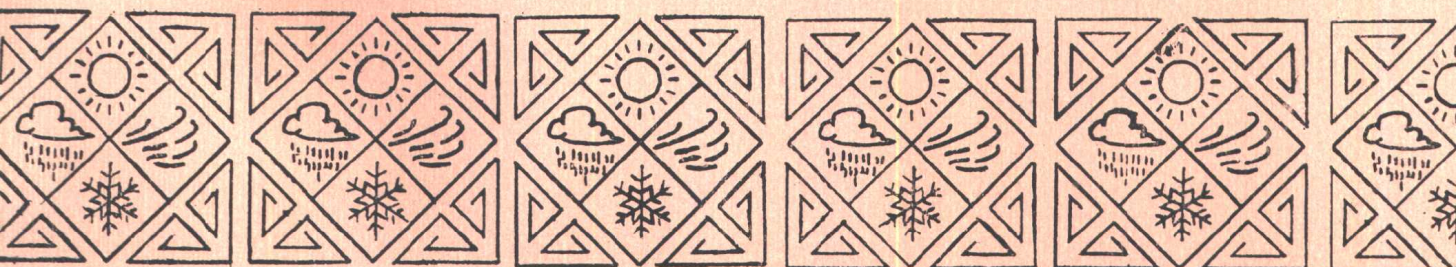


自然蒸发的理论及应用

朱岗崑 编著

气象出版社



自然蒸发的理论及应用

朱岗崑 编著

气象出版社

内容简介

本书的内容包括五个部分,共十四章。第一部分为绪言,概述研究蒸发现象的学术和实践意义,关于自由水面蒸发和自然蒸发各种测量和计算的途径,及全球水份平衡和热量平衡的气候学。第二部分为低层大气物理学,包括低层大气、边界层及粗糙度等两章。第三部分为地球能量收支问题,包括能量通量及平流效应。第四部分为方法与技术,包括湍流法、平均剖面法、质量收支平衡及能量收支平衡等四章。第五部分共五章,包括我国蒸发量研究、各流域水量平衡、在气候区划中的应用及关于抑制蒸发问题等内容。本书曾在中国科学院北京研究生院讲授。适合于气象、水文、海洋、大气物理、自然地理、综考等专业和有关科技工作者阅读和参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

自然蒸发的理论及应用 / 朱岗崑编著. —北京:气象出版社, 2000.12
ISBN 7-5029-3004-3

I. 自… II. 朱… III. 水汽-蒸发-研究 IV. P426.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2000)第 58117 号

自然蒸发的理论及应用

朱岗崑编著

责任编辑: 苏振生 终审: 周诗健

气象出版社出版

(北京市海淀区白石桥路 46 号 邮编: 100081)

北京市宏远兴旺印刷厂印刷

新华书店总店北京发行所发行 全国各地新华书店经销

开本: 787×1092 1/16 印张: 9.25 字数: 236 千字

2000 年 11 月第一版 2000 年 11 月第一次印刷

印数 1-1000

ISBN 7-5029-3004-3/ P·1039

定价: 20 元

目 录

第一章 概论	(1)
§ 1.1 绪言	(1)
§ 1.2 自由水面的蒸发	(1)
§ 1.3 关于自然蒸发	(4)
§ 1.4 全球水份平衡和热量平衡的若干统计	(6)
§ 1.5 其它物质质量的迁移	(7)
第二章 低层大气的物理性质	(8)
§ 2.1 潮湿大气	(8)
§ 2.2 水汽的大气输送	(12)
§ 2.3 大气边界层(ABL)	(17)
第三章 大气边界层中的通量剖面 and 相似性模型	(19)
§ 3.1 动力副气层	(19)
§ 3.2 近地面副气层	(23)
§ 3.3 外区和整个边界层(ABL)	(30)
§ 3.4 气-地界面副气层	(34)
§ 3.5 下垫面的粗糙度	(44)
第四章 地球表面的能量平衡方程	(50)
§ 4.1 净辐射或辐射平衡量	(52)
§ 4.2 植物光合作用的能量吸收	(58)
§ 4.3 地表层下边界的能流通量 G	(59)
§ 4.4 其余各项	(61)
§ 4.5 中国学者的工作	(62)
第五章 地表面条件变化与平流效应	(63)
§ 5.1 内部边界层	(63)
§ 5.2 具有局地平流的蒸发量	(69)
第六章 蒸发量测定: 湍流测量法	(80)
§ 6.1 直接或涡旋相关法	(80)
§ 6.2 能量耗散法	(81)
第七章 蒸发量测定: 梯度测量法	(84)
§ 7.1 平均剖面法	(84)
§ 7.2 总体传输途径或总体传输方程法	(86)
§ 7.3 关于取样时间	(89)
第八章 蒸发量测定: 能量平衡及有关的方法	(90)
§ 8.1 能量平衡的直接应用	(90)
§ 8.2 对潮湿地面使用的简化方法	(92)
§ 8.3 计算实际蒸散量的简化方法	(97)

