

大气环流系统

[芬] E. 帕尔门 著
[美] C.W. 牛顿

科学出版社

大 气 环 流 系 统

[芬] E. 帕 尔 门 著
[美] C. W. 牛 顿

程纯枢 卢 釜 译
雷雨顺 朱福康
陶诗言 丁一汇 校

科 学 出 版 社

1978

内 容 简 介

本书译自国际地球物理丛书第13卷。本书对气象卫星问世以前欧美各国的天气动力学和大气环流工作进行了较系统的阐述。较全面地介绍了各种大气环流系统,描述了这些系统的基本热力学和动力学结构,并从理论上加以解释。

全书共分十七章。前三章叙述了大气环流的平均结构、热量平衡和能量输送;第四章到第十五章主要分析了气团、锋面、温带气旋、急流、对流系统、热带扰动和台风等各种大气环流系统;最后两章,从能量学观点对各种大气环流系统和各种大气环流过程进行了全面的总结。

本书可供从事气象业务、教学和科研工作的同志们参考。

E. Palmén and C. W. Newton

ATMOSPHERIC CIRCULATION SYSTEMS

Their Structure and Physical Interpretation

Academic Press 1969

大 气 环 流 系 统

[芬] E. 帕尔门 著
[美] C. W. 牛顿

程纯枢 卢 溢 译
雷雨顺 朱福康
陶诗言 丁一汇 校

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1978年8月第一版 开本: 787×1092 1/16
1978年8月第一次印刷 印张: 24
印数: 0001—4,950 字数: 554,000

统一书号: 13031·759

本社书号: 1085·13—15

定 价: 3.65 元

译 者 的 话

风云雨雪，寒暑旱潦，都是大气运动的产物。近三十年来气象观测方法有很大的改进，特别是采用电子学方法的高空气象观测站网逐渐建立，对大气运动的种种方式(环流系统)的了解有了显著的进步。

近几年人造卫星气象观测和数值模式试验的发展又正在为气象研究工作开辟一个新时代。在这个时候，本书把过去三十年来用传统的高空天气学方法取得的环流系统研究成果加以总结，是很有意义的。

大气环流型式变化多端，构成这些型式的环流系统很复杂。本书对主要的环流系统的基本性质作了描述，包括最小的系统如雷雨，以至最大的到全球的大气环流。著者在论述这些环流系统的特征的时候，始终围绕着一个中心问题，也就是，这许多环流系统对于大气-地球这个系统中动量和能量的输送和转换起了什么样的作用的问题。这些问题都是更深入地认识气象变化过程所必须掌握的问题。所以本书对于有一定理论基础和有天气分析经验的读者有学习、参考价值。

本书内容一般只限于论述高度 16 公里以下的大气层(对流层)里的情形。关于平流层环流，只在第三章 3.3 节中作了简要介绍。书中不包括高空分析方法和天气预报方面的内容，对近来卫星观测成果和数值模式试验结果也很少引用。取材偏于欧美方面的研究成果。

译文一定有很多错误和缺点，请读者指正。

部分计量单位名称统一用字的通知公布时此稿已在生产过程中，故仍沿用原名。

译者

符 号 表

专用符号

$C(E_1, E_2)$	能量从 E_1 型转换为 E_2 型, 其中 E 可以是 A_m , A_s , K_m 或 K_s
$\dot{Q}$	dQ/dt
$\bar{Q}$	纬圈平均值
$\hat{Q}$	环任意边界的平均值
$[Q]$	面积平均值
Q'	平均值的局地偏差
Q''	对面积平均 $[Q]$ 的局地偏差, 也可以是对边界平均值的偏差 (Q')
Q_0	地球表面的 Q 值(除非另有特殊规定)
Q_s	地转量
Q_x, Q_y	x 方向或 xy 平面内的分量, 依此类推

