บทที่ 6
ไอน้ำและวัฏจักรของน้ำ

6.1 ความดันไอ และความดันไออิ่มตัว

6.1.1 อุณหภูมิของจุดน้ำค้าง

6.2 การแสดงค่าความชื้น

6.3 การระเหยและการควบแน่น

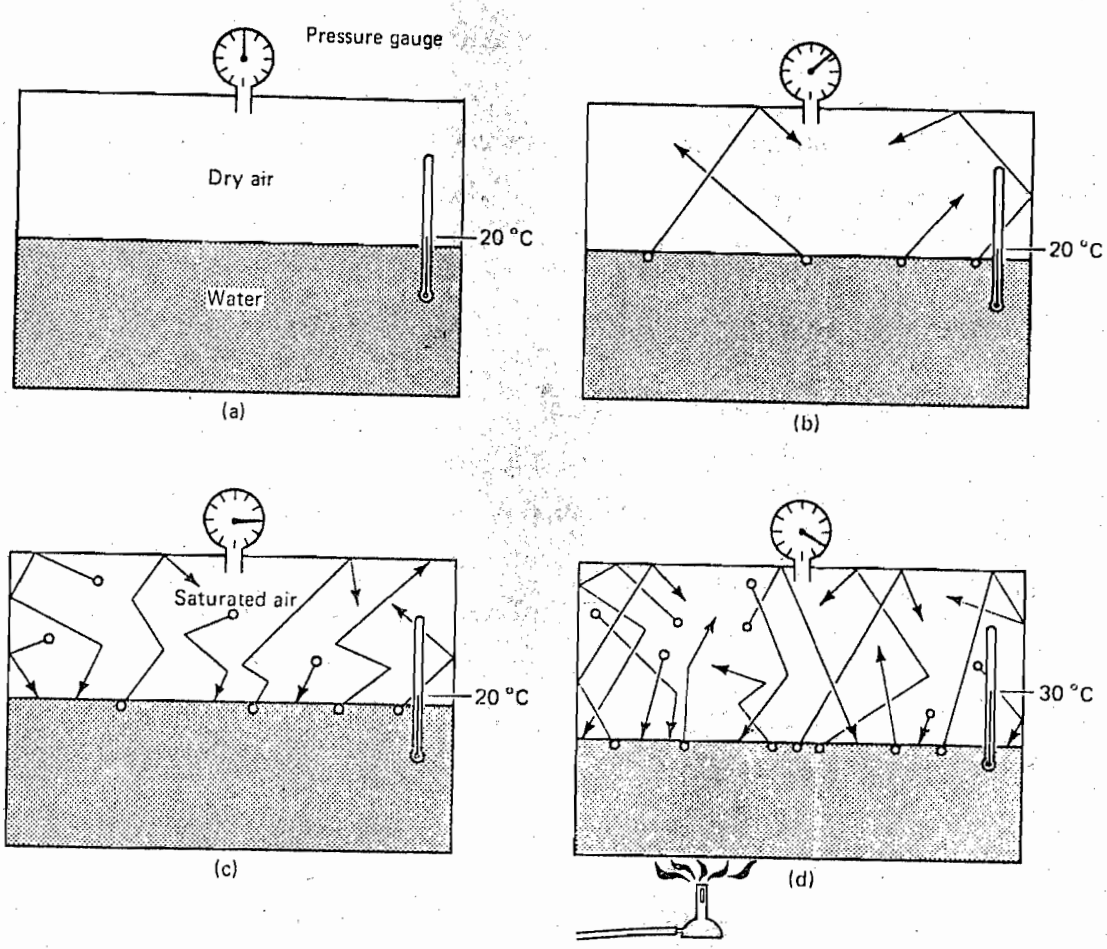
6.4 วัฏจักรของน้ำ

เมื่อโมเลกุลของน้ำเคลื่อนไหวนั้น โมเลกุลบางโมเลกุลจะหนีจากพื้นผิวน้ำขึ้นสู่อากาศและโมเลกุลอื่นของไอน้ำอาจจะตกกลับลงสู่น้ำ เมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้นจำนวนโมเลกุลที่หนีจะมากกว่าจำนวนโมเลกุลที่กลับลงมาในน้ำ การลดลงของอุณหภูมิจะทำให้การหนีของโมเลกุลของน้ำช้าลง และเป็นเหตุให้โมเลกุลของไอน้ำในอากาศควบแน่นกลับลงมาเป็นน้ำ ดังนั้นจำนวนไอน้ำในอากาศขึ้นกับ (1) อุณหภูมิของน้ำ (2) ความเร็วของลม (3) ความชื้น (4) ความเค็มของน้ำ (5) จำนวนพื้นผิวของน้ำที่ระเหย

สำหรับข้อ 1 นั้น อุณหภูมิยิ่งสูงโมเลกุลของน้ำยิ่งเคลื่อนไหวเร็ว และหนีขึ้นสู่เบื้องบนได้มาก ในข้อ 2 ความเร็วของลมถ้าหากมีลมพัดผ่านแหล่งที่เกิดไอน้ำ ก็จะทำให้น้ำระเหยได้เร็วยิ่งขึ้น สำหรับข้อ 3 ความชื้นที่มีอยู่แล้วในบรรยากาศ ในขณะที่โมเลกุลของน้ำหนีขึ้นสู่ช่องว่างเหนือพื้นน้ำนั้น มันจะชนกับอากาศและโมเลกุลของไอน้ำอื่น และตกกลับลงมาเป็นน้ำอีก ดังนั้นถ้ามีไอน้ำในอากาศมากอยู่แล้ว อัตราการระเหยก็จะน้อย และถ้าจำนวนไอน้ำในอากาศมีน้อยการระเหยจะเร็ว ข้อ 4 ความเค็มของน้ำ น้ำยิ่งเค็มมากก็จะยิ่งระเหยได้น้อยสำหรับน้ำทะเลนั้นจะระเหยช้ากว่าน้ำบริสุทธิ์ประมาณ 5 เปอร์เซนต์ ข้อ 5 จำนวนพื้นผิวของการระเหย ถ้าพื้นผิวกว้างน้ำก็จะระเหยได้เร็ว

6.1 ความดันไอ และความดันไออิ่มตัว (Vapor Pressure and Saturation vapor Pressure)

เราลองพิจารณาว่ามีถังน้ำที่ปิดมิดชิดอยู่ใบหนึ่งซึ่งภายในมีน้ำบรรจุอยู่ครึ่งหนึ่ง และอีกส่วนหนึ่งของครึ่งถังที่เหลือจะเป็นอากาศแห้ง (ไม่มีไอน้ำปน) อยู่เบื้องบน (ดูรูป 6.1) เมื่อไอน้ำเริ่มต้นระเหยจากผิวน้ำ จำนวนความกดที่เพิ่มขึ้นเล็กน้อยจะสามารถตรวจพบได้ในอากาศที่อยู่ข้างบน ความกดที่เพิ่มขึ้นนี้เป็นผลจากการเคลื่อนไหวของโมเลกุลของไอน้ำที่เพิ่มเข้าไปอันเนื่องมาจากการระเหยสำหรับในบรรยากาศทั่วไปเราเรียกจำนวนไอน้ำที่มีจริงที่ทำให้เกิดความกดนี้ว่าความดันไอ (vapor pressure) และเมื่อมีโมเลกุลของไอน้ำหนีจากพื้นผิวน้ำที่อยู่ภายในถังเพิ่มมากขึ้น ความดันของไอน้ำในอากาศเบื้องบนที่เพิ่มมากขึ้นอย่างสม่ำเสมอก็จะบังคับให้โมเลกุลเหล่านี้กลับมาเป็นน้ำเพิ่มมากขึ้นเช่นกัน ในขั้นสุดท้ายจำนวนโมเลกุลของไอน้ำที่หนีขึ้นมาจะเท่ากับจำนวนโมเลกุลที่กลับลงไปเป็นน้ำ ซึ่งจุดนี้เองเราเรียกว่าอากาศอิ่มตัว (saturated) เมื่ออากาศอิ่มตัวหรือมีไอน้ำได้เต็มที่ที่อุณหภูมิและความกดดันอันหนึ่งนั้น ความดันไอในขณะนั้นเรียกว่าความดันไออิ่มตัว (saturation vapor pressure) ถ้าเราทำให้อุณหภูมิของน้ำในถังให้เพิ่มมากขึ้น ก็จะมีน้ำที่ระเหยได้มากยิ่งขึ้นก่อนที่จุดสมดุลจะมาถึง ดังนั้นผลก็คือความดันไออิ่มตัวจะขึ้นกับอุณหภูมิหรือพูดง่าย ๆ ว่าอุณหภูมิยิ่งสูง ก็ยิ่งต้องการจำนวนไอน้ำมากขึ้นเพื่อให้เกิดการอิ่มตัว จำนวนไอน้ำที่ต้องการให้เกิดการอิ่มตัวที่อุณหภูมิต่าง ๆ แสดงไว้ในตารางที่ 6.1



รูป 6.1 รูปแสดงความดันไอ และความอันไออิ่มตัว

WATER-VAPOR CAPACITY OF A CUBIC-METER VOLUME ($\rho_{wv} \times 10^6$) AT VARIOUS TEMPERATURES

Temp., °C	Grams	Temp., °C	Grams
−40	0.120	0	4.847
−35	0.205	5	6.797
−30	0.342	10	9.401
−25	0.559	15	12.832
−20	0.894	20	17.300
−15	1.403	25	23.049
−10	2.158	30	30.371
−5	3.261	35	39.599
		40	51.117

ตาราง 6.1 จำนวนไอน้ำที่มีได้เต็มที่เป็นกรัมต่อลูกบาศก์เมตรที่อุณหภูมิต่าง ๆ

6.1.1 อุณหภูมิของจุดน้ำค้าง (Temperature of the Dew Point)

ให้คำจำกัดความว่าเป็นอุณหภูมิที่การควบแน่นเริ่มเกิดขึ้นถ้าอากาศเย็นลงด้วยความกดคงที่โดยไม่เพิ่มหรือเอาไอน้ำออก หรือพูดว่าเป็นอุณหภูมิซึ่งปริมาณของไอน้ำที่มีจริงในบรรยากาศเริ่มอิ่มตัวนั่นเอง (ใช้อักษรย่อว่า T_d)

6.2 การแสดงค่าความชื้น

ความชื้นในอากาศแสดงได้สี่วิธีดังนี้

1. ความชื้นสัมบูรณ์ (Absolute Humidity) ซึ่งหมายถึง จำนวนไอน้ำที่มีอยู่ในหนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศ ดังนั้นจึงมีหน่วยเป็นกรัมของไอน้ำต่อลูกบาศก์เมตรของอากาศ

$$\text{ความชื้นสัมบูรณ์} = \frac{\text{มวลของไอน้ำ (g)}}{\text{หนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศ } (m^3)}$$

