

前言

现代材料和施工技术的发展,涌现了新一代的结构,它们往往是非常柔性,阻尼小且重量轻,它们所达到的程度为过去所未认识的。这种结构一般对风的作用越来越敏感,因此必须发展相应的研究手段,使设计者能以高于过去所要求的精确度来估算风的影响。风工程就是为了发展这种研究手段,主要是通过过去十年里的工作所形成的学科。

设计人员的任务是保证结构的性能,在其预期寿命期间内,从结构安全性和适用性观点看均是满意的。为达到这个目标,设计人员需要与以下几方面有关的资料:(1) 风环境,(2) 环境与它在结构上引起的作用力之间的关系,(3) 在这些力的作用下结构的响应。

风 环 境

设计中所需的风环境资料,包括从气象学、微气象学和气候学导出的一些基本内容。

气象学提供对大气流动基本特征的描述与解释,从结构设计观点看这些特征可能是非常重要的。例如对于龙卷风情况,在风暴中心存在低气压区就是核电站设计中最重要因素。

微气象学试图阐明近地面大气流动的详细结构。结构设计人员直接关心的内容包括:平均风速随离地高度的变化、大气湍流的描述,以及平均风速与湍流决定于地形粗糙度的关系。

用于风环境的气候学是关于在确定地理位置处风况的预估。未来风速的概率表述可以很方便地归纳在风图上,这些风图现在已包括在各种建筑规范内。

风引起的结构作用力

浸没在任何给定流场中的结构要受到气动力作用,一般来说这些力可利用气动理论和气动实验的已有结果来进行估算。但是,如果环境条件或结构性质是特殊的,那就可能需要进行专门的风洞试验。

气动力包括作用在平均气流方向的阻力(顺风向力)和垂直作用于平均气流方向的升力(横风向力)。如果结构弹性中心与气动中心(即气动力作用点)相距较远,结构还将受到扭转力矩作用,这会显著影响结构的设计。

结构对风载的响应

因为气动力与时间有关,所以确定响应时就必须采用结构动力学的方法。而且,这种关系的随机特征,要求在分析时应用随机振动理论的基本原理。在一些情况下,可能需要进行气动弹性分析,即研究气动力与惯性力、阻尼力及弹性力之间的相互作用,以便研究结构的气动稳定性。

由上述看出,承受风载的现代结构设计,需要利用来自大量学科的资料和方法。这里,我们并不认为它所包括的问题目前都有了完整的答案,但是对于其中一些问题的理解确已取得重要进展,并提出了一些方法和技术,大大提高了设计人员从强度和适用性角度估算风影响的能力。本书的目的就是介绍这些方法和技术,提供理解它们基本原理所需的背景材料,并严格检查它们作为设计工具的能力与限制。

(沪)204号

内 容 提 要

现代材料和施工技术的发展,涌现了新一代的结构,它们往往非常柔性,阻尼小且重量轻,这种结构对风的作用的敏感程度越来越高,为了保证结构在其预期寿命期间内,有良好的性能,设计人员需要风环境、风引起的结构作用力、结构对风载的响应等方面的资料和方法,本书介绍了这些方法和技术,提供了理解它们基本原理所需的背景材料,所以本书是一本结构设计人员非常有用的参考书。

责任编辑 杨家琪 孟玉恩
封面设计 陈益平

风对结构的作用

埃米尔·希缪, 罗伯特·H·斯坎伦 著

刘尚培 项海帆 谢霁明 译

同济大学出版社出版

(上海四平路1239号)

新华书店上海发行所发行

吴县人民印刷二厂印刷

开本: 787×1092 1/16 印张 28.75 字数: 720 千字

1992年3月第1版 1992年3月第1次印刷

印数: 1—1800 定价: 11.00元

ISBN7-5608-0385-9/×·8

第一版原序

土木工程结构的风载在某些情况下是非常复杂的,为了设计出安全适用的结构,必须考虑这些复杂的问题。需要特别注意的风工程问题如:高耸结构的动态响应、外层玻璃窗门与幕墙的性能(尤其是对于高层建筑)、在某些建成环境中行人区的舒适性、吊桥的振动与颤振、核电站受到的龙卷风作用、在某一确定场地出现极端风的概率估算等。

由于要求对这些现象进行合理的描述,并发展合适的分析方法与设计方法,促使在过去的20多年里出现大量的专述(但并不是都能很容易找到)。《风工程导论》一书试图以教科书形式综合介绍这些专述的主要趋势,供高年级工科学生及从事实际工作的结构设计人员及建筑师使用。本书各专题相互独立,并尽可能做到从基本原理出发来阐述。此外,所提供的大量参考文献包括了广泛的原始资料。

我们假定读者已有的水平基本上相当于理工科学士程度,书中尽力避免不必要的冗长的数学公式。关于近代风工程分析中所采用的概率理论、统计学和随机过程理论的简单概念,已在附录中作了介绍,并特别强调直观的方法。

本书第一部分讨论风工程中很重要的有关风环境的气象学、微气象学和气候学内容。第二部分介绍空气动力学、结构动力学及气动弹性力学的基本原理,然后将它们用于各种结构及结构部件的设计。其中各章集中讨论了建筑物内及建筑物周围风引起的不舒适性,并评价了作为设计工具的风洞。

风工程是一个新的在飞速发展的学科,因此现有的估算风影响的方法,及其所根据的资料,不应认为是最后定论。作者的强烈愿望是一定要认真判断不确定性的范围,并且一定要讲清现有方法所包含的限制条件。全书正是这样做的。

作者分工如下:E.Simiu 负责编写第1-3,5,7,9-11各章及附录,R.H.Scanlan 负责编写第4,6和8章*。但是我们共同校阅并对全书各部分都充分交换了看法。

