

動力氣象學

BERNHARD HAURWITZ 著
羅 濟 歐 譯

商 務 印 書 館

DYNAMIC METEOROLOGY

Bernhard Haurwitz

動力氣象學

羅濟歐譯

★版權所有★

商務印書館出版

上海河南中路二一號

新華書店總經售

商務印書館北京廠印刷

* (52487)

1954年5月初版 版面字數 271,000

印數 1—2,000 定價 ¥ 22,000

原 序

近年來氣象學的偉大進步，大半是由於我們應用了熱力學及流體力學的許多定律來研究大氣及其運動的緣故。本書的目的是在敘述這些研究的情況及其所得的結果，並注意將結果應用到天氣預報工作及研究工作上去。

本書取材並未假定讀者事先已經有了氣象學的知識，雖然讀者有了一些普通氣象的訓練後，來讀本書時會感到方便。書中引用的許多參考文獻，都已列了出來，以便讀者能夠查詢原來的文章。本書的材料乃是作為 Toronto 大學和加拿大氣象局在過去六年間合開的氣象課程中的動力氣象學教材。本書的範圍主要是對各種現象作理論上的討論，對各種已經觀測到的現象並沒有充分的描寫，對各個理論的實際應用也沒有充分的討論。書中數學方面的運算，已盡可能地簡化了，如果讀者有更高深的算學知識和運算方法，當可知道怎樣用更精巧的方法來解答書內所討論的許多特殊問題。因此倘使我們用矢量分析的方法，就可大大地精簡自轉地球上的運動方程的演算過程。再者書中用到比較高深的熱力學或流體力學的結果處，都有簡略的解釋，不過讀者要記住本書並不是討論這些問題的，而是討論動力氣象學的；所以讀者要想通盤研究熱力學或流體力學的問題時，尚應參閱專書。

書中所選用的習題，一部份是次要的題材，用作本書的補充材料，一部份用來指示各個理論的實際應用的可能性。

書中的公式，概用小數點制編號，在小數點前面的數目字表示節數，在小數點後面的數目字表示這個公式在這一節內的位置次序。號碼比較小的公式，它的位置在先，所以(17.21)式在(17.3)式的前面而在(17.2)式的後面。

本書之成，承許多先生或賜予材料，或賜予鼓勵，著者深致謝忱。
(後略——譯者) 侯為治識 一九四一年八月

譯 序

侯爲治 (Bernhard Haurwitz) 所著“動力氣象學”一書，取材適當，說理謹嚴簡潔，而其最大特點是在於從物理觀念着手闡明問題。本書還有一個特色，就是它對於動力氣象的問題給以歷史的描述並加以批判，使讀者不僅了解問題的現狀，並且還了解歷來學者對問題鑽研的情況。

鑒於國內目前還沒有一本動力氣象學的著作或譯著，譯者常想翻譯本書，以供學習氣象科學的同志們的需要。但因工程浩大，一直沒有着手，直到 1951 年秋，譯者才決定利用業餘時間，從事翻譯，以遂所願。

原著者在序文中提到“書中引用的許多參考文獻都已經列了出來，以便讀者能夠查詢原來的文章。”這原是著者幫助讀者作更深入的研究的好意。但可惜這些文章很少有中文譯文，所以沒有把它們列入本書內。

書中許多比較專門的名詞，現在還沒有比較標準的譯名，因此這些名詞的原名和中譯名一併附在書末，以供參考。

本書譯成後，承周通治同志校閱第六章，朱抱真同志校閱第七章，劉匡南同志校閱第一、二、三等章，顧震潮同志校閱第十、十一等章，譯者謹致謝意。顧震潮同志在本書的翻譯過程中始終都是很關心的。譯者對他的鼓勵，對他幫助譯者解決許多譯名及許多困難束手的地方的熱誠，表示深厚的謝忱。

