

R · B 斯塔尔 编

徐静琦 杨殿荣 译

BIANJIECENG
QIXIANGXUE
DAOLUN

边界层气象学导论

青岛海洋大学出版社

边界层气象学导论

R. B. 斯塔尔 编

徐静琦 杨殿荣 译

青岛海洋大学出版社

鲁新登字 15 号

内 容 简 介

边界层气象学是大气科学的重要分支,是当今中长期数值天气预报、气候变迁的模拟和预测以及大气污染扩散研究等的理论基础。

本书是一本关于边界层气象学的全面而综合性的论著,重点论述大气边界层的基本理论和研究方法,并对本学科的现代思想进行了全面的介绍和评述。

本书首先是一本教科书,对理论的阐述由浅入深,深入浅出,物理概念清晰,结构严密。书中附有大量例题和练习,对训练学生的科学思维、深入理解课文内容以及培养理论联系实际的能力均大有裨益。本书还是一本参考书,书中附有各种有用的参数和大量研究资料,并有详尽的参考文献,以供查阅。

本书适于作大气科学专业本科生和研究生的教材,也可作为从事大气科学、环境科学、海—气相互作用物理学以及物理海洋学研究和教学人员的参考书。

R. B. Stull

An Introduction

To Boundary Layer Meteorology

*

边界层气象学导论

R. B. 斯塔尔 编

徐静琦 杨殿荣 译

*

青岛海洋大学出版社出版

青岛市鱼山路 5 号

邮政编码:266003

新华书店发行

青岛海洋大学印刷厂印刷

*

1991 年 12 月第 1 版 1991 年 12 月第 1 次印刷

16 开(787×1092 毫米) 29.25 印张 674 千字

印数 1—1000

ISBN 7—81026—226—2/P·7

定价:26.60 元

前 言

湍流—经典物理学未解决的问题之一，在对它研究和理解时所遇到的挑战，正是边界层气象学中令人兴奋的部分。另外，聚集在边界层气象学这个大题目下的丰富多采、各种各样的研究课题和方法也使人们受到激励。我们生活在边界层中，这使它与我们密切相关，也使我们有可能去研究它。我曾勉力将那些有刺激性的、挑战性的和各种不同的内容收集到本书中。

我在撰写本书时，心中抱有多种目的。首先，它要写成一本教科书。先介绍基本物理概念和数学方法，方程各项都给出物理解释，给出样本数据和例题的解，并且还包括练习。第二，本书被编成一本参考书，其中有各种表，载有参数化、程序、野外试验和有用的常数等，并有在各种条件下不同现象的插图。第三，最后几章是关于边界层气象学的现代思想和方法的文献评述。

本书设想给具有大学气象学基础的低年级研究生使用。不过我们也估计到本书的读者可能具有各种不同的基础。有很好数学基础的读者可跳过第2章关于统计学的部分。有使用时间序列经验的读者可跳过第8章。关于数学问题的这两章被前后分开了，目的是让读者在钻研更深的数学以前，有机会先把统计学知识应用于边界层的研究。有些学生可能已经读过地球物理湍流或统计流体力学，他们可以快读前5章而进入边界层的应用。教师可以删去几章而方便地将其余内容作为一学期课程。补充一些材料后，本书可用作两学期课程，先教大气湍流，后教边界层气象学。

符号的不一致竟是最大的困难。每一个学科的分支似乎都有它自己的一套符号，常常与其他分支的符号相抵触。使用已经发表的符号可能造成混乱，因此我只得选定一套一致的符号用于全书。在大多数情况下，我尽量保留文献中最常用的符号，或在通用的符号上加下标或作逻辑引伸。在另一些情况下，我只好不用以前发表的那些符号。读者可参看附录B，那是一个综合的符号表。

在边界层气象学的全部众多的学科分支中，我当然不敢自称内行，但我知道这本书的内容广泛才能有用。我写书的兴趣和热情，推动我多次走向图书馆，激励我去研究许多论文，以学习基本的论题及在边界层气象学的广泛领域中使用的一般工具。遗憾的是，本书有限的篇幅，使我不得不在材料的数量和深度上作出困难的抉择。我希望本书提供了充分的基本知识，以此为基础，别的教师和研究人員能有希望建立更高级的概念。有些课题如大气扩散和农业微气象学等，因为已有很出色的著作，未包括在本书中。

