

# 风电场微观尺度空气动力学

## ——基本理论与应用

许昌 韩星星 薛飞飞 刘德有 著

非  
外  
借



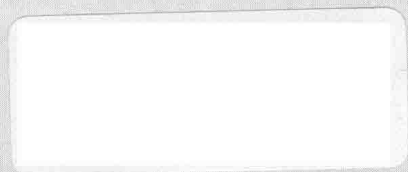
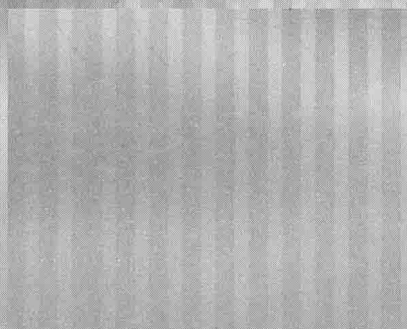
中国水利水电出版社  
www.waterpub.com.cn

江苏高校优势学科建设工程资助项目

A Project Funded by the Priority Academic Program Development of  
Jiangsu Higher Education Institutions (简称 PAPD)

# 风电场微观尺度空气动力学 ——基本理论与应用

许昌 韩星星 薛飞飞 刘德有 著



中国水利水电出版社  
www.waterpub.com.cn

·北京·

## 内 容 提 要

本书系统介绍了风电场微观尺度空气动力学的基本原理及其风电工程上的应用,通过理论推导、数值模拟和实验测量等方法研究了在风电机组尾流、地形绕流、风剪切和热稳定等因素作用下的风电场微观尺度空气动力场演变规律,在此基础上开展了风电场微观尺度空气动力学在风电场风资源评估、微观选址、风功率预测、风电场功率控制与风电场后评估等方面的工程应用,以提高风电开发的可靠性和经济性。

本书适合作为高等院校相关专业的教学参考用书,也适合从事风电相关专业的工程技术人员阅读参考。

### 图书在版编目(CIP)数据

风电场微观尺度空气动力学:基本理论与应用 / 许昌等著. — 北京:中国水利水电出版社, 2018. 10  
ISBN 978-7-5170-7050-4

I. ①风… II. ①许… III. ①风力发电—发电厂—空气动力学—研究 IV. ①TM614

中国版本图书馆CIP数据核字(2018)第241871号

书 名	风电场微观尺度空气动力学——基本理论与应用 FENGDIANCHANG WEIGUAN CHIDU KONGQI DONGLIXUE ——JIBEN LILUN YU-YINGYONG
作 者	许昌 韩星星 薛飞飞 刘德有 著
出版发行	中国水利水电出版社 (北京市海淀区玉渊潭南路1号D座 100038) 网址: www.waterpub.com.cn E-mail: sales@waterpub.com.cn 电话: (010) 68367658 (营销中心)
经 售	北京科水图书销售中心(零售) 电话: (010) 88383994、63202643、68545874 全国各地新华书店和相关出版物销售网点
排 版	中国水利水电出版社微机排版中心
印 刷	天津嘉恒印务有限公司
规 格	184mm×260mm 16开本 21.5印张 510千字
版 次	2018年10月第1版 2018年10月第1次印刷
印 数	0001—3000册
定 价	58.00元



凡购买我社图书,如有缺页、倒页、脱页的,本社营销中心负责调换

版权所有·侵权必究

## 本书编撰人员名单

主要编撰人员：许 昌 韩星星 薛飞飞 刘德有

其他编撰人员：（按姓氏拼音排序）

陈 飞 蔡彦枫 高 洁 韩晓亮

何永生 胡己坤 胡 义 胡 煜

李云涛 刘 玮 卢 强 彭秀芳

Shen Wenzhong 石 磊 王东甫

袁红亮 张明明 张云杰 周 川

# 前言

风能是一种可再生的清洁能源，主要通过风力机转换成电能的形式被开发利用。两台或者以上的风电机组可组成风电场，风电场微观尺度空气动力学研究的主要内容是通过理论推导、数值模拟和实验测量等方法研究风电场中空气在风电机组尾流、地形绕流、风剪切和热稳定等因素作用下的复杂流场分布。风电场微观尺度空气动力学研究可为风电场风能资源评估、微观选址、风功率预测、风电场功率控制以及风电场后评价等工程应用提供理论支持。

