีกโลกใต้จะปรากฏชักว่าซีกโลกเหนือและจะมีลมพัดแรงมากกว่า เนื่องจากเป็นพื้นน้ำติดต่อกันและไม่มีสิ่งกีดขวางกัน ประมาณละติจูดที่ 40-60 องศาใต้ จะมีลมที่เรียกว่า รอริงฟอร์ตีส์ (Roaeing forties) ซึ่งเป็นลมที่ขาวเรือใช้เดินเรือจากมหาสมุทรแอตแลนติกไปยังทวีปออสเตรเรีย นิวซีแลนด์และเกาะแทสมาเนีย

3) เขตความกดอากาศต่ำกึ่งขั้วโลก (Subpolar low pressure-Belt) สูนย์กลางความกดอากาศต่ำจะอยู่ประมาณละติจูด 60-70 องศา ในซีกโลกใต้ปรากฏเป็นแนวยาวติดต่อกัน เขตนี้เป็นบริเวณแนวปะทะของลมขั้วโลก (Polar front) กับลมที่เคลื่อนที่มาจากเขตความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อน

4) เขตความกดอากาศสูงขั้วโลก (Polar high pressure-Belt) อยู่ในเขตขั้วโลก ตั้งแต่ละติจูด 70 องศา ถึงขั้วโลกในมหาสมุทรอาร์กติกและแอนตาร์กติคซึ่งเป็นเขตก่อตัวของความกดอากาศสูงขั้วโลกและลมขั้วโลกม่ค่าความกดอากาศประมาณ 1040.1050 มิลลิบาร์

|  |
| --- |
|  |
| ภาพ 5.18 เขตความกดอากาศของโลกตามแนวละติจูด |

นอกจากระบบการหมุนเวียนของอากาศที่เป็นระบบใหญ่แล้ว ยังมีระบบการหมุนเวียนที่เป็นส่วนย่อยในบรรยากาศ ซึ่งเป็นลมที่ไม่พัดไปตามการหมุนเวียนทั่วไป เนื่องจากมีปัจจัยอื่นๆที่ทำให้เปลี่ยนไป เช่น อุณหภูมิและความกดอากาศที่แตกต่างกัน ทำให้เป็นการหมุนเวียนของอากาศที่เกิดขึ้นอยู่ในบริเวณอคบคลุมพื้นที่ไม่มากประมาณ 100 กิโลเมตร ทั้งนี้ระบบการหมุนเวียนย่อยนี้มีทั้งลักษณะของลมที่พัดประจำฤดู และลมประจำถิ่น

|  |  |
| --- | --- |
| 5.17.gif | ภาพ 5.19 เขตความกดอากาศและลักษณะการหมุนเวียนของบรรยากาศ  ที่มา : http://www.marine.tmd.go.th/thai/  windhtml/Image600.gif |
| |  | | --- | |  | | |
| ภาพ 5.18 แหล่งศูนย์กลางความกดอากาศในเดือนมกราคม  ที่มา : | |

|  |
| --- |
|  |
| ภาพ 5.19 แหล่งศูนย์กลางความกดอากาศในเดือนกรกฎาคม  ที่มา : |

**5.6 ลักษณะการปลี่ยนแปลงความกดอากาศ**

5.6.1 ลักษณะการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศ ความกดอากาศในบริเวณหนึ่งๆ มาสารเปลี่ยนแปลงได้เสมอ ในแต่ละช่วงเวลาและแต่ละพื้นที่นั้นมีค่าความกดอากาศแตกต่างกัน เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิและการเคลื่อนที่ของอากาศทำให้ค่าความกดอากาศในบริเวณหนึ่งๆนั้นไม่คงที่เสมอไป ลักษณะการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศมีข้อน่าสงสัยคือ

1) ค่าสูงสุดและต่ำสุด จะเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล ฤดูร้อนจะมีค่ามากกว่าฤดูหนาว

2) เปลี่ยนแปลงตามละติจูดของตำบล ละติจูดใกล้ศูนย์สูตรจะมีค่าเปลี่ยนแปลงมาก และการเปลี่ยนแปลงน้อยลงเมื่อละติจูดสูงขึ้น ความกดอากาศจะเลื่อนขึ้นตามฤดูกาล