作者衷心感谢下列人员,他们阅读了初稿并提出很有价值的意见:宾夕法尼亚州立大学H.A. Panofsky教授、英国建筑研究院N. J. Cook博士、美国原子能法律委员会J. F. Costello博士、美国海洋与大气局国家气候中心H.L. Crutcher博士、美国标准局工程统计实验室J.J. Filliben博士、英国剑桥大学J.C.R. Hunt博士、美国标准局基本标准研究所G.E. Mattingly博士、美国海洋与大气局环境数据服务处J.M. Mitchell博士、美国标准局建筑技术中心R.N. Wright博士,以及珀都大学J. T. P. Yao教授。应当看到,他们提出的意见使本书得到改进,但所有的错误及不完善部分都将由作者负责。作者还要衷心感谢Devra Simiu和Robert N. Scanlan对本书的认真阅读和校订以及Sue Murray、Rebecca Hocker和Nora Scanlan小姐出色的打字工作。作者还想表达自己对已故的编辑R.S. Woolson,责任编辑J. Frances Tindall,副编辑Joel L. Bromberg,印刷监督Debbie Oppenheimer和Sandra Winkler和所有的John Wiley & Sons公司人员的衷心感激。

* 第一版的第四、六、八章对应于第二版的第四、六、十三章。在第二版出版时,R.H. Scanlan修改了风洞一章,E. Simiu负责其他修改及增补。

埃米尔·希缪
罗伯特·H·斯坎伦
1977年7月于
华盛顿
新泽西州普林斯顿

Emil Simiu
Robert H. Scanlan
1977年7月于
Washington, D.C.
Princeton, New Jersey

作者序

《风对结构的作用》一书问世至今,已过去将近十年了,在这期间,风工程领域已经出现了许多重大的进展。这些进展包括以下一些方面:微气象模型的改进,尤其是洋面上的大气流动模型(它对近海结构的设计很重要);关于飓风多发区和龙卷风多发区极端风模拟的新资料;结构顺风向响应估算方法的改进;高层建筑横风向响应和扭转响应以及塔架和烟囱横风向响应的新估算方法;在设计中计及风向影响的简化方法和严密的概率学方法;覆面的风载风险一致设计法(它可获得确定安全度下比较经济的设计,或确定成本下比较安全的设计);近海结构在存在洋流及海浪情况下对风的响应估算方法;以及风对不同型式结构作用的新资料,如桁架式框架、双曲线型冷却塔,以及半潜式海洋平台。

新版已补充反映了各方面的进展,现共新增加了五章,并加一附录,目的是为读者提供关于近代结构可靠性概念的简明介绍。对原有的“风洞”一章作了较大修改,在其它各章尤其是在“大气边界层”、“极端风气候学”、“钝体空气动力学”、“气动弹性现象”、“高层建筑”以及“龙卷风响应”诸章中也增加了很多新的内容。这些新的内容大部分是有关实际设计的资料和方法。和第一版一样,我们一直注意指出各种数据、方法和技术所含有的不确定性、限制及误差,并予以讨论。

作者衷心感谢 R.D. Marshall 博士倡导并发展了美国标准局的风工程研究计划,感谢西安大略大学 N. Isyumov 博士对 9.3 节的贡献,以及华盛顿大学 D.A. Reed 教授对第十一章的贡献,还要特别感谢以下各位提出了很有价值的意见与批评:柏克莱加利福尼亚大学的 E. A. Arens 教授、H.G. 工程公司的 R.I. Basu 博士、丹麦工程研究院的 O. Ditlevson 教授、美国标准局的 B.R. Ellingwood 博士、东京大学的 Y. Fujino 教授、乔治华盛顿大学的 M.P. Gaus 博士、奥克兰大学的 P.S. Jackson 博士、3M 公司的 P. Mahmoodi 博士,以及西安大略大学的 B.J. Vickery 教授。但是,任何错误或遗漏仅由作者负责。我们还要感谢本书的编辑 E.W. Smethurst、责任编辑 Balwan R. Singh、设计 Lee Davison、印刷监督 Linda Shapiro、所有的 John Wiley & Sons 公司人员,以及俄文版(1984)的技术编辑 B.E. Maslov 博士。

作者所收参考文献仅供核对用。本书不是美国政府官方出版物,书中所述看法不一定代表美国政府及其机构的观点。

埃米尔·希缪

Emil Simiu

罗伯特·H·斯坎伦

Robert H. Scanlan

1985年8月于

马里兰州洛克维尔 Rockvill, Maryland

新泽西州劳伦斯维尔 Lawrenceville, New Jersey

目 录

第一部分 大气	1
第一章 大气环流.....	3
第二章 大气边界层.....	22
第三章 极端风气候学.....	63
第二部分 风载及其对结构的影响	93
I. 基础	93
第四章 钝体空气动力学.....	95
第五章 结构动力学.....	138
第六章 气动弹性现象.....	151
第七章 风洞.....	191
第八章 风向的影响.....	215
II. 设计应用	227
第九章 高层建筑：结构响应与覆面设计.....	229
第十章 圆截面细高塔架与烟囱.....	264
第十一章 双曲线型冷却塔.....	278
第十二章 桁架与板梁.....	289
第十三章 悬跨桥梁、张拉结构和输电线.....	308
第十四章 近海结构.....	332
第十五章 建筑物内与周围的风引起的不舒适性.....	348
第十六章 龙卷风的影响.....	378
附录A1. 概率论基础及应用	396
附录A2. 随机过程	417
附录A3. 结构可靠性基础	426
附录A4. 建筑与结构的风压系数	438

第 一 部 分

大 气

第一章 大气环流

风,即空气相对于地球表面的运动,主要是太阳对地球大气的加热不均匀所引起的。直观地说,风是由于大气中热力和动力现象的时空不均匀性,使相同高度上两点之间产生压差所造成的。

太阳以辐射热的形成,提供这些现象所需要的能量。虽然太阳是初始能源,但最直接影响大气的能源还是来自地球表面。事实上,大气在很大程度上是透明的,很象温室的玻璃屋顶,使太阳辐射能够全部投射到地球。所以,如果忽略反射或辐射回空间的那部分太阳辐射能,就可以认为它几乎全部被地球吸收了。地球被加热后,以地面辐射的形式发射能量,其特征波长(10μ 左右)比太阳辐射长。大气对太阳辐射几乎是透明的,但对于地面辐射却不然,大气将吸收地面辐射的热量,并将其中一部分再发射回大地。