近年来，我国风电产业取得了举世瞩目的成就，而风电场相关的理论和技术，从早期的学习、引进与消化吸收到逐渐积累经验和创新，形成了一些相关的理论和技术，发展速度也较快。本文作者多年从事风电场微观尺度空气动力学的研究和研究生培养工作，较系统地研究了风电机组尾流、地形绕流、风剪切和热稳定的基本理论，并把基本理论应用到平坦地形、复杂地形、近海以及大规模风电基地的风电场微观尺度空气动力场的分析中来，取得了一定的理论和应用成果，本书就是研究和应用成果的总体体现。

本书有一定的系统性，共分为9章：第1章介绍风电场微观尺度空气动力学概论；第2章介绍风电场微观尺度空气动力场数学模型；第3章介绍风电机组尾流及其数值模拟；第4章介绍风电场空气动力场数值模拟；第5章介绍风电场微观尺度空气动力场测量；第6章介绍基于风电场微观尺度空气动力场计算的微观选址优化；第7章介绍基于风电场微观尺度空气动力学方法的风功率预测研究；第8章介绍基于风电场微观尺度空气动力学方法的风电场AGC技术；第9章介绍风电场微观尺度空气动力学研究与应用展望。全书由刘德有教授、丹麦科技大学 Shen Wenzhong 教授和中国科学院工程热物理研究所张明明研究员负责总体审阅与校核。

本书编写过程中，得到研究生严彦、田蕾蕾、王欣、李辰奇、杨建川、周洋、邓力、王吉东、魏媛、蒋泽阳、朱金华、胡义、杨杰、潘航平、许帅、

丁佳煜、雷娇、郝辰妍、陈晨等的帮助，对他们的辛勤劳动表示感谢；编写过程得到中国电建集团西北勘测设计研究院有限公司、中国电建集团昆明勘测设计研究院有限公司、中国能源建设集团江苏省电力设计院有限公司、中国能源建设集团湖南省电力勘测设计院有限公司、中国能源建设集团广东省电力勘测设计研究院有限公司、国电南瑞集团等单位的帮助，对他们以及本书列举的和没有列举的文献作者们表示感谢。

由于编著者水平有限，书中定有不足之处，希望广大读者批评指正。

作者

2018年9月



# 目录

## CONTENTS

前言	
第1章 风电场微观尺度空气动力学概论	1
1.1 风的形成动因	1
1.1.1 大气环流	1
1.1.2 季风环流	9
1.1.3 局地环流	10
1.2 风电场微观尺度空气动力学的尺度概念	11
1.3 风电场微观尺度空气动力学研究内容	12
1.3.1 风轮廓	13
1.3.2 山地绕流	13
1.3.3 风电机组尾流	14
1.3.4 大气边界层热稳定性	15
1.4 风电场微观尺度空气动力学的研究方法	17
1.4.1 风电场空气动力场的测量	17
1.4.2 风电场空气动力场数值模拟	18
1.4.3 风电场运行数据分析与评估	19
1.5 风电场微观尺度空气动力学研究意义	20
参考文献	21
第2章 风电场微观尺度空气动力场数学模型	24
2.1 大气分层和风轮廓模型	24
2.1.1 大气的分层和结构	24
2.1.2 大气边界层方程	25
2.2 风电场地形图处理与物理模型建立	29