第九章 蒸发量测定: 质量平衡方法	(101)
§ 9.1 地球的水份平衡	(101)
§ 9.2 大气的水份平衡	(113)
第十章 中国各地蒸发量的研究	(116)
§ 10.1 研究方法概述	(116)
§ 10.2 我国蒸发量的地域分布与季节变化	(117)
§ 10.3 与其他记录相比较	(121)
第十一章 中国各流域水量平衡的分析	(124)
§ 11.1 各主要流域的水量平衡	(124)
§ 11.2 中国年迳流量及迳流系数的分布	(126)
第十二章 干燥度指数在气候区划中的应用	(129)
§ 12.1 简短的历史回顾	(129)
§ 12.2 若干区划工作示例	(130)
第十三章 蒸发量的其它应用	(132)
第十四章 关于抑制水库蒸发问题	(134)
§ 14.1 脂肪醇薄膜抑制水库蒸发	(134)
§ 14.2 抑制水库蒸发的其它措施	(136)
§ 14.3 抑制蒸发的其他途径	(136)
主要参考文献	(138)
插图说明	(142)

第一章 概论

§ 1.1 绪言 大气中的水份蒸发现象，发生于从自由的液体表面，例如海面、湖面及河面，从固体的表面，例如土壤、植被、雪田和冰川，以及空中的水滴、雪片和冰粒的表面。它不仅构成地球上水份循环的重要部分，而且随着蒸发潜热的收支，也是地球上热能交换的重要因子。其中空中水份蒸发现象与地方天气预报有关，而从陆地和海洋的蒸发，不仅为气象学和气候学中的问题，而且涉及到地球物理学科的其它学科，如水文学和海洋学等。截至目前为止，各国学者研究蒸发问题的成绩（例如 М.И.Будыко 1948, W. Brutsaert 1982），对于从自由液体表面的蒸发，无论从物理学上的考察，或者借助于观测，从而作出半经验的论究，知道和了解比较清楚，有时并把结果成功地推广应用与常年饱和的土壤表面，或其它类似的情况。然而研讨从自然表面的蒸发作用，以及自然土壤的干化过程，由于问题的复杂性质以及实验观测的困难，迄今比较少有进展。

蒸发问题同时出现于地球表面的水份平衡和热量平衡方程，其蒸发过程的机制，又联系到空气近地面层中湍流交换的特征规律，故饶有学术上的意义。但更重要的，研究蒸发现象，可以帮助理解地球上各地气候条件及其形成的原因；而在农林生产、水土保持和利用，以及其它与国民经济有效发展密切相关诸方面，亦需要对于蒸发问题，能作多方面的深入研究，期能及时提出有益的资料，密切地为生产实践服务。

§ 1.2 自由水面的蒸发 研究自由水面的蒸发，按其性质可以分成下列五类：(1) 直接利用蒸发器施行观测；(2) 研讨蒸发速率与其它气象要素件的关系，从而制定经验公式；(3) 利用水份平衡方程，估计一流域内的平均蒸发量；(4) 不追究蒸发能量来源，着重研究蒸发过程的机制，亦即从空气动力学的观点，进行水汽湍流扩散方程的妥善解决；(5) 不问蒸发过程的机制，着重从热量平衡方程出发，从而求得蒸发量的数值。前面三种方法有较长的历史，差不多从 19 世纪末叶以来，研究未曾间断；后面两种方法开始于 20 世纪第 10 年代以后，是由于研究大气湍流和热能交换等问题才发展的。

直接利用蒸发器施行观测，一般只能表示蒸发能力的大小，不能代表实际的蒸发数值，而且因地域及仪器等的不同，其代表性亦有差异。过去常用所谓 Г.И.维尔特 (ВилТд) 式蒸发器，现在几乎不再应用。前苏联及俄国所采用的蒸发器，有所谓 ГГИ-3000” 式，其蒸发表面大至 3000 平方厘米；关于测定海洋中的蒸发过程速率，往往应用著名的 В. В. 舒列伊肯式蒸发器。有关若干蒸发皿观测，本文第九章将再谈及。

