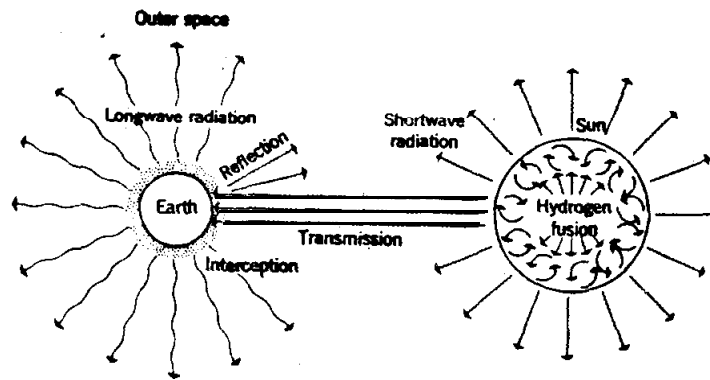


## บทที่ 2

### รังสีจากดวงอาทิตย์

พลังงานความร้อนที่กระจายจากดวงอาทิตย์มายังโลกเรา เรียกว่า รังสีดวงอาทิตย์ หรือพลังงานจากดวงอาทิตย์ (SOLAR RADIATION หรือ INSOLATION) ส่วนใหญ่ธรรมชาติทั้งหลายในโลกดำรงอยู่ได้ด้วยพลังงานจากดวงอาทิตย์นี้เอง การกระจายของพลังงานจากดวงอาทิตย์บนพื้นโลกจึงเป็นปัจจัยสำคัญต่อลมฟ้าอากาศ โดยสรุปแล้วจะเห็นได้ว่า ดวงอาทิตย์มีอิทธิพลต่อลมฟ้าอากาศทั้งหมดในโลก

รังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่กระจายลงมาถึงโลก ( INCOMING SOLAR RADIATION ) และพื้นผิวโลกดูดซับไว้ รังสีดวงอาทิตย์ชนิดนี้มีลักษณะเป็นคลื่นสั้น เมื่อนิวโลกดูดซับรังสีดวงอาทิตย์ไว้และต่อมาอุณหภูมิสูงขึ้น นิวโลกจะค่อย ๆ แผ่รังสีความร้อนออกมา รังสีความร้อนที่แผ่ออกจากนิวโลก ( OUTGOING RADIATION ) จึงกล่าวนี้อาจมีลักษณะเป็นคลื่นยาว การส่งถ่ายพลังงานจากดวงอาทิตย์มายังโลกและการส่งผ่านจากโลกไปยังอวกาศนั้นเป็นกระบวนการที่ต่อเนื่องกัน และซับซ้อน (รูป 2.1 ) ในแต่ละแห่งจะได้รับความร้อนและสูญเสียพลังงานความร้อนแตกต่างกัน บริเวณศูนย์สูตรจะได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากกว่าที่จะสูญเสียให้กับอวกาศ แต่ในทางตรงกันข้ามบริเวณขั้วโลกจะสูญเสียพลังงานโดยการส่งกลับไปยังอวกาศมากกว่าที่จะได้รับ



รูป 2.1 ความสมดุลของพลังงานบนพื้นโลก

### การถ่ายเทความร้อน

พลังงานความร้อนอาจจะถ่ายเทหรือส่งไปยังที่ต่าง ๆ ได้หลายวิธีด้วยกัน คือ

1. การนำความร้อน (CONDUCTION) คือการถ่ายเทความร้อนให้กับวัตถุที่อยู่ใกล้กันจากโมเลกุลหนึ่งไปยังอีกโมเลกุลหนึ่งโดยที่โมเลกุลของสารที่เป็นตัวนำนั้นไม่ได้เคลื่อนที่ เมื่อวัตถุ 2 ชนิด มีอุณหภูมิไม่เท่ากันมาสัมผัสกัน วัตถุที่ร้อนกว่าจะส่งความร้อนให้กับวัตถุที่เย็นกว่าจนกระทั่งวัตถุทั้งสองมีอุณหภูมิเท่ากัน การนำความร้อนเกิดได้ทั้งในวัตถุที่เป็นของแข็ง ส่วนในวัตถุที่เป็นก๊าซจะนำความร้อนได้เร็ว เนื่องจากบรรยากาศเต็มไปด้วยก๊าซ ฉะนั้นการนำความร้อนจึงสำคัญเฉพาะในการถ่ายเทความร้อนไปยังชั้นบางที่สุดของอากาศซึ่งสัมผัสโดยตรงกับผิวโลก ชั้นเหล่านี้มักจะหนาเพียงสองหรือสามเซนติเมตร และในระดัมนั้นขึ้นไปการถ่ายเทความร้อนโดยการนำเกิดขึ้นน้อยมาก

2. การพาความร้อน ( CONVECTION ) เป็นการส่งต่อความร้อนโดยการถ่ายเท หรือหมุนเวียน เป็นการส่งผ่านความร้อนโดยที่โมเลกุลของสารเคลื่อนที่จากแห่งหนึ่งไปยังแห่งหนึ่ง โดยปรกติการพาความร้อนจะเกิดขึ้นได้ก็ในวัตถุที่เป็นของเหลวและก๊าซ ตัวอย่างเช่น เมื่ออากาศได้รับความร้อนก็จะขยายตัว และลอยขึ้นเบื้องบนจะพาความร้อนขึ้นไปด้วย และอากาศเย็นกว่าจะไหลเข้ามาแทนที่

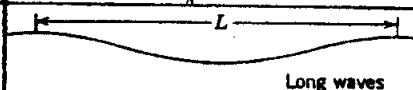
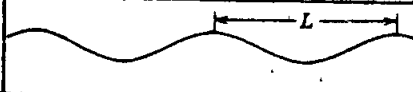

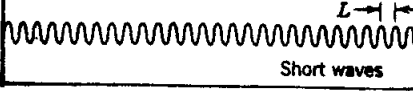
3. การแผ่รังสี ( RADIATION ) คือการที่วัตถุส่งพลังงานความร้อนออกจากตัวเป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า เช่น พลังงานแสงสว่างหรือพลังงานความร้อน หรือส่งพลังงานทั้งสองอย่างไปพร้อมกัน ตัวอย่างเช่น ในเวลากลางวันโลกได้รับแสงจากดวงอาทิตย์ในรูปของคลื่นสั้น แต่ในเวลากลางคืนโลกจะแผ่รังสีออกไปในรูปของคลื่นยาว การแผ่รังสีจึงเป็นการถ่ายเทความร้อนเพียงประเภทเดียวที่ไม่ต้องอาศัยสื่อหรือตัวนำใด ๆ ทั้งสิ้น

#### ที่มาของความร้อนในบรรยากาศ

ดวงอาทิตย์เป็นแหล่งความร้อนที่สำคัญที่สุดในบรรยากาศ ดวงอาทิตย์เป็นต้นตอใหญ่ของพลังงานความร้อนในโลกมีความใหญ่มากกว่าโลกประมาณ 100 เท่าโดยเส้นผ่าศูนย์กลาง และมีอุณหภูมิที่พื้นผิวประมาณ 6,000° ซ แต่เนื่องจากโลกอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ประมาณ 93 ล้านไมล์ (150 ล้านกิโลเมตร) โลกจึงรับพลังงานความร้อนไว้เพียงส่วนน้อยมากประมาณ 1 ใน 2 พันล้านส่วน ( $\frac{1}{2 \times 10^9}$ ) ของพลังงานที่ดวงอาทิตย์ส่งมาทั้งหมด

พลังงานความร้อนที่ดวงอาทิตย์ส่งผ่านมาถึงโลกนี้ต้องผ่านบรรยากาศก่อนในลักษณะเป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ( ELECTROMAGNETIC WAVES ) ซึ่งเดินทางผ่านอากาศด้วยความเร็ว 186,000 ไมล์ ต่อวินาที (300,000 ก.ม. ต่อวินาที) รูป 2.2 แสดงคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าซึ่งแตกต่างกันตามความยาว

และความถี่ของคลื่น ความยาวของคลื่น ( WAVELENGTH, L ) เป็นระยะทางระหว่างยอดคลื่นที่ติดต่อกัน 2 ยอด ( รูป 2.2 ) หน่วยที่นิยมใช้วัดความยาวของคลื่น คือไมครอน ( MICRON) ความยาว 1 ไมครอน จะเท่ากับ 0.001 เซนติเมตร ( $10^{-4}$  ซม.) หรือเท่ากับ 10,000 แองสตรอม หน่วยที่นิยมใช้วัดความยาวคลื่นของรังสีควงอาทิตย์อีกหน่วยหนึ่งคือ แองสตรอม (ANGSTROM) 1 แองสตรอม เท่ากับ 0.000,000,01 เซนติเมตร ( $10^{-8}$  ซม.)