บางครั้งเราเรียกความชื้นสัมบูรณ์นี้ว่าความหนาแน่นของไอน้ำ (vapor density) และสมการของสถานะที่ใช้สำหรับไอน้ำเขียนได้ดังนี้

จาก $$p = \rho \frac{R}{m} T$$

ความดันไอน้ำเมื่อยังไม่อิ่มตัวจะใช้สัญลักษณ์ e แทน ดังนั้น

$$e = \rho_w \frac{R}{m_w} T \qquad .....(6.1)$$

เมื่อ ρ_w คือ ความชื้นสัมบูรณ์ หรือ ความหนาแน่นไอ อักษรย่อ w หมายถึงไอน้ำนั่นเอง และเมื่ออากาศอิ่มตัวค่าของความดันไออิ่มตัวจะใช้อักษรย่อ e_s (ดูตารางที่ 6.2) และความชื้นสัมบูรณ์ที่จุดอิ่มตัว จะใช้ ρ_{ws} (ดูตาราง 6.1)

2. ความชื้นจำเพาะ (Specific Humidity) (ใช้อักษรย่อ q) ซึ่งให้คำจำกัดความว่า เป็นจำนวนน้ำหนักของไอน้ำในหนึ่งหน่วยน้ำหนักของอากาศชื้น (อากาศแห้ง + ไอน้ำ) ดังนั้น

$$\text{ความชื้นจำเพาะ } (q) = \frac{M_w}{M_a}$$

เมื่อ M_w เป็นมวลของไอน้ำ และ M_a เป็นมวลของอากาศชื้น เนื่องจากแก๊สทุกชนิดจะมีปริมาตรเท่ากันคือ V และเนื่องจาก $M_w = \rho_w V$ และ $M_a = (\rho_d + \rho_w)V$ ค่า V

	Temperature, °C									
	Units									
Tens	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
40	73.777	77.802	82.015	86.423	91.034	95.855	100.89	106.16	111.66	117.40
30	42.430	44.927	47.551	50.307	53.200	56.236	59.422	62.762	66.264	69.934
20	23.373	24.861	26.430	28.086	29.831	31.671	33.608	35.649	37.796	40.055
10	12.272	13.119	14.017	14.969	15.977	17.044	18.173	19.367	20.630	21.964
+0	6.1078	6.5662	7.0547	7.5753	8.1294	8.7192	9.3465	10.013	10.722	11.474
−0	6.1078	5.623	5.173	4.757	4.372	4.015	3.685	3.379	3.097	2.837
	6.1078	*5.6780*	*5.2753*	*4.8981*	*4.5451*	*4.2148*	*3.9061*	*3.6177*	*3.3484*	*3.0971*
−10	2.597	2.376	2.172	1.984	1.811	1.652	1.506	1.371	1.248	1.135
	2.8627	*2.6443*	*2.4409*	*2.2515*	*2.0755*	*1.9118*	*1.7597*	*1.6186*	*1.4877*	*1.3664*
−20	1.032	0.9370	0.8502	0.7709	0.6985	0.6323	0.5720	0.5170	0.4669	0.4213
	1.2540	*1.1500*	*1.0538*	*0.9649*	*0.8827*	*0.8070*	*0.7371*	*0.6727*	*0.6134*	*0.5589*
−30	0.3798	0.3421	0.3079	0.2769	0.2488	0.2233	0.2002	0.1794	0.1606	0.1436
	0.5088	*0.4628*	*0.4205*	*0.3818*	*0.3463*	*0.3139*	*0.2842*	*0.2571*	*0.2323*	*0.2097*
−40	0.1283	0.1145	0.1021	0.09098	0.08097	0.07198	0.06393	0.05671	0.05026	0.04449
	0.1891	*0.1704*	*0.1534*	*0.1379*	*0.1239*	*0.1111*	*0.09961*	*0.08918*	*0.07975*	*0.07124*
−50	0.03935	0.03476	0.03067	0.02703	0.02380	0.02092	0.01838	0.01612	0.01413	0.01236

ตาราง 6.2 ความดันไออิ่มตัวเหนือน้ำ และเหนือน้ำแข็งหน่วยเป็นมิลลิบาร์ (ที่อุณหภูมิต่ำกว่า 0°C ตัวเลขเอนจะเป็นค่าความดันไออิ่มตัวเหนือน้ำ)

จะถูกตัดไป ดังนั้น

$$q = \frac{M_w}{M_a} = \frac{\rho_w V}{(\rho_d + \rho_w)V} = \frac{\rho_w}{\rho_d + \rho_w} \qquad .....(6.2)$$

ตัวหารจะเป็นความหนาแน่นของอากาศแห้ง (ρ_d) และความหนาแน่นของไอน้ำ (ρ_w) เมื่อแทนค่า

$$\rho_d = \frac{p_d m_d}{RT} \quad \text{และ} \quad \rho_w = \frac{e m_w}{RT} \quad \text{จะได้}$$

$$q = \frac{m_w e}{m_d p_d + m_w e} \qquad .....(6.3)$$

เรานำค่า m_d หารทั้งเศษและส่วน จะได้

$$q = \frac{m_w}{m_d}\left(\frac{e}{p_d + (m_w/m_d)e}\right)$$

แต่ ความกดทั้งหมด $P = p_d + e$ เพราะฉะนั้น $p_d = P - e$ ซึ่งแทนลงในสมการได้

$$q = \frac{m_w}{m_d}\frac{e}{P - [1 - (m_w/m_d)e]} \text{ g ต่อ g} \qquad .....(6.4)$$

และจาก $\frac{m_w}{m_a} = \frac{18}{28.9} = 0.622$

ดังนั้น $q = 0.622 \frac{e}{P - 0.3782}$ g ต่อ g .....(6.5)

หรือ $q = 0.622 \frac{e}{P}$ g ต่อ g (ค่าโดยประมาณ) .....(6.6)

และความชื้นจำเพาะที่จุดอิ่มตัวจะเขียนได้ว่า

$$q_s = 0.622 \frac{e_s}{p - 0.378e_s} \qquad .....(6.7)$$

3. อัตราส่วนผสม (Mixing Ratio) ใช้สัญลักษณ์ w ซึ่งให้คำจำกัดความว่าเป็นมวลของไอน้ำ ในหนึ่งหน่วยน้ำหนักของอากาศแห้ง ดังนั้นจึงมีหน่วยเป็นกรัมต่อกรัมหรือกรัมต่อกิโลกรัมเช่นเดียวกับความชื้นจำเพาะ ความแตกต่างของอัตราส่วนผสมจากความชื้นจำเพาะก็คือเป็นการเทียบกับหนึ่งหน่วยน้ำหนักของอากาศแห้งแทนที่จะเป็นหนึ่งหน่วยน้ำหนักของอากาศชื้นจากคำจำกัดความ

$$w = \frac{\rho_w}{\rho_d} \qquad .....(6.8)$$

และจากสมการของสถานะจะได้

$$w = \frac{m_w e}{m_d \rho_d} \qquad .....(6.9)$$

หรือ $w = 0.622 \frac{e}{P - e}$

ความสัมพันธ์ระหว่าง q และ w หาได้ดังนี้

$$q = \frac{\rho_w}{\rho_d + \rho_w}$$

โดยการหารทั้งเศษและส่วนด้วย ρ_d จะได้

$$q = \frac{\rho_w/\rho_d}{1 + (\rho_w/\rho_d)}$$

และ ρ_w/ρ_d ก็คือ w ดังนี้

$$q = \frac{w}{1 + w} \qquad .....(6.10)$$

เนื่องจาก w มีค่าไม่เกิน 0.02 g ต่อ g แทนค่าจะได้

$$q = \frac{0.02}{1 + 0.02} = 0.02$$

ดังนั้น q = w (โดยประมาณ) ทั้งค่า q และ w นี้จะเป็นค่าที่คงที่เพราะเป็นการเทียบกับน้ำหนัก 1 กิโลกรัมของอากาศ ซึ่งไม่ว่าอากาศจะขยายตัวหรือหดตัวก็ไม่มีผลกระทบ

เมื่ออากาศอิ่มตัว จำนวนไอน้ำที่มีจริงต่อหนึ่งกิโลกรัมก็จะเปลี่ยนเป็นจำนวนไอน้ำที่มีได้เต็มที่ต่อหนึ่งกิโลกรัม ตัวย่อก็จะเปลี่ยนเป็น w_s ค่า w_s แสดงไว้ในตาราง 6.3 ยกตัวอย่างเช่นที่ 40°C จะมีไอน้ำได้เต็มที่ 49.8 กรัมต่อหนึ่งกิโลกรัมของอากาศแห้ง และที่ -10°C จะมีไอน้ำได้เต็มที่เพียง 1.79 กรัมต่อหนึ่งกิโลกรัมเท่านั้น ตัวอย่างนี้แสดงให้เห็นว่าอากาศอุ่นสามารถมีไอน้ำได้มากกว่าอากาศเย็น

$T(T_d)$(°C)[a]	$W_s(W)$ (Grams of Vapor per Kilogram of Dry Air)	
50	88.12	
45	66.33	
40	49.81	
35	37.25	
30	27.69	
25	20.44	
20	14.95	
15	10.83	
10	7.76	
5	5.50	
0	3.84	
−5	2.644	(2.518)[b]
−10	1.794	(1.627)
−15	1.197	(1.034)
−20	0.7847	(0.6456)
−25	0.5048	(0.3955)
−30	0.3182	(0.2375)
−35	0.1963	(0.1396)
−40	0.1183	(0.0803)
−45	0.0695	(0.0450)
−50	0.0398	(0.0246)

[a] If the first column represents the temperature, then the second column represents the *saturated* mixing ratio (W_s). If the first column represents the *dew point* temperature (T_d), then the second column represents the *actual* mixing ratio (W).

[b] Red numbers indicate value when ice is present.