3) เปลี่ยนแปลงในวันที่มีอากาศโปร่งมากกว่าวันที่มีเมฆมาก

4) บนพื้นดินเปลี่ยนแปลงมากกว่าบนชายฝั่ง โดยในพื้นดินค่าความกดสูงและต่ำสุดในครั้งที่ 2 จะมีค่าน้อยกว่าครั้งแรกเล็กน้อย แต่บริเวณชายฝั่ง ค่าสูงสุดและต่ำสุดทั้ง 2 ครั้งเกือบเท่ากันความกดอากาศบนพื้นที่ต่างๆมีคำแปรผันอย่างต่อเนื่องตลอดเวลาตามการเปลี่ยนแปลงของอุฌหภูมิ ปริมาณแสงอาทิตย์ การหมุนของโลก และความชื้นเป็นต้น

5.6.2 ลักษณะการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศ (Variation of atmosphere pressure) จำแนกได้ใน 2 ลักษณะได้แก่ การเปลี่ยนแปลงประจำวันและการเปลี่ยนแปลงประจำปี

1)การเปลี่ยนแปลงประจำวัน เป็นการวัดความกดอากาศในรอบ 24 ชั่วโมงการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศ ปกติเกิดจากอิทธิพลของรังสีจากดวงอาทิตย์และการหมุนของโลก ในสภาวะปกติ การเปลี่ยนแปลงความกดอากาศเกิดขึ้นวันละ 2 ช่วงคือ ช่วงแรก เป็นค่าความกดอากาศสูงสุดประมาณเวลา 9.30-10.00 น.และประมาณเวลา 22.00 น. เป็นช่วงที่สอง เป็นค่าความกดอากาศต่ำสุดในเวลา 16.00-16.30 น. และต่ำสุดในเวลา 04.00 น.

ในวันที่อากาศโปร่งจะมีค่าความกดอากาศมากกว่าวันที่มีสภาพอากาศเลวหรือมีเมฆมาก ฤดูร้อนมีค่ามากกว่าฤดูหนาว สถานีตรวจวัดที่ตั้งอยู่ลึกเข้าไปในแผ่นดินจะมีค่ามากกว่าสถานีที่ตั้งอนยู่ใกล้ชายฝั่งทะเลหรือบนเกาะ และบริเวณศูนย์สูตรจะเห็นค่าเปลี่ยนแปลงชัดกว่าบริเวณละติจูดสูงๆในไทยพบว่า มีค่าเปลี่ยนแปลงความกดอากาศจากสูงสุดถึงต่ำสุด ปกติไม่เกิน 4 มิลลิบาร์

|  |
| --- |
|  |
| ภาพ 5.20 ลักษณะการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลในรอบวัน ในเขตละติจูดกลาง (บน) ในเขตร้อน (ล่าง)  ที่มา : |
|  |
| ภาพ 5.21 ลักษณะการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลในรอบวันณ สถานีตรวจอากาศภาควิชาภูมิศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ |

2) การเปลี่ยนแปลงจะจำปี (Annual variation of Pressure)เป็นการนำค่าความกดอากาศเฉลี่ยประจำเดือนมาวิเคราะห์ พบว่า บริเวณที่อยู่ลึกเข้าไปจากชายฝั่ง จะมีค่าความกดอากาศสูงกว่าปกติในช่วงฤดูหนาวและมีค่าต่ำกว่าปกติในฤดูร้อน ส่วนในบริเวณชายฝั่งและมหาสมุทรมีค่าความกดอากาศต่ำกว่าค่าปกติในฤดูหนาวและมีค่าความกดอากาศสูงกว่าปกติในช่วงฤดูร้อน อธิบายได้ว่าช่วง

|  |
| --- |
|  |
| ภาพ 5.22 เปรียบเทียบความกดอากาศรายเดือน ระหว่าง พ.ศ.2541-2546 ของจังหวัดปัตตานี |

ฤดูร้อนแผ่นดินในทวีปจะร้อนกว่าพื้นน้ำ หรือมหาสมุทร อากาศเหนือทวีปจึงขยายตัวออกทำให้ความกดอากาศบนทวีปเบาว่าความกดอากาศเหนือมหาสมุทร ส่วนในฤดูหนาวแผ่นดินในทวีปจะหนาวเย็นกว่าพื้นน้ำมหาสมุทร อากาศเหนื่อพื้นทวีปจึงมีค่าความกดอากาศบนทวีปมากกว่าความกดอากาศเหนือมหาสมุทร