本书得到许多同事和朋友的帮助，他们对本书的最后完成和质量的提高作出了重要贡献。我要特别感谢 Michelle Vandall，感谢她为本书绘制了大部分插图，设计了每章的标题，感谢她为本书所作的一切。我的同事 Steve Stage、Larry Mehrt、George Young、Jacq Schols、Chandran Kaimal、Steve Silberberg、Beth Ebert 和 Bruce Albrecht 等审阅了不同章节，并提出了宝贵的建议。Anton Beljaars、Ad Driedonks、Jean—Claude André、Jean—Paul

Goutorbe、Anne Jochum、Steve Nelson、Bob Murphy、Ruwim Berkowicz、Peter Hildebrand、Don Lenschow 等提供了关于野外试验的资料。Eric Nelson 校对了原稿，并帮助编制了符号表。Sam Zhang 编制了索引。Camille Riner 和 Michelle Vandall 为某些公式排了版。在 Wisconsin 大学四学年的微气象学教学中，学生们愉快地忍受了我的未完成的初稿，并发现了许多错误。Kluwer 科学出版社（以前为 D • Reidel）的编辑们富有而心并不不断地给以鼓励，对于他们的远见和忠告我深表感谢。感谢美国气象学会允许复制插图 10.7、12.10 和 12.19。对于他们全体，以及更多的、很抱歉不能在此说出名字的人，请让我说一句：谢谢你们！

我要对我的妻子 Linda 在我生活中这个令人兴奋而又使人精疲力尽的一幕中表现出的献身精神表示感谢。

Roland B • Stull
边界层研究组
Madison, Wisconsin

目 录

1 边界层平均特征	1
1. 1 边界层定义	1
1. 2 风和气流	2
1. 3 湍流输运	3
1. 4 Taylor 假设	4
1. 5 虚位温	5
1. 6 边界层厚度与结构	6
1. 7 微气象学	13
1. 8 边界层的意义	16
1. 9 一般参考书	17
1. 10 本章参考书	19
1. 11 练习	20
2 若干数学和物理工具: (一) 统计学	21
2. 1 湍流特征及湍流谱	21
2. 2 谱隙	24
2. 3 平均部分和湍流部分	24
2. 4 若干基本统计方法	25
2. 5 湍流动能	32
2. 6 运动学通量	33
2. 7 湍流通量	36
2. 8 求和符号	37
2. 9 应力	44
2. 10 摩擦速度	47
2. 11 参考文献	48
2. 12 练习	48
3 控制方程在湍流中的应用	52
3. 1 方法学	52
3. 2 基本控制方程	53
3. 3 简化、近似和尺度分析	55
3. 4 湍流运动中的平均变量方程	59
3. 5 方程的总结及简化	62

3. 6	个例研究	65
3. 7	参考文献	76
3. 8	练习	76
4	湍流通量和方差的预报方程	79
4. 1	湍流偏差的预报方程	79
4. 2	自由对流的尺度变量	80
4. 3	方差预报方程	82
4. 4	湍流通量预报方程	91
4. 5	参考文献	100
4. 6	练习	100
5	湍流动能、稳定性和尺度	102
5. 1	TKE 收支方程的推导	102
5. 2	对 TKE 收支有贡献的项	103
5. 3	TKE 收支贡献项与涡旋尺寸的关系	113
5. 4	平均动能及其与湍流的相互作用	113
5. 5	稳定性概念	115
5. 6	Richardson 数	118
5. 7	Obukhov 长度	123
5. 8	无量纲梯度	124
5. 9	其他尺度参数	125
5. 10	稳定度综合表	126
5. 11	参考文献	127
5. 12	练习	129
6	湍流封闭技术	134
6. 1	封闭问题	134
6. 2	参数化法则	136
6. 3	局地封闭—零阶和半阶	137
6. 4	局地封闭—一阶	137
6. 5	局地封闭—一阶半	144
6. 6	局地封闭—二阶	149
6. 7	局地封闭—三阶	151
6. 8	非局地封闭—跳跃湍流理论	151
6. 9	非局地封闭—谱扩散系数理论	163
6. 10	参考文献	165
6. 11	练习	168