通用符号

只列屡见符号。其他符号在正文中按需要给以定义, 有时用同一字母表示不同含义。黑体字母表示矢量。

a	地球半径
c	一个环流系统(例如一个波)的移动速度
c_p	定压比热
c_v	定容比热
f	科里奥利参数, $2Q\sin\varphi$
g	重力加速度
h	(1) 两个等压面之间的厚度; (2) 每单位质量的可感热量
k	(1) 每单位质量的动能; (2) 轨迹曲率
k_m	每单位质量纬向平均运动的动能
k_λ, k_φ	每单位质量平均纬向 (λ) 运动和经向 (φ) 运动的动能
k_s	流线曲率
n	垂直于风向或特定曲线的距离
p	气压
q	(1) 比湿; (2) 每单位质量的热量
r	(1) 圆柱坐标系的向径; (2) 气流曲率半径
s	沿流线下风方距离
t	时间
u, v, w	风速的向东, 向北和向上分量
x, y, z	向东、向北距离和离海平面高度
A	(1) 面积; (2) 波的振幅
A_s, A_m	指定容积内总的涡动有效位能或平均有效位能
A_s	流线振幅
C	一条等值线的水平移速

D	(1) 辐散(水平辐散,除非另有下标注明);(2) 指定容积内动能摩擦消散率
E	(1) 每单位时间和单位面积上的地球表面水蒸发量;(2) 静力能 ($c_p T + gz + Lq$)
F_{xy}, F_{xz}	向东线性动量的涡动通量在向极或向上方向的辐合
I	指定容积内的总能量
J	绝对角动量的涡动通量,方向以下标特定
K	指定容积内的总动能
K_s, K_m	指定容积内总的涡动动能或平均运动动能
K_φ	跨纬度 φ 的动能输送
K_y	以纬圈和等压面为边界的容积内经向运动平均总动能
L	(1) 波长 (L_s 为静止波长);(2) 界线长度;(3) 蒸发潜热
M	以两个纬度和气压面为边界的环内总绝对角动量
$(M)_p$	在指定冷空气区域内,穿过一个等压面的向下质量通量
M_r	离中心 r 上,每单位质量环绕气旋中央轴的绝对角动量
$(M_r)_r$	半径为 r 的旋转圆柱体的绝对角动量的径向流入
$(M_r)_s$	在一个环流系统的两个半径之间,通过一个等压面的绝对角动量的向上通量
M_φ	在两个等压面间,跨纬度 φ 的绝对角动量的向极输送
M_z	在一指定面积上,穿过一个等压面的绝对角动量的总垂直通量
P	(1) 每单位时间和单位面积上的地球表面降水量;(2) 指定容积内的总位能
Q_a, Q_e	大气或地球的热量
R	空气气体常数
R_a, R_e, R_{ae}	大气、地球或地球-大气系统接受到的每单位时间和单位面积上的纬度平均净辐射 (吸收超过放射的差额)
Q_s	每单位时间和单位面积上的从地球到大气的感热的输送
T	温度(在某些上下文中为虚温)
ΔT	对流云中气块温度与未经扰动的环境温度之差
V	总风速
V_s	非地转风速的标值 $V_s = (V - V_g)$
W	每单位面积的能量(不包括潜热)
$\bar{W}_\varphi$	每单位纬圈长度的平均向极的能量通量(潜热除外),大气或地球的以下标 a 或 e 指明; $\bar{W}'_{\varphi a}$ 包括潜热通量
α	比容
β	$d\bar{f}/dy$, 科里奥利参数的向极变化
γ	温度随高度变化的直减率 ($-\partial T/\partial z$)
γ_a	绝热递减率 ($-dT/dz$), 干或湿视饱和而定
ξ	沿垂直轴的相对涡度
ξ_a	绝对涡度 ($f + \xi$)
ξ_θ	等熵面上的相对涡度
η	对称气旋内的绝对涡度 ($f + \bar{v}_\theta/r + \partial \bar{v}_\theta/\partial r$)
θ	(1) 位温;(2) 圆柱坐标系内的极角,以气旋性旋转为正
θ_a, θ_w	相当位温和湿球位温
λ	经度
μ	涡动粘滞系数
ρ	密度

