

大气边界层的科学

〔日〕近藤纯正 著
石安英 韩承胤 译



中国科学技术出版社

大气边界层的科学

(日) 近藤纯正 著

石安英 韩承胤 译

韩承胤 校

中国科学技术出版社

内 容 提 要

本书阐述了形成大气边界层这一新兴科学的理论基础、观测方法、最新研究成果以及未来发展方向。内容丰富，语言简洁。有使用价值。

该书由（日）近藤纯正著，由石安英、韩承胤二同志翻译。该书对从事气象、环境保护、农业科学、海洋开发等工程技术人员，都有参考价值。也可以作为有关专业大专院校的教材。

大 气 边 界 层 的 科 学

石安英 韩承胤 译

韩承胤 校

责任编辑：俊洲

封面设计：焕然

中国科学技术出版社出版

（北京海淀区魏公村白石桥路32号）

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经售

石家庄市东兴印刷厂印刷

开本：787×1092毫米1/32 印张：8¹/₄ 字数：184千字

1986年8月第一版

1986年8月第一次印刷

印数：1—3700册

定价：1.70元

统一书号：13252·1502

本社书号：1270

译 者 的 话

大气边界层是大气层最底下的一个薄层，这一层虽然很薄（一般地说，其厚度为1千米左右），但是却非常重要。大气运动的能量来源于太阳，这是人们所熟知的。然而，太阳辐射能是通过地表——大气边界层而作用于大气的。因此，大气边界层的研究对于天气预报、气候研究的重要性是显而易见的。地表（由海洋、陆地，植被、沙漠……组成）的复杂性决定了大气边界层行为的复杂性，反之，大气边界层又给海洋和生物圈以很大的影响，而且，人类本身就生活在大气边界层中，所以，大气边界层对于人类实在太重要了。正因为如此，许多领域的科技工作者都曾经对大气边界层做过大量的观测、研究工作。现在，大气边界层对许多人，特别是气象工作者来说，并不陌生。但是，作为一门科学——大气边界层的科学，熟悉的人还不很多。因为这是根据各方面的实际需要，逐渐形成的一门新兴的发展中的科学。

起初，人们只是根据需要，对某一局地的大气边界层的某些特征进行观测研究，近些年来，人们开始把注意力转向整个大气边界层的研究。现在，人们越来越感到需要更多地了解大气边界层，了解大气边界层的科学——它的研究内容、研究方法、基本原理和研究成果以及未来的发展方向等等。为此，我们向读者介绍面前的这本书——《大气边界层的科学》。该书为日本东北大学理学部教授近藤纯正博士所著，现将它译成中文，奉献给读者。

该书从观测事实出发，阐述了地球——大气系统的能量

交换与物质交换过程、大气边界层的结构及其变化等，特别是讨论了大气与海洋之间的能量交换和气体交换、大气与植物复盖之间的能量交换等，代表了大气边界层科学的发展方向。在研究方法上，作者把海洋边界层与大气边界层用统一的模式讨论，把分布着积水坑的沼泽地与叶面上的气孔用类似的方法处理等也是很新颖的，都给我们以新的启示。书中给出了许多有实用价值的结果，并介绍了边界层的观测方法和主要仪器的原理与误差，这对观测计划的制订和观测资料的分析都是很有意义的。书中尽可能避免了繁琐的理论推导，使其更能适应各种不同的读者对象。

当然，这样一本书不可能面面俱到。例如，对复杂地形边界层的讨论，边界层内扩散过程的研究等，书中未详细述及。幸好关于这类问题的书，国内已经不少了。

总之，我们想这本书会得到气象、海洋、生物等有关方面的专业人员以及大专院校师生们欢迎的。希望这本书能对读者有所裨益。由于译者水平所限，书中错误难免，希望读者，特别是同行的专家们不吝赐教。

在本书翻译过程中，副研究员俎铁林，农艺师姚魁、助研徐大海同志提出了宝贵的意见，蒋敏、宋歆方、王茂新等同志都给予了很大帮助，在此表示衷心的感谢，对出版社的同志们表示衷心谢意。

译 者

1985年12月

序 言

包围着地球的大气，最下面 1 公里厚的气层称为大气边界层。这里与高空不同，风速、气温等在很短的时间里就会发生很大的变化。这是由于地面吸收的太阳辐射能转换成其它能量送入大气所发生的现象。

