บทที่ 4

อุณหภูมิและความร้อน

4.1 เทอร์โมมิเตอร์

4.1.1 การติดตั้งเทอร์โมมิเตอร์

4.2 ชนิดของการถ่ายโอนความร้อน

4.2.1 การนำความร้อน

4.2.2 การพาความร้อน

4.2.3 การแผ่รังสี

4.2.4 ความร้อนจำเพาะ

4.3 กฎของการแผ่รังสี

4.3.1 กฎของพลังค์

4.3.2 กฎการกระจัดของวีน

4.3.3 กฎของซเตฟาน-โบลต์ซมันน์

4.3.4 กฎของเคิร์ชฮอฟฟ์

4.4 ทรานสมิสซิวิติ และเอ็กสทิงชัน

4.5 ปฏิกิริยาเรือนกระจก

4.6 ความแตกต่างในอุณหภูมิระหว่างพื้นดินและมหาสมุทร

4.7 ความสมดุลย์ของความร้อนระหว่างโลกและบรรยากาศ

ความร้อน หมายถึง รูปของพลังงานที่โมเลกุลของวัตถุที่มีอยู่อันเนื่องมาจากการเคลื่อนไหว ส่วนอุณหภูมิ คือ คุณสมบัติของวัตถุที่พิจารณาถึงทิศทางการไหลของความร้อนระหว่างวัตถุกับสิ่งแวดล้อมนั่นเอง จะเห็นว่าความร้อนหมายถึงพลังงานส่วนอุณหภูมิเป็นการวัดทิศทางการไหลของความร้อน โดยทั่วไปถ้าอุณหภูมิสูง ก็แสดงว่าพลังงานการเคลื่อนไหวยิ่งมีมากและเมื่อวัตถุที่ร้อนสัมผัสกับวัตถุที่เย็น ความร้อนจะถ่ายโอนจากวัตถุหนึ่งไปสู่อีกวัตถุหนึ่ง โมเลกุลของวัตถุที่ร้อนจะถูกทำให้เคลื่อนที่ช้าลง ส่วนโมเลกุลของวัตถุที่เย็นจะถูกเร่งให้เร็วขึ้น

4.1 เทอร์โมมิเตอร์ (Thermometer)

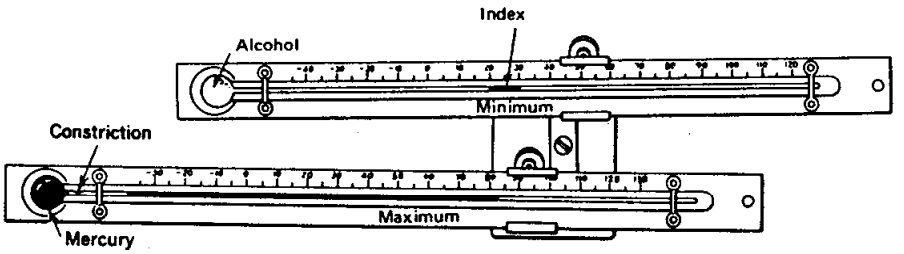
เป็นเครื่องมือที่ใช้วัดอุณหภูมิของวัตถุ ซึ่งสามารถแบ่งได้ออกเป็น 3 ชนิดใหญ่ ๆ

1. เทอร์โมมิเตอร์ ชนิดของเหลวบรรจุในหลอดแก้ว (liquid in glass thermometer) ประกอบด้วยหลอดแก้วซึ่งตรงปลายกระเปาะมีปรอทหรืออัลกอฮอลบรรจุอยู่ เทอร์โมมิเตอร์แบบนี้แบ่งเป็น

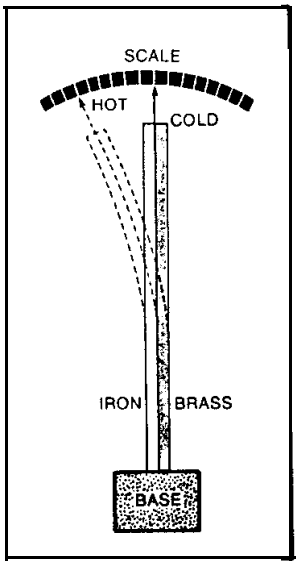
ก. ชนิดอ่านค่าสูงสุด (maximum thermometer) ซึ่งเป็นเทอร์โมมิเตอร์ที่บรรจุด้วยปรอท โดยมีคอคอด (constriction) อยู่ที่หลอดแก้วใกล้กับกระเปาะ คอคอดนี้จะยอมให้ปรอทที่ขยายตัวผ่านไปได้ เมื่อมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น แต่เมื่ออากาศเย็นลงปรอทจะหดตัวและขาดออกจากกันตรงคอคอด ทำให้วัดค่าสูงสุดของอุณหภูมิได้ จะใช้ใหม่ก็นำมาสะบัด ปรอทวัดไข้ก็เป็นเทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้ การที่เราใช้ปรอทในเทอร์โมมิเตอร์ชนิดอ่านค่าสูงสุดนั้น เพราะปรอทมีจุดเดือดสูงกว่าของเหลวชนิดอื่น

ข. ชนิดอ่านค่าต่ำสุด (minimum thermometer) เป็นเทอร์โมมิเตอร์ที่บรรจุด้วยอัลกอฮอลภายในหลอดแก้วจะมีเข็มชี้ (index) รูปร่างคล้ายดัมเบล (dumbbell) สำหรับยกน้ำหนักบรรจุอยู่ (ดูรูป 4.1) เทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้จะวางอยู่ในแนวนอนเช่นเดียวกับชนิดอ่านค่าสูงสุด เมื่ออัลกอฮอลหดตัว เนื่องจากอากาศเย็นลง แรงตึงผิว (surface tension) ที่ส่วนเว้าของปลายอัลกอฮอลก็จะดึงให้เข็มชี้ลดตามลงมา แต่เมื่ออุณหภูมิเพิ่มอัลกอฮอลจะขยายตัวและไหลไปตามหลอดแก้วทิ้งเอาเข็มชี้ไว้ที่เดิม ซึ่งทำให้วัดค่าอุณหภูมิต่ำสุดได้ จะวัดใหม่ก็หงายกระเปาะขึ้น เข็มชี้ก็จะตกลงมาที่ส่วนเว้าของปลายอัลกอฮอลตามเดิม การที่เราใช้อัลกอฮอลในเทอร์โมมิเตอร์ชนิดอ่านอุณหภูมิต่ำสุดเพราะจุดเยือกแข็งต่ำ

2. เทอร์โมมิเตอร์ชนิดเปลี่ยนรูป (Deformation thermometer) เป็นเทอร์โมมิเตอร์ที่ทำขึ้นจากโลหะสองชนิด (bimettalic) มาเชื่อมติดกัน เมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้นโลหะทั้งสองซึ่งมีสัมประสิทธิ์การขยายตัวไม่เท่ากันก็จะขยายตัวขึ้นไม่เท่ากันทำให้เกิดการโค้งงอ ความโค้งนี้จะเปลี่ยนเป็นค่าอุณหภูมิบนหน้าปัด (ดูรูป 4.2)

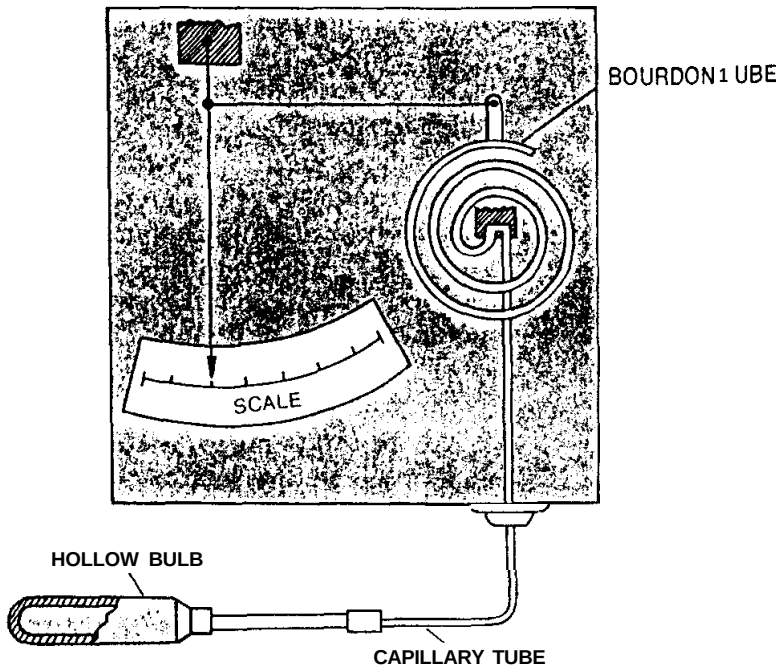


รูป 4.1 เทอร์โมมิเตอร์ชนิดอ่านค่าสูงสุดและอ่านค่าต่ำสุด



รูป 4.2 เทอร์โมมิเตอร์ที่ทำจากโลหะสองชนิดที่นำมาเชื่อมติดกัน

บูร์ดอน เทอร์โมมิเตอร์ (bourdon thermometer) ก็จัดอยู่ในชนิดเปลี่ยนรูปเช่นเดียวกัน เทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้เป็นหลอดแบนและโค้ง (curved tube) ซึ่งภายในบรรจุอัลกอฮอล เมื่ออุณหภูมิเพิ่มหรือลด อัลกอฮอลจะขยายตัวหรือหดตัวทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลง (ดูรูป 4.3)

