

บทที่ 2 ทฤษฎี

2.1 การแผ่รังสีความร้อนของดวงอาทิตย์⁽²⁾

การแผ่รังสีความร้อนของรังสีคลื่นสั้น (Sort wave radiation) รังสีคลื่นสั้นมีความยาวคลื่นระหว่าง $0.1-3 \mu\text{m}$ แหล่งรังสีความร้อนที่โรงเรือนได้รับส่วนใหญ่มาจากดวงอาทิตย์ เมื่อรวมพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์ทุก ๆ ช่วงคลื่นในทุกทิศทาง อัตราพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์ สามารถคำนวณได้โดยใช้กฎของสตีเฟนและโบลท์ซมาน ซึ่งกล่าวว่าอัตราพลังงานรังสีที่เปล่งออกมา จากวัตถุดำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่เป็นปริภาคโดยตรงกับกำลังสี่ของอุณหภูมิสัมบูรณ์ของพื้นที่ผิววัตถุนั้น ๆ สามารถแสดงได้ดังสมการ

$$q = \sigma T^4 \quad (2.1)$$

กำหนดให้ q คืออัตราพลังงานรังสีต่อหน่วยพื้นที่, W/m^2

σ คือค่าคงที่ (Stefan-Boltzmann constant)

มีค่า $= 5.6 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$

ดวงอาทิตย์มีลักษณะเป็นทรงกลมที่แน่นไปด้วยก๊าซซึ่งร้อนจัด มีเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ $1.5 \times 10^6 \text{ km}$ เปรียบเสมือนวัตถุดำที่มีขนาดใหญ่ มีอุณหภูมิผิวโดยเฉลี่ย 6000 K แผ่รังสีความร้อนในอัตรา $3.85 \times 10^{26} \text{ kW}$ และมาถึงโลกประมาณ $1.79 \times 10^{14} \text{ kW}$ พลังงานความร้อนที่มาถึงโลก ณ ที่ใด ๆ มีค่าเปลี่ยนแปลงไปบ้างเนื่องจากว่า

1) ความสูงของดวงอาทิตย์จากขอบฟ้า เนื่องจากโลกโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ระยะระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ จะใกล้ที่สุดวันที่ 3-5 มกราคม ซึ่งมีระยะทาง $1.47 \times 10^8 \text{ km}$ และในวันที่ 5 กรกฎาคม ระยะระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ไกลที่สุด มีระยะทาง $1.52 \times 10^8 \text{ km}$ จึงทำให้อัตราพลังงานรังสีที่แผ่มาถึงโลกมีค่าเปลี่ยนแปลงไป ช่วงระยะที่โลกอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์ความเข้มแสงจะมาก เมื่อโลกมีระยะห่างจากดวงอาทิตย์มากความเข้มของแสงจะลดลง หรือการที่แกนของโลกเอียงและโลกหมุนรอบตัวเองทำให้ตำแหน่งต่าง ๆ ได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากัน เป็นเหตุให้เกิดฤดูกาล และปริมาณความร้อนที่ระยะทางเฉลี่ยของโลกกับดวงอาทิตย์ ณ ขอบบนสุดของ

บรรยากาศเรียกว่า **ค่าคงที่สุริยะรังสี** (Solar constant, S_0) ซึ่งมีค่าประมาณ 1352 W/m^2

2) สถานที่ที่สังเกต บริเวณใดที่ลำแสงตกกระทบบนพื้นโลกกับดวงอาทิตย์จะได้รับความร้อนมากกว่าบริเวณพื้นที่ที่ลำแสงเฉียงตกกระทบบนพื้นโลก ทั้งนี้เพราะลำแสงเฉียงจะครอบคลุมพื้นที่มากกว่าลำแสงตั้งฉาก ซึ่งมีลำแสงขนาดเดียวกัน และลำแสงเฉียงผ่านชั้นบรรยากาศมากกว่าลำแสงตั้งฉาก ดังนั้นฝุ่นละออง ไอน้ำในอากาศจะดูดความร้อนบางส่วนไว้ และสะท้อนความร้อนบางส่วนออกไปยังบรรยากาศภายนอก ทำให้ความเข้มพลังงานความร้อนที่ตกกระทบบนพื้นโลกในบริเวณลำแสงเฉียงตกกระทบบนพื้นโลกน้อยลง

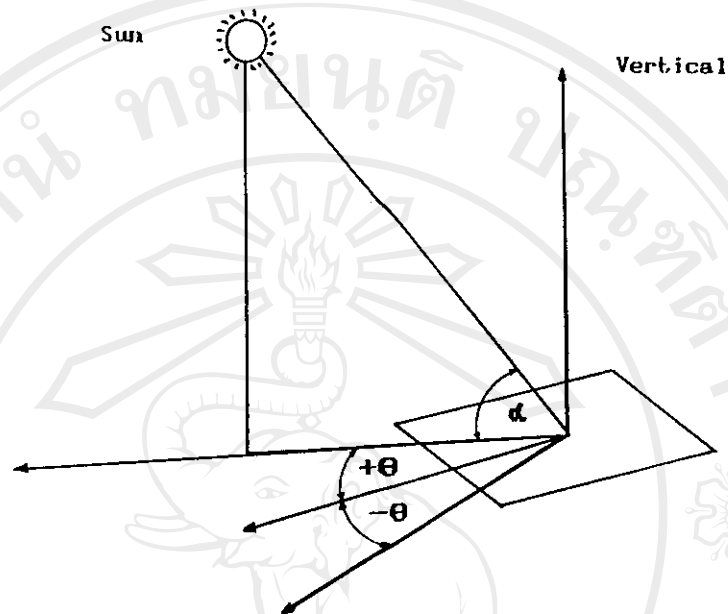
3) เวลาในรอบวัน เวลากลางวันและกลางคืนบนพื้นโลกจะไม่เท่ากันทุกวันในฤดูหนาวกลางวันจะยาวนานกว่ากลางวัน ในทางตรงกันข้ามฤดูร้อนกลางวันยาวนานกว่ากลางคืน ในรอบปีหนึ่งที่มีเวลากลางคืนและกลางวันเท่ากันมีเพียง 2 วัน คือวันที่ 21 มีนาคม และ 23 กันยายน

การแผ่รังสีความร้อนของรังสีคลื่นยาว (Long wave radiation) รังสีคลื่นยาวมีความยาวคลื่นระหว่าง $3 - 100 \text{ } \mu\text{m}$ พลังงานความร้อนของรังสีคลื่นยาว ที่โรงเรือนได้รับมาจากการแผ่รังสีของโลก เมฆ หมอก วัตถุที่ใช้ทำฝาและผนังโรงเรือน และพืช ความเข้มของรังสีคลื่นยาวก็สามารถหาได้จากกฎของ สตีเฟนและโบลทซ์มานดังในสมการที่ (2.1) ความร้อนของรังสีคลื่นยาวที่โรงเรือนได้รับมีค่าขึ้นอยู่กับ ความร้อนจากการแผ่รังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์นั่นเอง