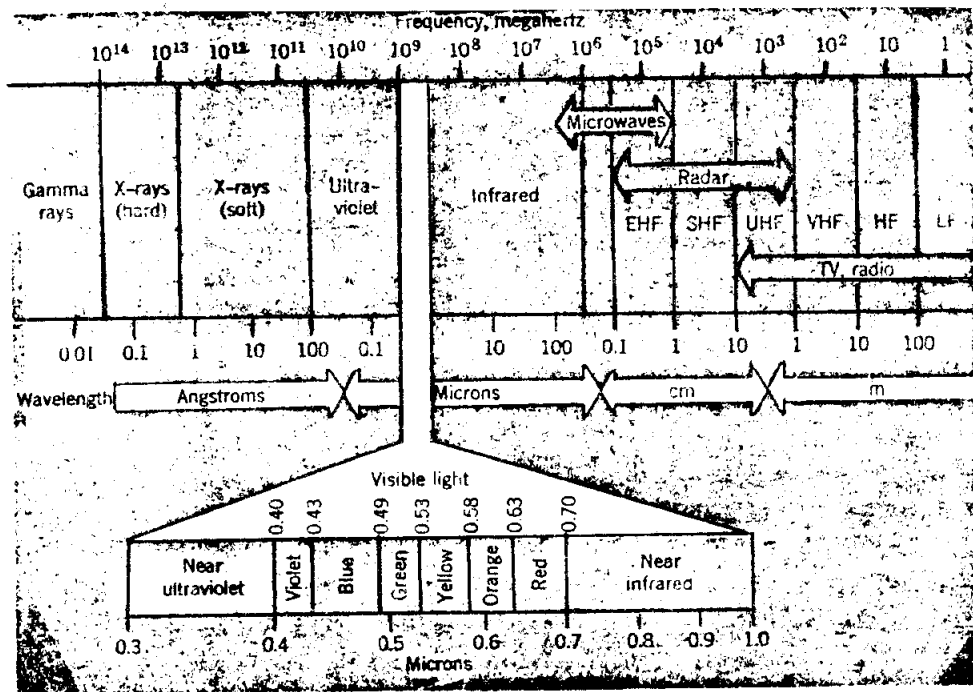
Frequency	Wavelength
Low	 <p>Long waves</p>
Medium	
High	
Very high	 <p>Short waves</p>

รูป 2.2 ความสัมพันธ์ระหว่างความยาวคลื่นและความถี่ของคลื่น

คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าทั้งหมดเคลื่อนที่ในอัตราความเร็วที่เท่ากัน จำนวนของคลื่นที่เคลื่อนที่ผ่านจุด ๆ หนึ่งในเวลาใดเวลาหนึ่ง เรียกว่า ความถี่ของคลื่น ความถี่ของคลื่นขึ้นอยู่กับความยาวของคลื่นด้วย คลื่นยาวจะมีความถี่ต่ำ คลื่นสั้นจะมีความถี่สูง ความถี่จะคิดออกมาเป็น ไซเคิลต่อวินาที หน่วยที่ใช้ในการวัดความถี่ของคลื่น คือเฮิร์ต (HERTZ) 1 เฮิร์ต เท่ากับความถี่ของคลื่น 1 ไซเคิลต่อ 1 วินาที 1 แมกกาเฮิร์ตเท่ากับความถี่ของคลื่น 1 ล้านไซเคิล ต่อ 1 วินาที

รูป 2.3 แสดงให้เห็นถึงการแบ่งคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจากทางซ้ายมือ ซึ่งเป็นคลื่นสั้นที่สุดไปทางขวามือซึ่งเป็นคลื่นยาว ความถี่ของคลื่นก็จะเป็นแมกกาเฮิรต โดยใช่ 10 ยกกำลัง โดยแต่ละช่วงจากขวามือไปทางซ้ายมือ จะเพิ่มขึ้นเป็น 10 เท่า ตัวอย่างเช่น  $10^3$  แมกกาเฮิรต เท่ากับ 1,000 แมกกาเฮิรต  $10^9$  เท่ากับ 1 พันล้านแมกกาเฮิรต เป็นต้น

รังสีคลื่นสั้น ได้แก่ รังสีแกมมาซึ่งมีความยาวคลื่นสั้นและความถี่สูงสุด รังสีแกมมามีความยาวคลื่นสั้นกว่า 0.03 แองสตรอม ถัดไปเป็นรังสีเอกซ์ รังสีเอกซ์ชนิดคลื่นสั้นมีความยาวคลื่นอยู่ระหว่าง 0.03 - 0.6 แองสตรอม ส่วนรังสีเอกซ์ชนิดคลื่นยาว ความยาวคลื่นจะอยู่ระหว่าง 0.6 - 100 แองสตรอม และรังสีอัลตราไวโอเล็ตมีความยาวคลื่นอยู่ระหว่าง 0.15 - 0.4 ไมครอน



รูป 2.3 สเปกตรัมของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า

สำหรับแสงที่มองเห็นด้วยตาเปล่าเริ่มจากแสงสีม่วงซึ่งมีความยาวคลื่น เท่ากับ 0.4 ไมครอน ถัดไปเป็นแสงสีน้ำเงิน เขียว เหลือง ส้ม และสิ้นสุดลงด้วยแสงสีแดง ซึ่งมีความยาวคลื่นเท่ากับ 0.7 ไมครอน ตามรูป 2.3 จะแสดงให้เห็นถึงขีดจำกัดของสีต่าง ๆ ของแสงที่มองเห็นได้ด้วยตาเปล่า

ถัดไปเป็นรังสีอินฟราเรด (INFRARED) ประกอบด้วยความยาวของคลื่นประมาณ 0.7 - 300 ไมครอน เช่น รังสีที่ไม่สามารถมองเห็นด้วยตาเปล่าแต่บางทีอาจจะรู้สึกได้ ส่วนรังสีคลื่นยาวอื่น ๆ รวมทั้งไมโครเวฟ รังสีเรดาร์ และคลื่นวิทยุ ไม่ค่อยมีความสำคัญต่อความสมดุลย์ของพลังงานบนพื้นโลก

โดยสรุปแล้ว รังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่ออกมาร้อยละ 99 มีขนาดความยาวคลื่นอยู่ระหว่าง 0.15 ไมครอนและ 4.0 ไมครอน ในจำนวนนี้ ร้อยละ 9 อยู่ในอุลตราไวโอเล็ต ร้อยละ 45 อยู่ในช่วงแสงที่ตามนุษย์มองเห็นได้ และร้อยละ 45 อยู่ในช่วงรังสีอินฟราเรด

#### ค่าคงที่ของพลังงานดวงอาทิตย์ (SOLAR CONSTANT)

แหล่งพลังงานของดวงอาทิตย์จะอยู่ที่ตอนในของดวงอาทิตย์ ซึ่งมีความกดอากาศมากและอุณหภูมิสูงเป็นผลทำให้ไฮโดรเจนจะถูกเปลี่ยนเป็นฮีเลียม ซึ่งทำให้เกิดความร้อนจำนวนมาก และทำให้เกิดการพาความร้อนและการนำไปสู่พื้นผิวของดวงอาทิตย์ แต่เนื่องจากอัตราการผลิตพลังงานภายในอยู่ในสภาพที่คงที่ ดังนั้นพลังงานความร้อนที่ส่งมาจากดวงอาทิตย์จึงแตกต่างกันเพียงเล็กน้อยเท่านั้น ปริมาตรรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกลงถึงผิวด้านบนบรรยากาศชั้นนอกสุดของโลกต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ และต่อหนึ่งหน่วยเวลา เรียกว่า ค่าคงที่ของพลังงานดวงอาทิตย์