7	边界条件和表面强迫力	173
7.1	有效表面湍流通量	173
7.2	表面热平衡	174
7.3	辐射平衡	176
7.4	界面通量	180
7.5	通量的显热和潜热分配	188
7.6	出入地面的通量	196
7.7	参考文献	201
7.8	练习	204
8	若干数学和物理工具：(二) 时间序列	206
8.1	时间和空间序列	206
8.2	自相关	206
8.3	结构函数	208
8.4	离散的 Fourier 变换	211
8.5	快速 Fourier 变换	217
8.6	能谱	218
8.7	谱特征	222
8.8	两个变量的谱	233
8.9	周期图	237
8.10	非局地谱	238
8.11	TKE 方程的谱分解	240
8.12	参考文献	242
8.13	练习	243
9	相似理论	245
9.1	概述	245
9.2	Buckingham π 量纲分析方法	246
9.3	尺度变量	250
9.4	稳定边界层相似关系一览	253
9.5	中性边界层相似关系一览	255
9.6	对流边界层相似关系一览	257
9.7	对数风廓线	262
9.8	Rosby 数相似和廓线匹配	269
9.9	谱相似性	270
9.10	相似尺度的值域范围	274
9.11	参考文献	275

9. 12 练习	279
10 测量和模拟技术	282
10. 1 传感器和测量的分类	282
10. 2 传感器一览	283
10. 3 主动遥感探测器的形态观测	285
10. 4 仪器平台	288
10. 5 野外试验	291
10. 6 模拟方法	293
10. 7 分析方法	299
10. 8 参考文献	303
10. 9 练习	307
11 对流混合层	309
11. 1 不稳定表面层	309
11. 2 混合层	314
11. 3 卷挟带	332
11. 4 卷挟速度及其参数化	335
11. 5 下沉和平流	339
11. 6 参考文献	342
11. 7 练习	348
12 稳定边界层	351
12. 1 一般特征	351
12. 2 过程	356
12. 3 发展	362
12. 4 其他厚度模式	364
12. 5 低空(夜间)急流	365
12. 6 浮力(重力)波	370
12. 7 地形倾斜和流泄风	375
12. 8 参考文献	378
12. 9 练习	381
13 边界层云	383
13. 1 热力学	383
13. 2 辐射	389
13. 3 云的卷挟机制	391
13. 4 晴天积云	394

13. 5	层积云	400
13. 6	雾	405
13. 7	参考文献	406
13. 8	练习	411
14	地理效应.....	413
14. 1	地理效应产生的局地风	413
14. 2	气流的地理调整	419
14. 3	城市热岛和城市烟羽	430
14. 4	参考文献	432
14. 5	练习	436
附录		438
A.	尺度变量和无量纲组合	438
B.	符号	443
C.	常数, 参数和换算因子	452
D.	虚位温的推导	456

1 边界层平均特征

从呱呱堕地之刻起，我们生命的大部分便是在这地球表面度过的。在这里，我们感到太阳的热和夜风的凉，我们耕种，筑房，经商；我们逐渐熟悉了本地的气候，而换一个地方便觉得很不一样。

然而，这种近地面的特性，并不代表大气的其余部分。其差异的原因之一，是地球对底层大气具有决定性的影响。

地球的表面是大气圈的一个边界。在这个边界上的输运过程改变着 100 到 3000m 厚的最低层大气，形成所谓的**边界层**（图 1.1）。对流层大气的其余部分统称为**自由大气**。大多数人所理解的大气的本性，是以在相对薄的一部分大气中所发现的相当独特的性质为基础的。