2.2 การหาตำแหน่งของดวงอาทิตย์^(๑)

การหาตำแหน่งของดวงอาทิตย์ดังรูปที่ 2.1 เพื่อใช้คำนวณหาค่าความเข้มแสงแดดที่ตกกระทบบนโรงเรือน และการหาตำแหน่งของดวงอาทิตย์ในวัน เวลาใดนั้น เราต้องมีข้อมูลดังนี้

- 1) สถานที่ที่จะสังเกต อยู่เส้นรุ้ง เส้นแวงที่เท่าใด
- 2) วันที่ และเวลา



รูปที่ 2.1 แสดงการหาตำแหน่งของดวงอาทิตย์

การคำนวณมุมยกของดวงอาทิตย์

$$\sin \delta = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \quad (2.2)$$

การคำนวณมุมอะซิมุทของดวงอาทิตย์

$$\sin \theta = \sin \omega \cos \delta / \cos \delta \quad (2.3)$$

- กำหนดให้
- δ คือมุมยกของดวงอาทิตย์ เป็นมุมที่รังสีดวงอาทิตย์ทำกับแนวระนาบ
 - θ คือมุมอะซิมุทของดวงอาทิตย์เป็นมุมวัดตามแนวราบ ระหว่างระนาบการเห็นดวงอาทิตย์กับเส้นทิศเหนือได้ วัดไปทางทิศตะวันตกมีค่าเป็นบวก
 - คือมุมที่เส้นรุ้ง เชียงใหม่ เส้นรุ้ง = 18.5° เส้นแวง = 98.5°
 - δ คือมุมเบี่ยงเบน
 - ω คือมุมชั่วโมงที่ตอนเที่ยงมีค่าเป็นศูนย์ ภาคเช้ามีค่าเป็นบวก ภาคบ่ายมีค่าเป็นลบ

การคำนวณเบี่ยงเบน (8)

$$\delta = 23.45 \sin [360(284+n)/360] \quad (2.4)$$

กำหนดให้ n คือจำนวนวันของปี เริ่มนับจากวันที่ 1 มกราคมเป็นต้นไป เช่นวันที่ 20 มกราคม n เท่ากับ 20 เป็นต้น

การคำนวณชั่วโมง (9)

$$\omega = 15t \quad (2.5)$$

กำหนดให้ t คือเวลาที่แตกต่างจากเวลาเที่ยงของดวงอาทิตย์ ตัวอย่างเช่น ถ้า $\omega = +15^\circ$ หมายถึง 11:00 น. ซึ่ง $t = 1$

2.3 การประมาณค่าการแผ่รังสีโดยเฉลี่ย (2.7)

ในการหาค่าพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่มาถึงพื้นโลก ใช้เครื่องมือวัดพลังงานรังสีโดยตรง หรืออาศัยข้อมูลที่ได้จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา เช่น ปริมาณเมฆในท้องฟ้า และจำนวนชั่วโมงที่มีแสงแดดของแต่ละวัน ซึ่งวิธีคำนวณหาปริมาณรังสีที่มาถึงโลกที่นิยมใช้กันแพร่หลายทั่วโลกคือ สมการของ Angstrom (Da Mota *et al* , 1977 ; Rijks and Huxley, 1964 ; Stigter, 1980) ตามสมการที่ (2.6)

$$S_t = (a+b N_{sv}/N) S_{so} \quad (2.6)$$

กำหนดให้ S_t คือพลังงานรังสีรวมประจำวันที่แผ่มาถึงพื้นดิน

S_{so} คือพลังงานรังสีรวมประจำวัน ณ ขอบบนสุดของบรรยากาศ

N คือช่วงความยาวนานวัน

N_{sv} คือชั่วโมงที่มีแสงแดดซึ่งหาได้จากการตรวจวัด

a, b คือเป็นค่าคงที่ ขึ้นอยู่กับสถานที่ เช่นในจังหวัดเชียงใหม่ใช้ค่า 0.29 และ 0.42 ตามลำดับ (Frere and Popov, 1979)

ปริมาณรังสีรวมประจำวัน ณ ขอบบนสุดของบรรยากาศ (S_{∞})

ปริมาณพลังงานรังสีจากดวงอาทิตย์ที่แผ่มาถึงขอบบนสุดของบรรยากาศ ในหนึ่งหน่วยพื้นที่ แนวระนาบในหนึ่งหน่วยเวลา หรือที่เรียกว่า **ความเข้มรังสีของสุริยะรังสี (S)** นั้นมีค่าแตกต่างกัน ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับปัจจัยต่าง ๆ ได้แก่ เวลาในรอบวัน ในรอบปี และละติจูดที่ทำการสังเกตซึ่งสามารถคำนวณได้จากสมการ (Gates, 1980 ; Seller, 1965)

$$S = S_{\infty} (d'/d)^2 \sin \delta \quad (2.7)$$

กำหนดให้ S คือความเข้มรังสีของสุริยะรังสีที่ตกกระทบบนพื้นระนาบ ณ ขอบบนสุดของบรรยากาศ , W/m^2

S_{∞} คือค่าคงที่สุริยะรังสี, W/m^2

d' คือระยะทางเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ เท่ากับ 1.5×10^8 km

d คือระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ ณ วันใด ๆ ในรอบปีซึ่งคำนวณได้จากสมการ (Gomes, 1983)

$$d = d' [1 - 0.16733 \cos \{0.017214(n-1)\}] \quad (2.8)$$

เมื่อแทนค่าสมการที่ (2.2) ลงในสมการที่ (2.7) จะได้เป็น

$$S = S_{\infty} (d'/d)^2 (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) \quad (2.9)$$

และพลังงานรังสีรวมประจำวันที่ได้รับ ณ ขอบบนสุด ของบรรยากาศ (S_{∞}) ในวันหนึ่งๆ สามารถหาได้ เมื่ออินทิเกรตสมการที่ (2.9) ตั้งแต่ดวงอาทิตย์ขึ้นจนกระทั่งตกดิน

$$S_{\infty} = S_{\infty} (d'/d)^2 \int_{\text{sunrise}}^{\text{sunset}} (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) dt$$

$$S_{\infty} = 2S_{\infty} (d'/d)^2 \int_{\text{sunrise}}^{\text{noon}} (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) dt$$

เมื่อ $dt = d\omega/w$ และ w คือความเร็วเชิงมุมของโลก ($w = 2\pi$ เรเดียน/วัน)

$$S_{\omega} = 2S_0 (d'/d)^2 \int_{\omega=h}^{\omega=0} (\sin\delta \sin\phi + \cos\delta \cos\phi \cos\omega) d\omega/w$$

$$S_{\omega} = (1440S_0 (d'/d)^2 / \pi) (h \sin\delta \sin\phi + \cos\delta \cos\phi \sin\omega) \quad (2.10)$$