σ	(1) 垂直切变 $\partial u / \partial z$; (2) 对流云内的水平风速; (3) 指定容积界面的面积
τ	水平应力
φ	纬度
ψ	(1) 蒙哥马利流函数 ($C_p T + gz$); (2) 锋面和水平之间的夹角; (3) 垂直面内的流线坡度
ω	气压坐标系内的垂直风分量 (dp/dt)
Γ	气压坐标系内的直减率
Γ_s	绝热直减率 (dT/dP), 干和湿视饱和而定
Φ	位势 (gz)
Ω	地球转动的角速度
F	(1) 锋生函数, 分量为 F_x, F_y, F_z ; (2) 每单位质量的摩擦力
$\mathcal{S}$	纳维尔-斯托克斯 (Navier-Stokes) 粘滞应力张量

目 录

译者的话	i
符号表	vi
第一章 大气的平均结构和北半球大气环流的维持	1
1.1 温度和风的平均经向分布	1
1.2 大气角动量的维持	5
1.3 角动量通量的定量估计	7
1.4 纬向环流的维持	10
1.5 动能的产生和输送	13
1.6 角动量经向交换和垂直交换的总结	14
参考文献	15
第二章 地球大气的热平衡,能量的经向输送和垂直输送	18
2.1 能量通量和能量贮存的一般原理	18
2.2 全球年平均能量平衡	23
2.3 冬季和夏季北半球的能量收支	28
2.4 北半球冬季的垂直热通量	34
2.5 热带的垂直热通量	36
2.6 中、高纬度地区垂直热通量和相应的动能产生	37
2.7 动能经向交换和垂直交换的总结	40
参考文献	41
第三章 大气平均结构和流型的季节变化和纬向变化	44
3.1 对流层中部的平均流型	45
3.2 冬、夏平均结构的经向剖面	48
3.3 高层大气中的风和温度	52
3.4 对流层上部风场的季节特征	55
3.5 气旋和反气旋的分布	60
参考文献	64
第四章 主要气团、锋、急流和对流层顶	68
4.1 主要气团	68
4.2 极锋和极锋急流	72
4.3 副热带急流和“副热带锋”	74
4.4 大气结构的模式图	74
参考文献	76
第五章 极锋理论和高空天气学的开创	78
5.1 简要的历史回顾	78
5.2 极锋理论	80
5.3 气旋族	83
5.4 气旋族与大气环流的关系	84

5.5 气旋高空结构的早期研究	85
5.6 高空波和地面扰动之间的联系	86
参考文献	89
第六章 温带扰动与高空波的关系	92
6.1 行星尺度环流对高空波的控制	92
6.2 斜压波	94
6.3 实际扰动中的散度和垂直速度	96
6.4 长波、短波及其与天气尺度扰动的关系	98
6.5 空气的三维运动和气团的经向交换	101
6.6 不同尺度波动的实例	103
6.7 侧向混合概念	106
参考文献	107
第七章 锋面的温度结构及其相应的风场	110
7.1 锋面是不连续面或过渡层	110
7.2 零级不连续面的坡度	112
7.3 一级不连续面的坡度	113
7.4 极锋附近一般的大气结构	115
7.5 锋面和对流层顶分析上的分歧	118
7.6 极锋扰动的简化温度结构	119
7.7 大振幅波动中锋面结构的天气学实例	121
7.8 有关锋面的其他考虑	123
参考文献	126
第八章 主要对流层急流	128
8.1 急流的一般特点	128
8.2 急流结构与高空波的关系	132
8.3 急流带的性质和大小	136
8.4 副热带急流概貌	140
8.5 主要风系中的汇合和分流	141
8.6 副热带急流的详细结构	144
8.7 热带东风急流	149
8.8 低空急流	151
8.9 旋转流体系统中急流概述	153
参考文献	153
第九章 锋生和有关的环流	157
9.1 水平运动造成的锋生	157
9.2 与汇合和潜热释放有关的环流	159
9.3 属性重新分布的一般过程	161
9.4 一个三维锋生和锋消的例子	163
9.5 位势涡度观点	167
9.6 低层锋生过程	170
9.7 大尺度过程	173
参考文献	176