最後，譯者對陳振興同志幫助整理初稿的熱誠表示謝意。

原書說理謹嚴，在譯述本書時，譯者力求譯文忠實，其次通達。但譯者學識淺陋，能力薄弱，這點希望恐怕還差得很遠。疏忽錯誤之處在所難免，請讀者批評、指正。

羅濟歐 一九五二年九月

目 次

原序	(i)
譯序	(ii)
第一章 地球·乾濕空氣的狀態方程	(1)
1. 地球及其引力場	(1)
2. 壓力、溫度及密度的單位	(3)
3. 大氣的組成	(4)
4. 乾燥空氣的氣體方程	(5)
5. 大氣中的水汽	(6)
第二章 大氣靜力學·乾空氣的絕熱變化	(10)
6. 氣壓隨高度而遞減的情形	(10)
7. 探空觀測紀錄的高度的計算	(11)
8. 乾空氣的絕熱變化	(15)
9. 位溫·乾絕熱遞減率·乾空氣的垂直穩定性	(18)
10. 垂直運動對於溫度遞減率及乾空氣的穩定性的影響	(21)
11. 氣壓變化和溫度變化的關係	(24)
12. 高空平流的計算	(27)
習題(第 1—6 題)	(31)
第三章 凝結·濕空氣的絕熱變化	(33)
13. 未飽和的濕空氣的絕熱變化	(33)
14. 最小的逆溫	(34)
15. 露點隨高度的變化·凝結高度	(35)
16. 凝結核所起的作用	(37)
17. 飽和空氣的絕熱變化	(40)
18. 大氣變化過程中飽和絕熱變化方程的應用·假絕熱圖	(44)
19. 飽和絕熱遞減率	(49)
20. 對飽和絕熱變化而言的穩定性·條件的不穩定性	(50)

第四章 熱力學對於大氣進一步的應用	(52)
21. 熱力變化過程中的能 • Carnot 循環	(52)
22. 熵	(55)
23. 空氣絕熱地上升時所放出來的能	(58)
24. 相當位溫及相當溫度	(60)
25. 濕球溫度和濕球位溫	(63)
26. 潛在不穩定性	(67)
27. 位勢(或對流性的)不穩定性	(69)
28. 熱力圖及氣團圖	(70)
習題(第 7 題)	(75)
第五章 輻射	(76)
29. 輻射定律	(76)
30. 太陽輻射	(77)
31. 在沒有大氣的情況下太陽輻射的地理分佈和季節分佈	(79)
32. 太陽輻射在地球的大氣內的減損	(80)
33. 地球的反照率	(83)
34. 地球上輻射的吸收作用	(84)
35. 水汽光譜的線條結構對於大氣放射及吸收的影響	(86)
36. 地球上熱平衡的一般情況	(88)
37. 放出去的輻射的地理分佈	(90)
38. 大氣內輻射流量的計算	(93)
39. 夜間輻射與地面層的冷卻作用	(94)
40. 大氣輻射的微分方程	(98)
41. 輻射與平流層	(99)
習題(第 8 題)	(101)
第六章 大氣的運動方程	(102)
42. 用極坐標表示的平面運動	(102)
43. 在轉動的球體上的運動	(103)
44. 角動量的不變性	(107)
45. 笛卡直角坐標系統的介紹	(108)
46. 地轉偏向力	(112)

47.	流體動力方程	(114)
48.	物理方程·唯壓性 (piezotropy)	(117)
49.	正壓大氣和斜壓大氣	(119)
50.	流線·輻散及速度位勢	(120)
51.	環流與渦度	(121)
52.	環流定理	(125)
	習題(第 9—12 題)	(129)
第七章	簡單的大氣運動	(131)
53.	地轉風	(131)
54.	等壓面的傾斜	(132)
55.	溫度的水平梯度及地轉運動	(133)
56.	沿着圓形等壓線的定常的運動	(135)
57.	加速運動及有變動的氣壓場	(140)
58.	輻散、輻合及氣壓變化	(143)
59.	移動氣旋中的氣壓的分佈	(146)
	習題(第 13—19 題)	(149)
第八章	不連續面	(150)
60.	不連續面的一般的公式	(150)
61.	氣壓在鋒上的分佈	(151)
62.	在地轉風場內的不連續面	(153)
63.	在鋒面上的加速度	(155)
64.	過渡地帶	(157)
65.	鋒及氣壓傾向	(158)
	習題(第 20, 21 題)	(160)
第九章	氣壓場的運動學分析法	(161)
66.	特性曲線的運動	(161)
67.	等壓線及等變壓線的運動	(164)
68.	槽、脊及氣壓中心的運動	(165)
69.	鋒的運動	(167)
70.	運動學的公式對預報的應用	(167)
第十章	大氣的擾動	(169)