( SOLAR CONSTANT ) ซึ่งมีค่าโดยเฉลี่ยประมาณ 2 กรัมคาลอรีต่อ 1 ตารางเซนติเมตรต่อ 1 นาที ( 2 CAL/CM<sup>2</sup>/MIN ) \* หรือเท่ากับ 2 แองเจย์ต่อนาที ( 2 LY/MIN ) ค่าเฉลี่ยนี้พิจารณาจากอัตราเฉลี่ยของระยะทางจากดวงอาทิตย์มายังโลกประมาณ 93 ล้านไมล์

ปัจจัยที่มีผลต่อปริมาณความร้อนที่โลกจะได้รับจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์

ปริมาณความร้อนที่โลกจะได้รับจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ จะมีมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับ

1. ค่าคงที่ของพลังงานดวงอาทิตย์ ( SOLAR CONSTANT )  
ซึ่งขึ้นอยู่กับ

1.1 พลังงานของดวงอาทิตย์ที่ส่งออกมา

1.2 ระยะระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์

2. ความโปร่งใสของบรรยากาศ

3. ความยาวนานของกลางวัน

4. มุมที่แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลก

---

\* 1 กรัมคาลอรี / 1 ตารางเซนติเมตร เท่ากับหน่วยวัดพลังงานความร้อน 1 แองเจย์ ( LANGELY : LY )

ในระบบอังกฤษหน่วยวัดความร้อนจะใช้ บี.ที.ยู ดังนั้นค่าคงที่ของพลังงานดวงอาทิตย์จึงเท่ากับ 430 บี.ที.ยู / ตารางฟุต / ชั่วโมง

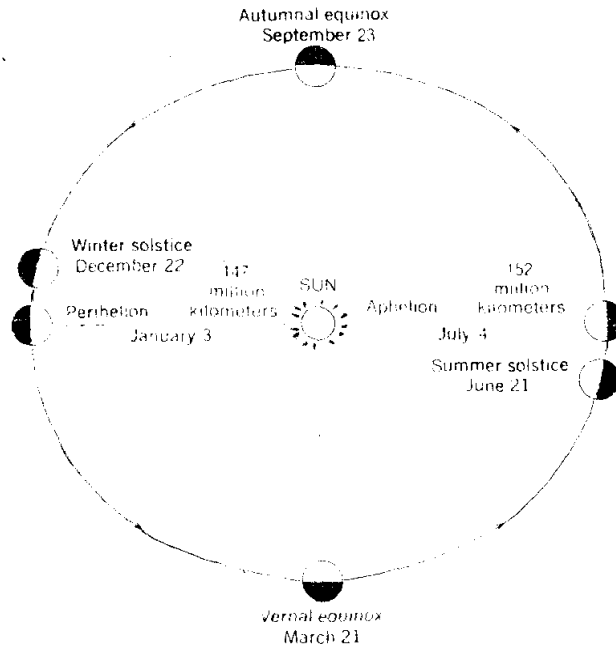
## 1. ค่าคงที่ของพลังงานดวงอาทิตย์ ( SOLAR CONSTANT )

จากการวัดและคำนวณปริมาณพลังงานของดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังขอบนอกของบรรยากาศของโลกประมาณว่ามีค่าประมาณ 2 แสงเดย์ท่อนาที (2 กรัมคาลอรีต่อตารางเซนติเมตรต่อนาที) ค่าคงที่ของพลังงานดวงอาทิตย์ขึ้นอยู่กับ

1.1 พลังงานของดวงอาทิตย์ที่ส่งออกมา พลังงานของดวงอาทิตย์ที่ส่งออกมาแตกต่างกันน้อยมาก ความแตกต่างจะไม่มีผลกระทบอย่างมากต่อลักษณะอากาศในแต่ละวัน แต่อาจจะสัมพันธ์ไปกับสภาพความเปลี่ยนแปลง ( FLUCTUATION ) ของภูมิอากาศบางอย่างได้ ความแตกต่างในองค์ประกอบของสเปกตรัมของรังสีดวงอาทิตย์บางอย่าง โดยเฉพาะอย่างยิ่งรังสีอุลตราไวโอเลต อาจจะเป็นส่วนสำคัญที่มีผลต่อสภาพของอากาศได้

1.2 ระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ เนื่องจากโลกหมุนรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ดังนั้นระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ในแต่ละวันจะเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา ระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์โคซเฉลี่ยประมาณ 150 ล้านกิโลเมตร (93 ล้านไมล์) แต่ประมาณวันที่ 4 กรกฎาคม เป็นระยะเวลาที่โลกโคจรอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ที่สุด ( APHELION ) จะอยู่ห่างประมาณ 152 ล้านกิโลเมตร (94 ล้านไมล์) และประมาณวันที่ 3 มกราคม เป็นระยะเวลาที่โลกโคจรอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์ที่สุด ( PERIHELION ) มีระยะทางประมาณ 147 ล้านกิโลเมตร (91 ล้านไมล์) ช่วงระยะที่โลกอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์ความเข้มของแสงอาทิตย์จะมาก และเมื่อระยะห่างจากดวงอาทิตย์ความเข้มของแสงอาทิตย์จะลดลง ประมาณว่าในวันที่ 3 มกราคม พื้นโลกจะได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มากกว่าในวันที่ 4 กรกฎาคมอยู่ประมาณ 7% ( รูป 2.4 )





รูป. 2.4 การโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์

2. ความโปร่งใสของบรรยากาศ ความโปร่งใสของบรรยากาศมีความสำคัญต่อ ปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับ ฝุ่น เมฆ ไอน้ำ ก๊าซ มีส่วนในการกระจาย การสะท้อน และการดูดซับรังสีจากดวงอาทิตย์ (อ่านรายละเอียดในบทที่ 1) ในบริเวณที่มีเมฆหนาหรืออากาศมีมลภาวะ จะได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์โดยตรงน้อยลง

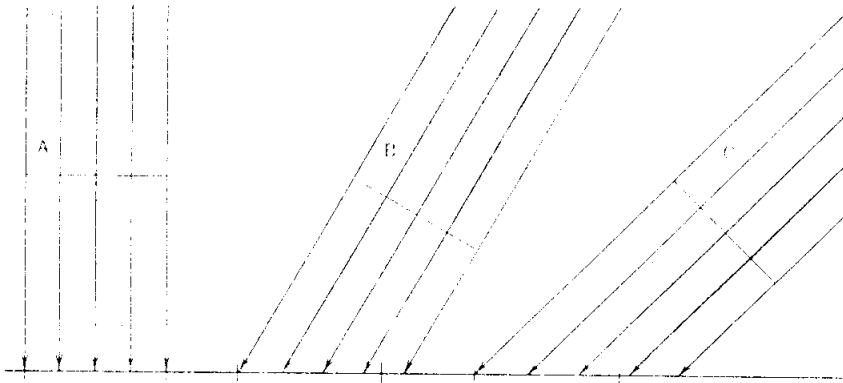
3. ความยาวนานของกลางวัน ความยาวนานของกลางวันจะแตกต่างกันไปตามระดับละติจูดและฤดูกาล ในวันที่มีระยะเวลากลางวันยาวนาน จะได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มาก (ตาราง 2.1) บริเวณศูนย์สูตรจะมีเวลากลางวันและกลางคืนเท่ากัน ส่วนบริเวณละติจูด  $66\frac{1}{2}^{\circ}$  ระยะเวลากลางวันจะยาวนานที่สุดในฤดูร้อนประมาณ 24 ชั่วโมง และจะน้อยที่สุดคือ 0 ชั่วโมงในฤดูหนาว

ตารางที่ 2.1 แสดงวันที่มีกลางวันยาวนานที่สุดในซีกโลกเหนือในแต่ละระดับ  
ละติจูด

ระดับละติจูด	ความยาวนานของกลางวันเป็นชั่วโมง
0°	12
17°	13
41°	16
49°	16
63°	20
66½°	24
67° 21'	1 เดือน
69° 51'	2 เดือน
78° 11'	3 เดือน
90°	6 เดือน

4. มุมที่แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลก เราจะสังเกตได้ง่าย ๆ ว่า เวลาเที่ยงซึ่งพระอาทิตย์อยู่เหนือศีรษะเราพอดีนั้น ความเข้มของรังสีจากดวงอาทิตย์ จะมีมากที่สุด แต่ในตอนเช้าและตอนเย็นรังสีดวงอาทิตย์จะส่องเป็นมุมเฉียง ดังนั้น ความเข้มของรังสีดวงอาทิตย์จะน้อย กฎเดียวกันนี้นำไปใช้ได้กับ ระดับละติจูดและฤดูกาล กล่าวคือ ณ ระดับละติจูดสูง ๆ ในฤดูหนาว ถึงแม้ในเวลาเที่ยง มุมของแสงอาทิตย์ก็จะส่องเป็นมุมเฉียง ส่วนในฤดูร้อนในบริเวณละติจูดต่ำ แสงอาทิตย์จะส่อง