1.1 大气热力学

1.1.1 大气的温度

为了说明大气中温度分布对风形成的作用,我们将介绍一个简化的大气环流模型。这一模型忽略气温的垂直变化、空气湿度、地球自转,以及摩擦力的影响,并假设地球表面是均匀且光滑的。

我们还记得,地球的自转轴相对于它绕太阳公转轨道平面(椭圆平面)大约倾斜 $66^{\circ}30'$ 。所以,太阳辐射年平均强度、地面辐射年平均强度,以及大气的温度在赤道处均大于两极。为了解释这种由温差引起的环流型,汉弗莱(Humphreys)^[1-1]提出下述的理想实验(图1.1.1)。

假设容器A和B注入温度均匀的流体到高度a,并且将连通管1和2关闭。如果保持B内温度不变而提高A内流体的温度,那么A内流体将膨胀,液面升高到b。但是膨胀并不改变A内所含流体的总重量,因而c处的压强仍然不变,也就是说如果打开连通管2,A和B之间的流体将不会流动。但是如果打开连通管1,由于存在水压差($b-a$),流体将从A流向B,于是在高度c处,A内的压强将减小,而B内的压强将增大,这时打开连通管

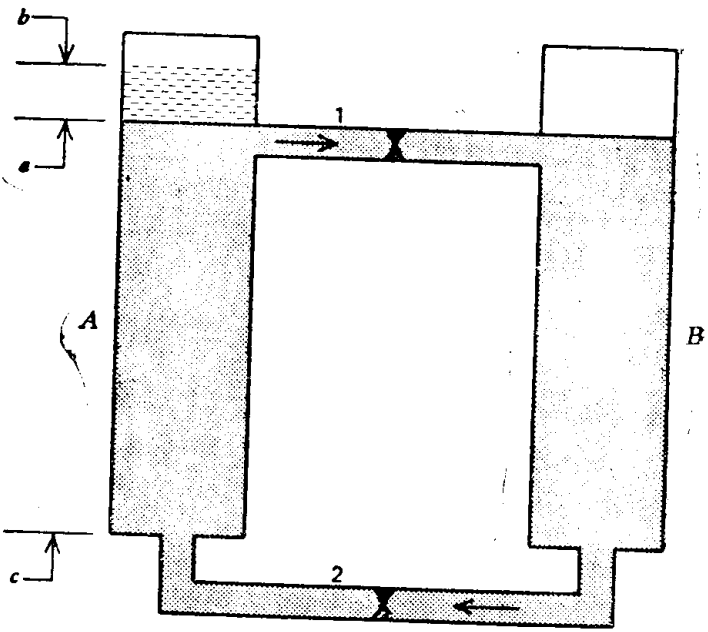


图 1.1.1 两个流体柱之间温差所引起的环流型

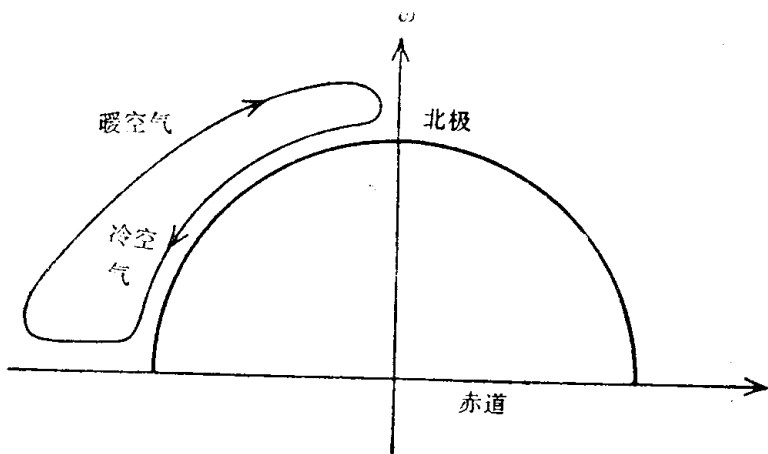


图 1.1.2 大气环流的简化模型

影响是极其复杂的，它们所起的作用将在本章中讨论。

大气温度的下列过程所决定：[1-2, 1-3, 1-4, 1-5, 1-6]

- 上面讨论的太阳辐射和地面辐射，
- 大气本身的辐射，
- 空气的压缩与膨胀，
- 分子传导和涡流传导，
- 水汽的蒸发与凝结。

1.1.2 大气中的辐射

为了帮助思考，我们来考虑下述模型。地球表面辐射的热量被紧贴地面或洋面的空气层所吸收，然后这一层空气再以向上和向下两部分辐射；向上辐射的热量又被上部相邻的空气层所吸收，它再向下、向上辐射。图 1.1.3 就是根据以上大气热辐射的传输过程所构思的模型。

1.1.3 压缩与膨胀

大气的压力是由空气的重量产生的。当一个很小的干空气微团（或质点）在作垂直运动时，由于气压发生了变化，因此气温也发生相应的变化。为了确定气温变化的情况，可用理想气体的状态方程和热力学第一定律：

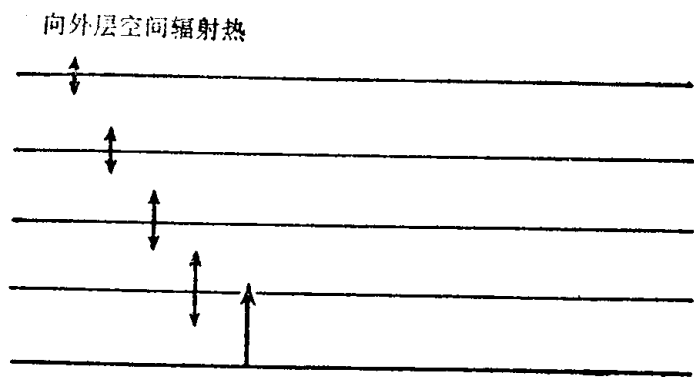


图 1.1.3 大气热辐射的传输

$$pv = RT \quad (1.1.1)$$

$$dq = c_v dT + p dv \quad (1.1.2)$$

式中 p 为气压， v 为比容， R 为干空气的比气体常数， T 为绝对温度， dq 为质点的热传导量， c_v 为等容比热。

对式(1.1.1)微分，并将 $p dv$ 用式(1.1.2)代入得

$$dq = (c_v + R)dT - v dp \quad (1.1.3)$$

将上式与等压过程的热力学第一定律公式

$$dq = c_p dT \quad (1.1.4)$$

2，流体就要通过它从 B 流向 A 。因此，只要 A 和 B 之间存在温度差，这种环流就要持续下去。

如果把容器 A 和 B 设想为赤道和两极上空的空气柱，那么在忽略其他因素影响的情况下就可看到形成了图 1.1.2 所示大气环流。实际上，在上述模型中被忽略的那些因素，对大气环流的