71. 黏性流體的切變力.....	(169)
72. 動力的相似性及模型實驗.....	(171)
73. 擾動.....	(172)
74. 巴倫土的動量運送理論.....	(175)
75. 在地面層中風的垂直變化.....	(177)
76. 地面層以上的風的變化.....	(180)
77. 氣壓梯度的垂直變化的影響.....	(185)
78. 離心力的影響.....	(187)
79. 渦流黏性係數的變化.....	(188)
80. 風速的日變化.....	(190)
習題(第 22—25 題).....	(192)
第十一章 空氣的擾動交換作用.....	(193)
81. 空氣的性質因擾動交換作用所生的運送現象.....	(193)
82. 空氣的擾動交換作用的微分方程.....	(196)
83. 溫度的日變化.....	(198)
84. 氣團受空氣的擾動交換作用所造成的變性.....	(202)
85. 側向混合作用及其等熵面分析的研究.....	(206)
習題(第 26—28 題).....	(211)
第十二章 大氣運動的能量.....	(212)
86. 有效的能量.....	(212)
87. 大氣的能量方程.....	(212)
88. 氣柱的能量.....	(214)
89. 能的消散.....	(215)
90. 在閉合系統中能量的轉換.....	(217)
91. 相併而立而溫度不同的氣團的能量.....	(220)
92. 水汽對於大氣的能量轉換的影響.....	(225)
習題(第 29 題).....	(225)
第十三章 大氣的大環流.....	(226)
93. 大環流的測量.....	(226)
94. 環流理論對於大環流的應用.....	(229)
95. 熱能的經向運輸作用.....	(232)

96. 熱的經向運輸可以算是空氣的擾動交換作用的一種形式.....	(236)
97. 大環流的細胞形構造.....	(257)
第十四章 大氣運動的擾亂理論	(241)
98. 擾亂的運動及未擾亂的運動.....	(241)
99. 擾亂運動方程.....	(242)
100. 邊界條件.....	(244)
101. 在一單層流體的自由面處的波動·重力波.....	(246)
102. 在內部不連續面上的波動·切變波.....	(252)
103. 波浪雲.....	(256)
104. 慣性波的一個例子.....	(257)
105. 慣性波的一般討論.....	(261)
106. 大氣的大規模的振動.....	(264)
習題(第 30, 31 題)	(267)
第十五章 氣團·鋒·氣旋及反氣旋	(269)
107. 氣團.....	(269)
108. 鋒及其來源.....	(270)
109. 氣旋的波動理論.....	(275)
110. 溫帶氣旋的進一步的發展 飆因過程.....	(280)
111. 障礙學說.....	(283)
112. 對流學說.....	(285)
113. 高空大氣情況.....	(287)
114. 大氣上下層內各種變化之間的耦連學說.....	(293)
115. 熱帶氣旋.....	(299)
116. 反氣旋.....	(301)
附 錄	
第一表 水汽的飽和壓力(單位:毫巴).....	(305)
第二表 常數表	(306)
人名對照表	(307)
名詞對照表	(311)
習題解答	(313)

動力氣象學

第一章 地球·乾濕空氣的狀態方程

1. 地球及其引力場 地球約為球形，但嚴格說來，地球是一個扁球體，它的中心至赤道的半徑為 6378.4 仟米，至兩極的半徑為 6356.9 仟米。幾乎在一切氣象問題上，我們均可忽略地球形狀不是圓形的這點誤差，因此我們可以假定地球恰好為球形，其半徑為 6371 仟米。如此大小的球體，它的面積和容積大致和地球的面積和容積相等。