这种能量归根结底是大气运动的根源，而地球上有着各种各样的地表。它们分别担负着各具特色的任务，形成了地球上的气候和气象。例如，陆地与海洋，尽管在日辐射量上没有多大差别，但气温的日变化却出现明显的不同。海洋吸收日射好，蓄热能力强。海洋贮存的大部分热量以蒸发潜热的形式释放到大气中，释放时比吸收时更为均匀、平缓。而陆地表面所吸收的日射量的大部分，几乎立即以显热与潜热的形式输送给大气。

粗略地说，就是通过这样的过程，大气边界层从地球表面——地面得到显热与潜热的供给，但这些能量并不是立即流向高空的自由大气。边界层上边一般存在着稳定层结，象盖子一样阻碍着能量的流通。除了热能以外，边界层内还滞留气溶胶及各种气体成分，在对流层不稳定的时候，它们伴随着活跃的积雨云，或者伴随着有时出现的低压向高空的自由大气输送。

本书为便于理解这样一个大气边界层的结构和作用，仅仅提出有限的几个问题，尽可能以简化的形式较为深入地进行讨论。由于篇幅的关系，关于大气与海洋之间相互作用的问题，以及边界层中辐射所起的作用和边界层行为的数值模

拟的研究等几乎没有触及。

第一章，根据自己对边界层所起作用的理解，概述了大气中能量流动的全貌。

不管怎么说，对我们来说，边界层是最切近的大气，近来各学科的科技工作者为了不同的目的，都业已开始进行这方面的观测。为此，第二章和第三章谈到了观测的有关问题，先介绍了泰勒 (G. I. Taylor) 的研究工作，然后谈到为了解边界层的实际状态需要进行哪些观测，以及观测概要等等。但是，涉及到边界层的结构，要准确地进行观测是非常困难的。野外观测所需要的手段要十倍甚至百倍于室内实验。因此，第三章详细地研究了基本观测仪器的原理及其误差。如果这些内容能够为读者制定观测计划提供参考的话，笔者就会感到十分欣慰。

第四章和第五章是有关边界层结构的问题，叙述了具有不稳定状态典型特征的烟羽结构以及强稳定条件下的间歇湍流，并且以摩擦层的厚度与混合层的发展为中心进行讨论。在编写过程中发现连10米厚的海洋混合层带台风内部都可以作为混合层处理。

第六章和第七章叙述与最近人们议论颇多的气候问题有关，将成为今后的重要研究课题。遥望地球表面，海洋的面积占71%，其余的才是陆地，上面有植物生长着。作为地球大气边界条件的植被的处理相当困难，我们认为过去对植物生理问题的考虑是必要的，所以第六章叙述与植物蒸腾有关的问题。今后这个方向上的研究将取得进展。广阔的植物圈与大气之间的相互作用会更加明确。

人们开始认识到海洋对于地球的气候、气象的重要性，

大气与海洋之间的热相互作用和气体交换的问题也令人注目。第七章的讨论是后一个问题的一部分。

作者

1981年12月

目 录

第一章 大气中的能量循环与边界层

1. 地球大气的辐射平衡 (1)
 - (1) 地球——大气系统的平衡温度 (1)
 - (2) 温室效应 (3)
 - (3) 大气温度的垂直分布 (5)
2. 热量的循环与收支 (11)
 - (1) 辐射收支与热量的南北输送 (11)
 - (2) 地面的热量收支与水循环 (14)
3. 边界层的作用 (18)
 - (1) 湍流输送量 (18)
 - (2) 与大尺度运动有关的边界层摩擦 (23)
 - (3) 角动量的南北输送与地面摩擦 (28)

第二章 大气边界层的观测

1. 经典的研究工作与湍流输送的概念 (32)
 - (1) 泰勒对大气边界层的分析 (32)
 - (2) 近地面层风速的对数分布 (38)
2. 主要的观测要素 (43)
 - (1) 平均值 (43)
 - (2) 湍流强度与脉动波形 (45)
 - (3) 2次分量的相关量与通量 (48)
 - (4) 稳定度 (51)
3. 仪器概述 (54)
 - (1) 风速计 (56)
 - (2) 温度计与湿度计 (59)

(3) 辐射计	(61)
4. 观测平台	(65)
(1) 观测塔	(65)
(2) 飞机	(68)
(3) 气球	(69)
(4) 海上设施	(69)