利用经验公式计算蒸发速率，或直接根据蒸发器的记录配合以数式，或依赖于空气动力学实验的或理论的结果加以推广，先后经过无数人的研究，得到许多不同的公式，但基本上可化为下列道尔顿(Dalton)形式

$$E = f(\bar{u})(e_s - e_d) \quad (1.1)$$

式中 E 为单位时间内的蒸发量, e_s 为蒸发表面温度 T_s 时的水汽压力, e_d 为空气露点温度 T_d 时的水汽压力, $f(\bar{u})$ 为水平风速 $\bar{u}$ 的函数, 其形式由经验或理论研究所确定。在大多数情况下, $f(\bar{u}) = A + B\bar{u}$, 其中 A, B 为系数, 将此形式的 $f(\bar{u})$ 代入(1.1)式, 即得 Stelling 公式, 有时 $f(\bar{u})$ 具有 $\alpha(\bar{u})^n$ 的形式, 式中 $\bar{u}$ 的指数 n 为 0.5 至 1.0 不等。

在许多经验公式中, 其中以美国罗瓦(C. Rohwer 1931)的研究最为相近, 他曾发现蒸发速率在其它全同的条件下与大气压力稍有变化。他的公式如化至海平面高度, 可以下式表示:

$$E_0 = 0.40(1 + 7.1 \times 10^{-3} \bar{u}_2)(e_s - e_d) \quad (1.2)$$

式中 E_0 代表自由水面的蒸发数值, 单位为毫米/天, e_s 与 e_d 均以水银柱毫米计, $\bar{u}_2$ 为高度 2 米处平均水平风速, 单位为英里 * / 天。英国彭门(H.L. Penman 1948)利用在农场实验的结果验证(1.1)式中 $f(\bar{u})$ 的数值, 其结果列为表 1.1。

表 1.1 $f(\bar{u})$ 数值的验证

	观测 A	观测 B	罗瓦公式
配合最好	$0.30(1 + 14.2 \times 10^{-3} \bar{u}_2)$	$0.35(1 + 9.8 \times 10^{-3} \bar{u}_2)$	$0.40(1 + 7.1 \times 10^{-3} \bar{u}_2)$
配合次好	$0.033 \bar{u}_2^{0.68}$	$0.065 \bar{u}_2^{0.54}$	
配合中常	$0.021 \bar{u}_2^{0.76}$	$0.019 \bar{u}_2^{0.76}$	

由上式可得出以下两点: (1) $f(\bar{u})_2$ 式中风速的指数数值, 采用接近 1/2 较诸取用 3/4 配合较好; (2) 在使用上进行计算, 最好利用下列公式:

$$E_0 = 0.35(1 + 9.8 \times 10^{-3} \bar{u}_2)(e_s - e_d) \quad (1.3)$$

很明显, 这和罗瓦公式基本上是一致的。

水分平衡方程表示在一总体或平均的水文系统中的质量守恒:

$$(P - E)A + Q_i - Q_o = dS / dt \quad (1.4)$$

* 1英里 = 1609.344m

式中 P 为系统内的平均降水量, E 为蒸发速率, A 为表面面积, Q_i 为表面和地下水流入速率, Q_o 为表面和地下水流出速率, 而 S 为储存于系统中的水量。利用(1.4)式, 如果其它量为已知, 就可估计蒸发速率 E 的数值。鉴于流域内降水量和迳流量具有较大的变异, 因此所估计的蒸发量也有较大的变动范围。因此这个方法通常和其它方法参考使用。较详的分析和讨论, 将在本文第九章中出现。

从空气动力学观点进行蒸发的理论研究, 主要根据空气近地面层中风速及涡动交换系数随高度变化的特征, 以及采取适当的边界条件, 求解下列微分方程:

$$u \frac{\partial V}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} (K \frac{\partial V}{\partial z}) \quad (1.5)$$

式中 K 为涡动交换系数, u 为水平风速, z 为高度, x 为水平距离, V 为由下向上传输的物质或物理量, 先后经过许多学者的努力, 其著者例如萨顿(O.G.Sutton 1953)、勃里斯特莱(C.H.B.Priestley 1959)和巴斯葛耳(F.Pasquill 1983)等人, 曾求得蒸发速率与风速间的关系为 $E_0 \propto u_0^{(2-m)/(2+m)}$ 形式; 如采用一般情况 $m=1/4$, 亦即风速与高度间关系循依所谓“七次方根指数定律”时, 则上式化为 $E_0 \propto u_2^{0.78}$ 。有关本方法的理论基础和具体细节, 见本书第三章、第五章和第七章。