地球自轉的角速度為

$$\omega = \frac{2\pi}{\text{恆星日}} = 7.292 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$$

地球自轉所生的離心力能減弱地球的吸引力，我們在地球上所測到的重力加速度在乎於被此離心力減弱了的地球的實在的吸引力。由於地球的自轉作用，接近赤道地點的運動速度比高緯度地點的要快，因此離心力向極地方向減小，而重力加速度則向極地方向增大。再者我們知道在地球外面任何一點的地心吸引力的大小，和該點至地心的距離成反比。地球既是個扁球形，高緯度地方離中心則更近。這就是重力加速度向極地漸次增大的另一原因。故在緯度為 φ 的海平面上的重力加速度 g_0 可以由下式表示：

$$g_0 = 980.621(1 - 0.00264 \cos 2\varphi) \text{ 厘米/秒}^2 \quad (1.1)$$

因為重力加速度隨某點至地心的距離的平方而遞減，所以在高出海平面 z 處， g 的值可從下式計算：

$$g = \frac{g_0}{[1 + (z/E)]^2} \text{ 或 } g \sim g_0(1 - 3.14 \times 10^{-7}z) \quad (1.2)$$

式中 z 用米為單位, E 為地球的平均半徑, 等於 6371 仟米。

在山地, 由於山的質量及不完全的等壓補償作用, 方程 (1.2) 式不合用, 應改換另外的方程式。這種訂正 g 值的討論, 涉及大地測量學過多, 並且對於氣象學家又沒有多大的重要性, 因為氣象學家可以在現成的表冊中找到這些訂正了的數據。

設有一點, 離海平面的高度為 z , 那麼高度 z 可以用海平面和高度 z 處之間的重力位勢差來表示。在高度為 z 處的位勢數值等於單位質量自海平面被抬舉上升至該高度所作的功。這就叫做重力位勢。重力位勢 ψ 和高度 z 間有下列關係:

$$\psi = \int_0^z g dz \quad (1.3)$$

按照上式並合併 (1.2) 式, 得:

$$\psi = g_0 E^2 \int_0^z \frac{dz}{(z+E)^2} = g_0 \frac{z}{1+(z/E)} \quad (1.31)$$

在上式中, $z \ll E$, 所以右邊的分母差不多等於 1, 因此如果用米作為長度的單位, ψ 的數值約 10 倍於 z 。如要得到重力位勢及其相當高度間的一個近似相等數值, 我們通常都是用 (1.31) 式所求出的數值的十分之一作為重力位勢的單位。這種單位叫做動力米或地球動力米。動力米的 $\frac{1}{100}$ 叫做動力厘米, 1000 動力米叫做動力仟米。如果高出海平面的高度是用這種單位作單位時, 便叫做動力高度, 以別於普通的幾何高度。很明顯, 動力高度 ψ 和幾何高度 z 間有如下的關係:

$$\psi = \frac{g_0}{10} + \frac{z}{1+(z/E)} \quad (1.4)$$

因為 $g_0 = 9.8$ 米/秒², [如用 cgs 制單位表示 g_0 , 上式中的 $\frac{1}{10}$ 應換為 $\frac{1}{1000}$], ψ 的數值比 z 的數值約小 2%。我們運用 (1.4) 及 (1.1) 式便可由動力高度求到幾何高度, 反之亦然。實際氣象工作上, 我們製備了換算高度的表冊, 以求迅速。

動力高度 ψ 比幾何高度 z 在實際應用上便益的地方在於地心吸引

力 g 和作為測量高度的 ψ 這兩個變數能夠合併的可能性(參閱第6節)。

由動力的觀點看來,等位勢面比等高度面重要,因為重力到處都是垂直於等位勢面的,但它却有一個分力平行於等高面。所以一個球體,在等位勢面上可以平衡,而在等高度面上便會向赤道滾去。