第十章 温带扰动的三维流型	179
10.1 对流层上部气旋和反气旋的形成	179
10.2 切断低压的总体结构	182
10.3 温带扰动在经向交换和垂直交换过程中的作用	186
10.4 气团在经向位移时的厚度变化	188
10.5 寒潮爆发时垂直质量输送计算	192
10.6 天气扰动中的热通量	197
10.7 寒潮爆发的三维空气路径	199
10.8 气旋中暖空气的三维流动	200
10.9 锋面气旋气流综述	201
参考文献	203
第十一章 温带气旋的发展	205
11.1 不稳定性的小扰动理论	205
11.2 高层辐散与低层气旋的初始发展	205
11.3 温度场的发展以及抑制发展的过程	209
11.4 一个气旋演变的例子	211
11.5 行星波有变化时的气旋发展	215
11.6 不对称结构及其含义	218
11.7 气团交换与扰动演变	222
11.8 地形影响	223
参考文献	227
第十二章 天气与系统	229
12.1 概略的天气分布	229
12.2 天气系统与热输送	232
12.3 稳定“上滑”降水	237
12.4 云与锋的关系	240
12.5 锢囚云系	244
12.6 降水与水汽收支	246
参考文献	251
第十三章 中纬度有组织的对流系统	254
13.1 对流性风暴和强风暴的分布	254
13.2 不稳定的产生和释放	256
13.3 飏线的天气学结构	261
13.4 雷暴环流的一般情况	263
13.5 质量和水分收支	269
13.6 属性的垂直输送	270
参考文献	273
第十四章 热带环流和扰动	276
14.1 热带大气的平均结构和环流	276
14.2 水汽输送	279
14.3 信风区域的特性	281
14.4 热带的垂直输送	283

14.5 亚洲夏季季风期间的环流	285
14.6 扰动环境的各种结构	287
14.7 东风波	287
14.8 气旋性涡旋	292
14.9 夏季高空流型	296
14.10 强雷暴系统	296
14.11 信风汇合区的特征	300
参考文献	301
第十五章 热带气旋、飓风和台风	304
15.1 热带气旋形成的必要条件	304
15.2 成熟热带气旋的结构	307
15.3 台风眼的特征	310
15.4 眼壁和邻近区域	313
15.5 角动量平衡	316
15.6 能量收支	319
15.7 强热带气旋的形成和成长	322
15.8 热带气旋的衰亡或变性	330
参考文献	333
第十六章 大气环流系统中的能量转换	337
16.1 基本能量方程	337
16.2 对大气环流的应用	341
16.3 温带扰动中动能的产生	342
16.4 热源和热汇的影响	351
16.5 大气能量转换全图	354
参考文献	357
第十七章 大气环流过程总结	359
17.1 概况	359
17.2 环流的主要特征	363
17.3 各种能量输送的贡献	368
17.4 波长和地理的关系	371
17.5 结论	373
参考文献	373

• v •

第一章 大气的平均结构和北半球 大气环流的维持

在我们开始描述大气环流过程时,应该对动量平衡和能量平衡的要求作一概述。大气中各种环流系统都各具独特有效的方式来产生和输送动量和能量;而且,以后我们会明白,采取什么方式最有代表性,也要看不同地区、不同季节和这些环流系统起的不同作用而定。因为气压、温度和风的分布形式都有这种复杂性,我们这里先了解大气的平均状态,然后再讨论它的扰动的性质,这样做是有益的。