ในแนวเกือบตั้งฉาก จึงสรุปได้ว่า ถ้าแสงอาทิตย์ส่องกระทบกับพื้นโลกเป็นมุมฉาก ความเข้มของรังสีจะมีมาก หากบริเวณใดได้รับแสงอาทิตย์ในแนวเฉียง แสงอาทิตย์จะแผ่ปกคลุมเป็นบริเวณกว้างกว่า ทำให้ความเข้มของรังสีจะลดน้อยลง (รูป 2.5 )



รูป 2.5 ความสัมพันธ์ระหว่างมุมที่แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลกกับ ความเข้มของรังสี

รูป A - แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลกเป็นมุมฉาก ความเข้มรังสีจะมาก

รูป B, C แสงอาทิตย์ส่องเป็นแนวเฉียง ความเข้มของรังสีจะน้อย

#### การวัดแสงอาทิตย์

แสงอาทิตย์เป็นพลังงานสำคัญที่ให้ความร้อนแก่บรรยากาศ และสิ่งต่าง ๆ ที่อยู่บนพื้นโลก มนุษย์ สัตว์ และพืช ต้องการแสงสว่างและความร้อนในการดำรงชีวิต เหตุนี้การตรวจวัดแสงอาทิตย์ และการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ ( SOLAR RADIATION ) จึงมีความจำเป็นไม่น้อยไปกว่าองค์ประกอบอุณหภูมิต่าง ๆ โดยเฉพาะในค่านเกษตรกรรม แสงแดดและพลังงานความร้อนที่ได้รับจากดวงอาทิตย์มีความสำคัญมาก เพราะพืชบางชนิดต้องการแสงอาทิตย์และพลังงานความร้อนสูง แต่บางชนิดงอกงามในที่ร่มและได้รับแสงอาทิตย์พอสมควร การตรวจวัดแสงอาทิตย์มี 2 อย่างคือ

1. การวัดระยะเวลาของแสงอาทิตย์ เครื่องมือที่ใช้กันทั่ว ๆ ไป เรียกว่า เครื่องวัดแสงอาทิตย์แบบลูกแก้ว (GLASS BALL SUNSHINE RECORDER) ประกอบด้วยลูกแก้วใสกลมติดตั้งไว้บนฐานของเครื่อง ทางด้านข้างของลูกแก้วมี กรอบเป็นวงโค้ง และมีกระดาษกราฟอาบน้ำยาเคมีสอดไว้ภายใน

เครื่องมือชนิดนี้ติดตั้งไว้ในที่โล่งแจ้งซึ่งแสงอาทิตย์อาจส่องถึงตลอดวัน ได้ แสงจากดวงอาทิตย์ส่องผ่านลูกแก้วซึ่งทำหน้าที่คล้ายเลนส์รวมแสง แสงสว่าง จะรวมกันเข้าเป็นจุดสว่างเกิดความร้อนมากขึ้นจนกระทั่งเผาเป็นรอยไหมบนกระดาษ- กราฟซึ่งแบ่งสเกลระยะเวลาไว้ รอยไหมบนกระดาษเกิดขึ้นเป็นทางยาวเมื่อ ดวงอาทิตย์เคลื่อนข้ามท้องฟ้าไป เวลาใดที่ไม่มีแสงอาทิตย์ เช่น มีเมฆเต็มท้องฟ้า กระดาษจะไม่มีรอยไหม จากการวัดรอยไหมบนกระดาษกราฟตามระยะเวลาต่าง ๆ นำมารวมกันเข้า ก็จะได้ระยะเวลาของแสงอาทิตย์ในวันนั้นที่ตกต้องลงบนพื้นที่ ในบริเวณดังกล่าว

2. การวัดการแผ่รังสี การวัดการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับ เป็นการวัดการแผ่รังสีโดยตรงจากดวงอาทิตย์ รวมกับรังสีที่มาจากพื้นโลกภายหลังจาก การกระจายแล้วสะท้อนออกโดยสิ่งต่าง ๆ ที่มีอยู่ในบรรยากาศ เช่น เมฆ ฝุ่น ต่าง ๆ ฯลฯ

เครื่องมือที่ใช้ตรวจวัดการแผ่รังสีที่ควรทราบมีดังต่อไปนี้

1. ไพริอิมิเตอร์ (PYRHELIOMETER) ใช้ตรวจวัดรังสี โดยตรงจากดวงอาทิตย์ (DIRECT SOLAR RADIATION) ที่ตกของตั้งฉากกับ พื้นโลก

2. ไพรานิมิเตอร์ (PYRANOMETER) ใช้ตรวจวัดรังสี จากท้องฟ้า (SKY RADIATION) และรังสีโดยตรงจากดวงอาทิตย์รวมกัน

3. ไพจิโอมิเตอร์ (PYRGEOMETER) ใช้ตรวจวัดรังสีของโลก  
(TERRESTRIAL RADIATION) เพียงอย่างเดียว

เครื่องมือวัดการแผ่รังสีนิยมนำออกมาในหน่วยของพลังงาน คือ  
มีหน่วยเป็นคาลอรี ต่อตารางเซนติเมตร ต่อนาที หรือวัตต์ต่อตารางเซนติเมตร



*Instruments for measurement  
of radiation and sunshine.  
A, net radiometer; B, Eppley  
pyranometer; C, Campbell-Stokes  
sunshine recorder. (A and C courtesy  
Weather Measure Corporation;  
B courtesy Eppley Laboratory, Inc.)*

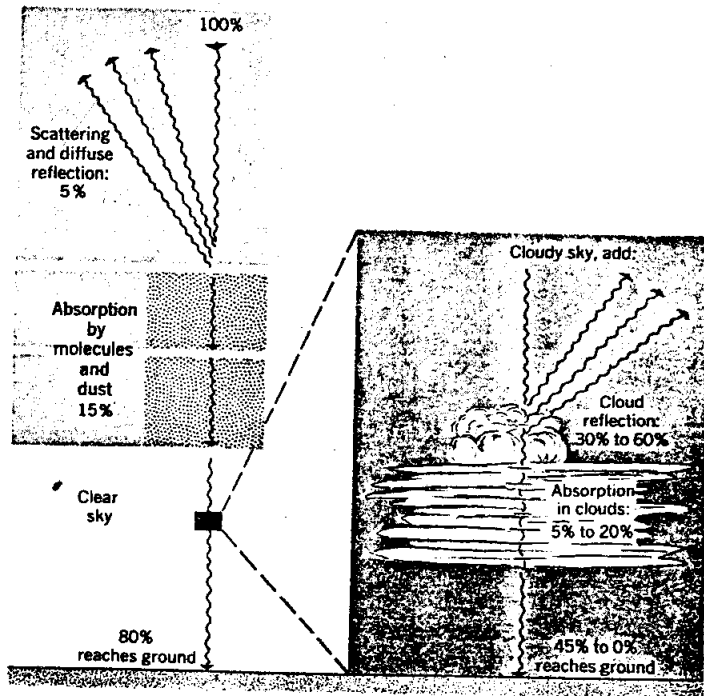
รูป 2.6 เครื่องมือวัดแสงอาทิตย์

- รูป A - เรดิโอมิเตอร์  
รูป B - ไพราโนมิเตอร์  
รูป C - เครื่องวัดแสงอาทิตย์แบบลูกแก้ว

ความสมดุลของความร้อนในบรรยากาศ

พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังโลกเรา เมื่อส่องผ่านชั้นบรรยากาศที่ห่อหุ้มโลก พลังงานบางส่วนจะถูกดูดซับไว้และบางส่วนจะถูกสะท้อนออกไปสู่อวกาศ ในระยะประมาณ 150 กิโลเมตร (95 ไมล์) จากพื้นโลก รังสีจากดวงอาทิตย์ที่แผ่ลงมาจะอยู่เกือบครบ 100 % รังสีเอ็กซ์ และบางส่วนของรังสีอัลตราไวโอเล็ต จะถูกบรรยากาศดูดซับไว้เมื่อรังสีจากดวงอาทิตย์ส่องลงมาถึงระยะความสูง 88 กิโลเมตร (55 ไมล์) จากพื้นโลก และเมื่อรังสีจากดวงอาทิตย์ส่องลงมาถึงบรรยากาศชั้นสเตรโตสเฟียร์ โอโซนก็จะดูดซับรังสีอัลตราไวโอเล็ตไว้ด้วย