如不问蒸发的机制, 着重从热量平衡方程出发, 亦可求得蒸发量的数值。这是因为热能的来源, 主要依赖于辐射能的收支(R_n), 根据能量守恒定律, 这种净有的辐射能量($R_f - R_b$), 将用诸蒸发水份(E), 涡动扩散传热至空气(H), 使热量下传与累积在表体中(G), 以及向外平流逸失(C)。于是:

$$R_n = R_f - R_b = LE + H + G + C \quad (1.6)$$

式中 L 为蒸发潜热, 在较长的时间内, 有时甚至在数日或一日内, 上式中 G 和 C 的变化较诸其它各项为不重要, 可予以忽略不计。因此化为:

$$R_n = LE + H \quad (1.6a)$$

须指出, 由下向上传输水汽(E)和传输热量($H = C_p T$), 其机制在本质上并无差异, 其一决定于水汽压力差数($e_s - e_d$), 其一决定于温度差数($T_s - T_a$), 故可求得 H/LE 比值如次:

$$\frac{H}{LE} = \beta = \gamma(T_s - T_a) / (e_s - e_d) \quad (1.7)$$

式中 β 为著名的波文比值(Bowen ratio), γ 为干湿球公式中的常数。比较以上两式, 可知

$$R_n = LE(1 + \beta), \quad LE = \frac{R_n}{(1 + \beta)} \quad (1.8)$$

波文比值中含有下垫面温、湿度数值(T_s 和 e_s), 或设法施行测量, 或联系涡动传输和能量平衡所得的结果, 消去这些观测比较困难的数值, 从而得到比较实用的计算公式。例如在(1.3)式中, 如以 e_a (空气温度 T_a 时的水汽压力)替代 e_s 的数值, $(e_a - e_d)$ 代表平均的水汽饱和差(Saturation deficit), 故有

$$E_A = 0.35(1 + 9.8 \times 10^{-3} \bar{u}_2)(e_a - e_d) \quad (1.3a)$$

$$E_A / E_0 = \frac{e_a - e_d}{e_s - e_d} = 1 - \frac{e_s - e_a}{e_s - e_d} = 1 - \varphi \quad (1.9)$$

再设 $T_s - T_a = (e_s - e_a) / \Delta$, 其中 $\Delta (= de_a / dT_a)$ 为饱和水汽压线在 $T = T_a$ 时的斜率, 则有

$$\frac{R_n}{LE} = 1 + \beta = 1 + \frac{\gamma(e_s - e_a)}{\Delta(e_s - e_d)} = 1 + \gamma\varphi / \Delta \quad (1.10)$$

从(1.9)和(1.10)式, 得有彭门的实用公式(H.L.Penman 1948, 1956):

$$E_0 = (R_n \Delta + \gamma E_A) / (\Delta + \gamma) \quad (1.11)$$

$$e_s = (e_a - \varphi e_d) / (1 - \varphi) \quad (1.12)$$

其中 R_n 的数值, 可由下式决定:

$$\begin{aligned} R_n &= R_I - R_B \\ &= R_A(1 + r)(0.18 + 0.55n / N) - \delta T_a^4(0.56 - 0.092\sqrt{e_d})(0.10 + 0.90n / N) \end{aligned} \quad (1.13)$$

式中 R_A 代表当大气完全透明时所受到的太阳辐射, 化为蒸发当量(59 卡 / 平方厘米 = 1 毫米蒸发量); r 为反射系数, 其大小视地面状态而有不同, 如为水面, $r = 0.05$; n / N 代表日照百分率, 即等于实际日照时数与最大可能日照时数的比例; δT_a^4 为空气温度 T_a 时的黑体辐射, 亦化为蒸发当量。有关能量平衡和彭门方法等细节, 可阅本文第四章和第八章。

§ 1.3 关于自然蒸发 关于自然蒸发问题, 其性质远较诸水面蒸发为复杂。例如裸土表面的蒸发及其干化步骤, 不仅与大气状态有关, 而且还包含许多复杂的土壤因素。又如自然植被的蒸腾作用, 除了以上先后述及的因素而外, 还应该注意植被

的根芽系统，能深入土壤下部吸收水份，植物的枝叶伸长于地面上。可以提高水份交换的高度，以及白天光化作用的进行，可以调节叶片水份的蒸发。因此，充分掌握自然蒸发的规律，必须有赖于长期不断地做多方面的深入研究。本文许多章节，均将涉及这些问题，下面仅举四例，作为先导说明：

(1) 进行土壤的蒸发、观测及研究，在前苏联已发展至较高的水平；所用的土壤蒸发器，计有雷卡乔伊夫式、波波夫式、及所谓“ГГН500”式多种。美国萨斯威脱及霍尔芝门(1939)从空气动力学观点着手，假定近地面空气层中风速循依所谓对数规律，曾发表一计算自然蒸发量的公式，若已知二高度的风速和比较湿度，即可进行计算。但根据前苏联布德科(1948)的研究，曾指出萨、霍二氏的公式，仅使用于绝热大气情况，并估计该式应用于非绝热情况时所生的误差。英国巴斯葛尔也曾作类似的批评，并企图扩展萨、霍二氏的结果(F.Pasquill 1949)。