ตาราง 6.3 อัตราส่วนผสมของไอน้ำที่จุดอิ่มตัว (ที่ความกด 1000 มิลลิบาร์)

a ถ้าในคอลัมน์ที่หนึ่งเป็นค่าของอุณหภูมิ ในคอลัมน์ที่สองก็จะเป็นจำนวนอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัว (w_s) แต่ถ้าในคอลัมน์ที่หนึ่งเป็นอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง (T_d) คอลัมน์ที่สองก็จะเป็นจำนวนอัตราส่วนผสมที่มีจริง (w)

b ตัวเลขที่อยู่ในวงเล็บเป็นค่าเมื่อมีผลึกน้ำแข็งปรากฏอยู่ด้วย

4. ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity) หมายถึงการเปรียบเทียบจำนวนไอน้ำที่มีจริงต่อจำนวนไอน้ำที่มีได้เต็มที่ โดยคิดเป็นเปอร์เซนต์ ดังนั้นจึงเขียนเป็นกฎได้ว่า

$$RH = \frac{\text{จำนวนไอน้ำที่มีจริงในอากาศ}}{\text{จำนวนไอน้ำที่มีได้เต็มที่อุณหภูมิเดียวกัน}} \times 100\%$$

$$= \frac{\text{ความดันไอจริงในอากาศ } (e)}{\text{ความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิเดียวกัน } (e_s)} \times 100\%$$

$$= \frac{\text{ความดันไออิ่มตัวที่จุดน้ำค้าง}}{\text{ความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิของอากาศในขณะนั้น}} \times 100\%$$

$$= \frac{\text{อัตราส่วนผสม } (w)}{\text{อัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัว } (w_s)} \times 100\%$$

$$= \frac{\rho_w}{\rho_{ws}} \times 100\%$$

$$= \frac{q}{q_s} \times 100\%$$

ตัวอย่างที่ 6.1

เมื่ออุณหภูมิของอากาศเท่ากับ 20°C ปรากฏว่าจุดน้ำค้างเท่ากับ 5°C จงหาความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศนั้น

กำหนดให้ความดันไออิ่มตัวเมื่อ 5°C เท่ากับ 6.5 มิลลิเมตรของปรอทและความดันไออิ่มตัวเมื่อ 20°C เท่ากับ 17.4 มิลลิเมตรของปรอท

วิธีทำ

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความดันไออิ่มตัวที่จุดน้ำค้าง}}{\text{ความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิของอากาศขณะนั้น}} \times 100\%$$

$$= \frac{\text{ความดันไออิ่มตัวที่ } 5^\circ C}{\text{ความดันไออิ่มตัวที่ } 20^\circ C} \times 100\%$$

$$= \frac{6.5}{17.4} \times 100\%$$

$$= 37.36\%$$

ตัวอย่างที่ 6.2

ห้องขนาด $2 \times 5 \times 4$ m^3 อากาศมีอุณหภูมิ 30°C ความชื้นสัมพัทธ์ 50% ถ้าทำให้เย็นลงจนถึง 4°C ซึ่งเป็นจุดน้ำค้าง จะมีไอน้ำกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ คิดเป็นกรัมต่อลูกบาศก์เมตรเท่าไร

กำหนดให้ที่ 4°C มีจำนวนไอน้ำได้เต็มที่เท่ากับ 6.1 กรัม/ลบ.ม.

30°C มีจำนวนไอน้ำได้เต็มที่เท่ากับ 31.8 กรัม/ลบ.ม.

วิธีทำ

$$R.H = \frac{\text{มวลของไอน้ำที่มีจริงที่ } 30^{\circ}C}{\text{มวลของไอน้ำที่มีได้เต็มที่ที่ } 30^{\circ}C} \times 100\%$$

$$50 = \frac{\text{มวลของไอน้ำที่มีจริงที่ } 30^{\circ}C}{31.8 \text{ กรัม/ลบ.ม.}}$$

เพราะฉะนั้น มวลของไอน้ำที่มีจริงที่ $30^{\circ}C = \frac{31.8 \times 50}{100} = 15.9$ กรัม/ลบ.ม.

แต่เนื่องอากาศเย็นลงจนถึง $4^{\circ}C$ ซึ่งเป็นจุดน้ำค้าง ที่อุณหภูมิ $4^{\circ}C$ นี้มีมวลของไอน้ำที่มีได้เต็มที่เพียง 6.1 g/m^3

เพราะฉะนั้นไอน้ำจะควบแน่นเป็นหยดน้ำ = 15.9 - 6.1 = 9.8 g/m^3

แต่ห้องมีปริมาตรของอากาศ = $2 \times 5 \times 4\ m^3 = 40\ m^3$

ดังนั้นไอน้ำจะควบแน่นเป็นหยดน้ำทั้งหมด = $(9.8\ g/m^3) \times (40\ m^3)$

= 392 g

ตัวอย่างที่ 6.3

ถ้าอุณหภูมิของอากาศ (T) เท่ากับ $30^{\circ}C$ และ RH = 50% จงหาจำนวนอัตราส่วนผสม และให้หาว่ามีจำนวนไอน้ำจริงอยู่ในอากาศกี่กรัม

ข้อมูล : จากตาราง 6.3 ที่ $30^{\circ}C$ อัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัว (w_s) เท่ากับ 27.6 o/oo (gm/kg) หรือกล่าวว่าที่อุณหภูมิ $30^{\circ}C$ มีไอน้ำได้เต็มที่เท่ากับ 27.6 g ต่อทุก ๆ หนึ่งกิโลกรัมของอากาศแห้ง

$$RH = \frac{\text{จำนวนไอน้ำที่มีจริง}}{\text{จำนวนไอน้ำที่มีได้เต็มที่}} \times 100\%$$

$$= \frac{w}{w_s} \times 100\%$$

แทนค่า

$$50 = \frac{w}{27.6\ o/oo} \times 100\%$$

$$w = 13.8\ o/oo$$

ดังนั้นจำนวนไอน้ำที่มีจริงเท่ากับ 13.8 กรัมต่อกิโลกรัม

ตัวอย่างที่ 6.4

ถ้าอากาศนอกห้องมีอุณหภูมิ T = 0°C และ RH = 100% เมื่ออากาศนี้รั่วเข้ามาในบ้านที่มีอุณหภูมิ 20°C จงหา RH ภายในห้อง

ข้อมูล : ใช้ตาราง 6.2 ที่ T = 0°C , w_s = 3.84 o/oo และเมื่อ T = 20°C, w_s = 15 o/oo

วิธีทำ

อากาศภายนอกอิ่มตัวที่ 0°C ดังนั้น จำนวนอัตราส่วนผสมที่มีจริง (w) เท่ากับจำนวนอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัว (w_s) ดังนั้น w = 3.84 o/oo เมื่ออากาศนี้เคลื่อนที่เข้ามาในบ้านและถูกทำให้อุ่นขึ้นเป็น 20°C ดังนั้นจำนวนอัตราส่วนผสมที่มีจริงก็ยังคงเท่าเดิมคือ w = 3.84 o/oo แต่ที่อุณหภูมิ 20°C w_s มีค่าเท่ากับ 15 o/oo

$$RH = \frac{w}{w_s} = \frac{(3.84\ o/oo)}{(15.00\ o/oo)} \times 100\% = 26\%$$

จากตัวอย่างข้างบนแสดงให้เห็นว่าถ้าอุณหภูมิเพิ่มขึ้นโดยให้จำนวนไอน้ำที่มีจริงคงเดิม ค่าความชื้นสัมพัทธ์จะลดลงและกลับกันถ้าอุณหภูมิลดลง ค่าความชื้นสัมพัทธ์จะเพิ่มขึ้น

หมายเหตุ : ถ้าอุณหภูมิภายในห้องเพิ่มขึ้นเป็น 25°C ความชื้นสัมพัทธ์ก็จะเหลือเพียง 19% ดังนั้นมีเหตุผลสองประการที่จะไม่เปิดเครื่องทำความร้อนมากเกินไปในฤดูหนาวก็คือเปลืองเชื้อเพลิง และอากาศจะแห้งมากเกินไปจนรู้สึกไม่สบาย

จากกฎที่กล่าวมาแล้วอธิบายว่าความชื้นสัมพัทธ์จะมีค่ามากที่สุดเมื่อใกล้สว่างซึ่งเป็นเวลาที่อุณหภูมิลดต่ำสุดในทุก ๆ วัน และความชื้นสัมพัทธ์จะน้อยที่สุดในเวลาบ่ายเมื่ออุณหภูมิขึ้นไปสูงสุดในแต่ละวัน

จากตาราง 6.3 เมื่ออากาศมีอุณหภูมิเย็นจัด มันจะสามารถมีไอน้ำได้เต็มที่น้อยมากและหิมะจึงมีโอกาศตกลงมาได้น้อย ที่อุณหภูมิ -50°C อากาศมีไอน้ำได้เต็มที่เพียงเล็กน้อยแม้แต่ลมหายใจที่ออกมาอาจทำให้หิมะตกลงมากแทบเท้าได้ ซึ่งสิ่งนี้เกิดขึ้นกับนักสำรวจแถวแอนตาร์คติกมาแล้ว

ตัวอย่างที่ 6.5

จงแสดงให้เห็นว่าอากาศที่ทะเลทรายซาฮาราที่มีอุณหภูมิ 40°C และความชื้นสัมพัทธ์ 10% มีจำนวนไอน้ำมากกว่าอากาศที่กรีนแลนด์ที่มีอุณหภูมิ -10°C และมีความชื้นสัมพัทธ์ 100%

ข้อมูล : จากตาราง 6.3 เราพบว่าอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัว (w_s) มีค่า 49.8 o/oo เมื่อ T = 40°C และมีค่า (w_s) = 1.79%, เมื่อ T = -10°C (เจาะจงเลือกค่าที่มากที่สุด)
วิธีทำ
ที่ทะเลทรายซาฮารา

$$10 = \frac{w}{49.8 \text{ o/oo}} \times 100$$

หรือ $w = 4.98$ o/oo
และที่กรีนแลนด์

$$100 = \frac{w}{1.79 \text{ o/oo}} \times 100$$

$$w = 1.79 \text{ o/oo}$$

จะเห็นว่าทะเลทรายซาฮารามีจำนวนไอน้ำมากกว่าที่กรีนแลนด์ แต่ปัญหาในทะเลทรายก็ยังมีต่อไป เพราะว่าในทะเลทรายไอน้ำไม่สามารถกลั่นตัวออกจากอากาศได้ง่าย ๆ

ความยุ่งยากของตาราง 6.3 ก็คือในตัวอย่างข้างบนเรามีโอกาสเลือกค่า w_s ได้สองค่าเมื่ออุณหภูมิเท่ากับ -10°C ซึ่งจะเป็นดังนี้เสมอในอุณหภูมิที่ต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง

ค่าที่มากกว่าในสองค่าแสดงถึงจำนวนของไอน้ำที่อากาศสามารถมีได้ตราบใดที่ยังไม่มีน้ำแข็งปรากฏขึ้น และเมื่อผลึกของน้ำแข็งเพียงผลึกเดียวถูกนำเข้าไป ความสามารถในการมีไอน้ำได้เต็มที่ก็จะลดลงในทันทีทันใดส่วนที่เกินของไอน้ำจะระเหิดไปเกาะบนผลึกน้ำแข็งทำให้ผลึกโตมากขึ้น

พูดได้อีกอย่างว่าผลึกน้ำแข็งกระทำตนเหมือนแม่เหล็กต่อไอน้ำ ซึ่งหลักความจริงนี้มีความสำคัญอย่างยิ่งในการเจริญเติบโตของหยดน้ำฝนและเกล็ดหิมะ

ตัวอย่างที่ 6.6

ผลึกน้ำแข็ง (ice crystal) เล็ก ๆ ถูกใส่ลงในห้องที่มีอุณหภูมิ -15°C และมี RH = 100% เมื่อเปรียบเทียบกับน้ำ (นั่นคือเมื่อยังไม่มีผลึกน้ำแข็งปรากฏขึ้น) ผลึกน้ำแข็งนี้จะโตขึ้นเท่าไร ถ้ามีอากาศ 1000 กก. อยู่ในห้อง

ข้อมูล : ในการใช้ตาราง 6.3 พบว่าที่อุณหภูมิ -15°C w_s = 1.2 o/oo เมื่อเปรียบเทียบกับน้ำ แต่จะมีค่าเพียง 1.03%, เมื่อเปรียบเทียบกับน้ำแข็ง
วิธีทำ

เมื่อใส่ผลึกน้ำแข็งลงไป จำนวนไอน้ำจะถูกทำให้ลดลง 0.17 o/oo เนื่องจากมีอากาศอยู่ในห้อง 1000 กก. ดังนั้นหมายความว่ามี 0.17 กก. ของไอน้ำที่ระเหิดกลายเป็น

ผลึกน้ำแข็ง นั่นคือผลึกน้ำแข็งโตขึ้น 0.17 กก.

ในวันที่อากาศแจ่มใส บางครั้งอากาศจะเย็นลงจนเกิดน้ำค้างขึ้นบนใบหญ้าหรือบนรถยนตร์หรือวัตถุอื่น ๆ ที่อยู่ติดกับพื้นดิน เมื่ออากาศเย็นลงอุณหภูมิที่น้ำค้างเกิดขึ้นจะเรียกว่าอุณหภูมิของจุดน้ำแข็ง (T_d) น้ำค้างจะเกิดที่จุดอิ่มตัว ดังนั้นอุณหภูมิของจุดน้ำค้างเป็นแนวคิดที่จะบอกว่ามีไอน้ำอยู่ในอากาศเป็นจำนวนเท่าไร

กฎ : อุณหภูมิของจุดน้ำค้างยิ่งสูง ก็จะมีจำนวนไอน้ำในอากาศมากยิ่งขึ้น

ตัวอย่างที่ 6.7

ก้อนอากาศก้อนแรก (parcel) มีอุณหภูมิ 30°C และมีอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง (T_d) = 5°C ก้อนอากาศก้อนที่สองมีอุณหภูมิ 30°C เช่นกัน แต่อุณหภูมิของจุดน้ำค้างเท่ากับ 20 °C ก้อนอากาศก้อนไหนมีจำนวนไอน้ำมากกว่ากัน และแต่ละก้อนอากาศมีความชื้นสัมพัทธ์เท่าไร

ข้อมูล: ใช้ตาราง 6.3 เราพบว่าอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวที่ 30°C เท่ากับ 27.6 o/oo ที่ 20°C เท่ากับ 15.0 o/oo และที่ 5°C เท่ากับ 5.5 o/oo

วิธีทำ

ถ้าก้อนอากาศก้อนแรกถูกทำให้เย็นถึง 5°C ก็จะถึงจุดอิ่มตัว ดังนั้นอัตราส่วนผสมจริงมีค่าเท่ากับอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวของอากาศเมื่อมี T = 5°C นั่นคือก้อนอากาศก้อนแรกมี w = 5.5 o/oo ก้อนอากาศที่สองจะถึงจุดอิ่มตัวเมื่อเย็นลงถึง 20°C ดังนั้นมันจะมีอัตราส่วนผสมจริง w = 15.0 o/oo จะเห็นว่าอากาศที่มีจุดน้ำค้างสูงกว่าจะมีอัตราส่วนผสม (w) ที่มีค่ามากกว่า ซึ่งหมายความว่ามีจำนวนไอน้ำมากกว่า

และในการคำนวณหา RH

ก้อนอากาศก้อนแรก

$$RH = \frac{5.5 \text{ o/oo}}{27.6 \text{ o/oo}} \times 100\% = 20\%$$

ก้อนอากาศก้อนที่สอง

$$RH = \frac{15.0\%}{27.6 \text{ o/oo}} \times 100\% = 54.5\%$$

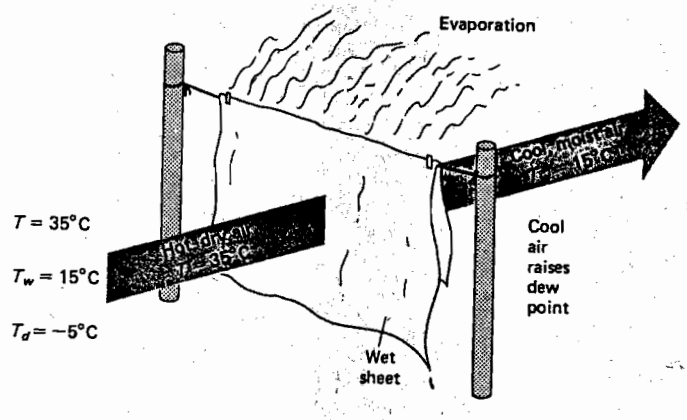
เราอาจจะตั้งเป็นกฎโดยทั่วไปจากตัวอย่างข้างบนนี้ว่า สำหรับอุณหภูมิที่กำหนดให้จุดน้ำค้างยิ่งสูง (หรือ T_d) ความชื้นสัมพัทธ์ก็จะยิ่งมาก

เราทราบแล้วว่าน้ำค้างและหมอกมักเกิดขึ้นในคืนที่ท้องฟ้าแจ่มใส ทั้งนี้เพราะอุณหภูมิจะลดลงได้มากกว่า ยกตัวอย่างเช่นในคืนที่ท้องฟ้าโปร่งอุณหภูมิอาจลดได้ถึง 10°C แต่ในคืนที่มีเมฆมากอุณหภูมิอาจลดได้เพียง 3°C เท่านั้นซึ่งในกรณีหลังจะไม่ทำให้เกิดน้ำค้าง เนื่องจาก

อุณหภูมิของจุดน้ำค้างลดลงไม่มากพอ

น้ำค้างอาจเกิดขึ้นรอบนอกแก้วน้ำที่ใส่น้ำแข็ง หรือบนกระจกในห้องน้ำที่มีอากาศเย็นในขณะที่เราอาบน้ำอุ่น การที่เป็นเช่นนี้เพราะแก้วน้ำมีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดน้ำค้างของอากาศ และทำให้อากาศที่สัมผัสกับแก้วรอบนอกเย็นลงจนเกิดการควบแน่นขึ้น เมื่ออุณหภูมิต่ำกว่า 0 °C น้ำค้างแข็งอาจจะเกิดขึ้นแทนน้ำค้าง

สิ่งที่ยุ่งยากก็คือ อุณหภูมิของจุดน้ำค้างไม่สามารถวัดได้โดยตรง วิธีมาตรฐานในการวัดความชื้นในอากาศก็คือใช้ผ้ามัสลินพันรอบกระเปาะของเทอร์โมมิเตอร์ แล้วนำมาแกว่งไปรอบ ๆ สักหนึ่งนาทีหรือมากกว่า เมื่อผ้าที่เปียกน้ำระเหยก็จะทำให้เทอร์โมมิเตอร์เย็นลง (เนื่องจากการระเหยเป็นกระบวนการที่ทำให้เย็นลง) อุณหภูมิที่ได้โดยกระบวนการเช่นนี้เรียกว่าอุณหภูมิของกระเปาะเปียก (wet bulb temperature) หรือ T_w ดูรูป 6.2



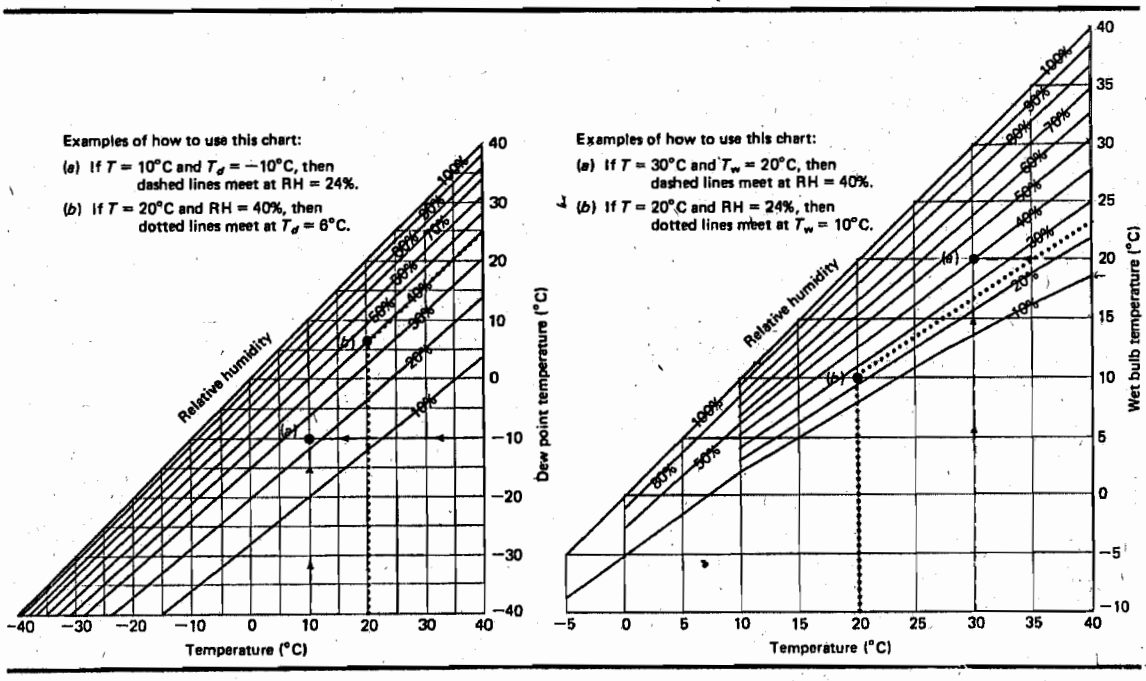
รูป 6.2 รูปแสดงถึงค่าอุณหภูมิของกระเปาะเปียก เมื่อลมพัดผ่านแผ่นผ้าเปียกที่ตากไว้ อากาศและแผ่นผ้าจะถูกทำให้เย็นลงโดยการระเหย ในขณะเดียวกันไอน้ำที่เพิ่มเข้าไปจะทำให้อุณหภูมิของจุดน้ำค้างสูงขึ้น อุณหภูมิสุดท้ายที่เกิดขึ้นโดยวิธีการเช่นนี้เรียกว่าอุณหภูมิของกระเปาะเปียกซึ่งมีค่าอยู่ระหว่างอุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง ถ้าอุณหภูมิของกระเปาะเปียกต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ผ้าเปียกที่ตากไว้ให้แห้งสามารถเยือกแข็ง (freeze) ได้แม้ว่าอุณหภูมิของอากาศจะสูงกว่าจุดเยือกแข็งก็ตาม