单用一个根据沿各纬圈的平均值绘成的从北极到南极的经向剖面来表示大气平均结构是最简洁的描述方法。虽然这种剖面图提供了讨论的依据,但这种剖面上的平均状态不能用那些与热源、汇和动量源、汇有关系的平均运动来作解释。这一点已经有了确切的证明。V. Bjerknes 等(1933)在《物理流体力学》一书中也曾着重指出过。他们认为,不可能用绕地球轴对称的气流来解释大气环流。

例如,在一个转动着的地球上,低纬度空气上升、高纬度空气下降,在这样一个简单环流里,上升和下降气流之间的经向气流中的风速就会异常大,这并不符合实际情形。他们实际观测到,在副热带和高纬地区环流分裂成许多气旋和反气旋,这种情况看作是为了避免上述矛盾所必需的。他们指出,由于这些涡旋具有热力属性的不对称性,它们起着所必需的经向热量交换的主要作用。他们又提出一张概要图来表示几个环流圈里有组织的垂直运动,在这样的运动配置下,位能可以连续地转换成动能。

因此必须考虑由这些扰动所引起的动量通量和能量通量。这些扰动大小悬殊,种类繁多。由于这类扰动的生命史较短,并且是在移动着的,如果我们把大气属性按一定长度的时段进行平均,并且又把各经度上的值平均起来,就看不出有这些扰动。以后我们会了解,如果单单考虑扰动,所得出的大气过程概念也是不完整的。平均环流和扰动都有重要贡献,两者协同一起使能量收支和动量收支都按物理上协调的方式取得平衡。

1.1 温度和风的平均经向分布

在南北半球(图 1.1),除热带 200 毫巴以上的高层,在对流层各个高度上水平方向的平均温度分布都是向极地减少的。在对流层,从极地到赤道的温度差,寒季比暖季大得多。这些平均剖面图上最有代表性的特点是:在中纬度斜压性很强,低纬度的对流层顶和中、高纬度的对流层顶差异明显。

如果我们考虑科里奥利参数随纬度的变化,便可以看出平均纬向风场与经向温度分布是基本符合的。这可用图 1.2 (Mintz, 1954) 来说明。这张图表示冬夏南北半球平均纬向风速分布。图中基本特点是,低纬度为东风带,中、高纬度为西风带。在低纬,热带东风占据了超过 60 个纬度的地带,愈往高处去,东风区愈窄。热带东风的中心随着季节跟