相比较,不难看出 $c_p + R = c_p$, c_p 为定压比热。因此,如果再用状态方程代入式(1.1.3), 便可得

$$dq = c_p dT - RT \frac{dp}{p} \tag{1.1.5}$$

我们把 $dq = 0$ 的过程称作绝热过程,对于这种过程,上式可改写为

$$\frac{dT}{T} - \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} = 0 \tag{1.1.6}$$

积分后得到方程

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \tag{1.1.7}$$

称之为泊松(Poisson)方程,或称干绝热方程。对于空气而言, $R/c_p = 0.288$ 。气压变化对气温的影响与轮胎打气时压缩空气的增热很类似。

在大气中,如果有一空气微团的垂直运动是足够快的,这时空气微团与环境之间的热交换可以忽略,因而可假设 $dq = 0$ 近似成立,那么根据泊松方程,上升空气因气压减小,其温度也要降低。干空气绝热上升的温度递减率称为干绝热递减率,地球大气的干绝热递减率为 $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$,

考虑在位置 1 处有一个很小的干空气微团(图1.1.4),其高度与温度分别为 h_1 和 T_1 。如果这个微团以某种恰当的速度垂直向上移动,使其温度变化的效果是绝热的,大气中的递减率(即气温随高度变化)忽略不计。当空气微团绝热上升到位置 2 时,虽然周围空气的温度为 T_2 ,但空气微团的温度却是 $T'_2 = T_1(h_2 - h_1)\gamma_a$, 其中 γ_a 为绝热递减率。因为空气微团和周围空气的压力相等,根据状态方程:它们之间存在温度差 $T'_2 - T_2$,相应就有密度差存在,这样就产生了浮力。如果 $T_2 < T'_2$,则浮力向上作用,使空气微团远离其初始位置(即超绝热递减率,如图 1.1.4 所示);如果 $T_2 > T'_2$,则浮力向下作用,使空气微团返回其初始位置。前一种情况的大气层结称为**不稳定层结**,后一种称为**稳定层结**。如果 $T_2 = T'_2$,即大气的递减率为绝热递减率,那么这种层结就称为**中性层结**。

流体稳定层结的简单例子就象一层水在一层油的下面;相反,不稳定层结就是水在油的上

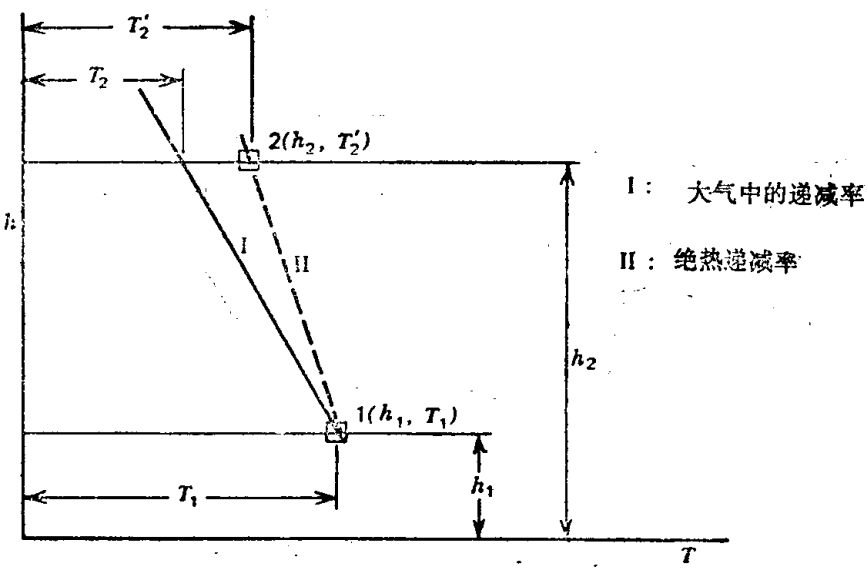


图 1.1.4 温度递减率

1.1.4 分子传导和涡流传导

分子传导是一种由扩散而产生的热传导过程，它是通过分子运动来实现的。对于大气过程，可以忽略分子传导。涡流传导则是通过空气的实际运动产生热传导的，这些空气都贮存着一定的热量。

1.1.5 水汽的蒸发和凝结

根据道尔顿 (Dalton) 定律，湿空气的压力 p 等于水汽的压力 e 和干空气压力 $p - e$ 之和。实验证明，如果水汽压 e 超过某一值 E 时，多余的水分将要凝结，我们把 E 称为饱和水汽压。饱和水汽压 E 随湿空气温度的升高呈指数增大。