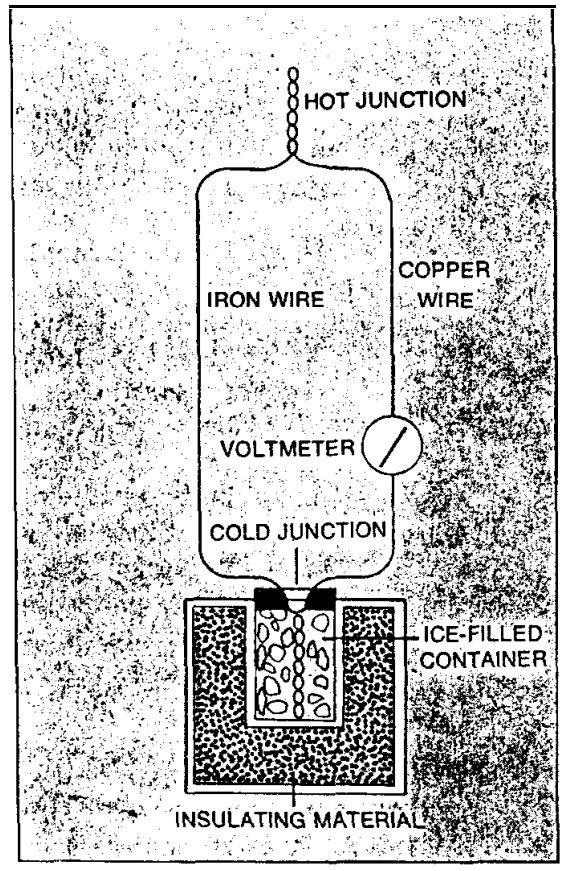


รูป 4.3 บูร์ดอนเทอร์โมมิเตอร์ ซึ่งประกอบด้วยหลอดบูร์ดอนและหลอดที่มีรูเล็ก (capillary tube)

เทอร์โมกราฟ (thermograph) เป็นเครื่องมือที่วัดอุณหภูมิได้ติดต่อกัน ส่วนหนึ่งของเครื่องมือนี้เป็นโลหะสองชนิดที่เชื่อมติดกัน หรือเป็นหลอดบูร์ดอน (bourdon tube) ซึ่งที่ปลายข้างหนึ่งจะต่อแขนกับปากกา เมื่ออุณหภูมิเพิ่มหรือลด ความโค้งของหลอดแบนจะเปลี่ยนแปลง ทำให้ปากกาเคลื่อนไหวจดบันทึกลงบนกระดาษกราฟที่พันอยู่รอบทรงกระบอก ซึ่งหมุนด้วยลานนาฬิกา เทอร์โมกราฟวัดอุณหภูมิได้ไม่เที่ยงตรงเท่ากับเทอร์โมมิเตอร์ชนิดที่เป็นของเหลวบรรจุอยู่ในหลอดแก้ว

3. เทอร์โมมิเตอร์ชนิดไฟฟ้า (Electrical Thermometer) เป็นเครื่องมือที่เหมาะสำหรับใช้ในกล่องแคบ ๆ ซึ่งติดไปกับลูกบอลลูนและมีความไวสูง นิยมใช้ในการสำรวจอากาศเบื้องบน แบ่งออกเป็น 2 ชนิด

ก. เทอร์โมคับเปิล (Thermocouple) เทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้ประกอบด้วยจุดเชื่อมของลวดสองชนิดที่มาเชื่อมติดกัน เช่นลวดเหล็กและลวดทองแดง เมื่อจุดเชื่อมข้างหนึ่งมีอุณหภูมิต่างไปจากจุดเชื่อมอีกข้างหนึ่ง กระแสไฟฟ้าจะไหลในวงจร และสามารถเปลี่ยนค่าเป็นอุณหภูมิได้ ดูรูป 4.4

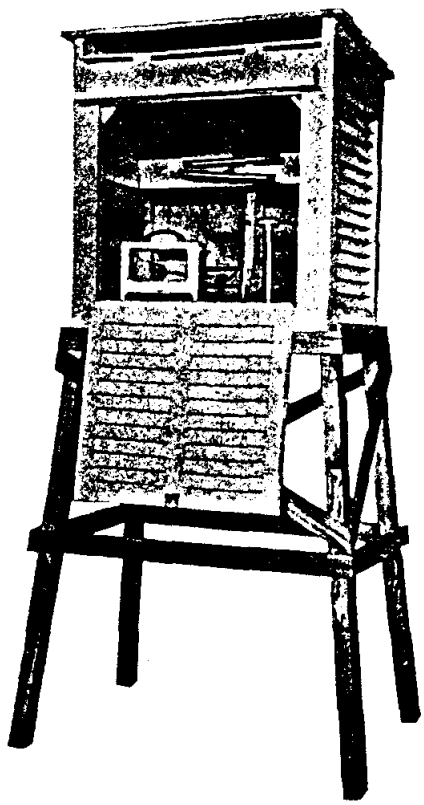


รูป 4.4 กระแสไฟฟ้าซึ่งเกิดขึ้นจากจุดเชื่อมสองจุดของโลหะต่างชนิดกันใช้ในการวัดอุณหภูมิในเทอร์โมคัปเปิลเทอร์โมมิเตอร์

ข. เทอร์โมมิเตอร์ชนิดต้านทาน (resistance thermometer) หลักการของเทอร์โมมิเตอร์ชนิดนี้ก็คือ ความต้านทานต่อกระแสไฟฟ้าของตัวนำเปลี่ยนแปลงตามอุณหภูมิของมันเอง เครื่องมือที่มีความไวสูงและถูกต้องสามารถหาได้จากตัวต้านทานที่เป็นเซรามิค (ceramic resistor) ซึ่งมีสัมประสิทธิ์ความต้านทานเป็นลบ (negative resistance coefficients) นั่นคือ ความต้านทานจะลดลงเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น (แทนที่จะเพิ่มขึ้นอย่างในโลหะทั่วไป) ชนิดหนึ่งของตัวต้านทานเซรามิคที่ใช้เรียกว่า เทอร์มิสเตอร์ (thermistor) ซึ่งมีสัมประสิทธิ์สูงมาก เปลี่ยนแปลงจาก 20,000 ถึง 1,500,000 โอม สำหรับอุณหภูมิในช่วง 60 ถึง -90°C ซึ่งทำให้เหมาะในการวัดทางอุตุนิยมวิทยา ความกว้างของเทอร์มิสเตอร์ ประมาณ 0.5 mm และยาว 2 ถึง 5 cm เท่านั้น

4.1.1 การติดตั้งเทอร์โมมิเตอร์

เรามักจะเข้าใจว่าอุณหภูมิในที่ร่มกับกลางแดดนั้นไม่เท่ากัน ความจริงแล้ว อุณหภูมิที่วัดนั้นเป็นของอากาศและจะมีค่าเหมือนกันทั้งในที่ร่มและกลางแจ้ง ถ้าการถ่ายเทของอากาศเป็นไปโดยสะดวก เรารู้สึกว่าเย็นในที่ร่มมากกว่ากลางแดด เพราะร่างกายเราไม่ได้รับแสงแดดติดต่อกันโดยตรง ดังนั้นการติดตั้งเทอร์โมมิเตอร์จะต้อง (1) ไม่ให้เทอร์โมมิเตอร์ถูกกับแสงแดดโดยตรงหรือไม่ให้ถูกกับรังสีที่สะท้อนจากทางเดินหรือตัวตึก (2) การระบายของอากาศจะต้องดีพอเพื่อวัดอุณหภูมิของอากาศทั้งหมด จากหลักทั้งสองที่กล่าวแล้ว เทอร์โมมิเตอร์จะต้องใส่ไว้ในตู้สะกรีน (screen) หรือ ตู้ใส่เครื่องมือ (instrument shelter) ที่มีขนาด $2 \times 2\frac{1}{2}$ ฟุต สูง 33 นิ้ว มีช่องระบายอากาศรอบด้าน และตู้นี้ติดตั้งสูงจากพื้นดินประมาณ 5 ฟุต (ดูรูป 4.5)



รูป 4.5 ตู้ใส่เครื่องมือซึ่งป้องกันไม่ให้ถูกกับแสงแดดโดยตรงและยอมให้อากาศไหลผ่านได้โดยสะดวก

4.2 ชนิดของการถ่ายโอนความร้อน (Types of Heat Transfer)

ภายในชั้นบรรยากาศ จะมีสถานที่หนึ่งที่มักจะอุ่นกว่าหรือเย็นกว่าอีกสถานที่หนึ่ง และสำหรับบนพื้นผิวโลกนั้น พื้นดินมักจะอุ่นกว่าหรือเย็นกว่าอากาศเบื้องบน ความแตกต่างในอุณหภูมินี้มีผลมาจากความไม่สมดุลในกระบวนการที่ทำให้ร้อนขึ้น และกระบวนการที่ทำให้เย็นลง การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิระหว่างระยะทางที่แน่นอนอันหนึ่งเรียกว่าความชันของอุณหภูมิ (temperature gradient) ความแตกต่างในอุณหภูมิระหว่างเส้นศูนย์สูตรที่ร้อนและอุณหภูมิที่เย็นของขั้วโลก ก็จะเป็นความชันของอุณหภูมิในแนวนอน ความชัน (gradient) ที่เรารู้จักดีอีกอย่างหนึ่งก็คือ อุณหภูมิที่แตกต่างกันระหว่างพื้นผิวโลกและชั้นโตรโปสเฟียร์ ซึ่งจัดว่าเป็นความชันของอุณหภูมิในแนวดิ่ง

ผลลัพธ์ในความชันของอุณหภูมิก็คือ ความร้อนจะถ่ายเทจากสถานที่อุ่นกว่าไปยังสถานที่เย็นกว่า การกระจายความร้อนนี้จะพยายามทำให้ความชันของอุณหภูมิเป็นศูนย์ สำหรับภายในบรรยากาศความร้อนจะถูกถ่ายโอน (transfer) โดยการนำความร้อน (conduction) การพาความร้อน (convection) และการแผ่รังสี (radiation)

4.2.1 การนำความร้อน(conduction)