等幾何高度面和等動力高度面是相交的,不過傾斜度很小。例如 20,000 動力米的等位勢面,自赤道至極地才降低 107 米。

2. 壓力溫度及密度的單位 壓力的定義是:作用在單位面積上的力。在 cgs 制中,力的單位為達因,在 cgs 制中壓力的單位即為:

$$\text{達因/厘米}^2 = \text{克厘米}^{-1} \text{秒}^{-2}$$

此值在氣象實用上嫌小,所以我們又用 10^6 cgs 單位表示壓力。 10^6 cgs 單位叫做“1 巴(bar)”。

1 巴 = 10^6 達因/厘米², 千分之一巴叫作毫巴;在實用上,大多數國家都用毫巴表示大氣壓力,即

$$1 \text{ 毫巴} = 10^3 \text{ 達因/厘米}^2。$$

此外,下列單位也有時用得着:

$$1 \text{ 分巴} = 10^{-1} \text{ 巴}$$

$$1 \text{ 厘巴} = 10^{-2} \text{ 巴}$$

$$1 \text{ 微巴} = 10^{-6} \text{ 巴}$$

在米-噸-秒制中,厘巴使用作壓力的單位。

實際應用時,我們通常都用和空氣壓力相等的水銀柱的高度來決定大氣的壓力。所以氣壓的紀錄就用厘米或英寸等長度單位。因為水銀的密度為 13.6,同時在緯度 45° 地方海平面上的重力加速度為 980.6 厘米/秒²,所以 1 毫米高的水銀柱的壓力,用 cgs 制單位時即為:

$$1 \text{ 毫米水銀} = 10^{-1} \times 13.6 \times 980.6 = 1333 \text{ 達因/厘米}^2 = 1.333 \text{ 毫巴}。$$

同樣,1 吋高的水銀柱的壓力為:

$$1 \text{ 吋水銀} = 33.86 \text{ 毫巴} \quad (\text{因 } 1 \text{ 吋} = 25.4 \text{ 毫米})。$$

下面各種刻度是溫度表的分度法。攝氏表的分度法是當水在“標

準”大氣壓力下（760毫米水銀=1013毫巴）的冰點作為 0° ，沸點作為 100° 。華氏分度法是用冰點作為 32° ，沸點作為 212° 。兩種分度法的關係為

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}(t^{\circ}\text{F} - 32) \quad (2.1)$$

列氏分度法是把冰點作為 0° ，沸點作為 80° ；今日氣象學上並不用這種制度。絕對溫度的分度法是把冰點作為攝氏 273° （273這個數字在氣象問題上已足夠準確的了），沸點作為 373° ，用攝氏分度法表示絕對溫度 T 時即為：

$$T = t^{\circ}\text{C} + 273^{\circ} \quad (2.2)$$

讀者如果想討論絕對溫度分度法的理論基礎，請參閱熱力學書籍。

密度 ρ 的定義是：單位容積內的質量。在 cgs 制中，用克/厘米³作為單位。比容 v 是單位質量的容積。密度和比容的關係，顯然為：

$$v = \frac{1}{\rho} \quad (2.3)$$

3. 大氣的組成 大氣是許多種氣體的混合物。大氣底層的兩種主要成分為氫及氧，兩者合佔空氣的質量及容積的99%。潘納特(Paneth)做過一個精確的鑑定，說明近地面的空氣的組成如下表所示：

氣 體	容 積 %	分 子 量	密 度 空氣=1	質 量 %
氮.....	78.09	28.016	0.9670	75.51
氧.....	20.95	32.000	1.1053	23.15
氫.....	0.93	39.944	1.379	1.28
二氧化碳(不定).....	0.03	44.000	1.529	0.046

此外尚有少量的氮、氫、氫、氫、臭氧、氫及氫等氣體。

上表所列的是指完全乾燥的空氣的成分而言。空氣中的水汽含量常變，因水汽在大氣中遇到不同溫度時會發生凍結、凝結或蒸發等不同的現象。關於這點我們要分開討論（見第5節）。

我們所作的大氣的觀測，指出大氣的組成至少在 20 仟米內保持不變。在更高的空中，臭氧很豐富，在 20 至 30 仟米內最多。臭氧在上層大氣中對於輻射的放射及吸收作用影響很大，但其為量有限，不足以直接影響空氣的密度。在高於 100 仟米的空中，那些比較輕的氣體一定非常佔優勢。對於動力氣象學的問題而言，高層大氣的狀態並不重要，至少以我們目前的知識看來是如此。