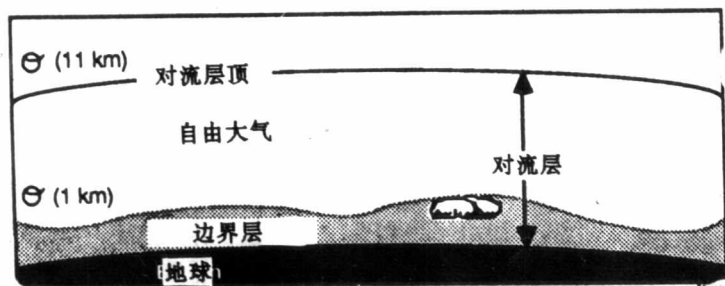


图 1.1 对流层可以分成两部分：近地面的边界层（以阴影表示）和其上的自由大气

本章拟对边界层作一个综述，重点在中纬度陆地边界层，因为那里居住着世界人口的大部分，而且进行过许多边界层观测。在这个区域，周日变化和气旋经过是起主导作用的强迫机制。热带和海洋边界层也将作简略介绍。本章所作的对于边界层性质的描述，将有助于对以后各章的理论和方程的理解。

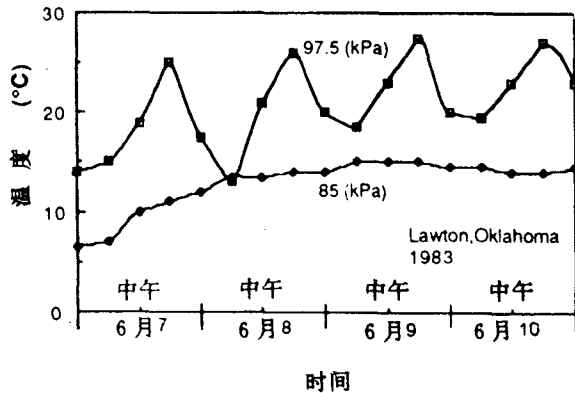
1.1 边界层定义

对流层从地面往上直达 11km 的平均高度，但通常只有最低的两千米才直接被下垫面改变。我们可以将**边界层**定义为对流层的这样的部分，它直接受地球表面的影响，对表面强迫力响应的**时间尺度**约为 1 小时或更小。这些强迫力包括摩擦力、蒸发和蒸腾、热传递、污染物排放以及地形引起的流的变性。边界层厚度的时空变化很大，空间范围从几百米到几千米。

对流层下部温度变化的一例表示在图 1.2 中，这些时间过程曲线是用无线电探空测风仪在 Oklahoma 的 Lawton 附近观测的资料，每隔几小时一次。图中显示了近地面温度的日变化，在较高处，这种变化不明显。这种日变化是陆上边界层大气的基本特性，自

由大气没有什么日变化。

图 1.2 近地面 (97.5kPa) 和高度约 1100m (85kPa) 测量的温度时间变化。根据在 Ft. Sill, OK 施放的无线电探空测风仪的资料



这个日变化并不是直接由对边界层的太阳辐射强迫力造成的。只有极少的太阳辐射被边界层吸收；大部分射向地面，那里吸收率有代表性的量级为 90%，从而导致大部分太阳能被吸收。地面因辐射而增温和冷却，从而通过传输强迫边界层发生变化。湍流是一个重要的运输过程，有时也用它来定义边界层。

整个对流层可因边界层特性而间接地变化，但在边界层以外，这种响应较慢。所以，在我们的定义中提及大约一小时的时间尺度。这并不意味着在这段时间内边界层达到平衡，只表示变化至少已经开始。

在边界层研究中常常包含两种云型，一是晴天积云，它与边界层中的热泡的关系是那样密切，以致不以边界层的这个触发机制为中心，就很难研究这个云型的动力学。另一云型是层积云。它处在充分混合而潮湿的边界层之上部，那里比较低的温度使水汽凝结。雾—接触地面的层积云，也是边界层的一种现象。

尽管雷暴不是表面强迫力，但它能通过将边界层空气抽吸进入云层，或铺设冷的下沉空气罩而使边界层在几分钟内发生变化。虽然很少将雷暴视为边界层现象，但在本书中仍要讨论它与边界层的相互作用。