การนำความร้อนจะเกิดขึ้นภายในวัตถุหรือระหว่างวัตถุเมื่อมีการสัมผัสกันโดยตรง ในวิธีการนำความร้อน พลังงานจลน์ของอะตอมหรือโมเลกุล (นั่นคือความร้อน) จะถูกถ่ายโอนโดยการชนกันระหว่างอะตอมหรือโมเลกุลที่อยู่ข้างเคียงกัน ดังนั้นช้อนเงินที่ใส่ไว้ในถ้วยกาแฟที่ร้อนจะถูกทำให้ร้อนขึ้น เมื่ออะตอมที่เคลื่อนไหวเร็วของกาแฟที่ร้อนชนกับอะตอมที่เย็นกว่าของช้อนเงิน พลังงานจลน์จะถูกถ่ายโอนไปยังอะตอมของช้อนเงิน และอะตอมที่ถูกชนของช้อนเงินจะส่งพลังงานไปยังอะตอมที่อยู่ข้างเคียง ดังนั้นความร้อนจะถูกส่งต่อขึ้นไปยังหางช้อนได้

วัตถุบางชนิดสามารถนำความร้อนได้มากกว่าอีกชนิด โดยกฎทั่วไปของแข็งนำความร้อนได้ดีกว่าของเหลว และของเหลวสามารถนำความร้อนได้ดีกว่าแก๊ส โลหะจะเป็นตัวนำความร้อนได้ดีที่สุด และแก๊สจะเป็นตัวนำความร้อนที่เลวที่สุด สำหรับหิมะที่ตกใหม่จะมีสภาพนำความร้อนที่มีค่าต่ำ (low thermal conductivity) ทั้งนี้เนื่องจากจะมีฟองอากาศติดอยู่ระหว่างเกล็ดของหิมะ หิมะที่ปกคลุมหนา 20-30 ซม. สามารถป้องกันไม่ให้พื้นดินข้างล่างมีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็งแม้ว่าอุณหภูมิของอากาศจะต่ำกว่าศูนย์องศาเซลเซียส อย่างไรก็ตามหิมะที่ปกคลุมอาจสูญเสียคุณสมบัติความเป็นฉนวนเมื่อรวมตัวแน่นเข้า และฟองอากาศจะหนีออกจากหิมะ

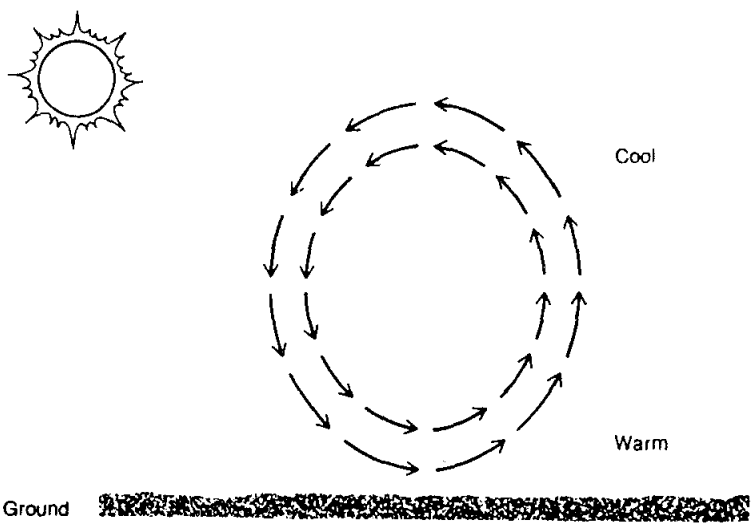
ความร้อนจะถูกนำจากพื้นดินที่อุ่นไปสู่สภาพที่เย็นกว่าเบื้องบน แต่เนื่องจากอากาศเป็นตัวนำความร้อนที่มีค่าต่ำ ดังนั้นการนำความร้อนจะสำคัญเฉพาะพื้นผิวที่บางของอากาศที่สัมผัส

กับพื้นดินเท่านั้น ในการทำให้บรรยากาศร้อนขึ้น การพาความร้อนจะมีความสำคัญมากกว่าการนำความร้อน

4 . 2.2 **การพาความร้อน** (Convection)

ในขณะที่การนำความร้อนเกิดขึ้นในของแข็ง ของเหลว และแก๊ส แต่การพาความร้อนจะเกิดขึ้นเฉพาะในของเหลว หรือแก๊สเท่านั้น การพาความร้อนเป็นการถ่ายเทความร้อนภายในของไหล (fluid) โดยที่อะตอมหรือโมเลกุลของของไหลเคลื่อนที่นำความร้อนติดตัวไปด้วย ในบรรยากาศการพาความร้อนมักจะเกิดขึ้นเนื่องจากความแตกต่างในความหนาแน่น ซึ่งเริ่มทำให้เกิดขึ้นก่อนโดยการนำความร้อนจากพื้นผิวของโลก เมื่อพื้นดินที่อุ่นทำให้อากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปร้อนอากาศก็จะเปลี่ยนเป็นอุ่นขึ้น และมีความหนาแน่นน้อยกว่าอากาศแวดล้อมข้าง ๆ ในปริมาตรที่เท่ากัน อากาศอุ่นจะเบากว่าอากาศเย็น ดังนั้นอากาศที่อุ่นกว่าและเบากว่าก็จะลอยขึ้น จนกระทั่งถึงระดับความสูงที่อุณหภูมิและความหนาแน่นมีค่าเท่ากับสิ่งแวดล้อม ในขณะเดียวกันอากาศเย็นและมีความหนาแน่นมากกว่าก็จะพัดเข้ามาแทนที่อากาศที่ลอยและก็จะถูกทำให้อุ่นโดยการสัมผัสกับพื้นดินอีก ดังนั้นกระบวนการจะเกิดขึ้นต่อเนื่อง ดูรูป 4.6 จากรูปจะเป็นการหมุนวนของการพาความร้อน (convective circulation) ขึ้นสู่บรรยากาศ

ในทางอุตุนิยมวิทยา การพาความร้อนในแนวนอนโดยลม จะเรียกว่าแอดเวกชัน (advection) ซึ่งจะแยกให้เห็นความแตกต่างกับการพาความร้อนในแนวดิ่ง (convection) ส่วนการพัดของลมผ่านพื้นผิวขรุขระและทำให้เกิดการพัดอลวลสู่เบื้องบนก็จะเรียกว่า mechanical turbulence หรือ turbulence



รูป 4.6 กระแสการพาความร้อนในแนวดิ่ง (convection currents) จะพาความร้อนจากพื้นผิวขึ้นสู่บรรยากาศ

4.2.3 การแผ่รังสี (Radiation)

การแผ่รังสีเป็นการถ่ายเทพลังงานความร้อนในรูปของคลื่นโดยไม่จำเป็นต้องมีตัวกลาง และสามารถเดินทางผ่านได้แม้แต่ในสูญญากาศ เช่นความร้อนจากดวงอาทิตย์ การแผ่รังสีประกอบด้วยคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่เดินทางด้วยความเร็วของแสง (300,000 ก.ม.ต่อวินาที)

4.2.4 ความร้อนจำเพาะ (Specific Heat)

ไม่ว่าจะเป็นการนำความร้อน การพาความร้อนหรือการแผ่รังสี การถ่ายโอนความร้อนจากวัตถุหนึ่งไปยังอีกวัตถุหนึ่ง จะร่วมด้วยการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ นอกจากว่าความร้อนจะใช้ในการเปลี่ยนแปลงสถานะ เช่นการระเหยของน้ำเป็นต้น วัตถุที่สูญเสียความร้อนจะมีอุณหภูมิลดลง และวัตถุที่ได้รับความร้อนจะมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น อุณหภูมิที่ต้องสนองต่อจำนวนความร้อนที่ใส่เข้าไปนั้นจะเปลี่ยนแปลงจากวัตถุหนึ่ง ๆ ออกไป

จำนวนความร้อนที่ทำให้วัตถุ น.น. 1 กรัม มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น 1 °C ก็คือความร้อนจำเพาะของวัตถุนั้น เช่นน้ำ ซึ่งมีความร้อนจำเพาะมากที่สุดในจำนวนวัตถุทั้งหมด จะมีค่า 1 คาลอรี ต่อกรัม ต่อองศาเซลเซียส (ที่ 15 °C) และทรายจะมีความร้อนจำเพาะ 0.188 cal/gm.°C จะเห็นว่าจำนวนความร้อน 1 คาลอรี จะทำให้น้ำ 1 กรัมร้อนขึ้น 1 °C และจำนวนความร้อน 1 คาลอรีเท่ากันนี้ จะทำให้ทรายหนึ่งกรัมร้อนขึ้นถึง 5 °C

4.3 กฎของการแผ่รังสี (Radiation's Law)

จำนวนพลังงานที่แผ่ออกจากวัตถุส่วนใหญ่ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของวัตถุนั้น จากการทดลองพบว่า ณ อุณหภูมิที่กำหนดให้ จะมีค่าสูงสุดอันหนึ่งของพลังงานที่สามารถแผ่ออกจากวัตถุต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ต่อหนึ่งหน่วยเวลา ดังนั้นหน่วยของพลังงาน (E) ก็คือ cal cm^{-2} min^{-1} จำนวนค่าสูงสุดของการแผ่รังสีสำหรับอุณหภูมิอันหนึ่งนี้เรียกว่า การแผ่รังสีของวัตถุดำ (black-body radiation) วัตถุซึ่งแผ่รังสีทุกความยาวคลื่นได้ความเข้มสูงสุดของการแผ่รังสีที่อุณหภูมิอันหนึ่งเรียกว่า วัตถุดำ (black body) หรือเราสามารถพูดได้ง่าย ๆ ว่า วัตถุที่แผ่รังสีได้อย่างมีประสิทธิภาพ 100 % หรือดูดกลืนรังสีได้อย่างมีประสิทธิภาพ 100 % นั้นเรียกว่าวัตถุดำ