2.2.1	地形数字化 .....	29
2.2.2	复杂地形曲面建模 .....	29
2.3	风电场微观尺度空气动力学模型 .....	30
2.3.1	风电场 CFD 理论基础 .....	31
2.3.2	风电场 CFD 的边界条件 .....	36
2.3.3	METEODYN 风电场流场模型 .....	42
2.4	中尺度大气动力学模型 .....	45
2.4.1	WRF 模式介绍和运行步骤 .....	45
2.4.2	WRF 模式控制方程组 .....	47
2.4.3	WRF 模式边界层方案与计算设置 .....	50
2.5	风电场微观尺度与中尺度大气动力学耦合模型 .....	53
2.5.1	WRF 模式网格嵌套方式 .....	53
2.5.2	CALMET 介绍 .....	54
2.5.3	其他风电场中尺度-微尺度耦合计算模型 .....	57
	参考文献 .....	59
<b>第 3 章</b>	<b>风电机组尾流及其数值模拟 .....</b>	<b>61</b>
3.1	风电机组尾流及其研究方法 .....	61
3.1.1	风电机组尾流对风电场的影响 .....	61
3.1.2	风电机组尾流研究现状 .....	62
3.2	半经验尾流模型 .....	64
3.2.1	理想风电机组后的尾流模型 .....	64
3.2.2	各模型比较 .....	74
3.3	风电机组诱导湍流的经验模型 .....	76
3.3.1	风电场湍流的基本概念 .....	76
3.3.2	尾流湍流的经验模型 .....	78
3.4	风电机组尾流的滑动网格数值模拟 .....	80
3.4.1	建模与网格划分 .....	82
3.4.2	结果分析与验证 .....	83
3.5	基于风轮平均风速的风电场致动盘模型 .....	86
3.5.1	理想风轮的一维动量理论 .....	86
3.5.2	致动盘与 RANS 方程 .....	87
3.5.3	致动盘区域辨识与体积修正 .....	88
3.5.4	致动盘湍流模型修正 .....	89
3.5.5	数值模拟 .....	90
3.6	基于致动线方法的尾流数值模拟 .....	95
3.6.1	致动线模型 .....	96
3.6.2	数值模拟与模型验证 .....	97



3.7 基于致动面方法的尾流数值模拟 .....	106
3.7.1 致动面模型 .....	106
3.7.2 数值模拟 .....	107
3.7.3 计算结果分析 .....	108
3.7.4 结论 .....	111
参考文献 .....	111
<b>第4章 风电场空气动力场数值模拟</b> .....	<b>114</b>
4.1 复杂地形对空气动力场的影响 .....	114
4.1.1 山区风的水平分布和特点 .....	114
4.1.2 山丘、山脊地形对风电场的影响 .....	114
4.1.3 海拔对风速的影响 .....	115
4.1.4 谷地风速的变化 .....	115
4.2 山地绕流的数值模拟与模型验证 .....	116
4.2.1 陡坡风场空气动力场的 LES 研究 .....	116
4.2.2 Askervein 山地绕流计算 .....	121
4.2.3 西北山地风电场绕流计算 .....	124
4.3 山地绕流模型在风电场工程中的应用 .....	131
4.3.1 风能资源评估 .....	131
4.3.2 山地风电场地形改造 .....	134
4.4 风电场微尺度空气动力场数值模拟 .....	139
4.4.1 近海风电场模拟 .....	139
4.4.2 陆上风电场流场模拟方法比较 .....	145
4.4.3 陆上风场尾流模拟 .....	151
4.5 中尺度数值模式应用及其与微尺度耦合计算 .....	158
4.5.1 基于 WRF 模式的江苏沿海地区风能资源评估 .....	158
4.5.2 风电场微观尺度和大气动力学中尺度耦合计算 .....	168
参考文献 .....	175
<b>第5章 风电场微观尺度空气动力场测量</b> .....	<b>177</b>
5.1 测风仪器 .....	177
5.1.1 测风系统的技术要求 .....	177
5.1.2 测风系统的组成 .....	177
5.1.3 风电场精细测风仪 .....	178
5.2 风电场微观尺度空气动力场测量 .....	182
5.2.1 测量风电场介绍 .....	182
5.2.2 测量方案 .....	182
5.2.3 测试数据处理 .....	184
5.3 风电场微观尺度空气动力场测量数据分析 .....	188