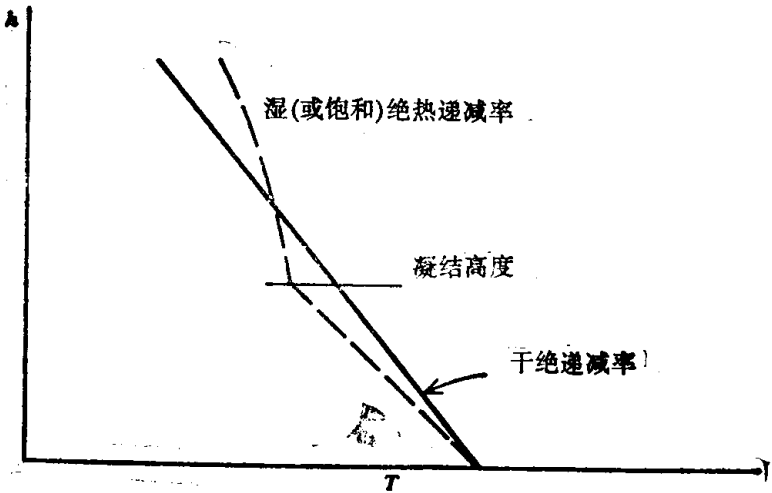


图 1.1.5 凝结对递减率的影响

饱和水汽压 E 随湿空气温度的升高呈指数增大。

一个未饱和的湿空气微团 (即 $e/E < 1$) 在上升时温度将下降，基本上等于干绝热递减率。随着微团上升和温度下降，它的饱和水汽压值也将减小。如果微团到达某一高度，其 e/E 比值为 1 时，通常就要出现凝结。在这一个高度以上，空气微团中的水汽将继续凝结。凝结过程所释放的凝结热，等于水最初从液态变为汽态时所需的热量，即水汽贮存的蒸发潜热。

凝结热为上升微团膨胀提供了机械能，在水汽饱和之前，这个能量只能依靠消耗内能提供。因此，饱和绝热上升空气微团的温度下降比干的或湿的未饱和空气缓慢 (图 1.1.5)。对于已经处于干绝热状态的微团，凝结热为它提供了增温的能量，使空气继续维持向上对流。这个因素对于形成某些类型的风是非常重要的。

1.2 大气流体动力学

一个空气微团的运动可用牛顿第二定律来决定：

$$\sum \mathbf{F} = m\mathbf{a} \tag{1.2.1}$$

式中 m 为质量， $\mathbf{a}$ 为加速度， $\sum \mathbf{F}$ 为作用于空气微团上的力之总和。本节的目的是简要介绍力 $\mathbf{F}$ 及其对空气运动的一些影响。

1.2.1 水平气压梯度力

设有一个体积无限小的空气微团 $dx \cdot dy \cdot dz$ (图 1.2.1)，并令作用在其下表面和上表面的平均压力分别为 p 和 $p + (\partial p / \partial z) dz$ 。如果除了压力外没有其他力，那么作用在体积 $dx \cdot dy \cdot dz$ 上的净垂直力为 $-(\partial p / \partial z) dx \cdot dy \cdot dz$ ，即每单位体积作用力为 $-\partial p / \partial z$ 。同理，每单位体积上 x 和 y 方向的净作用力分别为 $-\partial p / \partial x$ 和 $-\partial p / \partial y$ ，其合力称为水平气压梯度力，记作 $-\partial p / \partial n$ ，其中 n 是某一水平等压线的法线。水平气压梯度是引起空气水平运动的驱动力，水

平气压梯度施加在单位质量上的净作用力 $(1/\rho)\partial p/\partial n$,通常就称作气压梯度力(ρ 为空气密度)。

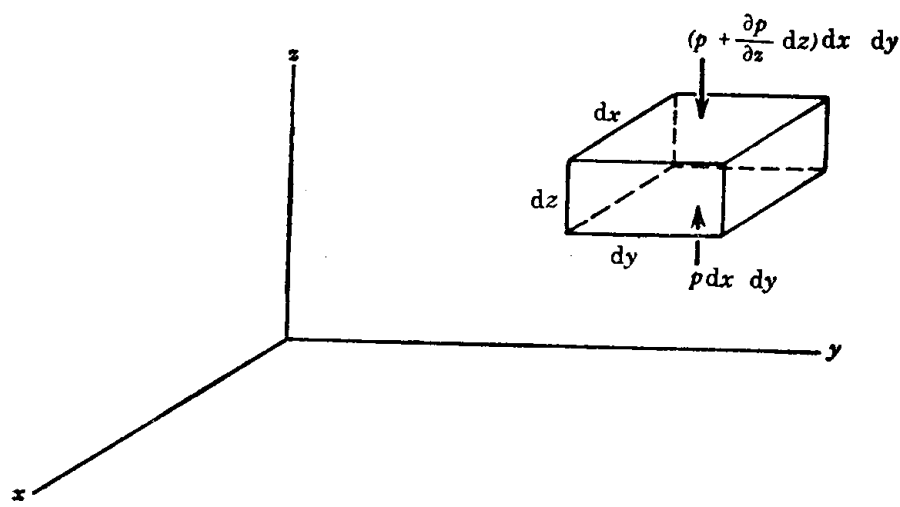


图 1.2.1 作用在空气微团上的垂直压力

只受到气压梯度力作用的空气，将从高压区向低压区移动。气压梯度力的方向如图 1.2.2 所示，图中还画出了等压线(即在同一水平面上气压相等各点的连线)。

1.2.2 地球自转偏向力

如果相对于某个绝对参考系，在不受外力作用的情况下，空气微团的运动将是一条直线。但是对于站在自转地球上的观察者来说，空气微团的移动路径将是一条曲线。相对于自转地球，微团运动偏离了固有的直线，这是由于受到某种视在力作用的缘故，这个力就称为科里奥利(Coriolis)力，其矢量表达式为^[1-7]

$$\boldsymbol{F}_c = 2m(\boldsymbol{v} \times \boldsymbol{\omega}) \tag{1.2.2}$$

式中 m 为空气微团的质量， $\boldsymbol{\omega}$ 为地球自转角速度矢量， $\boldsymbol{v}$ 为相对于地球自转坐标系的空气微团速度。 $\boldsymbol{F}_c$ 垂直于 $\boldsymbol{\omega}$ 和 $\boldsymbol{v}$ ，其方向按矢量乘积(右手)法则而定，其大小为 $2m|\boldsymbol{\omega}||\boldsymbol{v}|\sin\alpha$ ，其中 α 为 $\boldsymbol{\omega}$ 与 $\boldsymbol{v}$ 的夹角。