4.3.1 กฎของพลังค์ (Plank's Law)

พลังค์ กล่าวว่า พลังงานของการแผ่รังสีออกในแต่ละความยาวคลื่นต่าง ๆ ขึ้นกับอุณหภูมิซึ่งมีสูตรว่า

$$E_\lambda = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kt} - 1)}$$

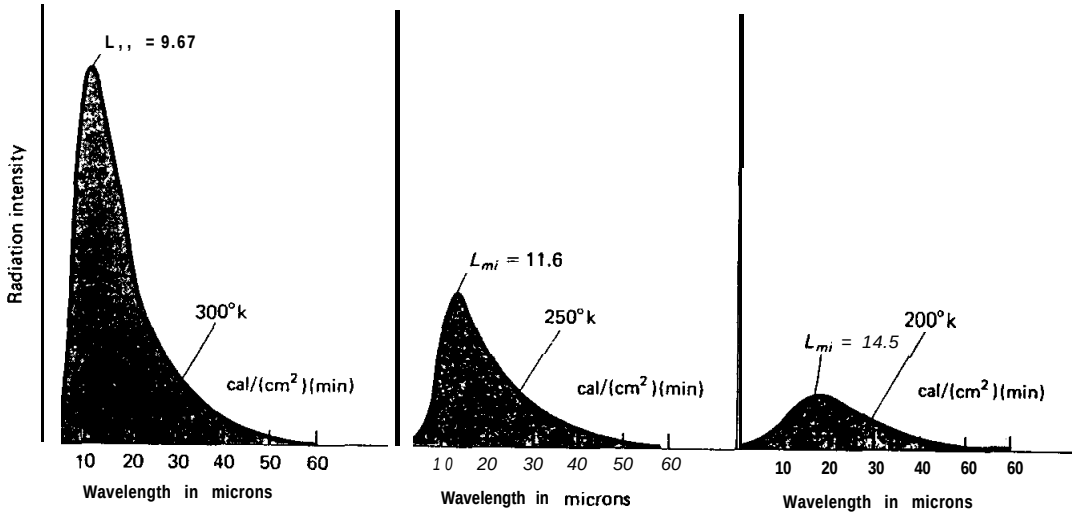
เมื่อ E_λ หมายถึงพลังงานที่แผ่ออก (emissive power) จากพื้นผิววัตถุต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ต่อหนึ่งหน่วยเวลา และมีหน่วยเป็น $calcm^{-2}\ min^{-1}$ หรือ $ergscm^{-2}\ sec^{-1}$ (1 kcal = 4185 joule) และ 1 J = 10^7 ergs) จากสูตรจะเห็นว่า E เป็นฟังก์ชันของความยาวคลื่นโดยตรง

k = ค่าคงตัวของโบลต์ซมันน์ (boltzmann's constant) = 1.3806×10^{-16} ergs K^{-1}

c = ความเร็วแสง = 3×10^{10} cm sec^{-1}

h = ค่าคงตัวของพลังค์ = 6.63×10^{-34} joule-sec = 6.63×10^{-27} erg-sec

โดยการแทนค่าความยาวคลื่นต่าง ๆ ณ อุณหภูมิที่กำหนดให้ แล้วหาค่า E จะได้เส้นโค้งพลังค์ (Planck curve) ของวัตถุดำที่อุณหภูมินั้น ๆ (ดูรูป 4.7)



รูป 4.7 กฎการแผ่รังสีของพลังค์สำหรับอุณหภูมิที่ต่างกันสามอุณหภูมิ พื้นที่ภายใต้เส้นโค้งจะเป็นสัดส่วนกับอัตราทั้งหมด ซึ่งความร้อนถูกแผ่ออก (นั่นคือความเข้ม) ข้อสังเกตจะเห็นว่าความเข้มของการแผ่รังสีเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น (นั่นคือกฎของชเตฟาน-โบลต์ซมัน) แต่ความยาวคลื่นที่มีความเข้มมากที่สุดจะสั้นลง (นั่นคือกฎของวีน)

ความสำคัญของรูปเส้นโค้งพลังค์คือความเข้มของการแผ่รังสีเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้น แต่ความยาวคลื่นที่เข้มมากที่สุด (L_{mi} หรือ λ_{max}) จะยิ่งสั้นลง

4.3.2 กฎการกระจัดของวีน (Wien's Displacement, Law)

ความยาวคลื่นของการแผ่รังสีสูงสุด (maximum emission) จากวัตถุดำพบโดยการดิฟเฟอเรนชิเอท (differentiate) สูตรของพลังค์โดยเทียบกับ λ แล้วให้ค่าที่ได้เท่ากับศูนย์ $(\frac{\partial E}{\partial \lambda} = 0)$

จากสมการ E_λ $=$ $\frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)}$

ให้ $x = \frac{hc}{\lambda kT}$

ดังนั้น $\lambda^{-1} = h^{-1} c^{-1} kTx$

และ $\lambda^{-5} = h^{-5} c^{-5} k^5 T^5 x^5$

แทนค่าลงในสูตรของพลังค์ได้

$$E_\lambda = \frac{2\pi c^2 h}{(e^x - 1)} \times h^{-5} c^{-5} k^5 T^5 x^5$$

$$= \frac{2\pi}{(e^x - 1)} h^{-4} c^{-3} k^5 T^5 x^5$$

$$= \frac{2\pi k^5 T^5}{h^4 c^3} \frac{x^5}{e^x - 1}$$

ใส่ log ธรรมชาติลงในสมการทั้งสองข้างได้

$$\ln E_\lambda = \ln \left(\frac{2\pi k^5 T^5}{h^4 c^3} \frac{x^5}{e^x - 1} \right)$$

ดังนั้น $\ln E_\lambda = \ln \frac{2\pi k^5 T^5}{h^4 c^3} + 5 \ln x - \ln(e^x - 1)$

โดยการ ดิฟเฟอเรนชิเอท ที่อุณหภูมิคงที่จะได้

$$\left(\frac{\partial \ln}{\partial x} E_\lambda\right)_T = 0 + \frac{5}{x} - \frac{1}{e^x - 1} \frac{\partial (e^x - 1)}{\partial x}$$

$$= \frac{5}{x} - \frac{e^x}{e^x - 1}$$

$$= \frac{5}{X} - (1 + e^{-x} + e^{-2x} + e^{-3x} + \ldots)$$

เฉพาะค่า 2 เทอมแรกที่มีความสำคัญ (significant)

$$\frac{5}{X} - 1 + e^{X} = 0$$

หรือ $x + xe^{-x} = 5$

$$X \approx 4.9651$$

เพราะฉะนั้น $$\frac{hc}{\lambda_{max} kT} = 4.9651$$

$$\lambda_{max} T = \frac{hc}{4.9651k}$$

แทนค่า h และ c ลงในสมการ จะได้

$$\lambda_{max} T = 0.288 \text{ cm deg}$$

หรือ $$\lambda_{max} = \frac{0.288}{T} \text{ cm}$$

หรือ $$= \frac{2880 \text{ u}}{T} \quad (1 \mu = 10^{-4} \text{ cm})$$

ดังนั้นความยาวคลื่นของรังสีที่มีความเข้มมากที่สุดจะมีค่าประมาณ

$$\lambda_{max} = \frac{2900}{T} \text{ ไมครอน}$$

กฎของวีนทำให้เกิดความสนใจที่สำคัญ 2 อย่างตามมา ประการแรกก็คือ ถ้านำก้อนเหล็กใส่ลงในเตาไฟ เมื่อก้อนเหล็กมีความร้อนเพิ่มขึ้นก็จะมีสีแดง และถ้าทำให้ก้อนเหล็กนี้ร้อนเพิ่มขึ้นไปอีก สีก็จะเปลี่ยนเป็นสีส้ม และต่อไปจะเปลี่ยนเป็นสีขาว ซึ่งเมื่อถึงจุดนี้ก้อนเหล็กจะเริ่มละลาย และถ้าปล่อยทิ้งไว้ต่อไปก็จะกลายไปเป็นของเหลวสีขาวเช่นกัน

นี่คือสิ่งที่เป็นจริงเสมอสำหรับวัตถุที่เปล่งรังสี เมื่อวัตถุเริ่มร้อนขึ้นก็จะเปลี่ยนจากสีดำเป็นสีแดง ตัวอย่างเช่น เหล็กจากแรงหมายเลข (1) เป็นต้นมาในสมการ และถ้าอุณหภูมิเพิ่มขึ้นความยาวคลื่นก็จะลดลง สำหรับแสงสีแดงนั้นมีความยาวคลื่นยาวที่สุด ในขณะที่แสงสีม่วงมีความยาวคลื่นสั้นที่สุด

ดังนั้น เมื่อวัตถุร้อนขึ้นไปในอวกาศ [illegible] ที่ให้แสงสีแดงเป็นส่วนใหญ่ ต่อมาก็เป็นสีขาวซึ่งจะมีสีน้ำเงินรวมอยู่ด้วย และสุดท้ายก็เป็นสีน้ำเงินล้วนๆ

สิ่งสำคัญประการที่สองจากกฎของวีนก็คือ มันให้ความสัมพันธ์ที่ง่ายมากระหว่างอุณหภูมิของวัตถุกับความยาวคลื่นที่ [illegible]

ในการพิจารณาหาความยาวคลื่นของการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ พบว่าความยาวคลื่นที่มีความเข้มมากที่สุดมีค่าประมาณ 0.5 ไมครอน ซึ่งทำให้เราสามารถหาอุณหภูมิบนดวงอาทิตย์ได้ดังนี้