4. 乾燥空氣的氣體方程 在熱力學中，我們證明了理想氣體的壓力 p 、密度 ρ 和絕對溫度 T 之間有如下的關係：

$$p = \frac{R^*}{m} \rho T \quad (4.1)$$

式中 $R^* = 83.13 \times 10^6$ 爾格/克度 = 1.986 卡/克度，叫做氣體常數， m 為理想氣體的分子量。對於各種實在的氣體，只要它們離凝結狀態還遠，(4.1)式仍然適用。所以在普通溫度和氣壓下，(4.1)式可以適用於大氣中的各種氣體，但水汽為例外。

如果大氣是由兩種或兩種以上的氣體所組成的混合物時，我們可以用一個相似的公式計算各項的關係。為簡化問題起見，我們只考慮混合物的兩個屬性。設兩種氣體的容積各為 V_1 及 V_2 ，質量各為 M_1 及 M_2 ，而它們的壓力 p 及溫度 T 則都相同。因為

$$\rho_1 = \frac{M_1}{V_1} \quad \text{及} \quad \rho_2 = \frac{M_2}{V_2}$$

所以當兩氣體分別裝在兩個容器內時，由(4.1)式得

$$p = \frac{R^*}{m_1} \frac{M_1}{V_1} T \quad \text{及} \quad p = \frac{R^*}{m_2} \frac{M_2}{V_2} T$$

現在假使把兩個容器聯接在一起，抽去容器間相連的一邊，使兩容器合併為一，那麼這兩種氣體同時都佔有這整個容積 V ，所以

$$V = V_1 + V_2$$

故得兩氣體的部份壓力的總和如下：

$$p_1 + p_2 = \frac{R^*}{m_1} \frac{M_1}{V} T + \frac{R^*}{m_2} \frac{M_2}{V} T = p \frac{V_1}{V} + p \frac{V_2}{V} = p$$

上面的關係說明了道爾頓 (Dalton) 定律, 就是說各氣體的部份壓力的總和等於混合氣體的全壓力。假定“混合氣體的分子量”的定義為

$$\frac{M_1 + M_2}{m} = \frac{M_1}{m_1} + \frac{M_2}{m_2} \quad (4.2)$$

那麼我們可以把上式寫成下面的樣子:

$$p = \frac{R^*}{m} \frac{M_1 + M_2}{V} T$$

因為 $M_1 + M_2 = M$ (即混合氣體的全部質量), 故

$$\frac{M_1 + M_2}{V} = \rho$$

這樣, 如果按照(4.2)式, 設平均分子量為 m , (4.1)式仍然可作為混合氣體的氣體方程。如混合氣體是由兩種以上的氣體組成的, 那麼它的分子量就是

$$\frac{\sum M_i}{m} = \sum \frac{M_i}{m_i} \quad (4.21)$$

從第三節表中的數字看來, 如果氮、氧、氫及二氧化碳都算在內, 空氣的分子量為 $m = 28.97$, 又因氣體常數 R^* 在方程式中總要被分子量 m 除一下, 所以為方便起見, 我們不妨用

$$R = \frac{R^*}{m} = 2.87 \times 10^6 \text{ 厘米}^2 \text{ 秒}^{-2} \text{ (度)}^{-1}$$

為乾燥空氣的氣體常數。

5. 大氣中的水汽 大氣除含有第三節中所列的各種氣體外, 尚含有若干水汽; 水汽為量隨時間和地點有很大的變化。在沒有凝結作用及融解作用發生時, 我們可以認為水汽是一種理想氣體。設 e 為水汽壓力, m_w 為它的分子量, $m_w = 18$, ρ_w 為它的密度, T 為它的溫度, 由(4.1)式得:

$$\rho_w = \frac{e}{R^* T} m_w = \frac{m_w}{m} \frac{e}{RT} \quad (5.1)$$

式中 $m_w/m = 0.621$ 。為方便起見，我們可以引用乾燥空氣常數 R 代入 (5.1) 式。我們又可認為水氣的溫度 T 和與其相混合的乾空氣的溫度相等，所以溫度 T 的下方不必再用指示字母 w 了。在氣象學中，水氣的密度通常叫做“絕對濕度”。