อุณหภูมิของกระเปาะเปียก ไม่ใช่เป็นอย่างเดียวกับอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง สำหรับอุณหภูมิของกระเปาะเปียกเกี่ยวข้องกับการระเหย และเมื่อมีการระเหยเกิดขึ้นไอน้ำจะถูกเพิ่มเข้าไปในอากาศ ทำให้อุณหภูมิของจุดน้ำค้างเดิมของอากาศมีค่าสูงเพิ่มขึ้น ผลที่ตามมาก็คือ

อุณหภูมิของกระเปาะเปียกจะน้อยกว่าอุณหภูมิของอากาศแต่จะสูงกว่าอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง นอกเสียจากว่าอากาศจะอิ่มตัว ถ้าในกรณีหลังนี้ค่าทั้งสามค่าจะเท่ากัน ตาราง 6.4 จะแสดงถึงความสัมพันธ์ระหว่าง T, T_w, T_d และ RH

ต่อไปนี้เป็นตัวอย่างความหมายของอุณหภูมิกระเปาะเปียก เช่นเมื่อเราขึ้นมาจากสระน้ำหลังการว่ายน้ำ เราจะรู้สึกว่าเย็นเพราะการระเหยจะทำให้เย็นลงถ้าถามว่าผิวหนังของเราเย็นลงได้ถึงจุดไหน คำตอบก็คือผิวหนังของเราสามารถเย็นลงได้ถึงอุณหภูมิของกระเปาะเปียก และการที่ร่างกายเรามีเหงื่อออกก็เพราะทำให้เราเย็นลงได้ในวันที่อากาศร้อน

Relationships between T, T_w, T_d, and RH.



ตาราง 6.4 ความสัมพันธ์ระหว่าง T, T_w, T_d และ RH

ตัวอย่างการใช้ตารางซ้ายมือ

(a) ถ้า T = 10°C และ T_d = -10°C ดังนั้นเส้นประ (dashed line) จะพบกันที่ RH = 24%

(b) ถ้า T = 20 C และ RH = 40% ดังนั้นเส้นจุดประ (dotted line) จะพบกันที่ T_d = 6°C

ตัวอย่างการใช้ตารางขวามือ

(a) ถ้า T = 30°C และ T_w = 20°C ดังนั้นเส้นประ (dashed line) จะพบกันที่ RH = 40%

(b) ถ้า T = 20 C และ RH = 24% ดังนั้นเส้นจุดประ (dotted line) จะพบกันที่ T_w = 10°C

ถ้าอุณหภูมิของกระเปาะเปียกมีค่ามากกว่าอุณหภูมิของร่างกายคน (37°C) การออกของเหงื่อจะไม่ทำให้ตัวเราเย็นลง และอุณหภูมิของร่างกายจะเพิ่มขึ้นซึ่งอาจจะทำให้ถึงแก่ความตายได้ นับว่าเป็นโชคดีของเราที่อุณหภูมิของกระเปาะเปียกไม่เคยขึ้นไปถึง 37°C ไม่ว่าจะเป็นที่ใดบนพื้นโลก โดยปกติแล้วเมื่ออุณหภูมิของอากาศสูงกว่า 37°C ความชื้นสัมพัทธ์จะต่ำเพียงพอเพื่อที่ T_w จะยังคงน้อยกว่า 37C

เมื่อเรามีเหงื่อออกในอากาศที่ชื้น การระเหยจะมีได้เพียงเล็กน้อย และทำให้การเย็นลงก็น้อยด้วยเช่นกัน ดังนั้นการออกเหงื่อในอากาศที่แห้งย่อมดีกว่าการออกเหงื่อในอากาศที่ชื้น เนื่องจากการระเหยของเหงื่อมีได้ง่ายกว่า

ตัวอย่างที่ 6.8

หลังจากขึ้นจากสระน้ำ เราจะรู้สึกว่าเย็นในกรณีใดมากกว่ากัน

(1) เมื่อ T = 40°C และ RH = 10% (2) เมื่อ T = 25°C และ RH = 80%

ข้อมูล : จากตาราง 6.4 เราพบว่าในกรณีที่ (1) T_w = 18.5°C ในขณะที่กรณีที่ (2) T_w = 22.5°C

วิธีทำ

ค่าอุณหภูมิของกระเปาะเปียกในกรณีที่ (1) น้อยกว่าในกรณีที่ (2) ดังนั้นแม้ว่าอากาศในกรณีที่ (1) จะเท่ากับ 40°C ก็ตาม ตราบใดที่ลมพัดทำให้เกิดการระเหยเราจะรู้สึกเย็นในกรณีที่ (1) มากกว่า

ในเมืองหนาวปรากฏการณ์นี้ไม่ได้เป็นเพียงแต่ความรู้สึกอย่างเดียว ผลของการระเหยอาจเป็นไปได้ที่วัตถุเปียกสามารถเยือกแข็งได้ในวันที่ลมพัดจัดและอากาศแห้ง วัตถุที่เปียกสามารถแข็งตัวเมื่ออุณหภมิของกระเปาะเปียกต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ดังนั้นเสื้อผ้าที่แขวนไว้

บนราวผ้าอาจจะเกิดการเยือกแข็ง (freeze) ได้ในวันที่มีอากาศแห้งและลมพัดจัดแม้ว่าอุณหภูมิของอากาศจะสูงกว่า 0°C ก็ตาม

ได้มีการแนะนำว่าเพื่อที่จะทำให้เมืองเย็นลงในวันที่ร้อนจัดของกลางฤดูร้อนควรจะระเหยน้ำจำนวนมากขึ้นไปในอากาศ แต่การทำเช่นนี้ไม่ทำให้สบายมากขึ้นแม้ว่าอุณหภูมิของอากาศจะลดลงแต่มันจะไม่ลดค่าอุณหภูมิของกระเปาะเปียกแต่อย่างใด และเมื่อดวงอาทิตย์ทำให้อากาศชื้นอันใหม่ร้อนขึ้น อุณหภูมิของกระเปาะเปียกจะเพิ่มสูงขึ้นไปกว่าของเก่าอีก และยิ่งทำให้รู้สึกไม่สบายเพิ่มขึ้น

ค่าความดันไออิ่มตัว (saturated vapor pressure) และความหนาแน่นไออิ่มตัว (saturated vapor density) ค่าใดค่าหนึ่งในสองค่านี้ จะเป็นค่าที่แสดงความเข้มข้นของไอน้ำในอากาศ ในแต่ละค่าจะมีประโยชน์ของมันเอง ทั้ง 2 ค่านี้แสดงไว้ในตาราง 6.5 ความดันไอเป็นเพียงส่วนหนึ่งของความดันรวมของอากาศทั้งหมด นั่นคือเป็นผลจากโมเลกุลของไอน้ำนั่นเอง ส่วนความหนาแน่นไอ ก็คือ มวลของไอน้ำหารด้วยปริมาตรนั่นเอง

สำหรับความดันไออิ่มตัว มีประโยชน์ในการพิจารณาหาจุดเดือดของน้ำ, ที่ระดับน้ำทะเลน้ำจะเดือดที่ 100 °C ซึ่งเป็นภาวะที่อยู่ภายใต้ความกดเฉลี่ยของบรรยากาศ (under average atmospheric pressure) ที่ระดับสูงขึ้นไปความกดของบรรยากาศจะน้อยลง และน้ำจะเดือดที่อุณหภูมิน้อยลงเช่นกัน ดังนั้นที่ภูเขาสูงประมาณ 2300 m เหนือระดับน้ำทะเล ที่ระดับนี้น้ำจะเดือดที่ 92°C และที่ใกล้ยอดภูเขาเอเวอเรสต์นั้นจุดเดือดของน้ำจะสูงกว่า 70 °C เพียงเล็กน้อยดังนั้นจึงไม่สามารถทำให้กาแฟร้อนจัดได้ และโดยกลับกันแม่บ้านจะใช้หม้อความดันเพื่อทำให้หม้ออาหารมีอุณหภูมิสูงกว่า 100°C

มีกฎง่าย ๆ ในการพิจารณาจุดเดือดของน้ำดังนี้

กฎ : น้ำจะเดือดที่อุณหภูมิซึ่งความดันไออิ่มตัวมีค่าเท่ากับความกดของอากาศแวดล้อม (เช่นที่ระดับน้ำทะเลความดันไออิ่มของไอน้ำเท่ากับ 1013.2 mb ซึ่งมีค่าเท่ากับความกดของบรรยากาศนั่นเอง)

ตัวอย่างที่ 6.9

จงหาจุดเดือดของน้ำบนภูเขาที่สูงกว่าระดับน้ำทะเล 3094 เมตร

ข้อมูล : ที่ความสูง 3094 เมตรเหนือระดับน้ำทะเลความกดบรรยากาศมีค่าประมาณ 700 mb

วิธีทำ

ความดันไออิ่มตัวที่ความสูง 3094 เมตรจะเท่ากับ 700 mb และตรงกันกับค่าอุณหภูมิ 90°C ดังนั้น น้ำจะเดือดที่ 90°C

Saturated Vapor Pressures and Saturated Vapor Densities

$T(°C)^a$	Vapor Pressure (mb)		Vapor Density (g/m^3)	
100	1013.25			
95	845.28			
90	701.13			
85	578.09			
80	473.67			
75	385.56			
70	311.69			
65	250.16			
60	199.26		130.3	
55	157.46		104.4	
50	123.40		83.06	
45	98.86		65.50	
40	73.78		51.19	
35	56.24		39.63	
30	42.43		30.38	
25	31.67		23.05	
20	23.37		17.30	
15	17.04		12.83	
10	12.27		9.40	
5	8.719		6.80	
0	6.108		4.847	
−5	4.215	(4.015)[b]	3.407	(3.246)[b]
−10	2.863	(2.597)	2.358	(2.139)
−15	1.912	(1.652)	1.605	(1.381)
−20	1.254	(1.032)	1.074	(0.884)
−25	0.807	(0.632)	0.705	(0.552)
−30	0.509	(0.380)	0.453	(0.339)
−35	0.314	(0.223)	0.286	(0.203)
−40	0.189	(0.128)	0.176	(0.119)
−45	0.111	(0.0020)	0.106	(0.0684)
−50	0.0636	(0.0394)	0.0617	(0.0430)

[a] If the first column represents the temperature, then the second and third columns represent the *saturated* values of vapor pressure and density, respectively. If the first column represents the *dew point* temperature, then the second and third columns represent the *actual* values of vapor pressure and density, respectively.