กำหนดให้ S_{ω} มีหน่วยเป็น $J/m^2 \cdot day$

h คือความยาวนานครึ่งวัน (half-daylength)

ช่วงความยาวนานวัน (N)

ความยาวนานวัน ณ สถานที่ใด ๆ สามารถคำนวณหาได้จากการประยุกต์ใช้สมการที่ (2.2) จากที่กล่าวมาแล้วข้างต้น คือมุมยกของดวงอาทิตย์ ในขณะที่ดวงอาทิตย์ขึ้นหรือลับขอบฟ้า (Sunrise or sunset) มุมระหว่างลำแสงอาทิตย์ที่ทำกับระนาบมีค่าเท่ากับ 0 องศา ดังนั้นค่า $\sin\delta$ มีค่าเท่ากับศูนย์ สมการที่ (2.2) จึงเขียนใหม่ได้ดังนี้

$$\cos\omega = -\tan\delta \tan\phi$$

หรือ $\omega = \arccos(-\tan\delta \tan\phi) \quad (2.11)$

เมื่อ $\omega = h = \text{half-daylength}$ มีหน่วยเป็นองศา ซึ่งสามารถเปลี่ยนเป็นชั่วโมงได้ (1 ชั่วโมง = 15 องศา) และจะได้ว่า $N = 2h$

ในการทดลองครั้งนี้ ได้ใช้วิธีวัดความเข้มแสงแดดโดยตรง เนื่องจากค่าที่คำนวณได้ไม่ตรงกับค่าที่เป็นจริง เพราะว่าโรงเรือนที่ใช้ทดลองนี้ตั้งอยู่ในมุมที่อับแสง

2.4 การสมดุลพลังงานบนพื้นโลก (Energy balance equation on the earth's surfaces)

พลังงานรังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่มาถึงโลกนั้นบางส่วนถูกดูดกลืน สะท้อนกลับ และเปล่งออกสู่บรรยากาศในรูปรังสีคลื่นยาว ขณะเดียวกันพื้นโลกก็ดูดกลืนรังสีคลื่นยาวที่เปล่งกลับลงมาโดยบรรยากาศซึ่งสามารถแสดงได้ดังสมการสมดุลพลังงานรังสี (Radiation balance)

$$R_n = (S_b + S_d)(1-r) + (L_u + L_d) \quad (2.12)$$

กำหนดให้	R_n	คือพลังงานรวมสุทธิ (Net all wave radiation) ณ พื้นผิวโลก
	S_b	คือพลังงานรังสีที่โลกได้รับโดยตรงจากดวงอาทิตย์ (Direct radiation)
	S_d	คือพลังงานรังสีที่โลกได้รับจากการแพร่กระจายโดยบรรยากาศ (Diffuse radiation or Sky radiation)
	r	คือค่าสัมประสิทธิ์ของการสะท้อนกลับของผิวโลก
	L_u	คือพลังงานรังสีคลื่นยาวที่โลกแผ่ออกไป
	L_d	คือพลังงานรังสีคลื่นยาวที่บรรยากาศแผ่กลับมายังโลก

พลังงานรังสีรวมสุทธิ ณ ผิวโลกนี้จะเป็นแหล่งพลังงานหลักที่นำไปใช้ในกระบวนการต่าง ๆ เช่น กระบวนการหายใจ กระบวนการสังเคราะห์แสงและเป็นการร้อนที่ถูกเก็บไว้ในพืช เป็นต้น โดยสามารถแสดงได้ดังสมการที่เรียกว่า Surface energy balance equation (SEBE)

$$R_n = G + H + \lambda E + P + M \quad (2.13)$$

กำหนดให้	G	คือความเข้มข้นของการถ่ายเทความร้อนของดิน (Soil heat flux)
	H	คือความเข้มข้นของการถ่ายเทความร้อนของอากาศ (Sensible heat flux)
	λE	คือความเข้มข้นของการถ่ายเทความร้อนแฝงของการระเหยน้ำ (Latent heat flux)
	P	คือพลังงานที่ถูกเก็บไว้โดย Phytomass (Heat storage by phytomass)
	M	คือพลังงานที่เปลี่ยนรูปในกระบวนการเมตาบอลิก (Metabolic processes)

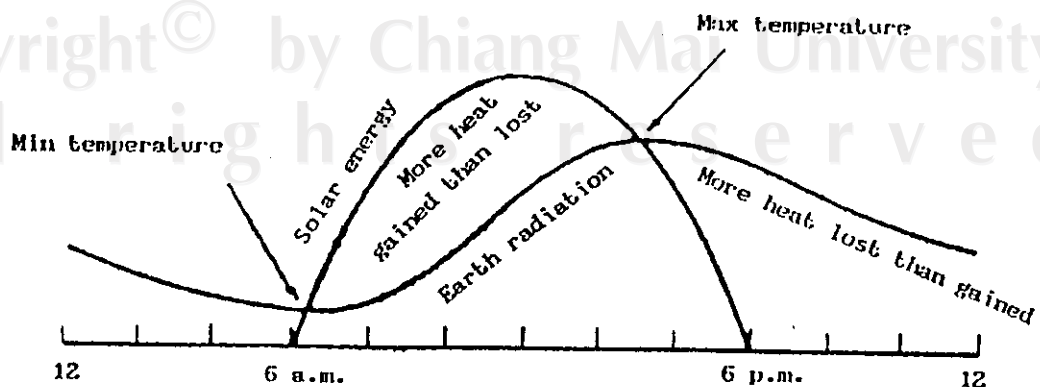
โดยทั่ว ๆ ไปปริมาณขององค์ประกอบ P และ M ในสมการที่ (2.13) มีค่าน้อยมาก เมื่อเทียบกับองค์ประกอบตัวอื่น ๆ จึงสามารถละทิ้งได้ ดังนั้นสมการที่ (2.13) สามารถเขียนใหม่คือ

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (2.14)$$

สมการที่ (2.14) นำไปประยุกต์ใช้คำนวณหาอุณหภูมิและความชื้นภายในโรงเรือนได้ด้วย

2.5 อุณหภูมิในบรรยากาศ (Atmospheric temperature) ^(2.1)