(2) 彭门既已求得计算广大自由水面蒸发量的实用公式，进一步推广应用于大片裸土及草地上蒸发量的估计(H.L.Penman 1948, 1956)。为了简化问题的复杂性，无论草地或休耕的裸土，均假定水份来源不绝，常年接近湿润的状态。在这种理想的情况下，裸土或草地的蒸发(各以 E_B 及 E_T 来表示)，与土壤类型、作物种类及根系范围等关系不大，而与同一气候条件下自由水面的蒸发(仍以 E_0 来表示)有简单的比例关系。彭门根据在英国农场两年来实验观测的结果，求得 E_T/E_0 及 E_B/E_0 的比值如表 1.2 所示。

表 1.2 E_T/E_0 及 E_B/E_0 的比值

时 段	E_T/E_0	E_B/E_0
冬季(1-2 月)	0.60	0.90
春秋(3-4 月, 9-10 月)	0.70	0.90
夏季(5-8 月)	0.80	0.90
全年	0.75	0.90

(3) 陆面蒸发量取决于下列两方面的因素：其一为气候的因素，在于决定陆面蒸发的水汽来源(降水量)和供给陆面水汽蒸发所需的能量(辐射平衡)；其二为自然地理的因素，在于决定水量平衡中迳流量大小的条件，其中包括有地形坡度、下垫面性质、覆盖情况等等。前苏联布德科(1948)利用德国 Schreiber 公式 $E = P(1 - e^{-R_n/LP})$ ，及

俄国奥特康公式 $E = \frac{R_n}{L} th \frac{LP}{R_n}$ ，求其几何平均，得下列计算自然蒸发的理论公式

$$E = \sqrt{\frac{R_n P}{L} th \frac{PL}{R_n} \left(1 - ch \frac{R_n}{PL} + sh \frac{R_n}{LP}\right)} \quad (1.14)$$

式中 L 、 R_n 、 P 各代表蒸发潜热、辐射平衡及降水量；th、ch、sh 各代表双曲正切、余弦及正弦。如以 f 代表迳流量，则上式须适合以下二边界条件

$$\text{当 } \frac{R_n}{LP} \rightarrow \infty, \quad \text{则 } \frac{f}{P} \rightarrow 0 \quad \text{或} \quad \frac{E}{P} \rightarrow 1$$

$$\text{当 } \frac{R_n}{LP} \rightarrow 0, \quad \text{则 } LE \rightarrow R_n。$$

亦即 E/P 为 R_n/LP 的函数，如(1.14)式所示。布德科曾按照此式计算前苏联欧洲领土南部 20 个地点的年蒸发量(E)，如与水份平衡方程($E_f = P - f$)所得相比较，则其平均

偏差 $\left| \frac{E - E_f}{E_f} \right|$ 仅为 6% 左右。关于这个公式的讨论和推广，将在本文第十章内涉及。

(4) 法国 J.C. Andre 等人 (1988) 最近报道了欧陆蒸发观测试验 (HAPEX-MOBILHY)。在法国西南部水平范围为大气环流模式 (GCM) 中尺度网络 10^4km^2 ，开始于 1985 年中期迄至 1987 年初，参加的科技人员计有法、美、英等国共约 1500 人，主要在不同地面及土壤层网站，测量土壤湿度、能量平衡各项、水文及大气等参量，并与不同估量蒸发通量相比较。特别在 1984 年 5 月 7 日至 7 月 (共 2.5 月) 这个特殊的观测期间 (SOP)，参加有二架装备完善的飞机，飞越不同状况的地面及大片森林地区，系统进行空中与遥感测量，并与其它不同系统测量相互比较与补充。由此所得的大量资料，还可供世界各国科学家免费索取使用。

§ 1.4 全球水份平衡和热量平衡的若干统计(W.Brutsaert 1982) 近年来许多学者制作成有关全球蒸发量及热量平衡各项的分布图表，包括 M.I. Lvovitch(1970, 1973)，M.I.布德科(1970, 1974)，A. Baumgartner 和 E. Reichel(1975)，A.F. Bunker 和 L.V.Worthington(1976)，V.I. Korzoun 等人(1977, 1978)，及 S.Hastenrath 和 P. J. Lamb(1978)等。如表 1.3 所示，全世界年平均蒸发量约为 1 公尺的数量级，从陆面的蒸发量约为降水量的 60%–65%；在定常情况下，根据全球陆面统计，迳流量 $f = (Q_o - Q_i)/A = P - E$ ，约为降水量的 35%–40%。表 1.4 对各洲陆面分别做了统计，可见除南美和南极外，其数量级与表 1.3 的全球结果相似。