รังสีจากดวงอาทิตย์เมื่อส่องผ่านเข้ามาในชั้นบรรยากาศใกล้พื้นผิวโลก โมเลกุลของก๊าซ ฝุ่นละออง และเมฆในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์จะทำให้ความร้อนบางส่วนถูกสะท้อนกลับออกไปในอวกาศและรังสีจากดวงอาทิตย์บางส่วนจะผ่านลงมายังพื้นผิวโลก



รูป 2.7 การสูญเสียของพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังโลกโดยการกระจาย การสะท้อน และการดูดซับ

ในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใสไม่ค่อยมีเมฆรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมา 100 % จะกระจายและสะท้อนกลับออกไปยังอวกาศประมาณ 5 % และจะถูกดูดซับไว้โดยไอน้ำ โมเลกุลของอากาศ คาร์บอนไดออกไซด์ ฝุ่น ประมาณอย่างน้อยที่สุด 15 % กล่าวโดยสรุป ในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใส การสะท้อนกลับและการดูดซับรวมกันประมาณ 20 % และที่เหลืออีกประมาณ 80 % ส่องลงมาถึงพื้นโลก

แต่ถ้าวันใดมีเมฆมาก เมฆจะเป็นตัวสะท้อนรังสีความร้อนกลับไปยังอวกาศประมาณ 30 - 60 % ของรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่งมา (รูป 2.7) และในขณะที่เมฆจะดูดซับรังสีความร้อนด้วย ดังนั้นในวันที่ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมหนาหีบ การสะท้อนความร้อนและการดูดซับความร้อนโดยเมฆแต่เพียงอย่างเดียวจะสูญเสียความร้อนไปประมาณ 35 - 80 % ของรังสีที่ดวงอาทิตย์ส่องลงมา และเหลือเพียง 45 - 0 % เท่านั้นที่ส่องลงมาถึงพื้นโลก โดยเฉลี่ยแล้วเมฆจะสะท้อนความร้อนกลับประมาณ 21 % ของรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมาและจะดูดซับความร้อนไว้ประมาณ 3 %

ในขณะที่เกี่ยวกับพื้นผิวโลกทั้งพื้นดินและพื้นน้ำก็สะท้อนรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์กลับสู่อวกาศเฉลี่ยแล้วประมาณ 6 % (ตารางที่ 2.3)

สรุปแล้ว รังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมา 100 % จะถูกบรรยากาศดูดซับไว้ 18 % (โดยโมเลกุลของก๊าซ ฝุ่น 15 % เมฆโดยเมฆ 3 %) และจะสูญเสียความร้อนในการสะท้อนรังสีกลับไปยังอวกาศรวมทั้งสิ้นประมาณ 32 % ของรังสีที่ได้รับ โดยการกระจาย 5 % โดยเมฆ 21 % และจากพื้นดินและพื้นน้ำ 6 % ที่เหลืออีก 50 % จะส่งผ่านมาถึงพื้นโลก อัตราส่วนของปริมาณของรังสีดวงอาทิตย์ที่สะท้อนโดยพื้นผิวโลก และบรรยากาศกลับออกไปต่อจำนวนรังสีทั้งหลายที่ตกลงบนพื้นพื้นนั้น เรียกว่า แอลเบโด (ALBEDO)

แอลเบโด (ของผิวพื้น) =  $\frac{\text{ปริมาณของรังสีดวงอาทิตย์ที่สะท้อนโดยพื้นผิวโลกและบรรยากาศกลับออกไป}}{\text{ปริมาณรังสีที่ตกลงบนพื้นที่}}$

คังนั้นแอดเบโคของพื้นที่ต่าง ๆ บนผิวโลกจึงแตกต่างกัน ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับสี และส่วนประกอบของผิวโลกนั้น ๆ วัตถุขาวหรือสีเข้มสามารถสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ได้ดี

ตารางที่ 2.2 แสดงค่าแอดเบโคโดยเฉลี่ยของพื้นที่ต่าง ๆ บนผิวโลก พื้นดิน สะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ได้แตกต่างกัน ซึ่งถ้ามีต้นไม้ปกคลุมด้วยแล้วจะสะท้อนรังสี ดวงอาทิตย์ได้น้อยลง ใต้น้ำสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ได้น้อย แต่ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับมุมที่รังสี ดวงอาทิตย์ตกกระทบกับใต้น้ำ โดยเฉลี่ยแล้วซีกโลกเหนือได้รับรังสีดวงอาทิตย์มากกว่า ซีกโลกใต้อประมาณ 4.5 % เนื่องจากบรรยากาศทางซีกโลกเหนือแห้งกว่าทางซีกโลกใต โดยปรกติค่าเฉลี่ยของแอดเบโคของโลกประมาณ 35 %

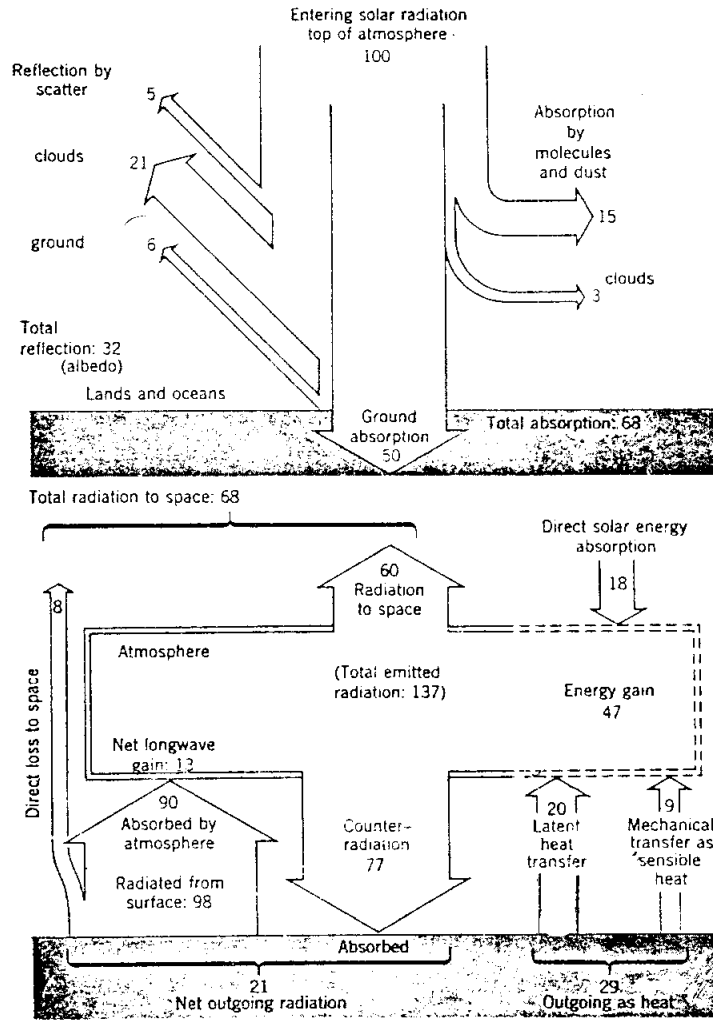
ตารางที่ 2.2 ค่าแอดเบโคโดยเฉลี่ยของพื้นที่ต่าง ๆ บนผิวโลก

พื้นที่ต่าง ๆ บนผิวโลก	ค่าแอดเบโค (คิดเป็นร้อยละ)
ป่าไม้เขตร้อน	21
ป่าดงดิบ	18
ป่าสน	13
ป่าสะวันนา	15
ทะเลทราย	28
มหาสมุทร (ละติจูด 60° - 70°)	7 - 23
น่านน้ำภายในแผ่นดิน	2 - 78
หิมะ	40 - 90
ทรายชื้น	30 - 35
หิน	12 - 18
หินเปีย	10 - 25
ภูเขาเขียว	8 - 27