จากผลการตรวจวัดอุณหภูมิประจำวันของแต่ละพื้นที่บนโลก พบว่าอุณหภูมิมีค่าขึ้นกับปริมาณรังสีความร้อนที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ ในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใส หลังจากดวงอาทิตย์ขึ้น อุณหภูมิของอากาศจะสูงขึ้นอย่างรวดเร็วและเพิ่มขึ้นไปเรื่อย ๆ สำหรับวันหนึ่ง ๆ จะมีอุณหภูมิสูงสุดหนึ่งครั้ง โดยปกติอุณหภูมิสูงสุดในตอนบ่าย เวลา 14:00 - 16:00 น. ภายหลังจากนั้นอุณหภูมิอากาศลดลง ความจริงแล้วความร้อนที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ มีมากที่สุดในตอนเที่ยง แต่ในช่วงเวลาดังกล่าว โลกยังคงได้รับพลังงานความร้อนมากกว่าที่โลกคายความร้อนออกไป ดังนั้น อุณหภูมิยังคงเพิ่มขึ้น จนกระทั่งพลังงานความร้อนที่พื้นโลกได้รับเท่ากับที่โลกคายออก อุณหภูมิจะค่อย ๆ ลดลง และต่ำสุดระหว่างเวลา 04:00 - 07:00 น. ซึ่งเป็นช่วงเวลาที่ปริมาณความร้อน ที่โลกได้รับน้อยกว่าปริมาณความร้อนที่โลกคายออก แต่อย่างไรก็ตาม จะเห็นว่าอุณหภูมิจุดสูงสุด หรือจุดต่ำสุดของอุณหภูมิในรอบวัน อาจเปลี่ยนแปลงไปเพราะขึ้นอยู่กับสภาพบรรยากาศ ถ้าวันไหนท้องฟ้าแจ่มใส ความร้อนที่โลกได้รับโดยตรง เส้นกราฟจะเป็นลักษณะของกราฟโค้งปกติ แต่ถ้าท้องฟ้าไม่แจ่มใส มีเมฆ หมอก ลักษณะของกราฟจะไม่เป็นเส้นโค้งปกติ



รูปที่ 2.2 กราฟแสดงรังสีความร้อนที่โลกได้รับกับรังสีความร้อนที่โลกคายออกไป

2.6 ความชื้นในบรรยากาศ⁽²⁾

ความชื้นหมายถึงปริมาณไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศ แหล่งที่มาของไอน้ำที่สำคัญได้แก่ แม่น้ำ มหาสมุทร การคายน้ำและการระเหยของพืช และความชื้นจากดินที่เปียกชุ่ม อุณหภูมิของอากาศ มีผลต่อปริมาณไอน้ำในอากาศหรืออาจกล่าวได้ว่า อุณหภูมิเป็นตัวกำหนดปริมาณไอน้ำในอากาศ ที่อุณหภูมิหนึ่ง ๆ ไอน้ำในอากาศจะมีค่าได้สูงสุดค่าหนึ่ง เรียกว่าจุดอิ่มตัว (Saturated point) ปริมาณไอน้ำที่ออกมาในรูปของความชื้นสัมพัทธ์ที่มีหน่วยเป็นเปอร์เซ็นต์ ณ จุดอิ่มตัวของไอน้ำในอากาศ ค่าความชื้นสัมพัทธ์ที่วัดได้ จะมีค่าเท่ากับ 100 %

การเปลี่ยนแปลงความชื้นของอากาศขึ้นอยู่กับสิ่งต่อไปนี้

1. แหล่งน้ำ ซึ่งเป็นตัวช่วยเพิ่มไอน้ำในอากาศที่สำคัญมาก ด้วยกระบวนการที่เป็นไปอย่างช้า ๆ ละอองไอน้ำจากแหล่งน้ำจะค่อย ๆ ลอยขึ้นไปเพิ่มปริมาณไอน้ำให้แก่อากาศเบื้องบน
2. อุณหภูมิของอากาศ จากกฎความชื้นสัมพัทธ์ ความชื้นสัมพัทธ์เปลี่ยนแปลงไปตามการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ เมื่ออุณหภูมิของอากาศต่ำ ความชื้นสัมพัทธ์สูง และถ้าอุณหภูมิสูงความชื้นจะต่ำ ทั้งนี้เพราะเมื่ออุณหภูมิของอากาศสูงขึ้นปริมาตรของอากาศจะขยายมากขึ้น

2.7 การวัดปริมาณความชื้น

การวัดปริมาณความชื้นในอากาศสามารถวัดได้หลายแบบ ขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของผู้ที่จะนำไปใช้ การวัดปริมาณความชื้นสามารถแยกออกเป็นวิธีต่าง ๆ ดังนี้

- 1) ความชื้นสัมบูรณ์ (Absolute humidity) คืออัตราส่วนระหว่างมวลไอน้ำและปริมาตรของอากาศรวมหรือเรียกอีกอย่างหนึ่งว่าความหนาแน่นไอน้ำ (Vapour density) ดังสมการ

$$p_v = m_v/v \quad (2.15)$$

- กำหนดให้ m_v คือมวลไอน้ำ, g
 v คือปริมาตรของอากาศรวม, m³
 p_v คือความชื้นสัมบูรณ์, g/m³

2) เรโซส่วนผสม (Mixing ratio) คืออัตราส่วนมวลของไอน้ำและมวลของอากาศแห้ง ตามสมการที่ (2.16)

$$r = m_v / m_d \quad (2.16)$$

กำหนดให้ m_d คือมวลของอากาศแห้ง, g
 r คือเรโซส่วนผสม, g/kg

3) ความชื้นจำเพาะ (Specific humidity) คืออัตราส่วนระหว่างมวลของไอน้ำและมวลของอากาศรวม ดังสมการที่ (2.17)

$$q = m_v / (m_v + m_d) \quad (2.17)$$

กำหนดให้ m_v คือมวลไอน้ำ, g
 $m_v + m_d$ คือมวลอากาศรวม, kg
 q คือความชื้นจำเพาะ, g/kg

4. อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew point temperature) คืออุณหภูมิหนึ่ง ๆ ที่อากาศไม่อิ่มตัว (Unsaturated air) จะต้องเย็นตัวลง โดยที่ความดันหรือความกดอากาศ และปริมาณไอน้ำในอากาศนั้นไม่เปลี่ยนแปลง จนกระทั่งถึงจุดอิ่มตัว (Saturated air) ณ อุณหภูมิหนึ่ง ๆ ที่อากาศอิ่มตัวด้วยไอน้ำเริ่มกลั่นตัวเป็นหยดน้ำเราเรียกว่า อุณหภูมิจุดน้ำค้าง

5. ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) ความชื้นสัมพัทธ์มีหน่วยเป็นเปอร์เซ็นต์สามารถเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

$$RH = [e(T_a) / e_s(T_a)] \times 100 \quad (2.18)$$

กำหนดให้ $e(T_a)$ คือความดันไอน้ำที่มีอยู่จริงที่อุณหภูมิหนึ่ง ๆ, mb
 $e_s(T_a)$ คือความดันไอน้ำเมื่อถึงจุดอิ่มตัวที่อุณหภูมิและความดันอากาศเดียวกัน, mb
 RH คือความชื้นสัมพัทธ์, %