ตัวอย่างที่ 4.1

จงคำนวณหาอุณหภูมิบนดวงอาทิตย์

ข้อมูล : ความเข้มของการแผ่รังสีสูงสุดของดวงอาทิตย์มีความยาวคลื่นประมาณ 0.5 ไมครอน

จากกฎของวีน

$$\lambda_{max} = \frac{2900\ \mu.^{\circ}K}{T(^{\circ}K)}$$

$$T = \frac{2900\ \mu.^{\circ}K}{0.5\ \mu}$$

$$= 5800^{\circ}K$$

ตัวอย่างที่ 4.2

โลกมีอุณหภูมิเฉลี่ยประมาณ 15°C หรือ 288°K เนื่องจากโลกแผ่รังสีเช่นเดียวกับวัตถุดำ เหตุใดกลางคืนจึงไม่สว่าง

จากสูตร

$$\lambda_{max} = \frac{2900\ \mu^{\circ}K}{T^{\circ}K}$$

แทนค่า $T = 288^{\circ}K$ หรือประมาณ $290^{\circ}K$ ได้

$$\lambda_{max} \square \frac{2900\ \mu^{\circ}K}{290^{\circ}K}$$

$$= 10\ \mu$$

ค่าของ 10 ไมครอนนี้ตรงกับแสงอินฟราเรด และตาของคนเราไม่สามารถมองเห็นได้ ดังนั้น โลกจึงไม่สว่างในตอนกลางคืน

จากตัวอย่างทั้งสองที่กล่าวมาแล้วจะนำมาเกี่ยวข้องกับเรื่องปฏิกิริยาเรือนกระจก รังสีที่แผ่ออกมาจากดวงอาทิตย์นั้น จะประกอบด้วยความยาวคลื่นใกล้กับ 0.5 ไมครอนเป็นส่วนใหญ่ และเรียกว่าความยาวคลื่นสั้น ในขณะที่ความยาวคลื่นที่แผ่ออกจากโลก 10 ไมครอนนั้นจัดเป็นความยาวคลื่นยาว

4.3.3 กฎของชเตฟาน-โบล์ตซมันน์ (Stefan-Bolfzmann's Law)

การแผ่รังสีทุก ๆ ความยาวคลื่นทั้งหมดของวัตถุดำ ที่อุณหภูมิอันหนึ่งคือค่าพื้นที่ภายใต้เส้นโค้งของพลังค์ (Planck's curve) ค่าทั้งหมดได้จากอินติเกรตสมการกฎของพลังค์ที่อุณหภูมิคงที่ ตั้งแต่ความยาวคลื่น 0 ถึง ∞ จะได้

$$E = \sigma T^4$$

เมื่อ σ = ค่าคงตัวของชเตฟาน-โบล์ตซมันน์ (Stafan-Boltzmann constant)

$= 8.22 \times 10^{-11}$ cal min^{-1} cm^{-2} K^{-4}

$= 5.670 \times 10^{-5}$ ergsec^{-1} cm^{-2} K^{-4}

T = อุณหภูมิเป็น °K

E = ความเข้ม (intensity) ของการแผ่รังสีมีหน่วยเป็น cal $cm^{-2}min^{-1}$

กฎของชเตฟานมีความสำคัญในทางอุตุนิยมวิทยา เราสามารถใช้กฎนี้คำนวณหาอุณหภูมิเฉลี่ยบนดวงดาวต่าง ๆ หรือบนวัตถุได้ เพียงแต่รู้ค่าความร้อนที่ได้รับจากดวงอาทิตย์เท่านั้น

ตัวอย่างที่ 4.3

โลกได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์เฉลี่ยประมาณ 0.5 cal $cm^{-2}min^{-1}$ จงคำนวณหาอุณหภูมิบนพื้นโลก

จาก $E = \sigma T^4$

แทนค่า $E = 0.5$ cal cm^{-2} min^{-1}

$\sigma = 8.22 \times 10^{-11}$ cal min^{-1} cm^{-2} K^{-4}

จะได้

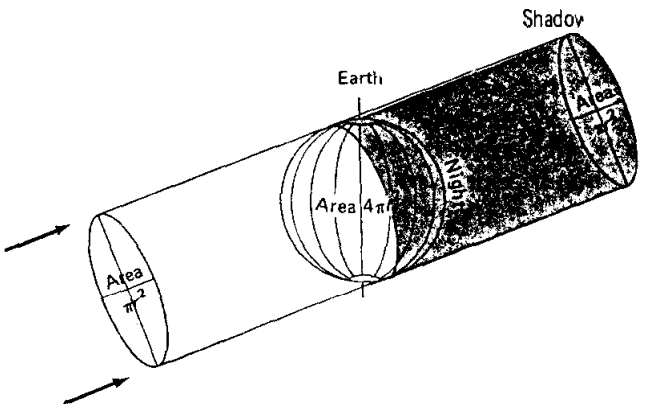
$$T^4 = \frac{0.5 \text{ cal } cm^{-2} \text{ } min^{-1}}{8.22 \times 10^{-11} \text{ cal } min^{-1} \text{ } cm^{-2} \text{ } K^{-4}}$$

$= 61 \times 10^8 K^4$

$T = 280$ °K

ค่าที่ได้นี้เกือบตรงกับความเป็นจริงของอุณหภูมิบนพื้นโลกซึ่งมีอุณหภูมิเฉลี่ย 288 °K การที่ค่าเพี้ยนมากขึ้นนี้เป็นเพราะคุณสมบัติของบรรยากาศนั่นเอง

จากตัวอย่างที่ 4.3 โลกได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์เฉลี่ย 0.5 cal $cm^{-2}min^{-1}$ ค่านี้คำนวณได้จากรูป 4.8 ดังนี้ พื้นที่ที่รับแสงโดยตรงที่ขอบบรรยากาศมีค่า πr^2 และเมื่อ



รูป 4.8 ความเข้มของแสงอาทิตย์โดยเฉลี่ยบนพื้นผิวโลกที่กลมจะเป็นเศษหนึ่งส่วนสี่ของความเข้มจากแสงแดดโดยตรง เนื่องจากพื้นที่ของแสงที่วงกลมต้องเฉลี่ยไปบนพื้นที่ทรงกลมของผิวโลกซึ่งเป็น 4 เท่าของพื้นที่วงกลม

โลกหมุนรอบแกนครั้งหนึ่งแสงจะแผ่กระจายเฉลี่ยไปเหนือพื้นผิวโลกซึ่งมีค่า $4 \pi r^2$ (ค่านี้เป็นค่าพื้นผิวของทรงกลมนั่นเอง) ดังนั้นพลังต่อหนึ่งพื้นที่บนพื้นโลกจะลดลงเหลือ 25% ของค่าคงที่สุริยะ หรือเท่ากับ 0.5 cal $cm^{-2} min^{-1}$

4.3.4 กฎของเคิร์ช ฮอฟฟ์ (Kirchoff's Law)

กฎนี้กล่าวว่าวัตถุที่เป็นตัวดูดกลืนที่ดีก็จะเป็นตัวแผ่รังสีที่ดีด้วยในความยาวคลื่นเดียวกัน หรือกล่าวได้อีกอย่างหนึ่งว่า วัตถุทุกชนิดสามารถดูดกลืนรังสีที่มีความยาวคลื่นเท่ากับที่มันสามารถแผ่ออกไปได้ในอุณหภูมิเดียวกัน เช่นหิมะ เป็นวัตถุที่แผ่รังสีและดูดกลืนรังสีอินฟราเรดได้ดี แต่มันจะเป็นตัวแผ่รังสีและดูดกลืนรังสีแสงที่มองเห็นได้ (visible light) ไม่ดี ดังนั้น หิมะจึงเป็นวัตถุที่สะท้อนแสงได้ดี จากกฎของเคิร์ชซอฟฟ์ เรายังอธิบายได้อีกว่า แผ่นดินเมื่อร้อนขึ้นเร็วในตอนกลางวันก็จะเย็นลงได้เร็วเช่นกันในเวลากลางคืน สำหรับวัตถุดำนั้นจะแผ่รังสี และดูดกลืนรังสีที่รับในทุก ๆ ความยาวคลื่น โดยทั่ว ๆ ไปวัตถุทุกชนิดประสิทธิภาพของการดูดกลืนซึ่งเรียกว่า สภาพดูดกลืน (absorptivity) จะมีค่าเท่ากับประสิทธิภาพของการแผ่รังสีซึ่งเรียกว่า สภาพเปล่งรังสี (emissivity) ดังนั้นทั้งสภาพดูดกลืนและสภาพเปล่งรังสีของวัตถุดำจะมีค่า 100 เปอร์เซ็นต์

4.4 ทรานสมิสซิวิตี และ เอ็กส์ทิงชัน (Transmissivity and Extinction)

เนื่องจากบรรยากาศยอมให้แสงอาทิตย์และความยาวคลื่นที่ส่งออกโดยโลกผ่านได้บางส่วน ดังนั้นจึงไปเกี่ยวข้องกับการส่งผ่าน (transmission) ของพลังงานในความยาวคลื่นต่าง ๆ

ถ้าแสงที่มี ความเข้มเดิม I. ซึ่งมีความยาวคลื่น λ เดินทางผ่านแก๊สที่มีความหนาจำนวนหนึ่ง และถูกทำให้ความเข้มลดลงเหลือ I_λ ดังนั้น transmissivity (T) ของแก๊สสำหรับความยาวคลื่น λ นี้จะแสดงด้วยอัตราส่วน

$$T = \frac{I_\lambda}{I_o}$$

ในการเดินทางผ่านแก๊สหรือแผ่นน้ำบาง ๆ เราพบว่าอัตราส่วนการเปลี่ยนแปลงของความเข้มแสง

$$\frac{dI}{I} \quad \alpha \quad dx$$

เมื่อ dI = การเปลี่ยนแปลงของความเข้มแสงซึ่งเกิดจากดูดกลืนของแผ่นน้ำบาง ๆ ที่หนา dx