พื้นโลกเมื่อได้รับรังสีดวงอาทิตย์จะอุ่นขึ้น และก็จะเป็นแหล่งที่แผ่รังสีออกไปเช่นกัน เนื่องจากอุณหภูมิเฉลี่ยของผิวโลกมีค่าประมาณ 285 องศาเซลเซียส ดังนั้น รังสีที่ส่งออกจากโลกจึงเป็นรังสีคลื่นยาว คือ ส่วนมากมีขนาดความยาวคลื่นระหว่าง 4 - 50 ไมครอน และให้พลังงานสูงสุดอยู่ที่ความยาวคลื่น 10 ไมครอน รังสีชนิดนี้เรียกว่า รังสีแห่งโลก ( TERRESTRIAL RADIATION ) บรรยากาศของโลกเราเกือบจะยอมให้รังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ผ่านไปไ้หมด คือจะมีบางส่วนถูกโอโซนและโมเลกุลของออกซิเจนซึ่งมีอยู่หนาแน่นในบรรยากาศของโลกที่มีความสูงระหว่าง 25 - 50 กิโลเมตรกูดเอาไว้ ดังนั้นบรรยากาศในชั้นนี้จึงมีอุณหภูมิสูงขึ้นตามความสูง แต่สำหรับรังสีคลื่นยาวแล้ว บรรยากาศของโลกจะถูกเอาไว้หมด ทว่าการที่กูดเอาพลังงานความร้อนไว้ส่วนใหญ่เป็นไอน้ำในบรรยากาศ รองลงมาเป็นคาร์บอนไดออกไซด์ และเมฆ สำหรับไอน้ำ คาร์บอนไดออกไซด์ สามารถกูดรังสีคลื่นยาวได้เฉพาะช่วงคลื่นจำกัดเท่านั้น คือจะถูกรังสีที่มีความยาวคลื่นระหว่าง 13.1 - 16.9 ไมครอน ไอน้ำในอากาศจะกูดรังสีคลื่นยาวที่อยู่ในช่วง 5.3 - 7.7 ไมครอน และรังสีที่มีความยาวคลื่นมากกว่า 20 ไมครอนขึ้นไป ส่วนเมฆสามารถกูดรังสีคลื่นยาวได้ทุกขนาดความยาวคลื่น ดังนั้นเราจะเห็นว่าในคืนที่มีเมฆไม่เต็มท้องฟ้า รังสีคลื่นยาวที่มีขนาดความยาวคลื่น 8.5 - 13.0 ไมครอนสามารถผ่านบรรยากาศออกไปนอกโลกได้ และโดยเฉลี่ยแล้วรังสีคลื่นยาวสามารถผ่านบรรยากาศออกไปสู่อวกาศได้ 9 เปอร์เซ็นต์ ของรังสีคลื่นยาวทั้งหมด การที่ไอน้ำ ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ และเมฆ กูดรังสีคลื่นยาวไว้ในบรรยากาศของโลกได้เกือบหมดทำให้บรรยากาศของโลกไม่เย็นลง แต่ยังคงอุ่นอยู่เหมือนกับเรือนกระจกที่ยอมให้คลื่นสั้นผ่านเข้ามา แต่ไม่ยอมให้รังสีคลื่นยาวผ่านออกไป เราจึงเรียกว่า GREEN HOUSE EFFECT บรรยากาศของโลกเราก็เช่นเดียวกัน ก็แผ่รังสีคลื่นยาวกลับมายุ้โลกด้วย

รังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์ที่ตกลงบนผิวโลก จะทำให้เกิดขบวนการต่าง ๆ บนพื้นโลก คือ บางส่วนถูกดูด ( ABSORPTION ) โดยพื้นดิน และพื้นน้ำ บางส่วนจะใช้ในการระเหยของน้ำ บางส่วนใช้ทำให้บรรยากาศบริเวณใกล้ผิวโลก ร้อนขึ้น บางส่วนใช้ในการแผ่รังสีของต้นไม้ต่าง ๆ และมีบางส่วนที่น้อยกว่าใช้ในการละลายหิมะ และน้ำแข็งให้ละลาย ปริมาณความร้อนที่ใช้ในขบวนการต่าง ๆ เหล่านี้สำคัญมากในการที่จะหาสมดุลของความร้อนบนพื้นผิวโลก รังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์ที่ตกลงบนผิวโลกสามารถผ่านลงไปใบกินมากน้อยเท่าไรขึ้นอยู่กับธรรมชาติของพื้นดินนั้น ๆ สำหรับน้ำบริสุทธิ์ร้อยละ 55 สามารถผ่านลงไปถึงระดับความลึก 10 เซนติเมตร และร้อยละ 18 สามารถลงไปได้ถึง 10 เมตร ส่วนบนพื้นดินพบว่า เฉพาะรังสีคลื่นสั้น ( 0.2 - 0.6 ไมครอน ) ร้อยละ 72.6 สามารถผ่านลงไปได้ 10 เมตร ส่วนปริมาณความร้อนที่ใช้ในการระเหยของน้ำในรูปของความร้อนแฝง ( LATENT HEAT ) และที่ถ่ายเท ( TRANSFER ) ให้แก่อากาศในรูปของ SENSIBLE HEAT จะมีความสัมพันธ์กันกล่าวคือ ถ้าความร้อนถูกใช้ในการระเหยของน้ำมาก ก็จะใช้ถ่ายเทให้แก่อากาศใคน้อย ดังนั้น อัตราส่วนของความร้อนที่ใช้ทั้งสองรูปนี้จึงสามารถบอกถึงความแห้งแล้ง หรือความชุ่มชื้นของพื้นดินได้ ซึ่งเรารู้จักกันในชื่อของ "อัตราส่วนของโบเวน" ( BOWEN RATIO -  $\frac{\text{SENSIBLE HEAT}}{\text{LATENT HEAT}}$  ) เมื่อเราทำการตรวจวัดความร้อนที่ใช้ไปทั้งสองอย่างนี้ที่แห่งใดแห่งหนึ่ง ถ้าอัตราส่วนของโบเวนมีค่ามาก แสดงว่า พื้นดินนั้นแห้งแล้ง โดยเฉพาะอย่างยิ่งในทะเลทรายค่าอัตราส่วนของโบเวนจะสูงมาก ตรงกันข้ามบริเวณที่ชุ่มชื้น หรือในมหาสมุทรในบริเวณละติจูด 0 - 45 องศาเหนือและใต้ ค่าอัตราส่วนของโบเวนจะมีค่าน้อย อย่างไรก็ตามการวัดหาปริมาณความร้อนที่ใช้ในการระเหยของน้ำ และที่ใช้ถ่ายเทให้แก่อากาศทำได้ยาก โดยปกติความร้อนที่ถูกใช้ในการแผ่รังสีแสงจะมีปริมาณน้อยกว่าความร้อนที่ถูกใช้ดังกล่าวข้างต้นมาแล้ว



รูป 2.8 ความสมดุลของพลังงานความร้อนบนพื้นโลก

ตารางที่ 2.3 ความสมดุลของพลังงานความร้อนบนพื้นโลก

พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังโลก	คิดเป็นร้อยละ
พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังโลกรวมทั้งสิ้น	100
(พิจารณาจากคอนมูนัสของบรรยากาศ)	
การสะท้อนกลับไปยังอวกาศโดยการกระจาย	5
การสะท้อนกลับไปยังอวกาศโดยเมฆ	21
การสะท้อนกลับโดยตรงจากพื้นโลก	<u>6</u>
∴ รวมการสูญเสียพลังงานความร้อนโดยการสะท้อนกลับ ไปยังอวกาศจากพื้นโลก - บรรยากาศทั้งสิ้น	32
การดูดซับความร้อนโดยโมเลกุลของก๊าซ ผุ่น ใส่น้ำ คาร์บอนไดออกไซด์ เมฆ	18
การดูดซับความร้อนโดยพื้นโลก	<u>50</u>
∴ รวมการดูดซับพลังงานความร้อนทั้งพื้นโลก - บรรยากาศทั้งสิ้น	<u>68</u>
∴ ผลรวมของการดูดซับพลังงานความร้อนและการสะท้อนกลับ	<u>100</u>

ตารางที่ 2.3 ความสมดุลของพลังงานความร้อนบนพื้นโลก ( ต่อ )