1.2 风和气流

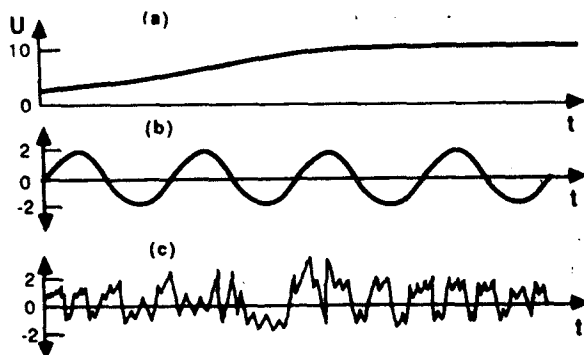
气流或风可以分为三大类：平均风，湍流和波（图 1.3）。每一种都可独立存在，或与其他类型同时存在。每一种都可存在于边界层中，在这里，诸如水汽、热量、动量和污染物等的运输，在水平方向主要靠风，而在垂直方向则主要靠湍流。

平均风可以产生很快的水平运输或平流。在边界层中水平风速通常的量级是 2 到 10m/s。摩擦力使平均风速在近地面处达到最小值。垂直风速要小得多，其量级通常为每秒几毫米到几厘米。

波在夜间边界层中常可观测到，它对热量、水汽和像污染物等其他标量的运输能力极小，然而对动量和能量的运输却很有效。波可以由平均风的剪切在当地生成，或平均流经过障碍物时产生，也可以从远处的波源诸如雷暴和爆炸等处传来。

近地面湍流发生的频率相当高，这是边界层区别于大气其余部分的特征之一。在边

图 1.3 理想化情况：(a) 平均风速，(b) 波动，(c) 湍流。实际上，波或湍流通常是叠加在平均风速上的， U 是 x 方向的风速分量



界层之外，湍流主要在对流云中发现，在急流附近，强风剪切可以造成晴空湍流。

有时，大气波可增强局部地区的风切变，而形成湍流。因此，波现象与热和污染物的湍流输运密切相关。不过，没有湍流时，波就不那么有效了。

无论研究湍流还是波，一个共同的方法是将诸如温度和风速等变量分解成平均部分和扰动部分。平均部分表示平均温度和平均风的影响，而扰动部分可以代表波的影响或叠加在平均风速之上的湍流的作用。

在本书以后的章节中将会看到，这样的分解可以用于运动方程，由此产生若干新项。有些项由扰动变量的乘积组成，它们描述变量之间的非线性相互作用，并与湍流有关。当主要研究波动时，这些项通常被忽略。另一些项则仅包含一个扰动变量，描述与波动有关的线性运动。当强调湍流时，这些项便被忽略。

1.3 湍流输运

湍流，叠加在平均风速上的阵性流现象，可以想像为由称为涡旋的不规则旋转运动所组成。通常，湍流由许多不同大小的涡相互叠加而成。这些不同尺度涡旋的相对强度就是湍流谱。

许多边界层湍流由来自地面的强迫力所产生。例如，晴天，地面的太阳加热使温暖的热泡上升，这些热泡就是大涡旋。对地面上气流的摩擦阻力使风剪切得以发展，从而常常使之变成湍流。像树和建筑物这类障碍物使气流偏转，在障碍物附近及其下风区形成湍流尾迹。

边界层中最大涡旋的尺度相当于边界层的厚度，即直径 100 到 3000 米。这是一些最强的涡旋，因为它们是由上述强迫力直接产生的。湖面的猫掌风和打圈的烟羽提供了大涡存在的证据。

从树叶的打旋和草的波动显见有较小的涡旋存在。它们的能量来自较大的涡。最小的涡旋量级只有几个毫米，由于分子粘性的耗散效应，所以是很弱的。

就输运能力来说，湍流比分子扩散大几个数量级。湍流使边界层能响应地面强迫力的变化，而在边界层以上的自由大气，由于经常缺乏湍流，它们不能对表面的变化作出响应。更直截了当地说，除了沿边界层顶的等高线上流动的平均气流以外，自由大气的行为就好像无边限制一样。