[b] Red numbers indicate value when ice is present.

ตาราง 6.5

a ถ้าในคอลัมน์ที่หนึ่งเป็นค่าของอุณหภูมิคอลัมน์ที่สองและคอลัมน์ที่สามจะเป็นค่าความดันไออิ่มตัวและความหนาแน่น เรียงตามลำดับ แต่ถ้าคอลัมน์ที่หนึ่งเป็นค่าอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง คอลัมน์ที่สองและคอลัมน์ที่สามจะเป็นค่าความดันไอจริง และความหนาแน่นเรียงตามลำดับ

b ค่าที่อยู่ในวงเล็บเป็นค่าเมื่อมีผลึกน้ำแข็งร่วมด้วย

ตัวอย่างที่ 6.10 ที่ความสูงระดับใดเลือดในร่างกายของคนจึงจะเริ่มเดือด

ข้อมูล : อุณหภูมิของร่างกายคนเราเท่ากับ 37°C ซึ่งค่าความดันไออิ่มที่อุณหภูมินี้มีค่าประมาณ 62 mb (จากตาราง 6.5)

วิธีทำ

เราจะต้องพิจารณาว่าความสูงของบรรยากาศระดับใดที่มีความกดเท่ากับ 62 mb โดยการใช้กฎอย่างหยาบจากบทที่หนึ่งในเรื่องค่าความกดที่ลดลงตามความสูง ซึ่งบอกว่าความกดจะลดลงครึ่งหนึ่งของค่าเดิมเมื่อขึ้นไปสูงทุก ๆ 5.5 กิโลเมตร ถ้าที่ระดับน้ำทะเล p = 1000 mb ดังนั้นที่ความสูง 5.5 กิโลเมตร p = 500 mb, ที่ 11 กิโลเมตร p = 250 mb, ที่ 16.5 กิโลเมตร p = 125 mb และที่ 22 กิโลเมตร p = 62.5 mb ดังนั้นเลือดของคนจะเดือดได้ที่ความสูง 22 กิโลเมตร อย่างไรก็ตามสิ่งนี้จะไม่เกิดขึ้นเพราะมนุษย์จะป้องกันตนเองด้วยการสวมชุดอวกาศ

การเดือดของน้ำก็คือการระเหยแบบรุนแรงหรือระเบิด (explosive) นั่นเอง ตราบใดที่ความกดของอากาศมีค่ามากกว่าความดันไออิ่มตัว โมเลกุลของไอน้ำจะสามารถแพร่ (diffuse) จากพื้นผิวน้ำได้อย่างช้า ๆ เท่านั้น และเมื่อความดันไออิ่มตัวมีมากกว่าความกดอากาศก็จะไม่มีสิ่งใดที่จะกด (hold) ให้โมเลกุลกลับลงสู่น้ำ และโมเลกุลเหล่านี้จะหนีออกจากน้ำอย่างรวดเร็ว ซึ่งพูดว่าน้ำเดือดนั่นเอง (ดูรูป 6.3)

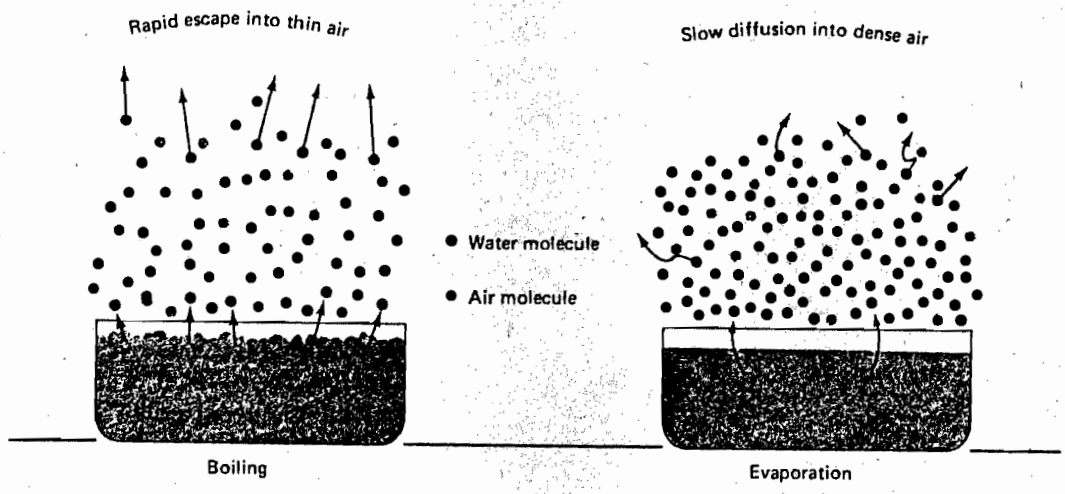
ความหนาแน่นไอ (vapor density) มีประโยชน์ 2 ประการ ประโยชน์อันแรกก็คือ ทำให้ทราบว่ามีจำนวนไอน้ำอยู่เป็นจำนวนกี่มากน้อยในปริมาตรอันหนึ่งหรือในห้องห้องหนึ่ง

ตัวอย่างที่ 6.11

อุณหภูมิภายในห้องเท่ากับ 25°C และ RH เดิมมีค่า 0% จะใช้น้ำจำนวนเท่าไรจึงทำให้ RH เพิ่มเป็น 100% ถ้าห้องมีปริมาตร 300 ลูกบาศก์เมตร ($3 \times 10 \times 10\ m^3$)

ข้อมูล : ใช้ตาราง 6.5 พบว่า ความหนาแน่นไออิ่มตัวที่ 25°C มีจำนวนไอน้ำเท่ากับ 23 กรัมต่อลูกบาศก์เมตร และเนื่องจากห้องมีปริมาตร 300 ลูกบาศก์เมตร ดังนั้นต้องใช้น้ำจำนวน $23 \times 300 = 6900$ กรัม เพื่อทำให้ RH เพิ่มเป็น 100%

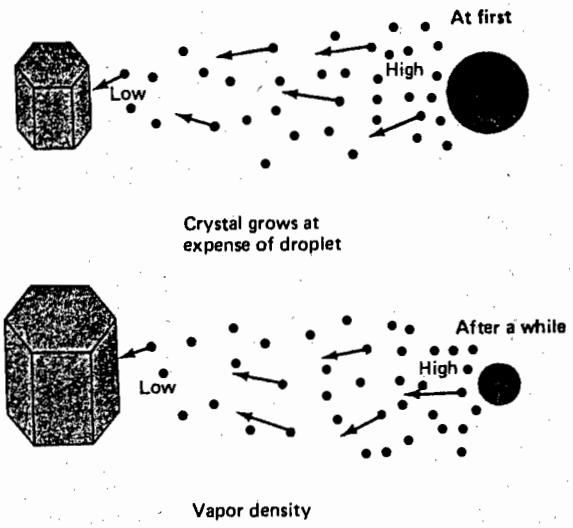
ประโยชน์ข้อที่สองของความหนาแน่นไออิ่มตัวก็คือใช้คำนวณอัตราการระเหยและอัตราการควบแน่น ซึ่งทั้งสองอย่างเป็นกระบวนการแพร่ (diffuse process) โดยปกติความหนาแน่นไอที่พื้นผิวของน้ำหรือที่พื้นผิวของน้ำแข็งจะเท่ากับความดันไออิ่มตัวของพื้นผิวแห่งนั้นเสมอ ถ้าความหนาแน่นไอของอากาศแวดล้อมมีค่าน้อยกว่า โมเลกุลของไอน้ำจะแพร่ออกจากพื้นผิวและกระจายออกสู่อากาศแวดล้อม โมเลกุลเหล่านี้จะถูกแทนที่โดยโมเลกุลจากภายในของน้ำหรือน้ำ



รูป 6.3 เมื่อความดันไออิ่มตัวมีค่ามากกว่าความกดของอากาศแวดล้อม โมเลกุลของไอน้ำจะหนีออกจากผิวน้ำอย่างรวดเร็ว และน้ำจะเดือด และเมื่อความกดของอากาศแวดล้อมมีค่ามากกว่าความดันไออิ่มตัว โมเลกุลของไอน้ำจะแพร่ (diffuse) ออกช้า ๆ และการระเหยจะเกิดขึ้น

แข็ง และนี่ก็คือการระเหย ส่วนการควบแน่นจะเกิดขึ้นเมื่อความหนาแน่นไอของอากาศแวดล้อมมีค่ามากกว่าความดันไออิ่มตัวที่พื้นผิวของน้ำหรือน้ำแข็ง สำหรับกระบวนการแพร่นั้นโมเลกุลจะเคลื่อนที่จากบริเวณที่มีความเข้มข้นสูงสู่บริเวณที่มีความเข็มข้นน้อยกว่า

มีข้อสังเกตุว่าที่อุณหภูมิต่ำกว่า 0°C ความหนาแน่นไออิ่มตัวมีได้ 2 ค่าด้วยกัน ค่าอันหนึ่งจะเทียบ (respect) กับน้ำและอีกค่าหนึ่งจะเทียบกับน้ำแข็ง เนื่องจากค่าที่เทียบกับน้ำแข็งมีตัวเลขต่ำกว่า (เช่นเดียวกับค่าของอัตราส่วนผสมที่จุดอิ่มตัวหรือ saturation mixing ratio) นั่นหมายความว่าเมื่อมีผลึกน้ำแข็งและหยดน้ำอยู่ใกล้กัน การแพร่ (diffusion) จะนำเอาไอน้ำจากหยดน้ำที่มีความหนาแน่นไอมากกว่ามาเกาะเพิ่มบนผลึกน้ำแข็งที่มีความหนาแน่นไอต่ำกว่า (ดูรูป 6.4)