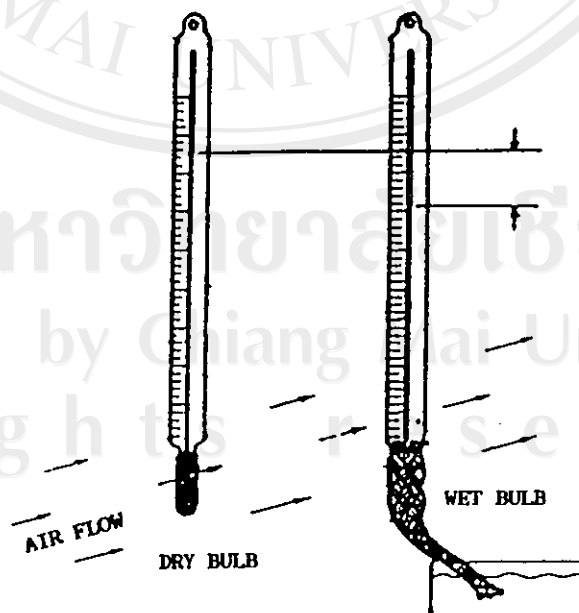
6. ความดันไอ (Vapour pressure) คือความดันไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศตามสมการ

$$e(T_d) = e_s(T_w) - \gamma(T_d - T_w) \quad (2.19)$$

กำหนดให้ $e(T_d)$ คือความดันไอน้ำที่มีอยู่จริงที่อุณหภูมิหนึ่ง ๆ, mb
 $e_s(T_w)$ คือความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิกระเปาะเปียก, mb
 γ คือค่าคงที่ไทรโครเมตริก, mb/ °C
 T_w คืออุณหภูมิกระเปาะเปียก, °C
 T_d คืออุณหภูมิกระเปาะแห้ง, °C

2.8 ไฮโกรมิเตอร์ชนิดกระเปาะแห้งและเปียก (Wet-dry bulb hygrometer)

ไฮโกรมิเตอร์ชนิดกระเปาะแห้งและเปียก ใช้สำหรับวัดค่าความชื้นสัมพัทธ์แสดงดังรูป
 ที่ 2.3



รูปที่ 2.3 แสดงไฮโกรมิเตอร์ชนิดกระเปาะแห้งและเปียก

ไฮโกรมิเตอร์ชนิดกระเปาะแห้งและเปียก แบบระบายอากาศตามธรรมชาติเป็นที่นิยมกันมาก (ราคาไม่แพงให้ผลแม่นยำและมีความถูกต้องสูง) เทอร์โมมิเตอร์กระเปาะแห้งและเปียกที่ใช้ เป็นเทอร์โมมิเตอร์ธรรมดาชนิดปรอทบรรจุอยู่ในหลอดแก้ว เทอร์โมมิเตอร์ทั้งสองจะถูกติดตั้งแยกห่างกันประมาณ 5 cm ตัวกระเปาะของเทอร์โมมิเตอร์ อันหนึ่งจะหุ้มด้วยผ้ามีสลิน และมีเชือกเนื้อละเอียดเล็ก ๆ ต่ลงไปยังขวดที่บรรจุน้ำกลั่น หรือน้ำฝนสะอาดทำให้ผ้ามีสลินที่หุ้มกระเปาะเปียกชื้นอยู่เสมอ เวลาทำการตรวจวัดก็อ่านค่าอุณหภูมิทั้งสอง อัตราการระเหยน้ำจากกระเปาะเปียกนั้น มีความผันแปรมากตามอัตราการระบายอากาศ หรือความชื้นของอากาศ

การถ่ายเทไอน้ำจากพื้นผิวระเหยสู่อากาศ (Transport of water vapour from evaporating surface to air)

ในสภาวะอากาศนิ่ง ก๊าซต่าง ๆ เคลื่อนที่ไปตามความชันของความเข้มข้น (Concentration gradien) จากบริเวณที่มีความเข้มข้นสูงไปยังบริเวณที่มีความเข้มข้นต่ำ ความชันของความเข้มข้นคือ แรงที่ทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของมวลสาร หรือเกิดกระแสการไหลของมวลสารขึ้น อย่างไรก็ตามยังมีสิ่งกีดขวางต่อการไหลหรือการถ่ายเทมวลสารนั้น ๆ โดยขึ้นอยู่กับความหนืดของของไหล และความเกี่ยวข้องระหว่างของไหลกับพื้นผิวที่ของไหลนั้นไหลผ่าน ความสัมพันธ์ดังกล่าวสามารถแสดงได้โดยใช้กฎของฟิกซ์ (Fick's first law of diffusion) ซึ่งกล่าวว่าเมื่อมีความแตกต่างของความเข้มข้นหรือความหนาแน่นของมวลสาร dp ตามระยะทางที่เพิ่มขึ้น dz ปริมาณของมวลสาร M ที่ไหลผ่านหนึ่งหน่วยพื้นที่หน้าตัดในหนึ่งหน่วยเวลา สามารถแสดงได้ดังสมการ

$$M = -kdp/dz \quad (2.20)$$

กำหนดให้ k คือค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายของมวลสารนั้น ๆ

เครื่องหมายลบ แสดงถึงทิศทางการเคลื่อนที่จากบริเวณที่มีความเข้มข้นสูงไปยังบริเวณที่มีความเข้มข้นต่ำตามระยะทางที่เพิ่มขึ้น สำหรับการถ่ายเทมวลของไอน้ำต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ และหนึ่งหน่วยเวลา สามารถแสดงได้ดังสมการ

$$E = -k_v dp_v / dz \quad (2.21)$$

กำหนดให้ E คือความเข้มข้นของการถ่ายเทมวลของไอน้ำ, $\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}$
 dp_v / dz คือความชันของความหนาแน่นไอหรือความชื้นสัมบูรณ์
 k_v คือสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายของไอน้ำ

จากสมการที่ (2.17) ความชื้นจำเพาะสามารถเขียนได้อีกแบบหนึ่งดังนี้

$$q = p_v / p \quad (2.22)$$

และจากกฎความดันย่อยของดาลตัน

$$p = p_a + e$$

กำหนดให้ P คือความดันของอากาศรวม
 p_a คือความดันของอากาศแห้ง
 e คือความดันไอน้ำ

และ $p = p_a + p_v \quad (2.23)$

กำหนดให้ p คือความหนาแน่นของอากาศรวม
 p_a คือความหนาแน่นของอากาศแห้ง
 p_v คือความหนาแน่นของไอน้ำ