第三章 基本仪器的原理与误差

1. 温度计、辐射计、热线风速计的原理	(74)
2. 温度计	(78)
(1) 时间常数	(78)
(2) 辐射的影响	(80)
(3) 自身加热	(85)
3. 湿度计算常数	(87)
(1) 通风速度的影响	(87)
(2) 视在的长期变化	(91)
4. 三杯风速计的超转误差	(93)
(1) U——误差	(93)
(2) V——误差	(101)
(3) W——误差	(102)
5. 超声风速计因倾斜而产生的误差	(104)

第四章 边界层的厚度及平均风速的垂直分布

1. 边界层的厚度	(109)
(1) 摩擦层高度的经典理论	(111)
(2) 观测及其比较	(114)
(3) 讨论	(116)
2. 高空风与地面风的关系	(122)

(1) 罗斯贝数相似定理.....	(123)
(2) 非中性时的罗斯贝数相似定理.....	(128)
(8) 有水平温度梯度时的关系.....	(133)
3. 近地面层的风速垂直分布.....	(136)
(1) 接近中性时的切变函数.....	(138)
(2) 不稳定与稳定时的切变函数.....	(139)

第五章 边界层的湍流结构及迁移过程

1. 不稳定时的湍流结构.....	(141)
(1) 湍流强度.....	(141)
(2) 热量的供给与混合层的厚度.....	(146)
(3) 混合层内的烟羽结构.....	(149)
2. 稳定时的湍流结构.....	(151)
(1) 湍流强度与摩擦层高度.....	(151)
(2) 发生在稳定层内的间歇性湍流.....	(154)
3. 迁移过程.....	(157)
(1) 气温垂直分布的日变化.....	(157)
(2) 混合层的发展.....	(159)
(3) 稳定层的形成与大气辐射所起的作用.....	(169)
(4) 准定常冷却时的关系式.....	(171)

第六章 植物与能量交换

1. 能量交换的场所——地球表面.....	(174)
2. 植物与能量.....	(176)
(1) 生物圈的能量循环.....	(176)
(2) 植物与外界的热交换.....	(179)
(3) 光合成能量与蒸腾.....	(182)
(4) 水分与无机质的吸收机理.....	(188)

3. 植物叶面的模式化.....	(193)
(1) 叶面的蒸腾传导率.....	(193)
(2) 叶面的平衡温度与蒸腾.....	(202)
(3) 植物覆盖层与能量交换.....	(207)

第七章 大气与海洋之间的气体交换

1. 溶解在海水中的物质及气体的溶解度.....	(208)
(1) 溶解在海水中的气体.....	(208)
(2) 亨利定律.....	(209)
2. 二氧化碳的交换.....	(213)
(1) 海水中溶解的全碳酸量.....	(213)
(2) 海洋贮存碳酸的能力及缓冲作用.....	(216)
(3) 海水内碳酸物质的通量.....	(219)
3. 气体交换系数的测定.....	(226)
(1) 风洞水槽实验.....	(226)
(2) 氦的利用.....	(229)
4. 气体交换系数的参数化.....	(232)
(1) 气体通量的描述.....	(232)
(2) 光滑面边界层的交换系数.....	(235)
(3) 粗糙面边界层的交换系数.....	(244)
结 语.....	(246)
* * * *	
参考文献.....	(249)

第一章 大气中的能量循环与边界层

不仅仅是大气与海洋的运动，就是那地球上一切生命活动所需要的能量，都是来自太阳的辐射能。太阳光进入大气层后，受到云、空气分子及其它气溶胶粒子的反射、散射或吸收。到达大气层顶部的能量，约有一半到达地面。地面吸收太阳能量，通过边界层的各种过程，又转换成其它形式的能量。这里，首先了解一下地球——大气系统中能量循环的概况。

1. 地球大气的辐射平衡

(1) 地球——大气系统的平衡温度

在大气的最上层边缘，入射到水平单位面积的阳光辐射量，称为水平日射量，用 S_0 表示。现在假设，从天顶方向到太阳光入射方向所夹的角度（天顶距）为 $Z_\odot$ ，太阳常数为 I_0 ，则有

$$S_0 = I_0 \cos Z_\odot \quad (1.1)$$

图1.1(a)是春分或秋分那天在纬度为 0° 、 30° 、 60° 、 90° 四个地方 $\cos Z_\odot$ 的日变化。如用曲线下边的面积去乘太阳常数 I_0 ($1.95 \pm 0.011 \text{ y min}^{-1} = 1360 \pm 7 \text{ W m}^{-2}$ ，其中 $1 \text{ y} = \text{cal cm}^{-2}$ 称为兰利) 即为一天的总水平日射量。纬度 $\varphi = 60^\circ$ 处为赤道的一半。