5.3.1	尾流分析	188
5.3.2	大气稳定度	190
5.3.3	塔筒应力测试分析及推力曲线估算	191
	参考文献	194
<b>第6章</b>	<b>基于风电场微观尺度空气动力场计算的微观选址优化</b>	<b>196</b>
6.1	风电场微观选址的意义	196
6.2	风电场微观选址工程方法	197
6.2.1	风电机组微观选址的基本原则	197
6.2.2	风电机组的排列布置方法	198
6.2.3	风电场风电机组选型-微观选址-容量选择	200
6.3	基于改进遗传算法的平坦地形微观选址优化方法	203
6.3.1	遗传算法的基本原理	204
6.3.2	尾流效应模型	205
6.3.3	风电机组的输出功率特性曲线	212
6.3.4	应用遗传算法实现风电机组优化排布	213
6.3.5	实例分析	215
6.4	基于CFD和改进PSO的复杂地形风电场微观选址优化方法	217
6.4.1	复杂地形流场的CFD数值模拟	217
6.4.2	风电场模型	218
6.4.3	风电场微观选址的改进小生境粒子群算法	219
6.4.4	计算与分析	221
6.4.5	结论	224
6.5	复杂地形风电场微观选址多目标优化方法研究	224
6.5.1	复杂地形风电场微观选址优化限制条件	224
6.5.2	复杂地形风电场微观选址优化目标	227
6.5.3	复杂地形风电场微观选址优化算法	233
6.6	平坦地形下风电场微观选址优化软件开发	237
6.6.1	软件开发背景	237
6.6.2	软件开发内容	237
6.6.3	风电场微观选址软件(WFMSS)主要界面及演示	242
6.7	复杂地形风电场优化软件开发	245
6.7.1	复杂地形风电场优化设计平台开发	246
6.7.2	实际风电场描述	248
6.7.3	微观选址优化结果分析	248
6.7.4	集电线路优化结果分析	252
6.7.5	道路优化结果分析	255

参考文献	257
<b>第7章 基于风电场微观尺度空气动力学方法的风功率预测研究</b>	259
7.1 风电场风功率预测技术研究	259
7.1.1 国内外研究现状	259
7.1.2 基本方法	260
7.2 风电场微观尺度空气动力学预测机前风速与湍流	269
7.3 风电机组发电过程建模	270
7.3.1 风电机组结构	270
7.3.2 风电机组气动特性建模	271
7.4 双馈异步风电机组建模与仿真	281
7.4.1 双馈异步风电机组建模分析	281
7.4.2 整体仿真结果分析	281
7.5 基于风电场微观尺度空气动力学方法的机组级风功率预测	284
7.6 改进 MRAN 与微尺度空气动力学模型组合的预测方法	286
7.6.1 改进的 MRAN	286
7.6.2 组合预测模型	287
7.6.3 风电场介绍	288
7.6.4 单机组预测	289
7.6.5 风电场组合预测	294
7.6.6 结论	296
参考文献	297
<b>第8章 基于风电场微观尺度空气动力学方法的风电场 AGC 技术</b>	299
8.1 风电场 AGC 技术的基本概念	299
8.1.1 风电场 AGC 的背景及意义	299
8.1.2 风电场 AGC 的功能	299
8.1.3 风电场 AGC 的系统体系	300
8.2 风电场 AGC 技术的基本方法	301
8.2.1 风电场有功功率控制系统	301
8.2.2 风电机组控制方法	303
8.2.3 风电场有功功率常用分配策略	305
8.3 基于风电场微观尺度空气动力学方法的风电场 AGC 多目标优化	307
8.3.1 基于风电场微观尺度空气动力学方法的风电场 AGC 技术	307
8.3.2 风电场 AGC 优化模型	309
8.3.3 改进的粒子群算法	312
8.3.4 结果与分析	314
8.3.5 结论	320

8.4 基于风电场微观尺度空气动力学方法的风电场 AGC 和 AVC 多目标优化平台开发 .....	321
8.4.1 平台总体设计 .....	321
8.4.2 主要功能模块介绍 .....	323
8.4.3 AGC 控制策略的选择 .....	323
8.4.4 控制策略的测试 .....	324
参考文献 .....	327
<b>第 9 章 风电场微观尺度空气动力学研究与应用展望</b> .....	<b>329</b>
9.1 风电场微观尺度空气动力学研究的瓶颈 .....	329
9.2 风电场微观尺度空气动力学应用展望 .....	330

# 第 1 章 风电场微观尺度空气动力学概论

## 1.1 风的形成动因

空气的流动现象称为风，一般指空气相对地面的水平运动。包围地球的空气称为大气，尽管大气运动很复杂，但大气运动始终遵循大气动力学和热力学变化的规律。在风能领域，主要关心的是在离地面约 500~1000m 范围以下的近地层大气的流动特点。事实上，湖泊、山丘、树木、城镇等，都会对平均风速和风电机组附近的湍流产生较大的影响，虽然这是大尺度的天气模式，但是最终会影响到风能质量。没有大尺度的压强差就没有风，尤其是在研究极限情况时，在不同的地理环境下会因为多种因素产生极端风况。下面从空间尺度和时间尺度两方面来分析不同种类的环流和影响风形成的各种因素。