表 1.3 全球水份平衡的估计(公尺/年)

资料来源	陆地 ($1.49 \times 10^8 \text{km}^2$)		海洋 ($3.61 \times 10^8 \text{km}^2$)		全球 $P = E$
	P	E	P	E	
Budyko(1970, 1974)	0.73	0.42	1.14	1.26	1.02
Lvovitch(1970)	0.73	0.47	1.14	1.24	1.02
Lvovitch(1973)	0.83	0.54	—	—	—
Baumgartner 等(1975)	0.75	0.48	1.07	1.18	0.97
Korzoun 等人(1978)	0.80	0.485	1.27	1.40	1.13

表 1.4 各洲陆面分别的估计(米/ 年)

资料来源		欧洲	亚洲	非洲	北美	南美	澳与大 洋洲	南极
Lvovitch (1973)	<i>E</i>	0.415	0.433	0.547	0.383	1.065	0.510	—
	<i>P</i>	0.734	0.726	0.686	0.670	1.648	0.736	—
Baumgarbner 等 (1975)	<i>E</i>	0.375	0.420	0.582	0.403	0.946	0.534	0.028
	<i>P</i>	0.657	0.696	0.696	0.645	1.564	0.803	0.169
Korzoum 等人 (1977)	<i>E</i>	0.507	0.416	0.587	0.418	0.910	0.511	0
	<i>P</i>	0.790	0.740	0.740	0.756	1.600	0.791	0.165

表 1.5 表示大陆, 海洋及全球热量平衡各项的估计值, 可见能量平衡主要消耗于蒸发, 在海洋上潜热通量 LE 的平均, 为净辐射能量的 90% 左右, 而在大陆上平均的 LE 为净辐射能量的 50%。根据表 1.5 相同的资料来源, 还可发现热量平衡各项数值具有空间的差异性及其时间变化, 例如在纬度 $20^{\circ} - 40^{\circ}$ 之间的大陆上, 由于存在有宏广的干燥和沙漠地区, H 的平均值反大于 LE 项; 又如蒸发量具有日变化和季节变化, 大体上循依太阳辐射和气温的时间变化, 但其位相又因不同下垫面而有差异。

表 1.5 全球热量平衡的估计(千卡/ 平方厘米.年)

资料来源	陆地	海洋	全球
	R_n LE H	R_n LE H	R_n LE H
Budyko(1974)	49 25 24	82 74 8	72 60 12
Baumgartner 等(1975)	50 28 22	81 69 12	72 57 15
Korzoum 等人(1978)	49 27 22	91 82 9	79 67 12

§ 1.5 其它物质量的迁移 除了水汽和热量之外, 在地球表面与大气之间尚有其它物质量的迁移, 并且对环境具有一定的物理的和生物学的效应。例如, 大气的一个成分 O_2 在水面的迁移, 对于维持或恢复河湖的水质扮演一个主要角色; 又如 CO_2 不仅为大气中的微量成分, 复又为地球上各种燃烧的产物, 对植物代谢作用和地球温室效应构成重要的因素。随着工农业的迅速发展, 以及包括战争、天灾在内其它种种原因, 还产生了许许多多其它的污染物质, 诸如 NH_3 、 SO_2 、 SO_3 、 HCl 、 O_3 和若干放射性核素。这些污染气体和颗粒物质, 虽然不在本文讨论范围之内, 但可指出, 它们在很多方面与水份蒸发类似, 同样使用大气扩散和干湿沉积等基本规律(参考朱岗崑编著“大气污染物理学基础”, 1990 年北京高等教育出版社)。

第二章 低层大气的物理性质

§ 2.1 潮湿大气 理想的低层大气，由清洁的干空气和水汽所组成；干空气的成分，主要含有氮(78.08%)、氧(20.95%)、氩(0.93%)和二氧化碳(0.03%)四种气体，共占体积 99.99%。除了干空气和水汽之外，低层大气还污染有各种工业废气和悬浮颗粒物质，包括烟、尘和冰、雪和雨形式的水滴等。水汽的存在，为地球上生命的必须，而且水汽的位相变化，同时吸收或释放潜热，因此为量虽然不多，但却十分重要。