图1.1 (b) 是夏至那天北半球各纬度上的情况，一天的

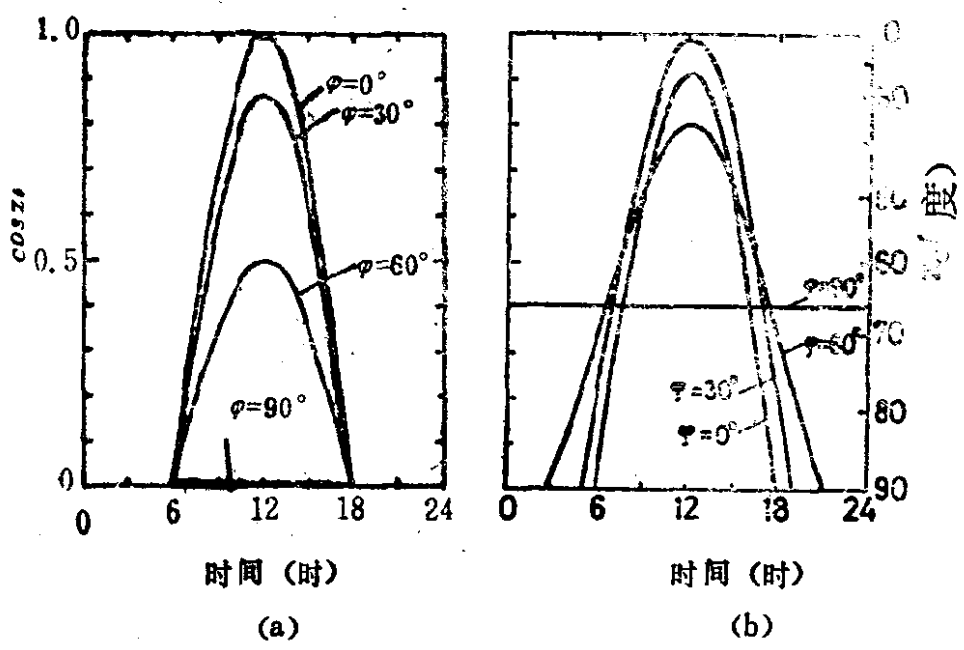


图1.1 纬度 $\phi = 30^\circ, 60^\circ, 90^\circ$ 处，太阳天顶距的余弦， $\cos Z_{\odot}$ 的日变化。(a) 春、秋分，(b) 夏至。纵坐标右侧刻度是太阳的天顶距。

总日射量，各纬度之间差别不大。北极整天 $\cos Z_{\odot} = 0.398$ 是个常数，没有黑夜。相反在冬至这一天，南极的日射量最大。1月3日是地球距太阳最近的时候，所以，冬至的南极，这一天的总日射量比夏至的北极大约多6.7%。

射入地球的日射量用地球表面积平均，单位面积为 $I_0/4$ ，其中一部分被地球——大气系统反射掉。如果用A表示地球表面和大气全部包括在内的行星反射率 (Planetary albedo)，那么单位面积上的净入射辐射量为 $(1-A)I_0/4$ 。同时地球——大气系统向宇宙空间放射出与其平均温度 (有效温度)相当的红外辐射，使其整体上保持平衡状态。如用a

表示地球半径，则有

$$4\pi a^2\sigma T_e^4 = \pi a^2(1-A)I_0 \quad (1.2)$$

从而

$$\sigma T_e^4 = \frac{(1-A)}{4} I_0 \quad (1.3)$$

这里 σ 是斯蒂芬——波耳兹曼 (Stefan-Boltzmann) 常数， $\sigma = 5.670 \times 10^{-8} \text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$ 。按照人造卫星观测的结果， $A \approx 0.3$ ，因此

$$T_e = 254.5 \text{K} (= -18.7^\circ \text{C}) \quad (1.4)$$

接近于大气温度的平均值。 T_e 的准确意义是，把地球向宇宙空间放射的红外辐射的辐射量看成是从一个黑体上放射出去的， T_e 就是这样一个黑体的温度。这是包括地表面、大气以及其中的云等在内的整体效应，是从宇宙空间测出来的辐射温度。