1.4 Taylor 假说

我们常常需要边界层中涡的大小以及运动尺度的信息，可惜我们难以取得一张边界层的快照。我们不在一个大区域中进行同步观测，而是采取一种比较容易的方法，即在空间的一个点作长时间的观测。例如，挂在一个塔上的气象仪器，能给我们提供当边界层空气流经传感器时的时间记录。

1938 年，泰勒提出，在某种特殊的情况下，当湍流经过一个传感器时，可以认为它是被冻结的。因此，可以利用风速，将作为时间函数的湍流观测资料转化为相应的空间测量资料。我们必须记住，湍流并不真是冻结的。所以，泰勒的简化只有在这样的条件下才适用，即湍流涡发展的时间尺度大于它被平流携带着经过探头所需的时间 (Powell and Elderkin 1974)。

让 U 和 V 分别代表笛卡尔坐标上向东和向北的风速分量， M 代表风速的总量： $M^2 = U^2 + V^2$ 。若一个直径为 λ 的涡，被平均风速为 M 的平流携带，则它经过静止的传感器的时间为 $P = \lambda/M$ 。

假设某一变量（例如温度）在涡的两侧不等，则当涡经过传感器时，所测得的温度将随时间变化。例如，图 1.4 表示当一个直径为 100m 的涡经过传感器的初始情况。涡前沿温度为 10°C ，高于其曳尾温度 (5°C)。这是对那个涡的瞬时空间描述，就是说贯穿涡的温度梯度为 $\partial T / \partial x_d = 0.05\text{K/m}$ ， x_d 表示平行于平均风速的方向。

在初始时刻，我们的传感器测得温度为 10°C 。若风速为 10m/s ，设涡在平流过程中没有变化，则十秒钟后它测得的温度应为 5°C (图 1.4b)。在传感器处温度随时间的局地变化为 $\partial T / \partial t = -0.5\text{K/s}$ 。可以看出，

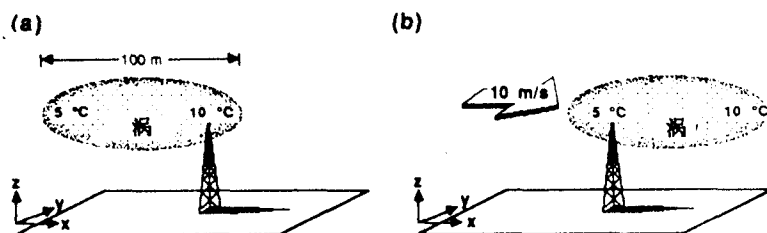


图 1.4 Taylor 假说图示。(a) 一个直径 100m，两侧温差为 5°C 的涡。
(b) 同一个涡被 10m/s 的风推进 10 秒钟后

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -M \frac{\partial T}{\partial x_d} \quad (1.4a)$$

这是 Taylor 假说对于温度的一维表达式。

对于任意变量 ξ ，Taylor 假说的陈述为：当 $\frac{d\xi}{dt} = 0$ 湍流是冻结的。而全微分的形式为

$$\frac{d\xi}{dt} = \frac{\partial \xi}{\partial t} + U \frac{\partial \xi}{\partial x} + V \frac{\partial \xi}{\partial y} + W \frac{\partial \xi}{\partial z}。因此，Taylor 假说的一般形式为$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -U \frac{\partial \xi}{\partial x} - V \frac{\partial \xi}{\partial y} - W \frac{\partial \xi}{\partial z} \quad (1.4b)$$

这个假说也可用波数 κ 和频率 f 来陈述:

$$\kappa = f/M \quad (1.4c)$$

这里 $\kappa = 2\pi/\lambda$, $f = 2\pi/P$, λ 为波长, P 为波的周期 (Wyngaard and Clifford, 1977)。 κ 的量纲为弧度除以长度, f 的量纲为弧度除以时间。