### 1.1.1 大气环流

#### 1.1.1.1 大气分层与大气边界层

根据大气在垂直方向上的热状况和运动状况，大气分为对流层、平流层、中间层、热成层和散逸层，如图 1-1 所示。对流层是大气中最低的一层，底界为地面，厚度从赤道向两极逐渐减小：在低纬度地区平均厚度为 17~18km，在中纬度地区平均厚度为 10~12km，极地平均厚度为 8~9km，并且夏季高于冬季。由于对流层和地面接触，从地面获得热量，使得大气温度随高度的增加而降低，通常每升高 100m 大气温度降低约 0.65℃，而且大气现象大多出现在这一层。对流层下界，自地表向上延伸 1~1.5km 受地表影响最大，称为摩擦层或称为大气边界层。平流层在对流层的顶部，直到高于海平面 17~55km 的这一层，气流运动相当平衡，而且主要以水平运动为主，故称为平流层。中间层在平流层之上，到高于海平面 55~85km 高空的一层为中间层。这一层大气中，几乎没有臭氧，这就使来自太阳辐射的大量紫外线白白地穿过了这一层大气而未被吸收，所以，在这层大气里，气温随高度的增加而下降的很快，到顶部气温已下降到 -83℃ 以下。由于下层气温比上层高，有利于空气的垂直对流运动，故又称为高空对流层或上对流层。中间层顶部尚

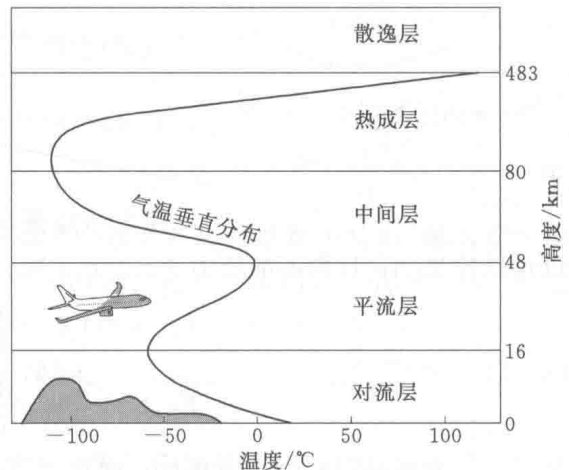


图 1-1 大气垂直分层

有水汽存在，可出现很薄且发光的“夜光云”，在夏季的夜晚，高纬度地区偶尔能见到这种银白色的夜光云。热成层从 80~500km 的高空，又叫电离层。这一层空气密度很小，据探测，在 120km 高空，声波已难以传播；270km 高空，大气密度只有地面的一百亿分之一，所以在这里即使在你耳边开大炮，也难听到什么声音。热成层里的气温很高，据人造卫星观测，在 300km 高度上，气温高达 1000℃ 以上。散逸层是热成层以上的大气，又叫外层。它是大气的最高层，高度最高可达到 3000km。这一层大气的温度也很高，空气十分稀薄，受地球引力场的约束很弱，一些高速运动着的空气分子可以挣脱地球的引力和其他分子的阻力散逸到宇宙空间中去。风电场与大气的相互作用发生在大气边界层内，而对流层上面的大气对风能没有显著影响，所以本书里我们主要讨论对流层特别是大气边界层的相关内容。

### 1.1.1.2 全球大气环流

太阳辐射的不均衡会造成大气和海洋的热量向两极输送。由于太阳辐射，热空气在赤道附近上升，在上空向两极运动，然后在亚热带下降，并且在极地较低的地方向赤道移动，这就是大气环流。一般大气环流指全球范围内，水平尺度横跨数千公里，垂直尺度达数十公里以上，时间尺度在 1.5 天以上的平均运动。大气环流主要成因包括太阳辐射、地球自转、海陆分布不均匀以及大气内部南北之间热量和动量的相互交换。太阳辐射和海陆分布不均匀会产生气压梯度力推动大气运动，而由于地球自转引起的自转偏向力（科里奥利力）会使大气运动发生偏转。