และจากกฎของก๊าซ

$$PV = nRT$$

$$p_a V = m_a RT / M_a$$

$$p_a = \rho_a R_a T$$

ดังนั้น $p_a = P_a / R_a T \quad (2.24)$

ในทำนองเดียวกัน

$$p_v = e/R_v T \quad (2.25)$$

เมื่อ

$$R_d = R/M_d$$

$$R_v = R/M_v$$

กำหนดให้ M_d คือน้ำหนักโมเลกุลของอากาศแห้ง (28.95 kg/kmole)

M_v คือน้ำหนักโมเลกุลของไอน้ำ (18.02 kg/kmole)

จะได้ว่า

$$M_v/M_d = R_d/R_v = 0.622$$

แทนสมการที่ (2.24) และ (2.25) ในสมการที่ (2.23)

$$p = (P - 0.378e)/R_d T \quad (2.26)$$

แทนสมการที่ (2.25) และ (2.26) ในสมการที่ (2.22)

$$q = 0.622e/(P - 0.378e)$$

โดยปกติแล้ว $P \gg e$ ดังนั้น $P - 0.378e = P$

$$\text{ดังนั้น } q = 0.622e/p \quad (2.27)$$

แทนค่า $p_v = qp$ ลงในสมการที่ (2.21)

$$E = -K_v d(qp)/dz$$

$$E = -k_v p(0.622/P) de/dz$$

$$E = -k_v p(e/P) de/dz \quad (2.28)$$

เมื่อ

$$e = 0.622$$

ความเข้มข้นของการถ่ายเทความร้อนแฝง

ปริมาณไอน้ำที่ระเหยจากผิวน้ำ (กระเปาะเปียก) ยังขึ้นอยู่กับปริมาณของพลังงานความร้อนที่ใช้ในการเปลี่ยนสถานะของน้ำในรูปของเหลวไปเป็นไอ (ความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ) ปริมาณความร้อนแฝงที่ต้องใช้ในการระเหยน้ำในหนึ่งหน่วยพื้นที่ผิวน้ำ ในหนึ่งหน่วยเวลาเรียกว่า **ความเข้มข้นของการถ่ายเทความร้อนแฝง** จากสมการที่ (2.28) เขียนใหม่ได้คือ

$$\begin{aligned} \lambda E &= -\rho \lambda (E/P) k_v de/dz \\ \lambda E &= -(\rho c_p / \gamma) k_v de/dz \\ \text{เมื่อ } \gamma &= c_p P / \lambda E \end{aligned} \quad (2.29)$$

กำหนดให้	λE	คือความเข้มข้นของการถ่ายเทความร้อนแฝง, W/m^2
	λ	คือความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ, J/kg หรือ J/g
	c_p	คือความร้อนจำเพาะของอากาศที่ความดันคงที่, $J/kg \cdot K$ หรือ $J/g \cdot ^\circ C$
	γ	คือค่าคงที่ไซโครเมตริก (Psychrometric constant, $c_p P / \lambda E$) $mb/^\circ C$ มีค่าเท่ากับ $0.662 \text{ mb}/^\circ C$
	de/dz	คือความชันของความดันไอ

จากรูปที่ 2.3 ความดันไอที่กระเปาะเปียกอิ่มตัวด้วยไอน้ำตลอดเวลา ($e_s(T_w)$) และถ่ายเทไอน้ำออกสู่อากาศบริเวณรอบ ๆ จนกว่าจะเกิดการสมดุลแห่งการระเหย (Equilibrium point of vapour transfer) การระเหยน้ำจากกระเปาะเปียกดึงเอาความร้อนจากอากาศที่อยู่รอบ ๆ (ความร้อนแฝง) เพื่อใช้ในการระเหยจึงทำให้อากาศรอบ ๆ กระเปาะเปียกมีอุณหภูมิต่ำลง นั่นคืออุณหภูมิที่อ่านจากเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะเปียกต่ำกว่าอุณหภูมิที่อ่านจากเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะแห้ง ยกเว้นกรณีที่อากาศอิ่มตัวด้วยไอน้ำ การถ่ายเทความร้อนแฝงระหว่างกระเปาะแห้งและกระเปาะเปียกจะไม่เกิดขึ้น เมื่ออุณหภูมิที่กระเปาะแห้งและกระเปาะเปียกเท่ากัน

การถ่ายเทความร้อนแฝงระหว่างพื้นผิวกะเปาะเปียกและอากาศรอบ ๆ กระเปาะแห้ง

ปริมาณความร้อนที่ถ่ายเทระหว่างพื้นดินกับอากาศ ต่อหนึ่งหน่วยเวลาและหนึ่งหน่วยพื้นที่หน้าตัด เรียกว่า **ความเข้มข้นของการถ่ายเทความร้อนที่รู้สึกได้**

$$H = - \rho c_p k_H dT/dz \quad (2.30)$$

กำหนดให้ H คือความเข้มข้นของการถ่ายเทความร้อนที่รู้สึกได้, W/m^2
 k_H คือสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายความร้อนของอากาศ, m^2/s
 dT/dz คือความชันของอุณหภูมิ, K/m

จากสมการสมดุลพลังงานรังสีบนพื้นผิวของ SEBE สามารถนำมาใช้ในการอธิบายการวัดความชื้นดังรูป 2.3 เนื่องจากเทอร์โมมิเตอร์ทั้งสองติดตั้งในที่กลางแจ้ง ซึ่งป้องกันพลังงานจากรังสีดวงอาทิตย์ (Total shortwave radiation) และรังสีท้องฟ้า (Long wave radiation) และไม่มีพลังงานถ่ายเทลงสู่ดิน (การนำความร้อนระหว่างกระเปาะแห้งหรือกระเปาะเปียกกับลำเทอร์โมมิเตอร์สามารถละทิ้งได้) ดังนั้นสมการที่ (2.14) สามารถเขียนใหม่ได้ดังนี้

$$H = - \lambda E \quad (2.31)$$

เมื่อ R_n และ $G = 0$

และแทนสมการที่ (2.29) และ (2.30) ลงในสมการที่ (2.31)

$$- \rho c_p k_H (dT/dz) = - [- (\rho c_p / r) k_v (de/dz)]$$

เนื่องจากว่าการถ่ายเทความร้อนที่รู้สึกได้และการถ่ายเทความร้อนแฝงเกิดขึ้นในสภาวะเดียวกัน จึงสมมติให้ค่า $k_H \sim k_v$ ดังนั้น

$$r dT = - de$$

$$r \int dT = - \int de$$

$$r(T_w - T_d) = - e + e_w$$

ดังนั้น $e(T_d) = e_w(T_w) - r(T_d - T_w)$

กำหนดให้ $e(T_a)$ คือความดันไอที่อุณหภูมิกระเปาะแห้งหรือเรียกว่าความดันไอจริง, mb
 $e_w(T_w)$ คือความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิกระเปาะเปียก, mb

ความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิใด ๆ ซึ่งเป็นฟังก์ชันของอุณหภูมิคำนวณได้จากสมการดังนี้ (๕.๑๐)

$$e_w = 6.1078 \exp[17.267 T / (T + 237.3)] \quad (2.32)$$

นั่นคือ $e_w(T_w) = 6.1078 \exp[(17.267 T_w) / (T_w + 237.3)]$
 และ $e_w(T_d) = 6.1078 \exp[(17.267 T_d) / (T_d + 237.3)]$

นำค่า $e(T_a)$ และ $e_w(T_d)$ แทนในสมการที่ (2.18)

$$RH = \frac{\{6.1078 \exp[(17.267 T_w) / (T_w + 237.3)] - T(T_d - T_w)\} / 6.1078 \exp[(17.267 T_d) / (T_d + 237.3)]}{1} \times 100 \quad (2.33)$$

จากสมการที่ (2.33) ซึ่งใช้ในการควบคุมความชื้นในโรงเรือน โดยการวัดอุณหภูมิกระเปาะแห้งและกระเปาะเปียก นำมาประมวลผลตามสมการ เมื่อความชื้นต่ำกว่าค่าที่ต้องการก็เพิ่มความชื้นเข้าไปในระบบ จนถึงค่าที่ต้องการและเมื่อมีค่าสูงกว่าก็ระบายความชื้นออกจากระบบ

2.9 อุณหภูมิภายในโรงเรือน (Internal temperature) (๕.๑๑)

อุณหภูมิภายในโรงเรือนมีค่าเพิ่มขึ้นและลดลง เนื่องจากความร้อนมีการถ่ายเทระหว่างดวงอาทิตย์กับโรงเรือน พื้นโลกกับโรงเรือน หรืออากาศรอบ ๆ โรงเรือนถ่ายเทเข้าออก ฯลฯ วิธีการถ่ายเทความร้อนมีหลายวิธีคือ การนำและการพาความร้อน และการแผ่รังสีความร้อน แต่การถ่ายเทความร้อนในโรงเรือนมักไม่ปรากฏเป็นวิธีใดวิธีหนึ่งโดยเฉพาะ ซึ่งจะเป็นรูปผสมของวิธีดังกล่าว และพลังงานความร้อนจะหยุดถ่ายเทเมื่อระบบมีอุณหภูมิเท่ากัน ซึ่งขณะนั้นระบบจะสมดุลพลังงานความร้อน

การถ่ายเทความร้อนภายในโรงเรือน^(2.5.5)

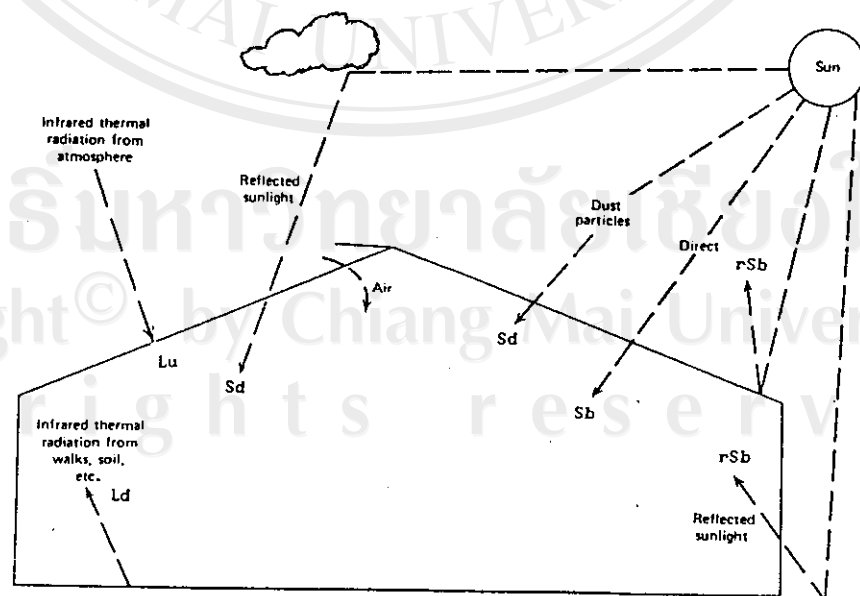
ความร้อนในโรงเรือนมีค่าเพิ่มขึ้นเนื่องจากการถ่ายเทความร้อน ด้วยวิธีการต่าง ๆ คือ

1) การถ่ายเทความร้อนโดยการแผ่รังสี

จากสมการที่ (2.2) การสมดุลพลังงานรังสีบนพื้นโลก สามารถเขียนใหม่ได้เป็น

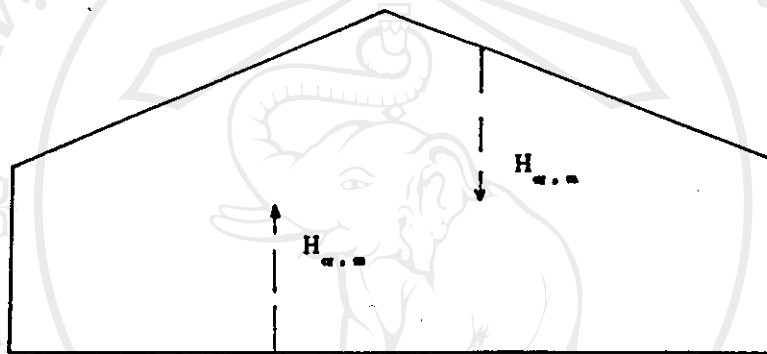
$$R_n = S_n(1-r) + L_n \quad (2.34)$$

- เมื่อ R_n คือพลังงานรวมสุทธิบนผิวโลก
 S_n คือพลังงานรังสีคลื่นสั้นรวม ($S_b + S_d$) ที่มาถึงพื้นโลก
 L_n คือพลังงานรังสีคลื่นยาวสุทธิ ($L_u + L_d$)
 r คือค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนกลับของผิวโลก



รูปที่ 2.4 แสดงโรงเรือนได้รับพลังงานรังสีคลื่นสั้นและคลื่นยาว

จากรูปที่ 2.4 พลังงานรังสีที่ตกกระทบผิวภายนอกของโรงเรือน จะมีส่วนหนึ่งสะท้อนออกสู่บรรยากาศ บางส่วนถูกดูดกลืนโดยพื้น หลังคาและด้านข้าง และถูกเปลี่ยนเป็นรังสีความร้อน (คลื่นยาว) เข้าไปภายในโรงเรือนอีก แสดงได้ดังรูปที่ 2.5



รูปที่ 2.5 แสดงโรงเรือนได้รับพลังงานรังสีคลื่นยาวจากพื้น หลังคาและด้านข้าง

อัตราพลังงานรังสีคลื่นยาวที่แผ่เข้าไปในโรงเรือนสามารถคำนวณได้จากสมการที่ (2.1)