为了满足涡经过传感器时的变化可以忽略的要求, Willis 和 Deardorff (1976) 提出

$$\sigma_M < 0.5M \quad (1.4d)$$

这里 σ_M 是风速的标准差 (见第二章关于统计学的介绍), 是湍流强度的度量。因此, 当湍流强度相对于风速很小的时候, Tabor 假说是成立的。

1.5 虚位温

浮力是边界层中湍流的驱动力之一。暖空气的热泡因其密度小于周围空气的密度而上升, 因此, 此时浮力是正的。**虚温**是在大气边界层研究中常用的变量, 是在相同压力下与湿空气密度相同时干空气应具有的温度。因此, 研究它的变化以代替研究密度的变化。

水汽的密度小于干空气, 所以未饱和湿空气比同温度的干空气更能上浮; 因此, 未饱和湿空气的虚温也总比绝对空气温度 T 高。然而, 液态水的密度比干空气高, 这使含云空气比相应的无云空气更重, 更不易上浮。空气块中悬浮的云滴叫做**液态水负荷**, 它总是使虚温降低。

虚位温与位温相类似, 它们除去了一个气块的压力高度改变所引起的温度变化。湍流包含空气的垂直运动, 它使得虚位温这样的变量的引入, 不仅是引人注意的, 而且几乎是必须的。

1.5.1 定义

对于饱和 (有云) 空气, 其虚位温 θ_v 定义为

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61r_{sat} - r_L) \quad (1.5.1a)$$

这里 r_{sat} 是气块的水汽饱和混合比, r_L 是液态水的混合比。在 (1.5.1a) 中, 位温的单位是 K, 混合比的单位是 g/g。对于混合比为 r 的未饱和空气, 其虚位温为

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61r) \quad (1.5.1b)$$

虚温的推导见附录 D。

位温 θ 定义为

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{0.286} \quad (1.5.1c)$$

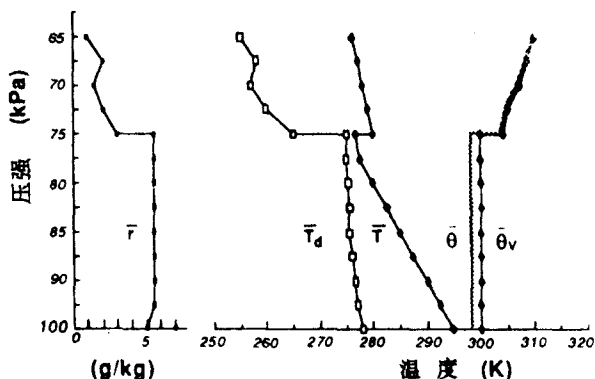
这里 P 是空气压强, P_0 是参考压强。通常, 让 P_0 等于 100kPa (1000mb), 但在边界层的研究中, 有时也以表面压强代替。

作为一级近似, 位温可写成

$$\theta \cong T + (g/C_p)z \quad (1.5.1d)$$

这里 z 是 100kPa (1000m) 水平面以上的高度, 有时也用地面以上的高度来代替。量值 $g/C_p = 0.0095\text{K/m}$ 正好是绝热递减率 (每千米 9.8°C) 的负值, g 是重力加速度, C_p 是空气的定压比热。有时量 $C_p \theta$ 称为干静力能量。

图 1.5 平均位温 $\bar{\theta}$ 和平均虚位温 $\bar{\theta}_v$ 实例, 并给出实测的混合比 $\bar{r}$ 绝对温度 $\bar{T}$ 和露点温度 $\bar{T}_d$



在图 1.5 中给出了一个未饱和湿空气的位温和虚位温的对比。它们的差很小, 但一般不能忽略, 除非空气很干。

1.5.2 例

问题 给定在压力为 90kPa (900mb) 时测得的温度为 25°C , 混合比为 20g/kg , 求虚位温。

解 首先求出位温:

$$\theta = T(P_0/P)^{0.286} = 298.16(100/90)^{0.286} = 307.28\text{K}$$

空气是未饱和的, 故可以下式求得虚位温:

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61r) = 307.28[1 + 0.61(0.020)] = 311.03\text{K}$$