ดังนั้น $$\frac{dI}{I} = -kx$$

เมื่อ k เป็น extinction coefficient เครื่องหมายลบแสดงว่าความเข้มของแสงลดลงเมื่อความหนาเพิ่มขึ้น

อินทิเกรตทั้ง 2 ข้าง ลิมิตตั้งแต่ $I_{o\lambda}$ เมื่อ x = 0 และ I_λ เมื่อ x = m

$$\int_{I_{o\lambda}}^{I_\lambda} \frac{dI}{I} = -k \int_o^m dx$$

$$\ln \frac{I_\lambda}{I_{o\lambda}} = -km$$

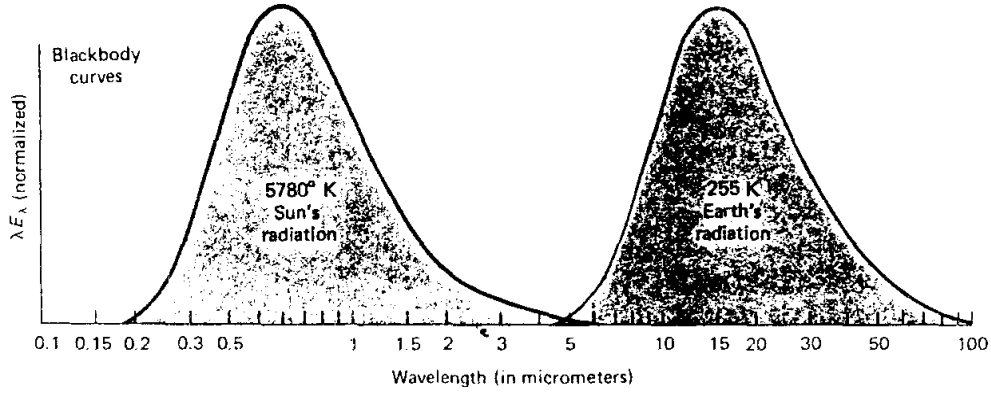
ดังนั้น $$I_\lambda = I_{o\lambda} e^{-km}$$

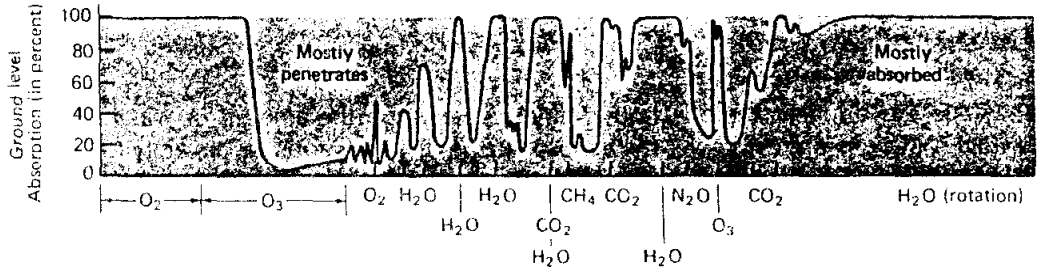
ความหนา m หมายถึง ความหนาของแผ่นน้ำที่วางก่อขวางทางเดินไปแล้วจะกลายเป็นของเหลวทั้งหมด

4.5 ปฏิกิริยาเรือนกระจก (The Greenhouse Effect)

ปฏิกิริยาเรือนกระจกเป็นผลมาจากบรรยากาศที่ยอมให้แสงอาทิตย์ส่วนใหญ่ผ่านได้

ยากที่จะให้ความร้อนแผ่ออกสู่อวกาศ เนื่องจากปฏิกิริยาเรือนกระจก บรรยากาศสามารถเก็บความร้อนได้มากขึ้น ดังนั้นอุณหภูมิของพื้นผิวโลกจึงสูงกว่าที่ควรเป็น (ดูรูป 4.9 ก และ 4.9 ข)

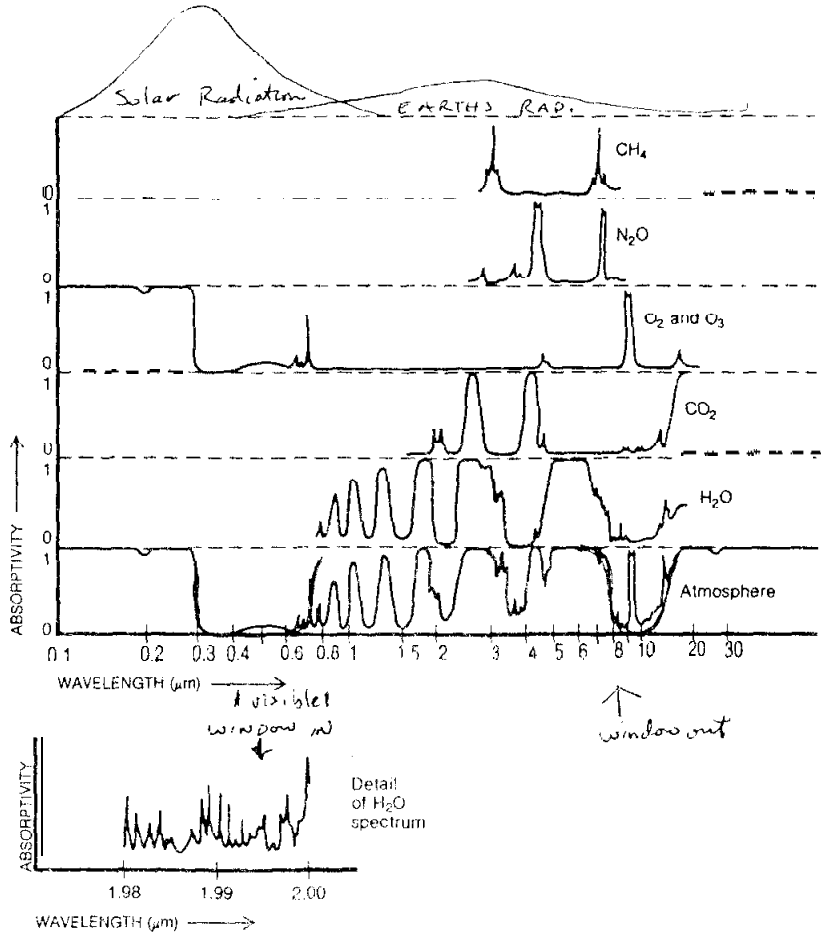




รูป 4.9 ก การแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ส่วนใหญ่จะเป็นรังสีคลื่นสั้น ซึ่งสามารถทะลุชั้นบรรยากาศเข้ามาได้โดยง่าย ส่วนการแผ่รังสีของโลกส่วนใหญ่จะเป็นรังสีคลื่นยาว และส่วนใหญ่จะถูกดูดกลืนโดยบรรยากาศสิ่งนี้เองทำให้เกิดปฏิกิริยาเรือนกระจก

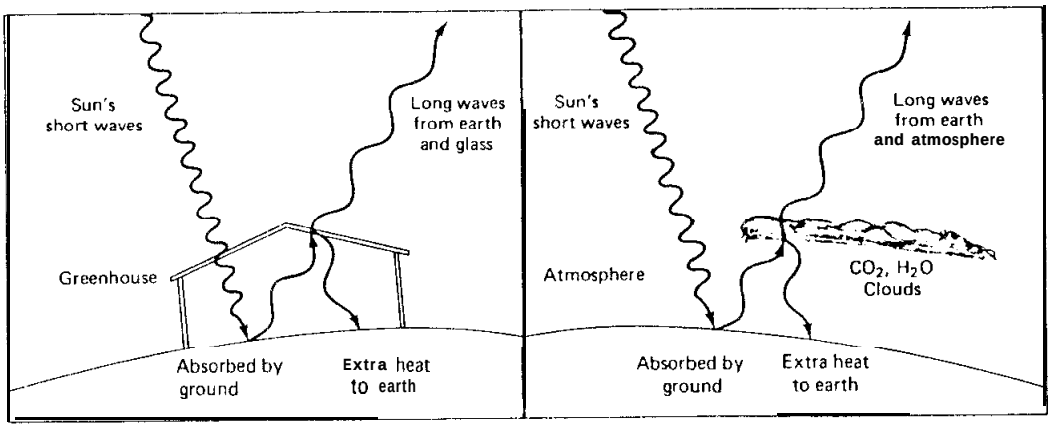
ปฏิกิริยาเรือนกระจกเกิดขึ้นได้อย่างไร จากกฎของวีนพบว่าความยาวแสงคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ส่วนใหญ่ผ่านทะลุบรรยากาศลงมาและถูกดูดกลืนที่พื้นดิน ซึ่งพื้นดินจะร้อนขึ้นและแผ่รังสีกลับออกไปเป็นรังสีคลื่นยาว ซึ่งไม่สามารถทะลุบรรยากาศออกไปได้ง่าย

จากกฎของไอน์สไตน์ ซึ่งกล่าวว่า ในแต่ละความยาวคลื่นที่แตกต่างกันของการแผ่รังสีก็จะมีพลังงานที่แตกต่างเช่นเดียวกัน แต่ละโมเลกุลจะดูดกลืนเฉพาะความยาวคลื่นที่เหมาะสมกับพลังงาน หลักความจริงก็คือความยาวคลื่นที่สั้นกว่า 0.3 ไมครอน หรือยาวกว่า 1.5 ไมครอนจะถูกกลืนโดย CO_2, H_2O และ O_2 และหยดน้ำในก้อนเมฆ ส่วนความยาวคลื่นระหว่าง 0.3 ไมครอนถึง 1.5 ไมครอนจะถูกดูดกลืนได้โดยยากและจะทะลุอย่างง่ายดายมายังพื้นดิน รังสีของดวงอาทิตย์ส่วนใหญ่จะตกอยู่ในระหว่างความยาวคลื่นนี้ และจะทะลุบรรยากาศลงมาได้โดยง่าย แต่สำหรับรังสีที่แผ่จากโลกนั้นจะยาวกว่า 1.5 ไมครอน ดังนั้นส่วนใหญ่จะถูกดูดกลืนในบรรยากาศ