(A) 表示水汽含量多寡，可有下列各种形式：

1、混合比(χ)，其定义为单位质量干空气中的水汽质量，令 ρ_v 和 ρ_d 各为水汽和干空气的密度，亦即

$$\chi = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (2.1)$$

2、比较湿度(q)，其定义为单位潮湿空气中的水汽质量，潮湿空气的密度 $\rho = \rho_v + \rho_d$ ，于是

$$q = \rho_v / \rho \quad (2.2)$$

3、相对湿度(r)，令 e 和 $e_*(\chi_*)$ 各为实际水汽压和饱和水汽压(混合比)，则有

$$r = \frac{\chi}{\chi_*} \approx \frac{e}{e_*} \quad (2.3)$$

4、露点温度或水汽饱和差，等于 $e - e_*$ 。

令 p ， ρ 和 T 各为湿空气的压力，密度和温度， M 和 M_v 各为干空气和水汽的分子量($M_v/M = 18.016/28.966 = 0.622$)， R 为理想气体常数，根据 Dalton 分压定律，则有下列关系式：

$$p = \rho RT, \quad e = \left(\frac{M}{M_v}\right) R_d \rho_v T \approx 1.61 R_d \rho_v T = \frac{8}{5} R_d \rho_v T \quad (2.4)$$

$$\rho_d = \frac{p - e}{R_d T}, \quad \rho_v = \frac{0.622e}{R_d T} \approx \frac{5}{8} \frac{e}{R_d T},$$

$$\rho = \frac{p}{R_d T} (1 - 0.378e/p) \approx \frac{p}{R_d T} (1 - 3e/8p) \quad (2.5)$$

$$p = R_d(1 + 0.61q)\rho T = R_d\rho T_v \quad (2.6)$$

式中 $R_m = R_d(1+0.61q)$, $T_v = (1+0.61q)T$ 称为虚温。比较以上各式, 可有:

$$\chi = 0.622 \frac{e}{p-e} \approx 0.622 \frac{e}{p} \quad \text{因 } e \ll p \quad (2.1a)$$

$$r = \frac{(p-e)}{0.622e_s} \chi \quad (2.3a)$$

$$\rho_v = \frac{(p-e)}{RT} \chi \quad (2.5a)$$

$$q = \frac{0.622e}{p-0.378e} \approx \chi \quad (2.2a)$$

(B)求取气体比热, 可从下列热力学第一定律开始:

$$\delta H = \delta U + p dV \quad (2.7)$$

或书为单位质量的微分形式

$$dh = du + p d\alpha \quad (2.7a)$$

式中热量变化 δH 由内能变化 δU 和做功 $p dV$ 两部分所组成; V 为容积, 而 α 为比容 $\alpha = \rho^{-1}$ 。任何气体的状态方程具有三个变数 α , T 和 p , 现取 α 和 T 为独立变数, (2.7a)式变为

$$dh = \left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_\alpha dT + \left[\left(\frac{\partial u}{\partial \alpha} \right) + p \right] d\alpha = c_v dT + p d\alpha \quad (2.7b)$$

式中 $c_v = \left(\frac{\partial h}{\partial T} \right)_\alpha$ 为定容比热, 而 $(\partial u / \partial \alpha) = 0$; 由于气体状态定律, $p d\alpha = R dT - \alpha dp$, 故有

$$dh = (c_v + R) dT - \alpha dp \quad (2.7c)$$

由于 $c_p = \left(\frac{\partial h}{\partial T} \right)_p$ 为定压比热, 故有

$$R = c_p - c_v \quad (2.8)$$

(2.7c)式又可写为:

$$dh = c_p dT - (c_p - c_v) T \frac{dp}{p} \quad (2.7d)$$

对于绝热变化, δH 或 $dh=0$, 令 $\gamma = c_p / c_v$, 则有

$$\gamma \frac{dT}{T} - (\gamma - 1) \frac{dp}{p} = 0 \quad (2.9)$$

利用大气静力公式, $dp = -\rho g dz$, 可得干绝热大气温度垂直递减率为

$$\Gamma_d = \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{R} \left(\frac{\gamma - 1}{\gamma} \right) = -\frac{g}{c_p} \approx -1^\circ\text{C} / 100\text{m} \quad (2.10)$$

令 p_0 为海平面高度压力, θ 为位置温度, 由下式所定义(参考 2.9 式):

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{(\gamma - 1)/\gamma} \quad (2.11)$$

对上式取对数并微分, 则得位温的垂直梯度为

$$\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} + [(\gamma - 1)/\gamma] \frac{1}{p} \frac{dp}{dz} = \frac{1}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma_d \right) \quad (2.12)$$

如果是潮湿的空气, 则可利用虚温 T_v 替代温度 T , 近似地也可求得

$$\frac{\partial T_v}{\partial z} \approx -\Gamma_d$$

或可利用虚位温 θ_v 的概念, 则有

$$\begin{aligned} \theta_v &= (1 + 0.61q)\theta \\ \frac{\partial \theta_v}{\partial z} &= \frac{\theta_v}{T_v} \left(\frac{\partial T_v}{\partial z} + \Gamma_d \right) \end{aligned} \quad (2.12a)$$