使大气运动发生偏转。

#### 1. 气压梯度力和科里奥利力

为了更深入地了解大气层，首先介绍两个很重要的力，分别是气压梯度力、科里奥利力（简称“科氏力”）。

(1) 气压梯度力，想象有一个气团，中心坐标为  $(x_0, y_0, z_0)$ ，边界长度为  $\delta x$ 、 $\delta y$ 、 $\delta z$ ，压力为  $p_0$ ，单位气团受力示意图如图 1-2 所示。定义 A、B 两面的压强分别为

$$p_A = p_0 + \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \quad (1-1)$$

$$p_B = p_0 - \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \quad (1-2)$$

由于

压力 = 压强 × 受力面积

所以可以得出 A、B 两面的压力  $F_{a,x}$ 、 $F_{b,x}$  为

$$F_{a,x} = - \left( p_0 + \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \right) \delta y \delta z \quad (1-3)$$

$$F_{b,x} = - \left( p_0 - \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \right) \delta y \delta z \quad (1-4)$$

负号“-”表示与中心的压力相反，而在  $x$  方向的总压力为

$$F_p = F_{a,x} - F_{b,x}$$

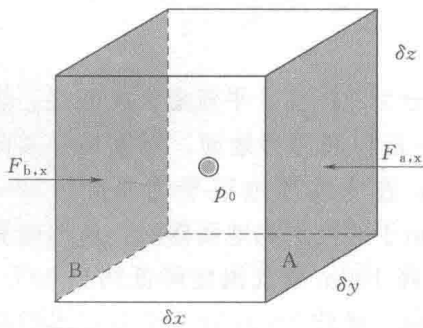


图 1-2 单位气团受力示意图

单位体积的质量为

$$m = \rho \delta x \delta y \delta z$$

因此式 (1-4) 可以写成

$$F = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (1-5)$$

$y$ 、 $z$  方向与  $x$  方向相似，最后气压梯度力  $F_p$  可以写成

$$F_p = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (1-6)$$

式中  $\nabla p$ ——气压梯度矢量， $\nabla p = \left( \frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}, \frac{\partial p}{\partial z} \right)$ 。

气压梯度力是一个矢量，因为风从高压吹向低压，所以气压梯度力的方向与气压梯度相反。 $F_{a,x}$ 、 $F_{b,x}$  分别作用在 A、B 两面，其面积都为  $\delta y \delta z$ ， $x$  轴的正方向为从左指向右。

其他方向的气压梯度力与重力平衡，这是一个静平衡，通过重力加速度表达为

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (1-7)$$

除了像龙卷风这样剧烈的天气现象之外，在大气的垂直结构上的静平衡非常稳定。

(2) 科氏力是一个虚拟力，由地球的自转产生。在北半球的物体会由于科氏力的作用发生向右的偏移，而在南半球的物体则会发生向左的偏移，科氏力的图解如图 1-3 所示。箭头代表气团移动的轨迹。

图 1-3 是北半球上空的地球俯视图，即圆的中心是北极，而以  $r=R$  为半径的圆是赤道。地球的角速度为  $\omega = \frac{2\pi}{24} \text{h}$ ，即  $7.3 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ，逆时针方向。当气团静止时其角速度为  $U_r(r) = \omega r$ ，随着半径的增大而增大，由图 1-3 可以看出，气团由静止开始向左转动，但是由于惯性的作用，真实情况下，气团是向右转动的。这由于相对于坐标系中，地球的自转是偏向右的。科氏力的数学表达式为 (单位体积)

$$F_{co} = -2\Omega U \quad (1-8)$$

其中

$$\Omega = \omega(0, \cos\phi, \sin\phi)$$

式中  $\phi$ ——纬度。

如不考虑垂直运动 (因为垂直运动比水平运动小很多，可以忽略不计)，那么水平运动只与  $\sin(\phi)$  有关，引入科里奥利参数， $f = 2\omega \sin(\phi)$ 。在  $\phi = 45^\circ$  时，可得  $f = 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 。所以水平方向上的科氏力可以表示为

$$F_{co} = -fkU \quad (1-9)$$

式中  $k$ —— $z$  方向上的单位向量。

在赤道  $\sin 0^\circ = 0$  和两极  $\sin 90^\circ = 1$  时， $F_{co} = 0$ 。而在南半球时  $f < 0$ 。