รูป 4.9 ข รูปนี้แสดงถึงการดูดกลืนรังสีโดยแก๊สที่เป็นส่วนประกอบต่าง ๆ ของบรรยากาศและโดยตัวบรรยากาศทั้งหมด (เหมือนรูป 4.9 ก) สภาพการดูดกลืน (absorptivity) จะเป็นเศษส่วน และมีค่าจาก 0 ถึง 1 (คือดูดกลืน 100 เปอร์เซ็นต์) สภาพการดูดกลืนเกือบเป็นศูนย์ที่หน้าต่างของบรรยากาศระหว่าง 8-12 ไมครอน

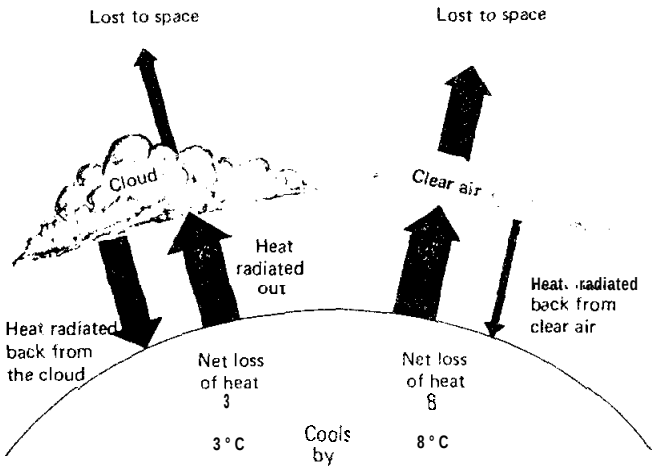
แก๊ส CO_2 ไอน้ำ O_3 และหยดน้ำในก้อนเมฆ จะถูกทำให้ร้อนขึ้นเมื่อดูดกลืนคลื่นยาวที่แผ่จากพื้นดิน ความยาวคลื่นที่ถูกดูดกลืนจะอยู่ในช่วง 4-8 μ และ 12-20 μ แต่จะมีคลื่นยาวในช่วง 8-12 μ สามารถเผื่อออกไปทางหน้าต่างของบรรยากาศ (atmospheric window) ออกไปได้ (ดูรูป 4.9) โมเลกุลของแก๊สที่ถูกทำให้ร้อนขึ้นเหล่านี้ จะชนกับโมเลกุลของอากาศอื่น ๆ ดังนั้นจะทำให้บรรยากาศส่วนอื่นร้อนขึ้นทั้งหมด เมื่อแก๊สเหล่านี้ถูกทำให้ร้อนขึ้น ตัวมันเองก็จะแผ่รังสีความร้อนด้วย ส่วนหนึ่งของรังสีนี้จะแผ่ออกสู่อวกาศ แต่จะมีส่วนหนึ่งจะแผ่กลับมายังพื้นโลก รังสีนี้เรียกว่า ไปทำให้เกิดภาวะ [illegible] (ดูรูป 4.10) [illegible]



รูป 4.10 ปฏิกิริยาเรือนกระจก บรรยากาศจะแผ่รังสีความร้อนบางส่วนกลับมาใหม่สู่พื้นโลก ซึ่งเป็นแหล่งความร้อนพิเศษ (extra source of heat) ที่พื้นดินได้รับสิ่งนี้จะทำให้บรรยากาศอุ่นขึ้นกว่าที่ควรจะเป็น

มีเหตุการณ์บางอย่างที่เราสามารถนำเอาปฏิกิริยาเรือนกระจกมาประยุกต์ได้ สมมุติว่ามีเมืองสองเมืองที่อยู่ใกล้กัน และเมืองทั้งสองนี้มีอุณหภูมิและความชื้นในเวลากลางคืนเหมือนกัน แต่มีความแตกต่างกัน คือ เมือง ก. จะมีเมฆมาก และเมือง ข. ไม่มีเมฆ ถ้าถามว่าในตอนเช้าตรู่ เมืองไหนจะเย็นมากกว่ากัน คำตอบก็คือ เนื่องจากเมฆทำให้เกิดปฏิกิริยาเรือนกระจกได้มาก ซึ่งเกิดจากการดูดกลืนรังสีความร้อนจากโลก และแผ่รังสีบางส่วนกลับลงมายังพื้นดิน ดังนั้นอากาศที่เมือง ก. จะเย็นลงช้าในเวลากลางคืน ส่วนที่เมือง ข. ความร้อนจะสูญเสียไปเป็นจำนวนมากจากพื้นดิน แต่มีความร้อนจำนวนน้อยแผ่กลับลงมา ดังนั้น เมือง ข. จะเย็นลงในตอนกลางคืนมากกว่าเมือง ก.

สิ่งที่น่าสนใจอีกอย่างหนึ่งของปฏิกิริยาเรือนกระจกก็คือ หมอกหรือน้ำค้างมักเกิดขึ้นหลังคืนที่มีท้องฟ้าโปร่งมากกว่าที่จะเกิดในคืนที่มีเมฆมาก (ดูรูป 4.11) เนื่องจากในคืนที่แจ่มใสอากาศที่พื้นดินจะเย็นได้มากกว่า ดังนั้น โอกาศที่จะควบแน่นเป็นน้ำค้างและหมอกก็เกิดขึ้นได้มากกว่าและหมอกในตอนเช้ามักจะเป็นสัญลักษณ์ของกลางวันที่แจ่มใส



รูป 4.11 คืนที่มีอากาศแจ่มใสจะเย็นกว่าคืนที่มีเมฆมาก เนื่องจากในคืนที่มีเมฆมากเป็นการเพิ่มปฏิกิริยาเรือนกระจก

ปฏิกิริยาเรือนกระจกอาจเกิดขึ้นในทะเลทรายหรือภูเขาสูงที่ปราศจากเมฆ แต่ค่อนข้างจะอ่อนกว่า ในสภาวะที่อากาศแจ่มใส ความแรงของปฏิกิริยาเรือนกระจกจะเปลี่ยนแปลงตามจำนวนไอน้ำในอากาศ ดังนั้น ในเวลากลางคืน ภูเขาสูง และทะเลทราย อุณหภูมิจะลดลงอย่างรวดเร็ว เนื่องจากมีไอน้ำอยู่น้อย โดยที่อุณหภูมิระหว่างกลางวันและกลางคืนอาจต่างกันถึง 15° C

4.6 ความแตกต่างในอุณหภูมิระหว่างพื้นดินและมหาสมุทร (Oceans, Land and Temperature)

ต่อไปนี้จะเป็นการชี้ชวนอธิบายว่าเหตุใดจากอุณหภูมิจึงมีความแตกต่างกันระหว่างกลางวันกับกลางคืน อุณหภูมิของอากาศเหนือมหาสมุทร จึงเปลี่ยนแปลงน้อยกว่าอุณหภูมิของอากาศเหนือพื้นดิน

สำหรับพื้นผิวที่อยู่ใต้ของล่างจะมีวิธีที่จะดูดซับต่ออุณหภูมิของอากาศ เช่นอย่างเช่น เมื่ออากาศเย็นจากบริเวณการศึกษาเหนือมหาสมุทรจะถูกทำให้อุ่นขึ้นอย่างรวดเร็ว ส่วนอากาศเย็นจากมหาสมุทรในระหว่างอบอุ่นก็จะถูกทำให้อุ่นขึ้นอย่างรวดเร็ว เมื่อพื้นผิวดินที่ร้อนดังนั้นอุณหภูมิของอากาศจะปรับตัวอย่างรวดเร็วตามสภาพพื้นผิวที่อยู่เบื้องล่าง เมื่อเย็นลง

ทำไมอุณหภูมิของพื้นผิวมหาสมุทรจึงไม่เปลี่ยนแปลงมากเมื่อเทียบกับพื้นดิน

โดยเฉลี่ย 50% ของแสงอาทิตย์จะทะลุบรรยากาศลงมาและถูกดูดกลืนไว้ที่พื้นผิวโลก สำหรับบนแผ่นดินแสงแดดจะถูกดูดกลืนเฉพาะบนพื้นผิว เพราะฉะนั้นจึงมีความเข้มสูง ส่วนบนมหาสมุทรแสงอาทิตย์จะส่องทะลุลงส่วนที่ลึกได้ ด้วยเหตุนี้จึงทำให้พื้นดินร้อนขึ้นได้มาก แต่มหาสมุทรจะเพียงแต่ค่อนข้างอุ่นเท่านั้น นอกจากนี้การระเหยของน้ำจากพื้นผิวมหาสมุทร ก็มีส่วนทำให้อุณหภูมิไม่เพิ่มขึ้นไปมากนัก