รูป 6.4 ผลึกน้ำแข็งเจริญเติบโตขึ้นจากการระเหยของหยดน้ำ ความหนาแน่นไออิ่มตัว (saturated vapor density) เหนือน้ำแข็ง จะน้อยกว่าที่มีอยู่เหนือน้ำดังนั้น โมเลกุลของไอน้ำจะแพร่จากหยดน้ำ (ซึ่งเข้มข้นกว่า) มายังผลึกน้ำแข็ง (ซึ่งมีความเข้มข้นน้อยกว่า)

เรามาดูว่าทำไมอากาศที่อุ่นสามารถอม (hold) ไอน้ำได้มากกว่าอากาศที่เย็น มีหลักความจริงอยู่ว่า เมื่ออุณหภูมิเพิ่มสูงขึ้น ความเร็วเฉลี่ยของโมเลกุลจะเพิ่มขึ้น

โมเลกุลจะต้องมีความเร็ว (หรือพลังงาน) อันหนึ่งในการที่จะหนีจากน้ำหรือน้ำแข็ง และกลายเป็นไอน้ำโมเลกุล อุณหภูมิยิ่งสูง จำนวนโมเลกุลที่มีความเร็วถึงระดับนี้ก็จะยิ่งเพิ่มจำนวนมากขึ้น ดังนั้นอากาศอุ่นจึงสามารถมี (hold) โมเลกุลของไอน้ำได้มากกว่าอากาศที่เย็น และไม่ว่าอากาศจะเย็นขนาดไหนก็ตามจะต้องมีโมเลกุลจำนวนเล็กน้อยที่มีพลังงานมากพอที่จะเป็นไอน้ำอิสระอยู่ได้

อากาศที่เย็นสามารถมีโมเลกุลของไอน้ำได้น้อยกว่าในขณะที่มีน้ำแข็งปรากฏอยู่ด้วยก็เพราะโมเลกุลของไอน้ำต้องการพลังงานมากขึ้นในการที่จะหนีออกจากน้ำแข็งมากกว่าที่จะหนีออกจากน้ำและนี่ก็คือสิ่งเดียวกับที่พูดว่าน้ำแข็งมีความร้อนแฝงของการระเหยสูงกว่าน้ำ

6.3 การระเหย และการควบแน่น (Evaporation and Condensation)

การระเหยจะช่วยไม่ให้พื้นดินร้อนจนเกินไป ไอน้ำที่ระเหยจะลอยขึ้นสู่บรรยากาศ และจะควบแน่นทำให้เกิดเมฆและฝน ผลสำคัญโดยทางอ้อมของการควบแน่นก็คือความร้อนซึ่ง

ปล่อยเข้าสู่บรรยากาศ ทุกครั้งที่มีฝนตก บรรยากาศจะถูกทำให้ร้อนขึ้น ดังนั้นเราจะรู้สึกอบอ้าวก่อนฝนตก

การทำให้อากาศร้อนขึ้นอันเกิดจากการควบแน่นสามารถทำให้เกิดปฏิกริยาลูกโซ่เช่น เมื่ออากาศอุ่นลอยขึ้นเมฆจะก่อตัวและเกิดการควบแน่น ซึ่งจะไปทำให้อากาศอุ่นต่อไปอีกสิ่งนี้ช่วยส่งเสริมให้ยิ่งลอยสูงขึ้นอีกและกลับกันการลอยสูงก็จะทำให้เพิ่มการควบแน่นทำให้เป็นปฏิกริยาต่อเนื่อง วิธีการนี้เองเป็นบ่อเกิดของพายุไต้ฝุ่น

สำหรับกระบวนการระเหยนั้นจะมีความซับซ้อนกว่าการควบแน่น อัตราการระเหยขึ้นกับองค์ประกอบหลายอย่างเช่น อุณหภูมิความชื้นสัมพัทธ์ ความเร็วลม ความขรุขระของพื้นผิว จำนวนพืชที่บกคลุม และความชื้นของพื้นดิน เราสามารถหาอัตราการระเหยอย่างหยาบได้โดยการใส่น้ำลงในถาดแบนและดูว่าใช้เวลานานเพียงไรในการระเหย

ผลสรุปจากการวัดสิ่งที่กล่าวมาแล้วพบว่า อัตราการระเหยเพิ่มขึ้นเมื่อความเร็วลมเพิ่มขึ้นและเมื่อความชื้นลดลง องค์ประกอบที่สำคัญที่สุดก็คืออุณหภูมิ เมื่ออุณหภูมิเพิ่มอัตราการระเหยจะเพิ่มขึ้นอย่างยกกำลัง

ศักยภาพของอัตราการระเหย (potential) จากพื้นผิวของวัตถุที่ชื้นจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับจำนวนไอน้ำที่ขาด (vapor defict) หรือจำนวนไอน้ำที่ต้องการทำให้อากาศถึงจุดอิ่มตัว เราสามารถใช้ตาราง 6.5 เพื่อหาว่าจำนวนไอน้ำที่ขาดเปลี่ยนแปลงตามอุณหภูมิได้อย่างไร

ตัวอย่างที่ 6.12

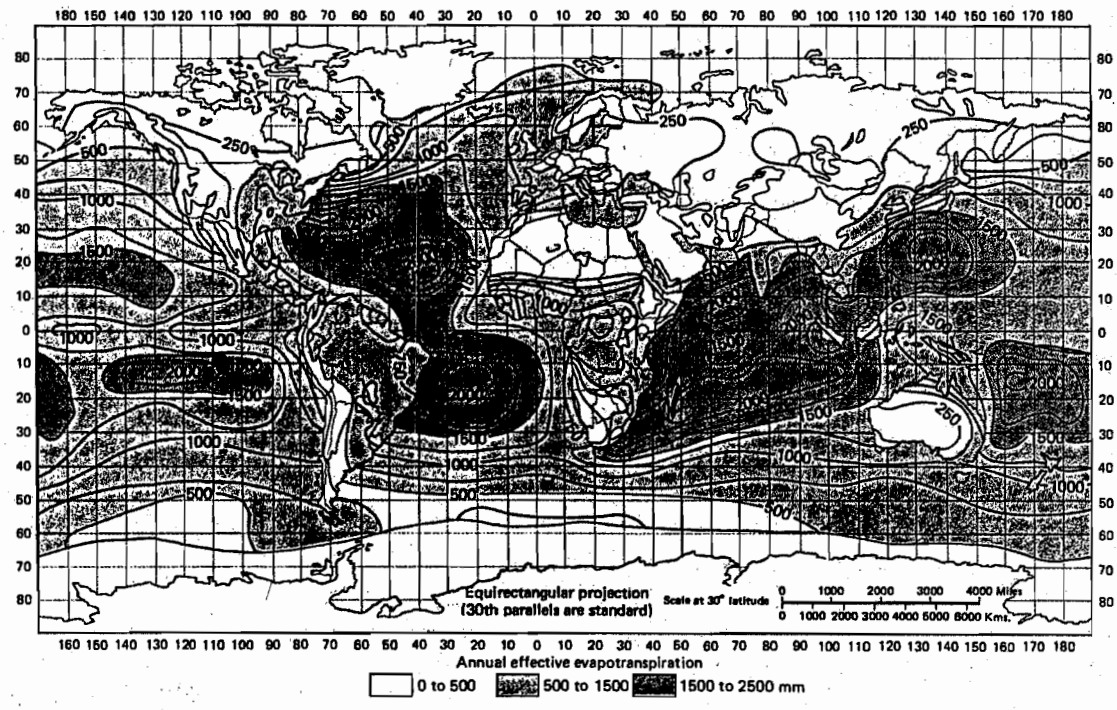
ก้อนอากาศสองก้อนมีความชื้นสัมพัทธ์ 0% ก้อนแรกมี T = 0°C และอีกก้อนหนึ่งมี T = 40°C จงคำนวณอัตราการระเหยของก้อนอากาศก้อนที่สอง

ข้อมูล : ใช้ตาราง 6.5 เมื่อ RH = 0% จำนวนไอน้ำที่ขาดจะเท่ากับความแตกต่างของจำนวนความหนาแน่นไอที่จุดอิ่มตัว (saturated vapor density) ของอากาศที่ 0°C และที่ 40°C ซึ่งจากตารางพบว่าที่ 0°C จะมี ρ_{ws} = 4.85 กรัมต่อลูกบาศก์เมตร และที่ 40°C ρ_{ws} จะเท่ากับ 51.1 กรัมต่อลูกบาศก์เมตร

คำตอบก็คือเนื่องจากจำนวนไอน้ำที่ขาดที่ 40°C มีมากกว่า 10 เท่าของที่ 0 °C ดังนั้นการระเหยของอากาศจะมากกว่าประมาณ 10 เท่า

จากตัวอย่างข้างบนจึงไม่เป็นที่สงสัยว่าในทะเลทรายอากาศจึงแห้งมากแม้ว่าจะมีฝนตกน้ำก็จะระเหยอย่างรวดเร็ว เนื่องจากอากาศที่ร้อนมีจำนวนไอน้ำที่ขาดมีค่ามหาศาล ทะเลสาบที่เกิดขึ้นเนื่องจากการสร้างเขื่อนในทะเลทรายจะสูญเสียน้ำเป็นจำนวนมากโดยการระเหย