ดังนี้

$$H_{g..} = A_g \sigma T_g^4 \quad (2.34)$$

$$H_{a..} = A_g \sigma T_a^4 \quad (2.35)$$

$$H_{n..} = A_g \sigma T_g^4 - A_g \sigma T_a^4$$

$$H_{n..} = A_g \sigma (T_g^4 - T_a^4)$$

$$H_{n..} = h_r \sigma A (T_g^4 - T_a^4) \quad (2.36)$$

เมื่อ $h_r = (T_g^2 + T_a^2)(T_g^2 + T_a^2)$

กำหนดให้ $H_{g..}$ คืออัตราการแผ่รังสีของหลังคาและด้านข้าง, W

$H_{a..}$ คืออัตราการแผ่รังสีของพื้น, W

$H_{n..}$ คือผลรวมอัตราการแผ่รังสี, W

σ คือ Stefan - Boltzman constant

A_g คือพื้นที่หลังคาและด้านข้าง, m²

A คือพื้นที่พื้น, m^2

T_{∞} คืออุณหภูมิหลังคาและด้านข้าง, K

$T_{\text{พื้น}}$ คืออุณหภูมิพื้น, K

2) การถ่ายเทความร้อนโดยการนำและการพา

การถ่ายเทพลังงานความร้อน ระหว่างวัตถุหรือสิ่งมีชีวิตกับของไหล (Fluid เช่น อากาศที่อยู่ล้อมรอบ) ที่เกิดขึ้นทั้งกระบวนการนำและการเคลื่อนที่ของของไหล รวมเรียกว่า การพาความร้อน (Convection) ซึ่งมี 2 วิธีคือ

ก. การพาแบบอิสระหรือแบบธรรมชาติ (Natural or free convection) คือการเคลื่อนที่ของของไหลที่เกิดจากความแตกต่างของความหนาแน่นของของไหลโดยเป็นผลมาจากความแตกต่างของอุณหภูมิของของไหล

ข. การพาแบบไม่อิสระ (Forced convection) คือการไหลหรือการเคลื่อนที่ของของไหล เนื่องจากมีแรงภายนอกมากระทำ เช่น เครื่องฉีบน้ำ นัคลมระบายอากาศ

การถ่ายเทความร้อนโดยการพาแบบอิสระภายในโรงเรือน หาได้จากสมการดังนี้คือ

$$H_{\text{พื้น}} = h_{\text{พื้น}} A_{\text{พื้น}} (T_{\text{พื้น}} - T) \quad (2.37)$$

$$H_{\text{หลังคา}} = h_{\text{หลังคา}} A_{\text{หลังคา}} (T_{\text{หลังคา}} - T) \quad (2.38)$$

$$H_{\text{รวม}} = h_{\text{พื้น}} A_{\text{พื้น}} (T_{\text{พื้น}} - T) + h_{\text{หลังคา}} A_{\text{หลังคา}} (T_{\text{หลังคา}} - T) \quad (2.39)$$

กำหนดให้ $H_{\text{รวม}}$ คืออัตราการพาความร้อนของหลังคาและด้านข้าง, W

$H_{\text{พื้น}}$ คืออัตราการพาความร้อนของพื้น, W

$H_{\text{รวม}}$ คือผลรวมอัตราการพาความร้อน, W

$h_{\text{พื้น}}$ คือสัมประสิทธิ์การพาความร้อนของหลังคาและด้านข้าง, $W/m^2 \cdot K$

$h_{\text{หลังคา}}$ คือสัมประสิทธิ์การพาความร้อนของพื้น, $W/m^2 \cdot K$

T คืออุณหภูมิภายในโรงเรือน, K

ถ้าไม่คิดการถ่ายเทความร้อนโดยการพาแบบไม่อิสระ เมื่อรวมสมการที่ (2.36) และ (2.39) เข้าด้วยกันจะเป็นผลรวมอัตราการถ่ายเทความร้อนภายในโรงเรือน (H_c) สามารถเขียนเป็นสมการคือ

$$H_c = H_u + H_e \quad (2.40)$$

$$\text{ดังนั้น } H_c = h_r A (T_u - T_u) + h_{ra} A (T_u - T) + h_{re} A (T_u - T) \quad (2.41)$$

เมื่ออากาศภายในโรงเรือนได้รับพลังงานความร้อนจากการถ่ายเทความร้อน ด้วยวิธีดังกล่าวทำให้โมเลกุลอากาศมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น กำหนดให้ ΔQ คืออัตราความร้อนที่โมเลกุลอากาศได้รับซึ่งมีหน่วยเป็นวัตต์ และ dT/dt คืออุณหภูมิที่เปลี่ยนไปในหนึ่งหน่วยเวลา ดังนั้นจะได้ว่า

$$\Delta Q = \rho c_p V dT/dt \quad (2.42)$$

ความร้อนที่โมเลกุลอากาศได้รับมาจากอัตราการถ่ายเทพลังงานความร้อนทั้งหมดภายในโรงเรือน นั่นคือสมการที่ (2.41) เท่ากับสมการที่ (2.42) ซึ่งเขียนใหม่ได้ดังนี้

$$\rho c_p V dT/dt = h_r A (T_u - T_u) + h_{ra} A (T_u - T) + h_{re} A (T_u - T) \quad (2.43)$$

ในช่วงเวลาสั้น ๆ อุณหภูมิอากาศภายในโรงเรือนคงที่ หรือกล่าวได้ว่าเกิดการสมดุลพลังงานความร้อน จึงทำให้ $dT/dt = 0$ สมการที่ (2.43) จึงสามารถเขียนใหม่ได้เป็น

$$h_r A (T_u - T_u) = h_{ra} A (T_u - T) + h_{re} A (T_u - T) \quad (2.44)$$

ถ้าไม่คิดการถ่ายเทความร้อนด้วยวิธีการพาของหลังคาและด้านข้าง สมการที่ (2.44) ใหม่ได้ดังนี้

$$\begin{aligned} h_r A (T_u - T_u) &= h_{ra} A (T_u - T) \\ T &= [h_r (T_u - T_u) + h_{re} T_u] / h_{ra} \end{aligned} \quad (2.45)$$

ในการทำงานเดียวกันถ้าไม่คิดการถ่ายเทความร้อนด้วยวิธีการพาของพื้น สมการที่ (2.44) เขียนใหม่ได้ดังนี้

$$T = [h_r(T_\infty - T_\infty) + h_u T_\infty] / h_u \quad (2.46)$$

สมการที่ (2.45) และ (2.46) ใช้คำนวณหาอุณหภูมิของอากาศภายในโรงเรือน เมื่อทราบอุณหภูมิของพื้นและหลังคาหรือด้านข้าง แต่ในการทดลองครั้งนี้ ได้ใช้เครื่องมือวัดอุณหภูมิภายในโรงเรือนโดยตรง