การแผ่รังสีความร้อนออกของพื้นโลกในลักษณะคลื่นยาว	คิดเป็นร้อยละ
ความสมดุลของพลังงานความร้อนบนพื้นโลก	
สูญเสียโดยตรงในแก๊วอากาศ	8
สูญเสียให้แก่บรรยากาศ	<u>90</u>
∴ รวมการแผ่รังสีจากพื้นโลกทั้งสิ้น	98
ได้รับจากรังสีส่วนทางจากบรรยากาศ	<u>77</u>
∴ การแผ่รังสีความร้อนออกสุทธิของพื้นโลก	21
ความสมดุลของพลังงานความร้อนในบรรยากาศ	
ได้รับจากการแผ่รังสีของพื้นโลก	90
สูญเสียให้กับพื้นโลกโดยรังสีส่วนทาง	<u>77</u>
ได้รับสุทธิจากพื้นโลก	13
ได้รับจากการดูดซับรังสีคลื่นสั้นโดยตรง	18
ได้รับจากการระเหย	20
ได้รับจากการพาความร้อนและการปั่น่วน	<u>9</u>
∴ ได้รับสุทธิทั้งสิ้น	60
การแผ่รังสีจากบรรยากาศไปยังอวกาศ	60
การแผ่รังสีโดยตรงจากพื้นโลกไปยังอวกาศ	<u>8</u>
∴ รวมการแผ่รังสีจากพื้นโลก - บรรยากาศไปยังอวกาศ	<u><u>68</u></u>

ตารางที่ 2.3 และรูปที่ 2.8 แสดงให้เห็นถึงการแผ่รังสีความร้อนในลักษณะคลื่นยาวจากพื้นผิวโลกและบรรยากาศ รังสีคลื่นยาวที่แผ่ออกมาจากพื้นผิวโลกทั้งพื้นดินและพื้นน้ำจะเท่ากับ 98 % ในจำนวน 98 % จะสูญเสียให้แก่อวกาศเสีย 8 % ในขณะที่เดียวกันจะถูกบรรยากาศดูดซึมเสีย 90%

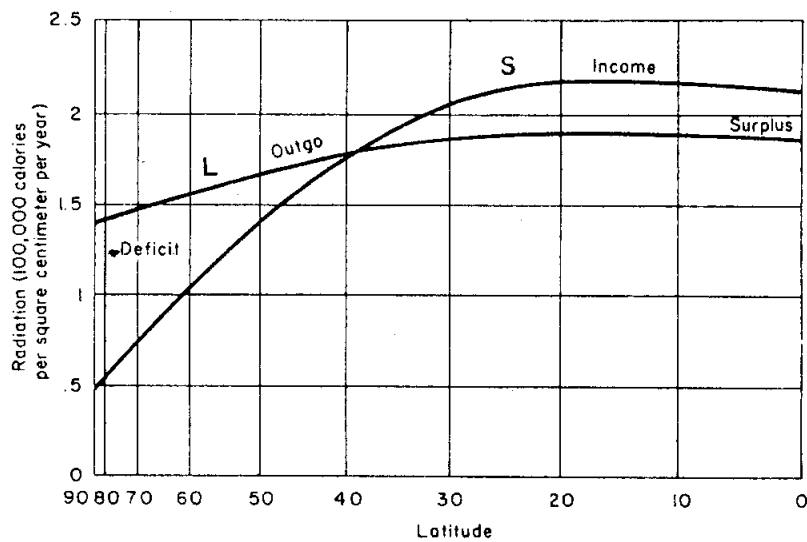
สำหรับบรรยากาศก็จะแผ่รังสีออกในลักษณะคลื่นยาวเช่นเดียวกัน ในรูปที่ 2.8 ภายในกรอบสี่เหลี่ยมแสดงถึงบรรยากาศที่แผ่รังสีออกทั้งหมด 137% ซึ่งส่วนหนึ่งประมาณ 60 % จะส่งไปยังอวกาศ และอีกส่วนหนึ่งประมาณ 77% สะท้อนกลับไปยังพื้นผิวโลก ในขณะที่เดียวกันพื้นผิวโลกก็ยังสูญเสียพลังงานความร้อนจำนวนมากให้กับบรรยากาศโดยการปั่นป่วนและการพาความร้อน ประมาณ 9 % และสูญเสียโดยการระเหย 20 %

สรุปอย่างสั้น ๆ พื้นโลกจะถูกรับรังสีจากดวงอาทิตย์ไว้ประมาณ 50% ของรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมา ในขณะที่เดียวกันก็จะแผ่รังสีกลับไป และสูญเสียความร้อนไปในจำนวนที่เท่ากัน การสูญเสียความร้อนจากพื้นผิวโลกทั้งพื้นดินและพื้นน้ำ แบ่งออกได้ดังนี้

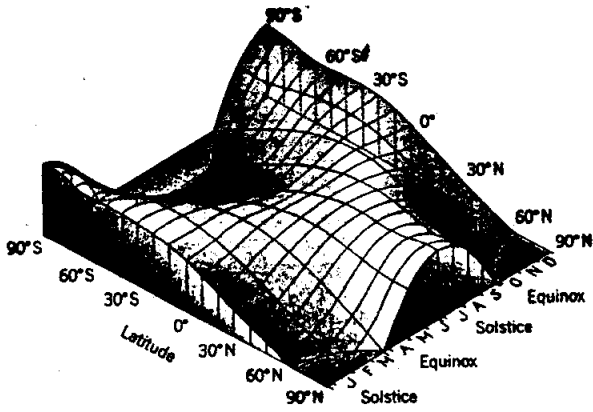
1. การแผ่รังสี	21 %
2. การปั่นป่วนและการพาความร้อน	9 %
3. การระเหย	<u>20 %</u>
รวม	<u>50 %</u>

ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับจะผันแปรไปตามละติจูดและฤดูกาล

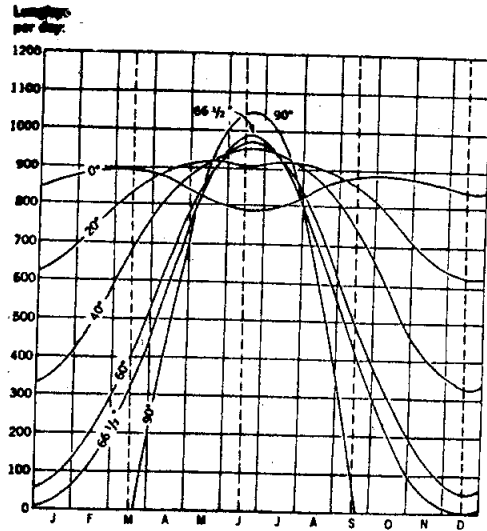
การกระจายของรังสีดวงอาทิตย์บนพื้นโลกจะสัมพันธ์กับละติจูดอย่างใกล้ชิด รังสีดวงอาทิตย์ประจำปีจะมากที่สุดที่ศูนย์สูตร และลดต่ำลงเมื่อไกลไปทางขั้วโลก บริเวณศูนย์สูตรจะได้รับรังสีดวงอาทิตย์ประมาณ 4 เท่าของที่ได้รับบริเวณขั้วโลก รูปที่ 2.9 แสดงระดับละติจูดในแนวนอน ส่วนปริมาณความร้อนจะอยู่ในแนวยืน เส้นโค้ง S คือพลังงานความร้อนที่โลกได้รับในรูปของคลื่นสั้น ส่วนเส้นโค้ง L แสดงพลังงานความร้อนที่สะท้อนออกจากพื้นดินในรูปของคลื่นยาว พื้นที่ระหว่างเส้นโค้ง 2 เส้น แสดงปริมาณพลังงานความร้อนที่เกินอยู่และที่ขาดไป ประมาณละติจูด 38 องศา ถึง บริเวณศูนย์สูตรเป็นบริเวณที่ได้รับพลังงานความร้อนมากกว่าที่สูญเสียไป และตั้งแต่ละติจูด 38 องศาไปจนถึงขั้วโลกเป็นบริเวณที่ได้รับพลังงานน้อยกว่าที่สูญเสียไป และจะน้อยลงไปเรื่อย ๆ จนกระทั่งน้อยที่สุดบริเวณขั้วโลก



รูป 2.9 ปริมาณความร้อนที่โลกได้รับ



รูป 2.10 ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับจะแตกต่างกันไปตามละติจูดและฤดูกาล