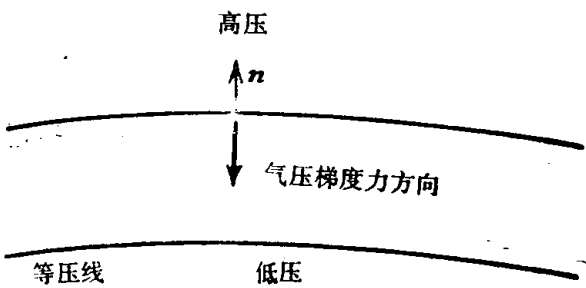


图 1.2.2 气压梯度力的方向

令 N (图 1.2.3)为北极，考虑某一空气微团在空间沿 NP 方向作直线运动，如果在时刻 $t=0$ 从 N 点开始运动，在时刻 t ，微团到达 P 点，这时运动所沿经线的位置变为 NP' 。于是在地球上的观察者看来，这个微团向西偏转了 $P'P$ 。

因此可以看出：在北半球，由于地球自转，原来沿某一经线吹的风将向其初始方向的右侧偏转，也就是说，如果风原来向北吹，则要向东偏转(变成西风)，而向南吹的风要向西偏转(变成东风)。在南半球与上述情况正好相反。

如果定义科里奥利参数为

$$f = 2 \omega \sin \phi \tag{1.2.3}$$

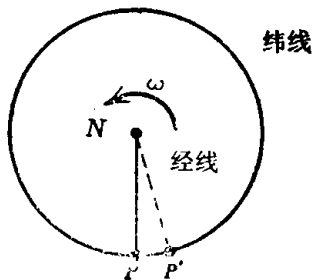


图 1.2.3 地球自转引起的空气微团视在运动

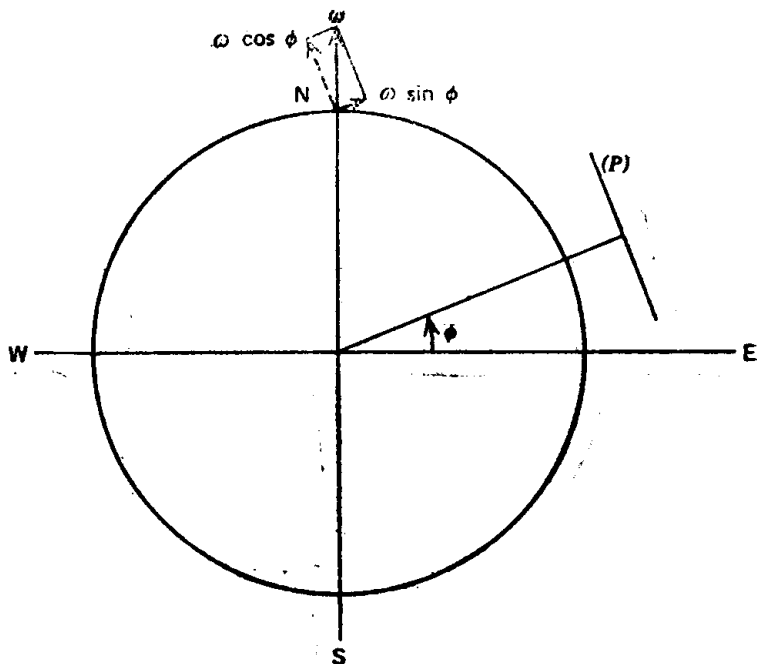


图 1.2.4 地球自转角速度矢量 ω 的分解

式中 ϕ 为考察点所在的纬度,那么在与地球表面平行的平面(P)上(图 1.2.4),以相对于地球的速度 v 运动的单位质量空气微团所受科里奥利力的大小为

$$F_c = mfv \tag{1.2.4}$$

表 1.2.1 给出了随纬度变化的 f 值。

表 1.2.1 科里奥利参数

纬度 (°)	$f = 2 \omega \sin \phi$ s^{-1}	纬度 (°)	$f = 2 \omega \sin \phi$ s^{-1}
0	0	50	1.1172×10^{-4}
5	0.1271×10^{-4}	55	1.1947
10	0.2533	60	1.2630
15	0.3775	65	1.3218
20	0.4983	70	1.3705
25	0.6164	75	1.4087
30	0.7292	80	1.4363
35	0.8365	85	1.4529
40	0.9375	90	1.4584
45	1.0313		

1.2.3 无摩擦风的平衡

在可忽略地面摩擦对风影响的某一足够高的高度上,无加速运动的空气相对于地球表面的水平运动,可以通过气压梯度力、科里奥利力和离心力之间的平衡来确定。

图 1.2.5 表示某一空气微团所受的作用力(假设这个微团是在北半球)。如果这个微团起初是沿气压梯度力 (P) 方向移动的,那么在科里奥利力 F_{ca} 作用下,方向将发生偏转(图 1.2.5 a),沿 P 和 F_{ca} 的合力方向运动,如图 1.2.5 b 中的方向 II。这时的偏向力将变为 F_{cb} ,空气微团又按相应的新方向运动(如图 1.2.5 b 中的方向 III)。当达到某一定常状态时,