潮濕空氣的總密度 ρ 就是乾燥空氣及水汽兩者密度之和。設 p 為濕空氣的全壓力，那麼乾空氣的部份壓力即為 $p - e$ ，因此，

$$\rho = \frac{p - e}{RT} + 0.621 \frac{e}{RT} = \frac{p}{RT} \left(1 - 0.379 \frac{e}{p} \right) \quad (5.2)$$

上式表示，當濕空氣的壓力及溫度等於乾空氣的壓力及溫度時，濕空氣比乾空氣要輕些；這是因為水汽比它所排去的空氣更輕的緣故。

在有些問題中，如果只着重在空氣的密度，那麼我們就可以用溫度略高的乾空氣來代替實際的濕空氣。在相同的氣壓下，我們要使這虛構的乾空氣的密度和實際濕空氣的密度相等時所需的溫度，叫做“虛溫 T^* ”。根據 (5.2) 式，得

$$T^* = \frac{T}{1 - 0.379(e/p)} \quad (5.3)$$

因而濕空氣的密度又可寫成爲

$$\rho = \frac{p}{RT^*} \quad (5.4)$$

在某一溫度下，水汽壓力祇能升高到某一最大值，即升高到飽和壓力或最大水汽壓力 e_m 。如果水汽壓力 e 小於 e_m ，液體水面上或冰面上便有蒸發作用發生；如 $e = e_m$ ，液體(或固體)狀態和氣體狀態間達到平衡；如 $e > e_m$ ，便有凝結現象發生。在冰點以下，我們必須把冰面上的和水面上的兩種飽和壓力加以區別。

我們應該很清楚地了解飽和作用，除了受水汽的存在影響外，不受其他氣體的存在的影响。如果我們把某種溫度的水放到一個沒有別的氣體的容器內去，那麼因蒸發作用，水汽壓力可以到達和容器內有空氣或有其他氣體存在時同樣的飽和數值。水汽壓力的最大值只是由水汽

的溫度而定，所以某一空氣已被水汽所飽和這句話並不很正確。這可從大氣中水汽的溫度和包含這些水汽的空氣溫度相同的事實得到若干證明。飽和壓力既是由溫度決定，飽和壓力的大小就直接受空氣溫度的影響。所以在下列討論中，我們要用“飽和空氣”一詞。

從第一表我們可以查到 e_m 對溫度的變化，特坦(Tetens)用實驗方法得到一個求 e_m 的經驗公式。如設 e_m 為飽和水汽壓力，用毫巴為單位， t 為溫度，用攝氏為單位， e_m 和 t 的關係為：

$$e_m = 6.11 \times 10^{\frac{at}{t+b}} \quad (5.5)$$

式中 a 及 b 為兩常數，數值如下：

$$\text{在冰面上} \quad a = 9.5, \quad b = 265.5$$

$$\text{在水面上} \quad a = 7.5, \quad b = 237.3$$

我們用克勞修-克拉浦龍(Clausius-Clapeyron)方程也可很容易地得到一個求凝結熱的類似的理論公式。

在實際氣象工作中，絕對濕度用處很少，所以表示水汽含量的方法，尚有多種。相對濕度 f 就是在某溫度時，實際的水汽壓力和飽和水汽壓力的比，即

$$f = \frac{e}{e_m} \quad (5.6)$$

或從(5.1)

$$f = \frac{\rho_w}{\rho_w \text{最大值}} \quad (5.61)$$

我們可以給相對濕度一個定義：在某溫度時實際的絕對濕度和可能的最大絕對濕度的比。

比濕 q 是絕對濕度(水汽密度)和濕空氣的密度的比，即

$$q = \frac{\rho_w}{\rho} = 0.621 \frac{e}{p - 0.379e} \quad (5.7)$$

混合比 w 是絕對濕度和乾空氣的比，即