在图 1-3 中，热空气在赤道上上升。根据质量守恒定律，冷空气补入热空气的空缺，

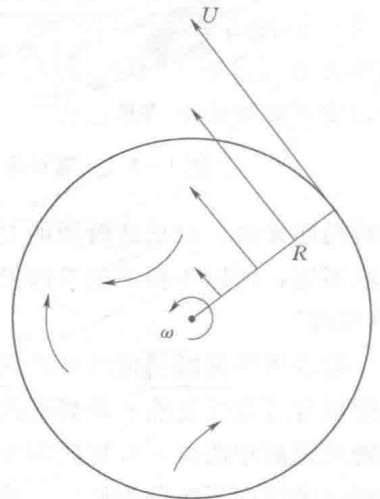


图 1-3 科氏力的图解

所以在赤道上的压强梯度力为低压。由于科氏力的存在，使得季风的方向发生一定偏移，产生东西向的移动动力，而历史上人类依靠风力航海，季风的存在为人类的航海创造了极大的便利，因而也被称为贸易风。空气向低气压区域移动的过程中，其温度逐渐下降。当空气温度达到露点温度时，空气中的水分开始凝结，这就是下雨之前气压低的原因。

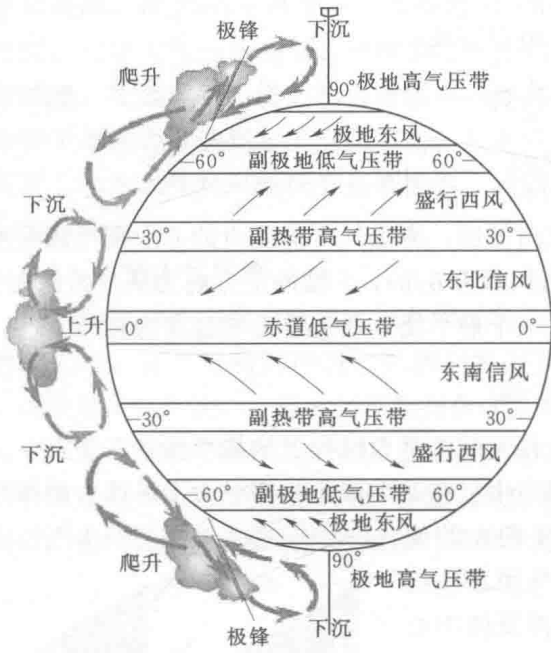


图 1-4 三圈环流

地球上，在两极的空气运动与赤道相反，半球的大气环流如图 1-4 所示，自极地高压辐散的空气在科氏力的作用下形成偏东风。北半球为东北风，南半球为东南风，所以叫做极地东风带。

当空气运行到南北纬 30° 附近高空时，不能继续前进，产生下沉气流，致使近地面气压增高，形成副热带高压带。由于没有水平方向运动的空气，形成了无风带，由于这里的空气十分干燥，所以这也是沙漠大多集中在这个地区的原因。这一纬度经常被称为马纬度：航海家们经过多次航行，发现 30° 纬度附近总是无风，帆船进入该海区无法航行，海上贸易受到极大影响。那时的帆船除了装载货物外，还装运许多马匹到美洲大陆。对于一般货物，运到目的地的时间要求并不严格，可是

对马匹来说，对抵达时间的要求相对严苛。由于草料和淡水不足，马匹相继死掉，马肉又吃不完，所以不得不把马肉投进大海里喂鱼。后来，人们就把这个无风的 30° 纬度叫做“马纬度”。

哈德里环流圈是低纬度环流，是一个直接的热力环流，约占 30 个纬度。指赤道附近热带辐合带空气受热上升到对流层后，从高空向高纬度输送，受科氏力的作用，气流向东偏转出现高空西风，分别向两极方向移动，之后逐渐冷却，约在纬度 30° 附近沉降。空气在副热带纬度下沉分为两支，其中一支由地表向赤道移动，在低纬地区形成闭合环流，即哈德里环流圈，空气运动大致如图 1-4 所示，箭头代表地表地面风。