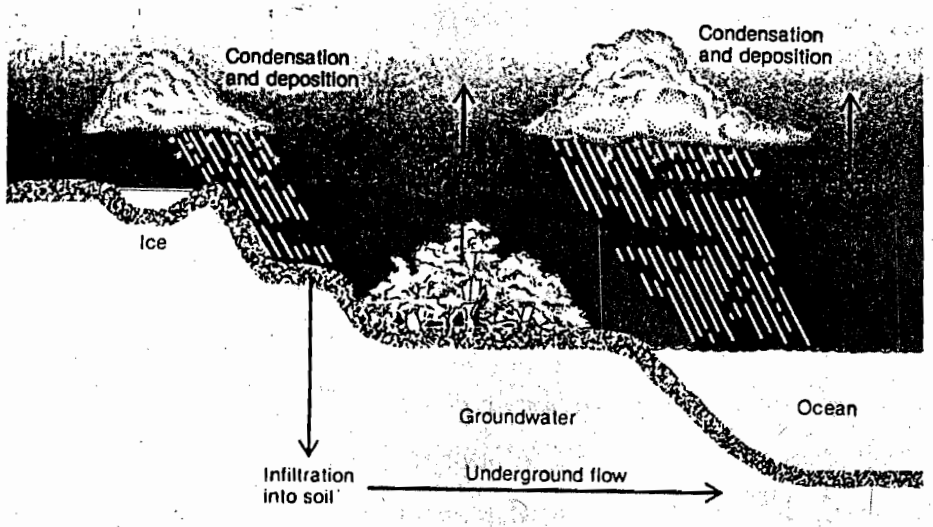
แผนที่ของโลกเกี่ยวกับการระเหยแสดงในรูป 6.5 สิ่งที่พบในแผนที่ก็คือประการแรก อัตราการระเหยจะมีมากบนมหาสมุทรมากกว่าแผ่นดิน ประการที่สองจะมีการระเหยมากใกล้เวลาศูนย์สูตรซึ่งมีอากาศร้อนมากกว่าใกล้บริเวณขั้วโลกซึ่งมีอากาศเย็น ประการที่สามอัตราการระเหยมากที่สุดในโลกเกิดขึ้นชายฝั่งทางตะวันออกของประเทศสหรัฐอเมริกา ซึ่งเกิดจากอากาศที่เย็นจัดและแห้งในระหว่างฤดูหนาวพัดมาเหนือกระแสน้ำอุ่น กัลฟ์ สตรีม อากาศที่เย็นจัดนี้จะถูกทำให้ร้อนขึ้นอย่างรวดเร็วและน้ำจากเบื้องล่างจะระเหยเข้าไปได้มาก



รูป 6.5 แผนที่โลกของการระเหย โดยทั่วไปการระเหยจะลดลงจากศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก และมีค่าน้อยที่สุดแถวทะเลทรายเนื่องจากมีน้ำอยู่น้อยมาก

6.4 วัฏจักรของน้ำ (Hydrologic Cycle)

จำนวนน้ำที่เพียงพอมีความสำคัญต่อชีวิตต่าง ๆ บนพื้นโลกเป็นอย่างยิ่ง ความต้องการที่เพิ่มขึ้นทำให้นักวิทยาศาสตร์ให้ความสนใจในการแลกเปลี่ยนของน้ำระหว่างมหาสมุทร บรรยากาศและทวีป การหมุนวนที่ไม่มีขอบเขตสิ้นสุดของน้ำซึ่งแจกจ่ายให้แก่โลกนี้เรียกว่า วัฏจักรของน้ำซึ่งแสดงในรูป 6.6 กล่าวโดยย่อน้ำจะระเหยจากทะเลและแผ่นดินทำให้เกิดเป็น



รูป 6.6 วัฏจักรของน้ำซึ่งเกี่ยวข้องการถ่ายโอนน้ำอย่างต่อเนื่องระหว่างแหล่งน้ำบนพื้นดิน มหาสมุทร และบรรยากาศ

เมฆซึ่งจะทำให้เกิดฝนและหิมะตกกลับลงมายังพื้นโลก ดังนั้นน้ำฝนก็จะแจกจ่ายน้ำให้แก่แม่น้ำ และจะไหลกลับลงทะเลอีก ในหัวข้อนี้เราจะสนใจการเชื่อมโยงที่สำคัญ (critical link) ของวัฏจักรซึ่งต่อเชื่อมรวมเอาบรรยากาศเข้ากับมหาสมุทรและแหล่งน้ำบนพื้นดิน (terrestrial reservoirs) เข้าด้วยกัน น้ำจะเคลื่อนที่จากผิวโลกขึ้นสู่บรรยากาศโดยการระเหย (evaporation) การคายน้ำ (transpiration) และการระเหิด (sublimation) สำหรับการระเหยเป็นกระบวนการซึ่งน้ำเปลี่ยนสถานะจากของเหลวกลายเป็นไอที่อุณหภูมิต่ำกว่าจุดเดือดของน้ำ เกิดขึ้นจากแหล่งน้ำที่เปิดกว้าง จากพื้นผิวที่เปียกของใบไม้ และรากของต้นไม้จากดินเป็นต้น การระเหยโดยตรงของน้ำจากมหาสุทรเป็นแหล่งพื้นฐานของไอน้ำในบรรยากาศ

การคายน้ำเป็นกระบวนการที่น้ำผ่านทางรากของต้นไม้และกลายเป็นไอโดยผ่านทางรูใบ บนทวีปการคายน้ำมีความสำคัญมากกว่าการระเหยที่มาจากทะเลสาป จากลำธาร และ

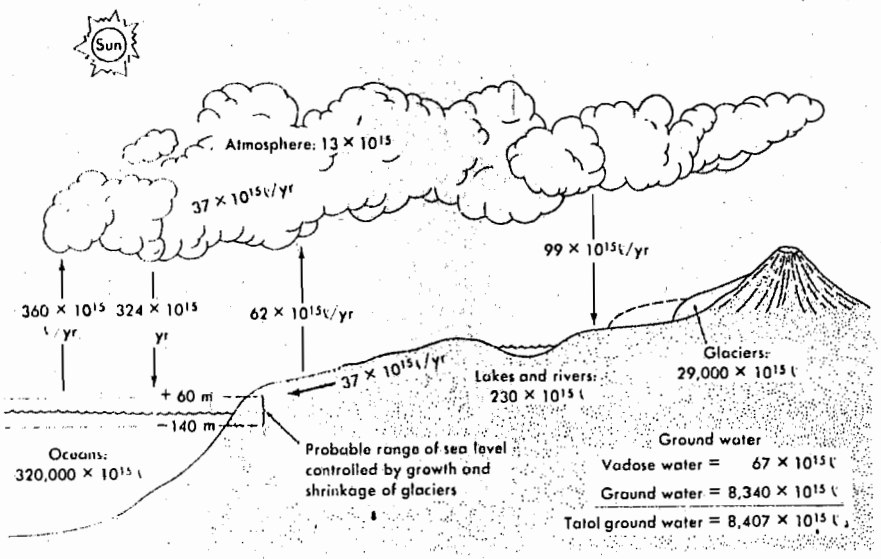
จากผิวดินโดยตรงโดยการวิจัย พบว่าต้นข้าวโพดประมาณ 6 $\frac{1}{4}$ ไร่ (2 $\frac{1}{2}$ เอเคอร์) จะระเหยผ่านรูใบได้ถึง 35,000 ลิตรต่อวัน การวัดการระเหยโดยตรง บวกกับการคายน้ำที่เกิดบนแผ่นดินจะเรียกว่า อิเวบไปทรานสปีเรชัน (evapotranspiration)

การระเหิดเป็นกระบวนการซึ่งน้ำเปลี่ยนสถานะจากของแข็งไปเป็นไอโดยไม่ผ่านการเป็นน้ำก่อน การที่กองหิมะ (snowbanks) หดหายไปทีละน้อยแม้ว่าอุณหภูมิของอากาศจะอยู่ต่ำกว่าจุดเยือกแข็งก็ตามเป็นผลมาจากกระบวนการระเหิด

ไอน้ำจากบรรยากาศจะกลับสู่แผ่นดินและทะเลโดยการควบแน่น โดยการพอกพูน (deposition) และโดยการตกของหยาดน้ำฟ้า (preecipitation) การควบแน่นจะทำให้ไอน้ำกลับกลายเป็นหยดน้ำเล็ก ๆ ในก้อนเมฆ ส่วนการพอกพูนเป็นกระบวนการที่ไอน้ำเปลี่ยนสถานะจากไอกลายเป็นผลึกน้ำแข็งโดยตรง ในบรรยากาศหยดน้ำเล็ก ๆ และผลึกน้ำแข็งถูกทำให้เกิดขึ้นโดยการควบแน่น และการตกผลึกขึ้นเป็นเมฆที่มองเห็น ส่วนการควบแน่นและการพอกพูนที่เกิดบนพื้นผิวเปิดที่พื้นดินจะปรากฏเป็นหยดน้ำค้างและน้ำค้างแข็ง (เรียงตามลำดับ) ผลของการควบแน่นและการพอกพูน น้ำจะเปลี่ยน (shift) จากสถานะที่มีโมเลกุลที่เคลื่อนไหวเร็วกว่า (higher molecular activity) มาเป็นน้ำที่มีโมเลกุลที่เคลื่อนไหวช้ากว่า ความร้อนจะถูกปล่อยออกมาในระหว่างที่เหลี่ยนสถานะ การเกิดหยาดน้ำฟ้า เช่น ฝน หิมะ ฝนละออง (drizzle) น้ำแข็งก้อนกลม (ice pellets) และลูกเห็บจะทำให้น้ำส่วนใหญ่ในบรรยากาศกลับจากเมฆลงมาสู่พื้นผิวโลก ซึ่งส่วนใหญ่ก็จะระเหยกับสู่บรรยากาศอีก

การสลับกันในระหว่างการระเหยและการควบแน่น การระเหิดและการพอกพูนจะทำให้น้ำบริสุทธิ เช่นเมื่อน้ำระเหยวัตถุที่แขวนตัวและละลายอยู่เช่นเกลือในทะเลก็จะถูกทิ้งไว้เบื้องหลัง โดยกลไกของการทำความสะอาดนี้ น้ำจากทะเลก็จะตกกลับบนแผ่นดินเป็นน้ำที่สะอาด (fresh water) ซึ่งช่วยเติมให้แหล่งน้ำบนบกเพิ่มเต็มมากขึ้น

เมื่อน้ำเคลื่อนที่จากบรรยากาศลงมายังแผ่นดินโดยการตกของหยาดน้ำฟ้า วัฏจักรของน้ำก็จะสมบูรณ์โดยการเปรียบเทียบการเคลื่อนที่ของน้ำที่เข้าสู่แหล่งน้ำบนพื้นดินและที่ออกจากแหล่งน้ำบนพื้นดินกับการเคลื่อนที่ของน้ำที่ลงสู่ทะเลที่ออกจากทะเลก็จะทำให้เข้าใจถึงวัฏจักรของน้ำได้ดี จากรูป 6.7 ทุก ๆ ปี จำนวนหยาดน้ำฟ้าที่ตกบนทวีปทั้งหมดจะเกินกว่าที่ระเหย 37×10^{15} ลิตรต่อปี อย่างไรก็ตาม การระเหยบนทะเลก็จะเกินกว่าหยาดน้ำ 37×10^{5} ลิตรต่อปีเช่นเดียวกัน น้ำส่วนที่เกินนี้จะไหลกลับลงสู่ทะเล (ดูรูป 6.7)



รูป 6.7 ความสมดุลของน้ำระหว่างพื้นดินและมหาสมุทรในวัฏจักรของน้ำ