(2) 温室效应

实际上大气的温度与前面求出的值相比，高空的温度比这个值低，地面附近的温度比这个值高。现在让我们一项一项地分开计算。为此作如下假定。假设大气对日射光线来说是透明的，对自身的红外辐射来说，黑体度为 ϵ ($0 \leq \epsilon \leq 1$)。就是说，气温为 T 的大气放出的红外辐射为 $\epsilon\sigma T^4$ ，地面放出的红外辐射按 $(1-\epsilon)$ 的比例透过。

假设地面的温度为 T_s ，参照图1.2，大气和地面的热量收支方程式分别为

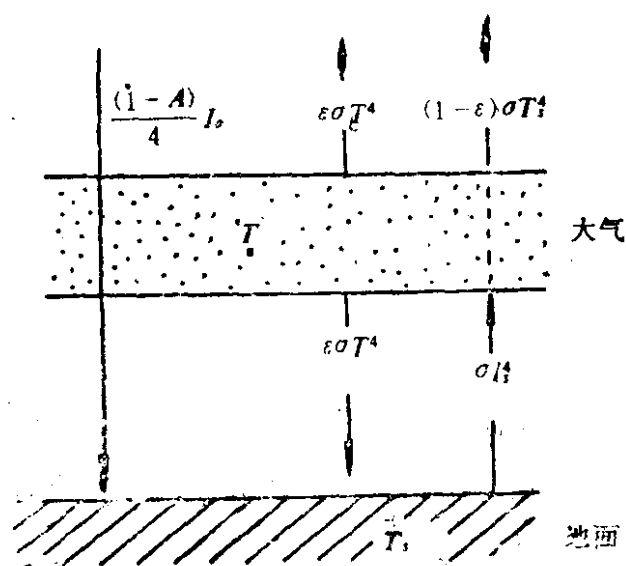


图1.2 大气与地面的红外辐射的收支。T为大气温度。Ts为地面温度。

$$2\varepsilon\sigma T^4 + (1-\varepsilon)\sigma T_s^4 = \sigma T_s^4 \quad (1.5)$$

和

$$\frac{(1-A)}{4}I_0 + \varepsilon\sigma T^4 = \sigma T_s^4 \quad (1.6)$$

由(1.3)式有 $(1-A)I_0/4 = \sigma T_e^4$ ，故，由上面二式求出

$$\left. \begin{aligned} T^4 &= \frac{1}{2-\varepsilon} T_e^4 \\ T_s^4 &= \frac{2}{2-\varepsilon} T_e^4 \end{aligned} \right\} \quad (1.7)$$

T_s 与 T 的计算结果如表1.1所示。当 $\varepsilon > 0$ ，则 $T_s > T_e$ ，这即称为大气的温室效应。假定大气是绝对黑体 ($\varepsilon = 1$)，则地表温度 $T_s = 2^{1/4}T_e = 302.7\text{K} (= 29.5^\circ\text{C})$ 。

当 $\varepsilon = 0$ ，可以解释为大气中的吸收物质非常少。这时大气温度 $T = (1/2)^{1/4} T_e = 214.0\text{K}$ ($= -59.2^\circ\text{C}$)，它相当于一种假想大气的大气层顶的最低温度，这种假想大气完全处于辐射平衡状态（参考后面）。

当大气的黑体度为 ε 时的大气温度与
地面温度（带 * 者等于 T_e ）

表1.1

ε	大气温度 $T(\text{K})$	地面温度 $T_s(\text{K})$
1.0	254.5 *	302.7
0.5	230.0	273.5
0.0	214.0	254.5 *

（3）大气温度的垂直分布

大气中存在着吸收红外辐射的物质（主要是水汽，其次是二氧化碳和臭氧）。由于温室效应，地面附近的温度比 T_e 高，这可以从上边的计算来理解。现在研究大气温度的垂直分布。

吸收物质对红外辐射的吸收系数是波长的复杂的函数，另外，还是气压和温度的函数。因此，为简化起见，对吸收系数做一定的假定。这样的假想大气称为等辐射系数大气 (grey atmosphere)*。

等辐射系数假定是对实际大气辐射的相当粗的近似，但

*亦称灰色大气