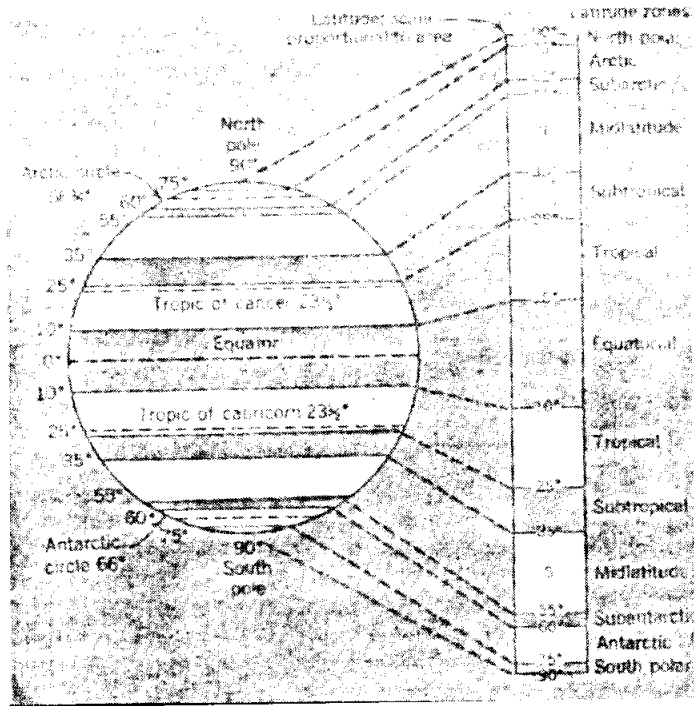
รูป 2.11 ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับในระบิมละติจูดต่าง ๆ กันในซีกโลกเหนือ

จากรูป 2.10 แสดงให้เห็นว่าปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับจะผันแปรไปตามละติจูดและฤดูกาล ซึ่งเกิดไคว่าในเขตร้อนปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับจะมาก และความแตกต่างของปริมาณรังสีระหว่างฤดูกาลมีน้อยมาก ส่วนรูป 2.11 เป็นกราฟแสดงปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับในแต่ละเดือนในละติจูดต่าง ๆ จากศูนย์สูตรไปจนถึงขั้วโลกเหนือโดยไม่คำนึงถึงจำนวนการแผ่รังสีที่บรรยากาศดูดซับหรือสะท้อนกลับ จะสังเกตได้ว่าบริเวณศูนย์สูตรมีระยะเวลาที่ได้รับรังสีดวงอาทิตย์มากที่สุด 2 ระยะเวลา และละติจูดตั้งแต่ ทropic ออฟ แคนเซอร์ ถึง ทropic ออฟ แคนทริกอร์น จะมีโอกาสได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์มากที่สุด 2 ครั้ง และน้อยที่สุด 2 ครั้ง ส่วนบริเวณละติจูด  $40^{\circ}$ ,  $60^{\circ}$ ,  $66\frac{1}{2}^{\circ}$  และ  $90^{\circ}$  จะมีโอกาสได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์เพียงครั้งเดียว



เขตละติจูดของโลก

มุมที่แสงอาทิตย์ส่องกระทบพื้นโลกจะมีผลต่ออุณหภูมิบนพื้นโลกและการ  
 ดำเนินชีวิตของมนุษย์ จากแนวความคิดนี้จึงมีการแบ่งโลกไปตามระบิละติจูดดังนี้ ( รูป 2.12)



รูป 2.12 เขตละติจูดของโลก

1. เขตศูนย์สูตร (EQUATORIAL ZONE) นับจากเส้นศูนย์สูตรไปจนถึงละติจูด 10 องศาทั้งเหนือและใต้ บริเวณนี้จะได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากตลอดทั้งปี ระยะเวลากลางวันและกลางคืนเกือบเท่ากัน

2. เขตร้อน (TROPICAL ZONE) แบ่งเป็น 2 เขต คือ เขตร้อนเหนือ อยู่ระหว่างละติจูด  $10^{\circ}$  เหนือ กับ  $25^{\circ}$  เหนือ และเขตร้อนใต้ อยู่ระหว่างละติจูดที่  $10^{\circ}$  ใต้ ถึง  $25^{\circ}$  ใต้ ทั้ง 2 เขตนี้เป็นบริเวณที่ดวงอาทิตย์ส่องแสงตั้งฉากขึ้นไปสูงสุด เขตร้อนเหนือและเขตร้อนใต้จะโคจรรับรังสีจากดวงอาทิตย์ไม่พร้อมกัน ในขณะที่โลกหันซีกโลกเหนือเข้าหาดวงอาทิตย์เขตร้อนเหนือเป็นฤดูร้อนและเขตร้อนใต้จะเป็นฤดูหนาว

มีข้อสังเกตว่า "เขตร้อน" ตามความหมายของภูมิศาสตร์กายภาพ ที่กล่าวมาเบื้องต้นนี้แตกต่างกับคำว่า "เขตร้อน" ตามความหมายโดยทั่วไป แล้วคำว่า "เขตร้อน" นี้หมายถึง อาณาบริเวณบนพื้นโลกที่อยู่ระหว่างเส้นทรอปิกออฟ แคนเซอร์ (ละติจูด  $23\frac{1}{2}^{\circ}$  เหนือ) และทรอปิก ออฟ แคปริคอร์น (ละติจูด  $23\frac{1}{2}^{\circ}$  ใต้) รวมเป็นระยะทางทั้งสิ้น  $47^{\circ}$  ละติจูด ถึงแม้ความหมายนี้จะถูกต้องก็ตามแต่ไม่เหมาะสมกับการศึกษาเกี่ยวกับสภาพแวดล้อมทางกายภาพของมนุษย์ ทั้งนี้เพราะคำว่า "เขตร้อน" ตามความหมายดังกล่าวจะรวมเอาลักษณะของอากาศที่แตกต่างกันอย่างมากเข้าไว้ด้วยกัน เช่น ตามภูมิอากาศแบบทะเลทรายกับภูมิอากาศที่ชุ่มชื้นมากเข้าไว้ด้วยกัน

3. เขตกึ่งร้อน (SUBTROPICAL ZONE) ครอบคลุมบริเวณพื้นโลกที่อยู่ระหว่างละติจูด  $25^{\circ}$  -  $35^{\circ}$  เหนือและใต้

4. เขตละติจูดกลาง (MIDLATITUDE ZONE) จะอยู่ระหว่างละติจูด  $35^{\circ}$  -  $55^{\circ}$  เหนือและใต้ บริเวณนี้แนวทางโคจรของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าจะแตกต่างกันมากในแต่ละฤดูกาล จึงทำให้พื้นโลกที่อยู่บริเวณนี้ได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์แตกต่างกันมากในแต่ละฤดูกาล รวมทั้งความยาวนานของกลางวัน

และกลางวันในแต่ละฤดูกาลก็แตกต่างกันมากด้วย ในฤดูหนาวกลางวันจะยาวนานกว่ากลางวัน ส่วนในฤดูร้อนกลางวันจะยาวกว่ากลางคืน

5. เขตกึ่งอาร์กติก และเขตกึ่งแอนตาร์กติก ( SUBARCTIC ZONE และ SUBANTARCTIC ZONE ) จะอยู่ระหว่างละติจูด  $55^{\circ}$  -  $60^{\circ}$  เหนือและใต้ เป็นบริเวณบนพื้นโลกที่อยู่ระหว่างเขตละติจูดกลางและเขตอาร์กติก

6. เขตอาร์กติกและเขตแอนตาร์กติก ( ARCTIC ZONE และ ANTARCTIC ZONE ) จะปรากฏอยู่ในบริเวณละติจูด  $60^{\circ}$  -  $75^{\circ}$  เหนือและใต้ เขตนี้เป็นเขตที่มีระยะเวลากลางวันและกลางคืนแตกต่างกันมากซึ่งเนื่องมาจากความร้อนจากดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับในบริเวณนี้จะแตกต่างกันมากในแต่ละช่วงของรอบปี

7. เขตขั้วโลก ( POLAR ZONE ) ครอบคลุมบริเวณบนพื้นโลกที่อยู่ระหว่างละติจูด  $75^{\circ}$  -  $90^{\circ}$  เหนือและใต้ เขตนี้ในฤดูร้อนจะมีเวลาเป็นกลางวันถึง 6 เดือน และในฤดูหนาวจะเป็นเวลากลางคืนถึง 6 เดือน