风向将与等压线一致,如图 1.2.5 c 所示。

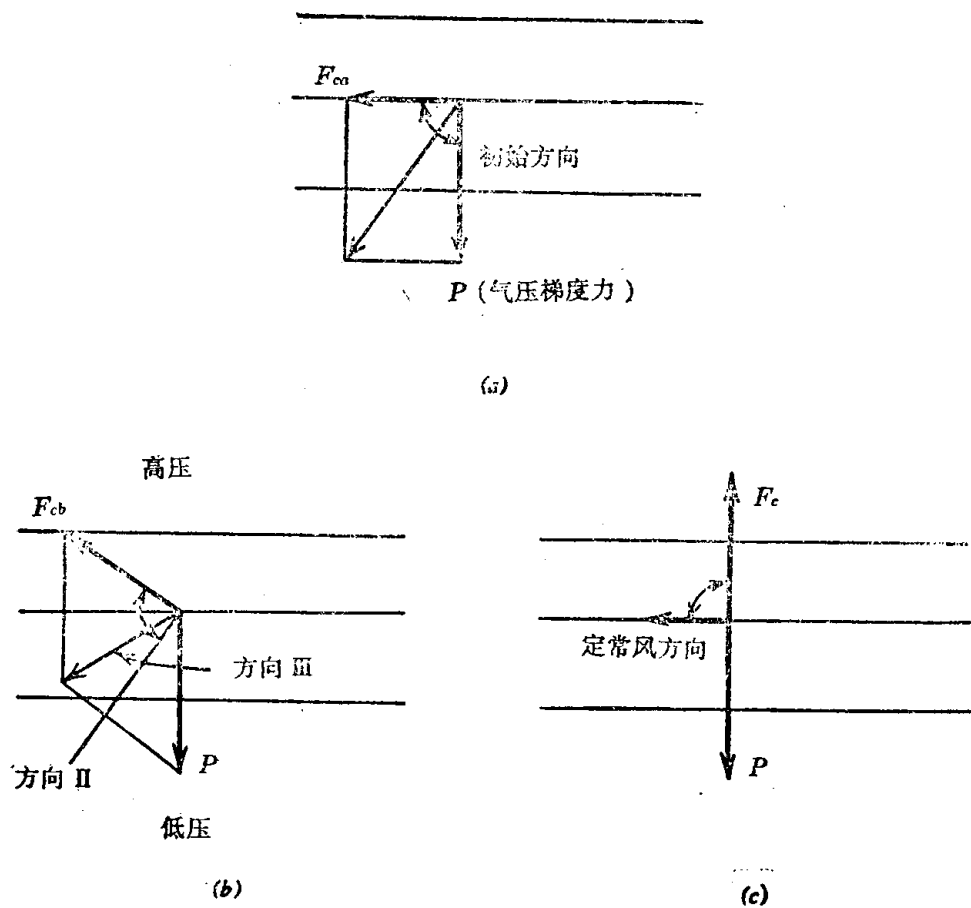


图 1.2.5 在地转气流中的无摩擦风平衡

图 1.2.5 中的等压线画的是直线，也就是说在这种情况下不存在离心力。但是比较常见的等压线是弯曲的，因而要包含离心力，下面就来研究这种情况。

我们把气压梯度力与科里奥利力平衡的定常速度称为地转风速 G ，它与气压梯度的关系为

$$2 \omega G \sin \phi = P = \frac{dp/dn}{\rho} \tag{1.2.5}$$

或

$$G = \frac{dp/dn}{\rho f} \tag{1.2.6}$$

式中 p 是矢量 $\boldsymbol{P}$ 的模, f 是科里奥利参数, ρ 是空气密度。

如果等压线是弯曲的(图 1.2.6),那么压力 $\boldsymbol{P}$ 和离心力 $\boldsymbol{C}$ 将沿等压线法线方向作用于空气微团上,结果定常气流又将沿等压线流动,其速度由下式求得:

$$V_{gr} f \pm \frac{V_{gr}^2}{r} = P = \frac{dp/dn}{\rho} \tag{1.2.7}$$

如果空气微团在北半球，那么式中的正负号要根据环流是气旋性的（即绕低压中心旋转）或反气旋性的（即绕高压中心旋转），以及空气轨迹的曲率半径 r^* 进行选择。速度 V_{gr} 称为梯

* 严格地说,轨迹曲率半径和等压线曲率半径是不同的。但是,如果假定气流近似于定常的,那么这种差异可以忽略。

度风速。在等压线曲率半径为零的特殊情况下, V_{gr} 等于地转风速。在北半球, 如果曲率半径是有限值, 则对于气旋风可写为

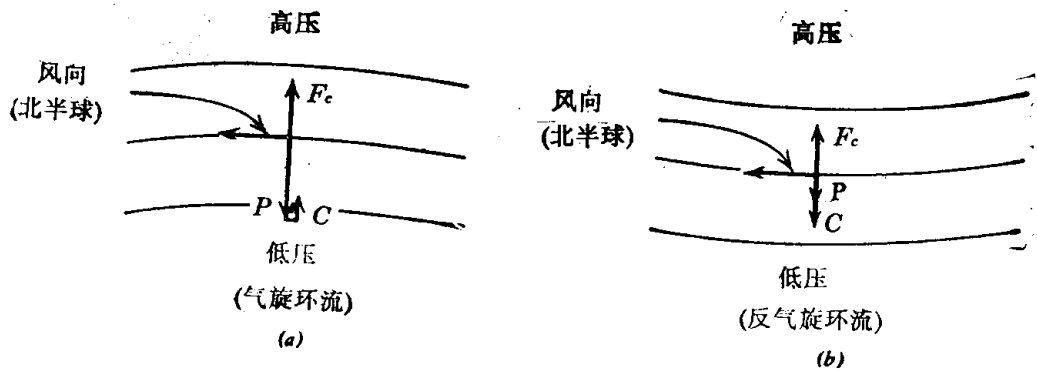


图 1.2.6 气旋和反气旋气流中的无摩擦风平衡

$$V_{gr} = -\frac{rf}{2} + \left[\frac{r}{\rho} \frac{dp}{dn} + \left(\frac{rf}{2} \right)^2 \right]^{1/2} \tag{1.2.8}$$

对于反气旋风可写为

$$V_{gr} = +\frac{rf}{2} - \left[\left(\frac{rf}{2} \right)^2 - \frac{r}{\rho} \frac{dp}{dn} \right]^{1/2} \tag{1.2.9}$$

根式的符号是由 $dp/dn = 0$ 时 $V_{gr} = 0$ 的条件决定的。由 V_{gr} 表达式可知, 对于相同的 r, f 和 dp/dn 值, 反气旋风比气旋风弱^[1-1 p121]。

以上讨论证明了白贝罗(Buys-Ballot)定律: 在北半球, 如果一个人背风而立, 那么高压在其右侧, 低压在其左侧; 在南半球正相反。

1.2.4 摩擦力的影响

地球表面对空气运动的水平阻力使气流速度减慢。这种力对气流的作用随高度增加而减弱, 如前所述, 当高度超过某一被称为大气边界层高度 δ 时, 摩擦力可以忽略。超过这一高度后, 无摩擦风平衡建立, 气流将沿等压线以梯度风速流动。在边界层以上的大气称为自由大气(图 1.2.7)。