讨论 虽然虚位温只比位温高 4 度, 但这个差与上升热泡中的暖空气和周围环境之间的温差有相同量级。因此, 在浮力计算中若忽略湿度, 则会导致有关对流和湍流的错误结论。

1.6 边界层厚度与结构

在海洋上方, 边界层厚度的时空变化相对地较慢。由于海洋上部很强的混合, 海面温度日变化极小。另外, 海水有很大的热容量, 这就意味着海水可以从太阳吸收大量的热量而温度却变化极小。因此, 一个缓慢变化的海面温度意味着一个缓慢变化的强迫力对边界层底的作用。

海洋上面边界层厚度的大多数变化是由海面的天气尺度和中尺度过程的垂直运动以及不同气团的平流造成的。一个具有与海洋不同温度的气团, 当它的温度与海面温度之间逐渐平衡时, 也将经受变性。一旦达到平衡, 在 1000km 的水平距离上, 边界层厚度的变化仅仅 10%。但例外的强变化能在两条具有不同温度的海流之间发生 (Stage and Weller, 1976)。

无论在陆地或海洋之上, 边界层的共同特征是高压区比低压区薄 (图 1.6)。与天气

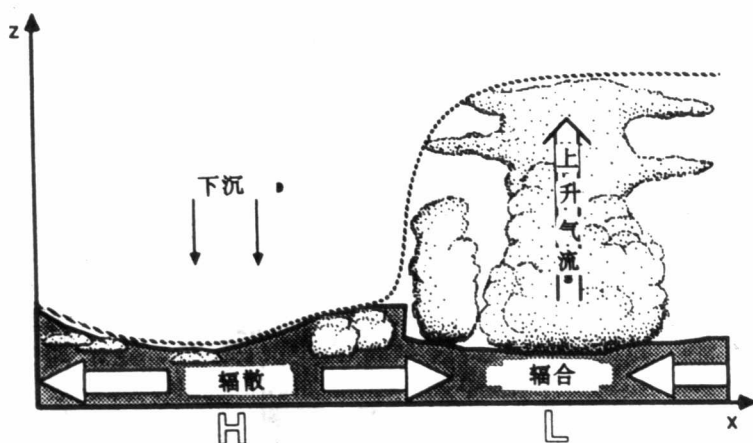


图 1.6 在表面高压 (H) 中心和低压 (L) 中心之间边界层厚度的天气尺度变化。点线表示在 1 小时之内表面变性空气所达到的最大高度。实线所包围的阴影区是边界层气象学家所重点研究的区域

尺度高压相联系的空气下沉和低层水平辐散把边界层空气从高压区向低压区移动。较小的厚度常常是无云的区域，如果出现云，也常常是晴天积云或层积云。

在低压区，上升运动把边界层空气从地面穿过对流层带到很大的高度。对于这种情况，很难确定边界层顶的位置。这时，常常人为地把云底划为边界层研究区的上限。因此，边界层气象学家所研究的区域，低压区实际上可能反而比高压区薄（见图 1.6）。

在陆地表面的高压区，边界层具有明确的结构，其发展具有日循环特点（图 1.7）。这种结构的三个主要部分是：**混合层**、**剩余层**和**稳定边界层**。当混合层中有云时，它又进一步再分为**云层**和**云下层**。

表面层位于边界层底部，在那里，湍流通量和应力的变化小于其自身量值的 10%。因此，占边界层 10% 的底部区域叫做表面层，不管它是混合层还是稳定边界层的一部分。最后，又将大气层最低的几个厘米划分出来，称为**微层**或**界面层**，在那里，分子输运比湍流输运重要。

下面的缩略号经常用来代表边界层的不同部分。为了完整起见，另外一些有关述语也列在这里，暂时不加说明。

- BL 边界层（也称为行星边界层 PBL 或大气边界层 ABL）
- CL 云层
- FA 自由大气
- IBL 内边界层
- ML 混合层（也叫做对流边界层 CBL）
- RL 剩余层
- SBL 稳定边界层（也称为夜间边界层 NBL）
- SCL 云下层
- SL 表面层（边界层底部占其厚度的 10%）

这些层的 4 个顶部给出如下符号：