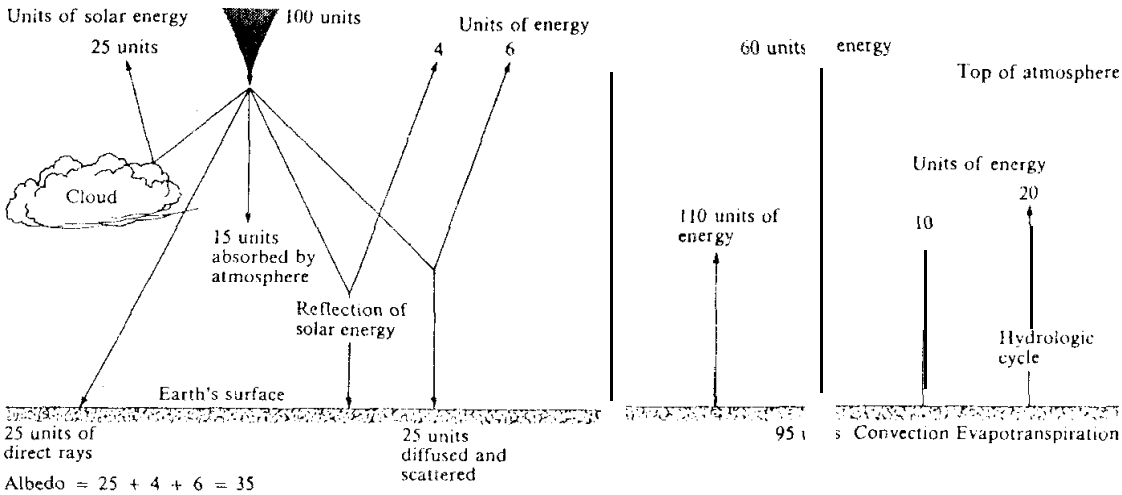
ในเวลากลางคืนหรือในระหว่างฤดูหนาวทั้งแผ่นดินและมหาสมุทรจะแผ่รังสีออกและเย็นลง การที่ผิวน้ำเย็นลงนี้จะทำให้มีความหนาแน่นเพิ่มขึ้นและจมลง ดังนั้นน้ำที่อุ่นกว่าจากเบื้องล่างก็จะมาแทนที่ ความร้อนก็จะถูกแผ่กระจายลงไปตลอดความลึกเพื่อว่าอุณหภูมิบนพื้นผิวจะไม่ต้องลดต่ำลงมากนัก ในกรณีของแผ่นดินซึ่งเป็นของแข็ง จะไม่สามารถเคลื่อนที่ได้ ดังนั้นความร้อนที่จะมาแทนที่จากเบื้องล่างโดยวิธีการนำความร้อนจะค่อนข้างช้า ด้วยเหตุนี้ พื้นผิวดินจะมีอุณหภูมิค่อนข้างเย็น และทำให้อากาศเบื้องบนเย็นตามไปด้วย

น้ำเป็นสิ่งที่มีความจุความร้อนได้มาก ซึ่งหมายความว่าจะต้องใช้ความร้อนในการทำให้อุณหภูมิของน้ำเพิ่มมากขึ้นกว่าที่ใช้ความร้อนในการที่จะทำให้ก้อนหินและทรายมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น ยกตัวอย่าง เช่น น้ำ 1 กรัม เมื่อเพิ่มความร้อนเข้าไป 1 คาลอรี อุณหภูมิของน้ำเพิ่มขึ้น 1°C ถ้าเรานำ 1 กรัมเท่ากันของก้อนหิน เช่น แกรนิต เพิ่มความร้อนเข้าไป 1 คาลอรี เช่นกัน อุณหภูมิของก้อนหินนี้จะขึ้นถึง 5°C โดยกลับกันเมื่อหินแกรนิตสูญเสียความร้อนจำนวนเท่ากัน อุณหภูมิจะลง 5 เท่าเช่นเดียวกัน

จากผลของกระบวนการที่กล่าวแล้ว มหาสมุทรจะอุ่นและเย็นลงช้ามาก ความสามารถในการสะสมความร้อนจำนวนมหึมานี้จะเป็นองค์ประกอบที่สำคัญอันหนึ่ง ที่ทำให้ภูมิอากาศไม่เปลี่ยนแปลงไปมากนัก

4.7 ความสมดุลของความร้อนระหว่างโลกและบรรยากาศ (The Earth's Heat Budget)

จำนวนแสงคลื่นสั้น 100 เปอร์เซ็นต์ จากดวงอาทิตย์ เมื่อมาถึงโลกจะถูกสะท้อนกลับออกไป 35 เปอร์เซ็นต์ และค่า 35 เปอร์เซ็นต์นี้ก็คือ ค่าอัตราส่วนสะท้อน (albedo) ของโลกนั่นเอง (คำว่า albedo หรือ reflectivity ก็คือจำนวนแสงที่สะท้อนต่อจำนวนแสงทั้งหมดนั่นเอง) และ 15% ของพลังแสงจะถูกดูดกลืนในขณะที่เดินทางผ่านความหนาของชั้นบรรยากาศลงมา ส่วนพลังงานอีก 25 + 25 หรือ 50 เปอร์เซ็นต์ (ดูรูป 4.12) จะสามารถมาถึงพื้นโลกโดยตรง 25 เปอร์เซ็นต์ และโดยวิธีการส่งผ่าน (transmission) การแพร่ (diffusion) การกระเจิง (scattered) ของโมเลกุลที่อยู่ในบรรยากาศอีก 25 เปอร์เซ็นต์



ENERGY BALANCES

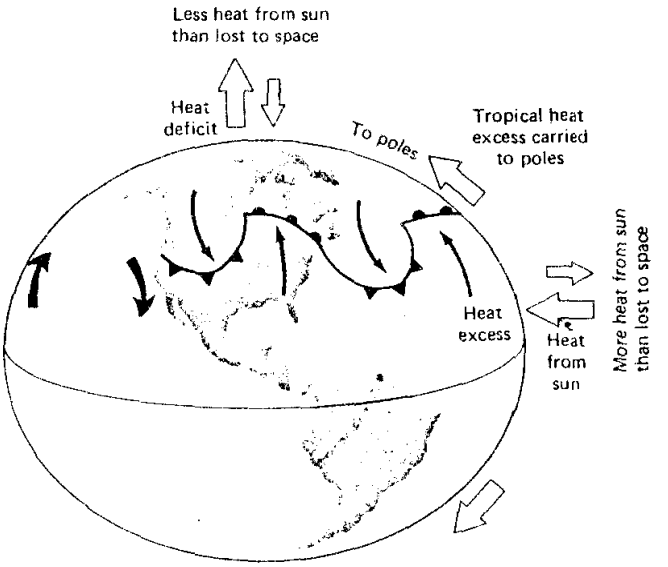
Surface		Atmosphere		Total	
Units of energy input	Units of energy outgo	Units in	Units out	In	Out
25	5 to space	15	60	100	
25	110 to atmosphere	110	95		
50 from sun	115	10			25
		20			4
	10 to atmosphere				6
95 atmosphere	20 to atmosphere				5
					60
145 units	145 units	155	155		100

รูป 4.12 รูปสรุปย่อของความสมดุลย์ของความร้อนระหว่างโลกและบรรยากาศ

เมื่อพื้นโลกดูดกลืนพลังงานคลื่นสั้นเหล่านี้ไว้แล้ว ก็จะแผ่กลับออกเป็นรังสีคลื่นยาวสู่บรรยากาศ ซึ่งมีค่าเท่ากับ 110 + 5 หน่วย สำหรับ 5 หน่วยอันหลังนี้สามารถทะลุชั้นบรรยากาศออกไปได้ทางหน้าต่างของบรรยากาศในช่วงความยาวคลื่น 8-12 ไมครอน ส่วน 110 หน่วยจะถูกดูดกลืนไว้ในบรรยากาศ นอกจากนี้ความร้อนจะถูกส่งขึ้นไปดูดกลืนไว้ในบรรยากาศได้โดยวิธีการพาความร้อนอีก 10 หน่วย และโดยความร้อนแฝงของการระเหยผ่าน hydrologic cycle อีก 20 หน่วย เมื่อรวมกับความร้อนที่ดูดกลืนไว้เดิมตอนขาเข้าอีก 15 หน่วยแล้ว จะได้ความร้อนที่ดูดกลืนไว้ในบรรยากาศทั้งหมด 15 + 110 + 10 + 20 รวมเป็น 155 หน่วย จำนวน 155 หน่วยนี้จะส่งกลับมายังพื้นโลก 95 หน่วยและส่งออกสู่อวกาศ 60 หน่วย (และเมื่อรวมกับที่ออกไปทางหน้าต่างของบรรยากาศ 5 หน่วย ก็จะเป็นความร้อนที่ออกสู่อวกาศ 65 หน่วย) ดังนั้นจำนวนความร้อนที่ได้รับตอนที่แสงคลื่นสั้นเข้ามา 50 หน่วยที่พื้นดินบวกกับที่ดูดกลืนในบรรยากาศ 15

หน่วย รวมเป็น 65 หน่วย ก็จะถูกส่งกลับออกไปหมดเป็นจำนวนเท่ากัน

ที่กล่าวมาแล้วเป็นการเฉลี่ยความร้อนของโลกในที่ต่าง ๆ ทั้งปี แต่ถ้ามองเฉพาะที่บางแห่งบนโลกแล้ว จะเห็นว่าในที่แต่ละแห่งจะได้รับความร้อนไม่เท่ากัน แถวบริเวณศูนย์สูตรจะได้รับความร้อนจากแสงแดดมากกว่าที่มันสะท้อนกลับออกไป ในขณะที่ขั้วโลกสถานการณ์จะกลับกัน และหมายถึงว่าแถวบริเวณศูนย์สูตรจะอุ่นเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ และที่ขั้วโลกจะเย็นลงเรื่อย ๆ แต่โดยความจริงแล้วลมจะช่วยพัดให้อากาศอุ่นไปยังขั้วโลก และอากาศเย็นเคลื่อนที่ลงมายังเส้นศูนย์สูตร ซึ่งช่วยให้เกิดการเฉลี่ยความร้อนไปทั่วโลก (ดูรูป 4.13)



รูป 4.13 ความไม่สมดุลของความร้อนในแต่ละละติจูดจะชดเชยด้วยลมที่บริเวณเส้นศูนย์สูตรจะได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากกว่าที่จะแผ่ออกสู่อวกาศ ความร้อนที่เกินนี้จะถูกนำขึ้นไปที่ขั้วโลกโดยลม และโดยกระแสน้ำในมหาสมุทร