(C)当潮湿空气的水汽压达到该温度饱和水汽压 e_* 时, 在等温条件下, 由水汽凝结为水滴。令位相变化时液汽系统的总质量为 M , 变化为 δM , 总容积变化为 δV , 内能变化为 δU , 并令 M_l 和 M_v 各为液相和汽相的质量, 而 α_l 和 α_v 为其比容, 则有等温变化前 $V = M_l \alpha_l(T) + M_v \alpha_v(T)$

等温变化后 $V+\delta V = (M_l - \delta M)\alpha_l + (M_v + \delta M)\alpha_v$
 故有

$$\delta V = [\alpha_v(T) - \alpha_l(T)]\delta M \quad (2.13)$$

类似地, 则有

$$\delta U = [u_v(T) - u_l(T)]\delta M \quad (2.14)$$

根据汽化潜热 L_e 的定义为 $L_e = \delta H / \delta M$, 并应用(2.7)、(2.13)和(2.14)式, 得有

$$L_e = u_v - u_l + p(\alpha_v - \alpha_l) \quad (2.15)$$

由(2.13)和(2.14)式,

$$\left(\frac{\partial U}{\partial V}\right)_T = \frac{u_v - u_l}{\alpha_v - \alpha_l}$$

因此(2.15)式变为

$$\left(\frac{\partial U}{\partial V}\right)_T = \frac{L_e}{\alpha_v - \alpha_l} - p \quad (2.16)$$

引入熵的定义 $dS = dH / T$, 并使用(2.7b)式, 可写成

$$dS = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial U}{\partial T}\right) dT + \frac{1}{T} \left(\frac{\partial U}{\partial V} + p\right) dV$$

为使上式变为全微分, 须满足下列条件

$$\frac{\partial}{\partial V} \left(\frac{1}{T} \frac{\partial U}{\partial T}\right) = \frac{\partial}{\partial T} \left[\frac{1}{T} \left(\frac{\partial U}{\partial V} + p\right)\right]$$

于是得出

$$\left(\frac{\partial U}{\partial V}\right)_T = T \left(\frac{\partial p}{\partial T}\right)_v - p \quad (2.17)$$

由(2.16)和(2.17)式, 得有下列著名的 Clausius—Clapeyron 方程:

$$\frac{de_*}{dT} = \frac{L_e}{T(\alpha_v - \alpha_l)} \quad (2.18)$$

由于 α_l 与 α_v 比较可以忽略不计, 并利用(2.5)式, 可将上式写为

$$\frac{de_*}{dT} = \frac{0.622L_e e_*}{R_d T^2} \quad (2.18a)$$

已知 $L_e(T)$ 的表达式, 可对 Clausius-Clapeyron 方程进行积分, 先后有许多学者进行过研究, 最便于案头计算的为 J.M.Richards(1971)所建议, 计算饱和水汽压 e_* 及它随温度变化 $\frac{de_*}{dT}$ 的公式如下所列:

$$e_* = 1013.25 \exp(13.3185t_R - 1.9760t_R^2 - 0.6445t_R^3 - 0.1299t_R^4) \quad (2.19)$$

$$\frac{de_*}{dT} = \frac{373.15e_*}{T^2} (13.3185 - 3.952t_R - 1.9335t_R^2 - 0.5196t_R^3) \quad (2.20)$$

式中 $t_R = 1 - (373.15 / T)$, 其中 T 为温度, 以 K 计; 可见(2.20)与(2.18a)式相似。

§ 2.2 水汽的大气输运 如无位相变化, 大气中的水汽为一守恒的无向量, 随大气流体运动, 并叠加有水汽分子扩散运动, 总质量通量可表示为:

$$\mathbf{F} = \rho_v \bar{\mathbf{v}} + \mathbf{F}_m = \rho_v \bar{\mathbf{v}} - k_v \nabla \rho_v \quad (2.21)$$

式中 $\bar{\mathbf{v}} = \hat{i}u + \hat{j}v + \hat{k}w$ 为空气速度, k_v 为水汽在空气中的分子扩散率, 它随温度而变化如表 2.1 所示。无源或汇时水汽的连续方程为

$$-\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{\partial \rho_v}{\partial t} \quad (2.22)$$

相似地, 湿空气的连续方程为

$$-\nabla \cdot (\rho \bar{\mathbf{v}}) + \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (2.23)$$

由以上三式并利用(2.2)式, 则得下列的水汽守恒基本公式:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + (\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla)q = k_v \nabla^2 q \quad (2.24)$$