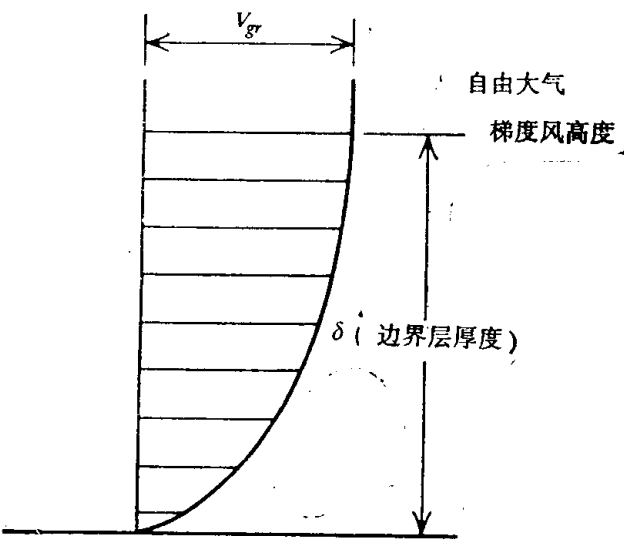


图 1.2.7 大气边界层

大气边界层内的风状况正是土木工程结构设计者最关心的, 因此在第二章将要比比较详细地讨论边界层厚度、风速与风向随高度的变化, 以及边界层内湍流结构等问题。

这里我们可以看到, 在边界层内的风与地转风及梯度风不同, 它要与等压线相交。现在我们来考察某一地转气流中(即假设气流沿平直等压线流动), 在边界层内作水平运动的 A 和 B 两个空气微团作用力的平衡(图 1.2.8)。如果 A (图 1.2.8a) 所在高度比 B 高(图 1.2.8b), 那么 A 的速度 v 和科里奥利力(根据 $F_b = mfv$)将大于 B 。因此位置较高(速度较快)的空气微团, 其

风向与等压线的夹角 α 较小;在梯度风高度处 α 为零,在近地层处达到最大值 α_0 。于是,在北半

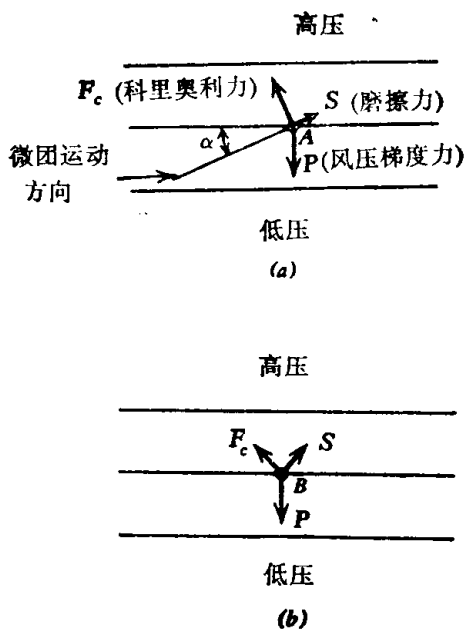


图 1.2.8 大气边界层中力的平衡

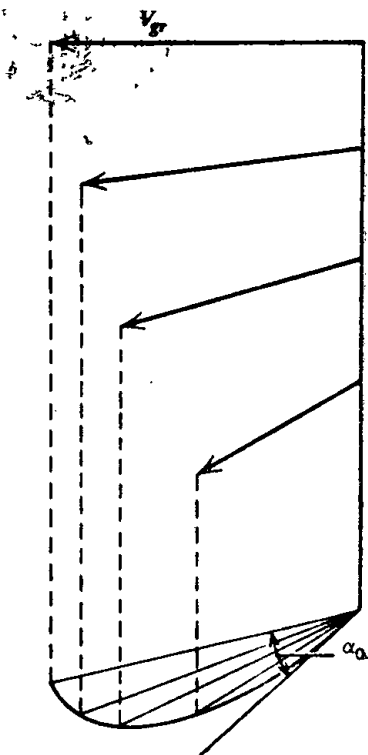


图 1.2.9 大气边界层中的风速螺旋

球,边界层内的风速可用一根螺旋线表示,如图 1.2.9。

当近地层处发生气旋性风暴时(即气流绕低压中心流动),风将与等压线相交并指向中心,因而空气将慢慢辐合上升。如果低空的辐合超过了高空辐散,在风暴中心空气柱的质量和重量将逐渐增加,因而向内的气压梯度力将减小,结果使低压中心减弱,出现所谓的填塞现象。

在反气旋情况下,近地层的风将背离高压中心与等压线相交。在低层,如果低空辐散超过了高空辐合,大气将逐渐扩散减少,致使中心消失。

1.3 大气运动

多数大气过程都能用前几节简单讨论的要素来描述:即风速(包括水平和垂直风速)、气压、气温、密度和湿度。这六个要素的特性取决于以下六个方程:状态方程、热力学第一定律、质量和湿度连续方程,以及水平和垂直运动方程。如果能提供足够的基本数据,那么在数据集中以后,很快就能对这六个方程积分,从而获得大气状态的定量描述。然后利用积分所得到的六个变量的计算值,作为下一步积分的初始条件。这种连续逼近过程就是数值天气预报技术的基础,数值预报的出现是由于观测能力的提高(包括近年来的卫星观测,如图 1.3.1),以及近代电子计算机的发展。

大气运动可以用各种尺度气流的相互叠加来描述,其特征尺度大约从 1 mm 到几千 km。为了便于分析这些运动,可以依据其水平尺度进行分类。在气象学中通常定义三类主要的大气尺度,即:微尺度、中尺度和天气尺度。根据文献[1-8]的分类,天气尺度包括特征尺度大于或等于 500 km、时间尺度在两天以上的运动。微尺度包括特征尺度小于或等于 20 km、时间尺