### 2. 地转风和梯度风

如果气压梯度力  $F_p$  和科氏力  $F_c$  这两个最重要的力平衡则会形成著名的地转风  $G$ ，存在下列表达式

$$kG = -\frac{1}{\rho f} \nabla p \tag{1-10}$$

因此，此时地转风与等压线平行

$$\left. \begin{aligned} U_g &= -\frac{1}{f\rho} \frac{dp}{dy} \\ V_g &= -\frac{1}{f\rho} \frac{dp}{dx} \end{aligned} \right\} \tag{1-11}$$



把地转风分解到垂直坐标轴  $x$  和  $y$  上, 即  $G=(U_g, V_g)$ 。当大气为正压时, 地转风的大小不随高度变化。但是当大气为负压时, 地转风随高度变化。地转风出现在等压线曲率半径很小的对流层, 如果曲率很大, 那么气团会受到离心力的影响。离心力是一个虚拟力, 其方向与向心力相反, 数学表达式为

$$F_{ce} = \frac{U^2}{R_c} \quad (1-12)$$

式中  $R_c$ ——曲率半径。

在乘坐旋转木马和以高速度转弯的车时, 能明显感觉到离心力的存在。注意,  $R_c$  可以是正值也可以是负值, 当逆时针旋转时  $R_c > 0$ , 当顺时针旋转时  $R_c < 0$ 。为了简单起见, 我们规定顺时针为正向, 那么可以通过式 (1-11) 中的地转风  $U_g$  来表示气压梯度力, 当三个力平衡时, 有

$$\frac{U_g}{U} = 1 + \frac{U}{fR_c} \quad (1-13)$$

这是一个简单的二阶多项式, 可以通过这个公式解出风速  $U$  为

$$U = -\frac{fR_c}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{fR_c}{2}\right)^2 + 4U_g fR_c} \quad (1-14)$$

因为气旋和反气旋的作用,  $fR_c$  可以是正数也可以是负数, 存在四个解, 我们只考虑其中两个最常见的, 即常规低压的情况 (根为负值,  $fR_c > 0$ ) 和常规高压的情况 (根为正值,  $fR_c < 0$ )。在  $F_p$ 、 $F_{co}$ 、 $F_{ce}$  三个力作用下的北半球梯度风如图 1-5 所示, 在北半球恢复在低压周围的顺时针气旋运动, 在高压周围的顺时针反气旋运动。在南半球气旋运动和反气旋运动是相反的。

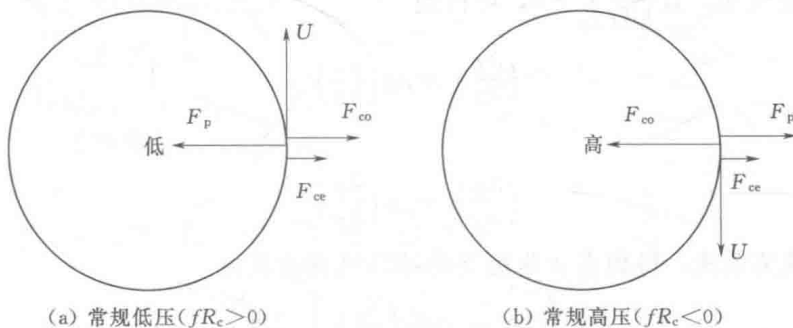


图 1-5 在  $F_p$ 、 $F_{co}$ 、 $F_{ce}$  三个力作用下的北半球梯度风

当常规高压且  $R_c < 0$  时, 可以达到最大风速  $U = f_c R_c / 2$ 。而常规低压没有最大值, 因为数学表达式中根号里面一定为正数, 这说明风速大小与低压紧密相关。

$|U/fR_c|$  叫做罗士培数, 定义为  $R_o$ 。在中纬度地区,  $R_o = 1$ , 此时很接近地转平衡。在亚热带地区,  $R_o > 1$ , 地转风很大, 热带气旋就是很好的例子, 它出现在夏末海水温度最高的时候, 海洋温度升高增强了对流, 使得压强大大下降, 直到到达陆地才会停止增长, 因为这是低压系统, 所以它是气旋性涡旋。

当  $R_o$  很大时, 科氏力就显得不重要了, 空气可以是气旋型涡旋也可以是反气旋型涡旋, 这种情况叫做旋衡流, 龙卷风和水中的涡流就是旋衡流的例子。