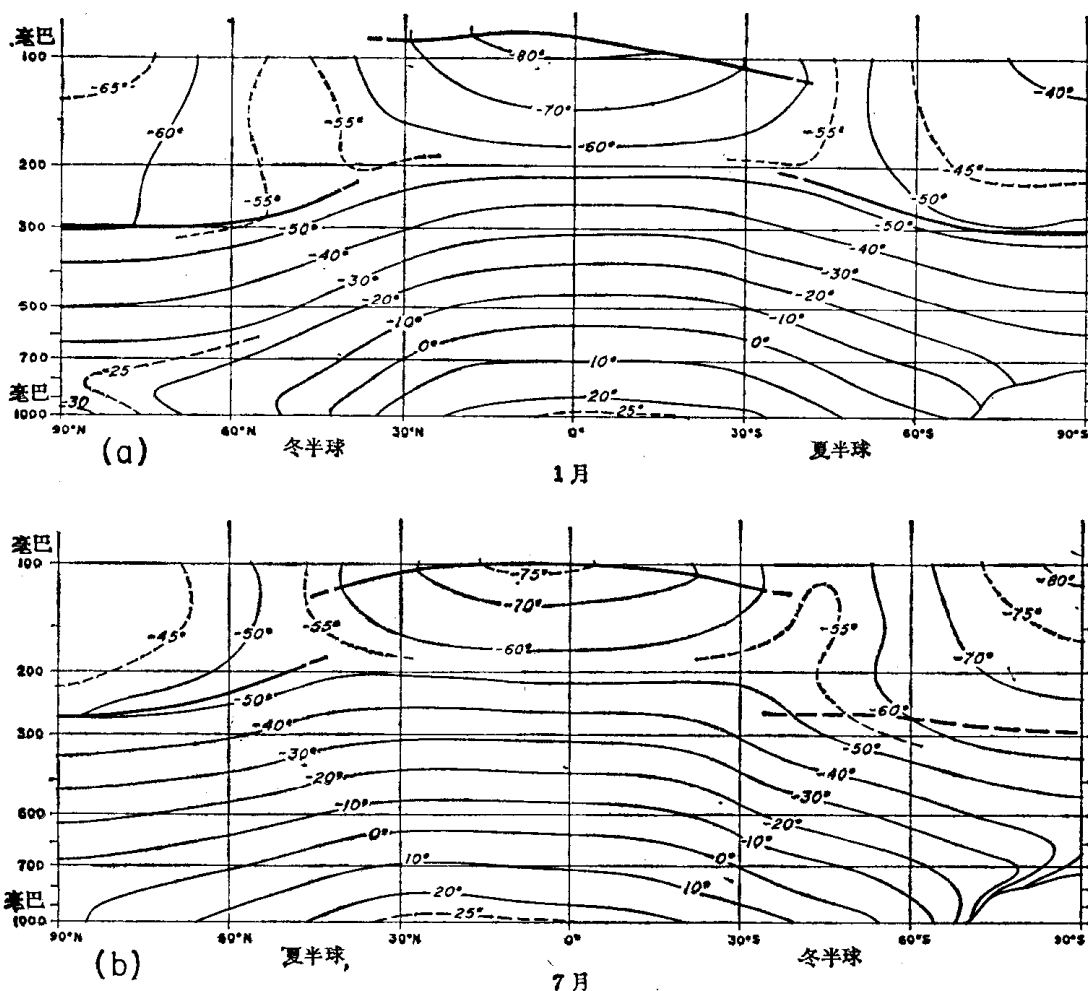


图 1.1 沿纬圈 1 月 (a) 和 7 月 (b) 平均温度 (°C), 粗线表示平均对流层顶的近似位置。图中大部分资料取自 Goldie 等人 (1958), 50°S 以南的资料由 H. Van Loon 提供, 南半球地面温度取自 van Loon (1966) 和 Phillpot (1962), 北半球平流层温度资料取自 Muench (1962), Keed 和 Mercer (1962) 的著作。

赤道槽一样稍有南北移动。

冬季, 在 200 毫巴高度附近, 绕极西风有明显的急流区, 其位置分别在 30°N 以南和 30°S 以北附近。夏季, 急流向高纬移动, 在北半球冬夏急流移动约 15 个纬度, 南半球移动小些。尤其在北半球, 夏季西风最大值比相应的冬季最大值弱得多¹⁾。这些西风最大区正好位于海平面副热带高压带平均位置上空。

一般说来, 纬向平均风速与经向气压梯度差不多成地转平衡, 而沿纬圈平均的经向风速是代表非地转风。经向风必须用实测高空风来计算; 但因为平均经向风很弱, 所以很难算出准确的结果。尽管如此, 有些人仍作了北半球的南-北风的计算。在从赤道到 30°N, 广阔的海洋上资料稀少, 并且赤道槽位置的季节变化很大, 这些情形都使这个问题复杂起来。

1) 在 500 毫巴面上, 南半球中纬度西风带夏季较强 (第 3.4 节)。但有大量资料表明, 副热带高空的风速最大值在冬季较强, 如图 1.2 所示 (Gabites, 1953; Phillpot, 1959; Hofmeyr, 1961; U. S. Weather Bureau, 1961; Schwerdtfeger 和 Martin, 1964)。

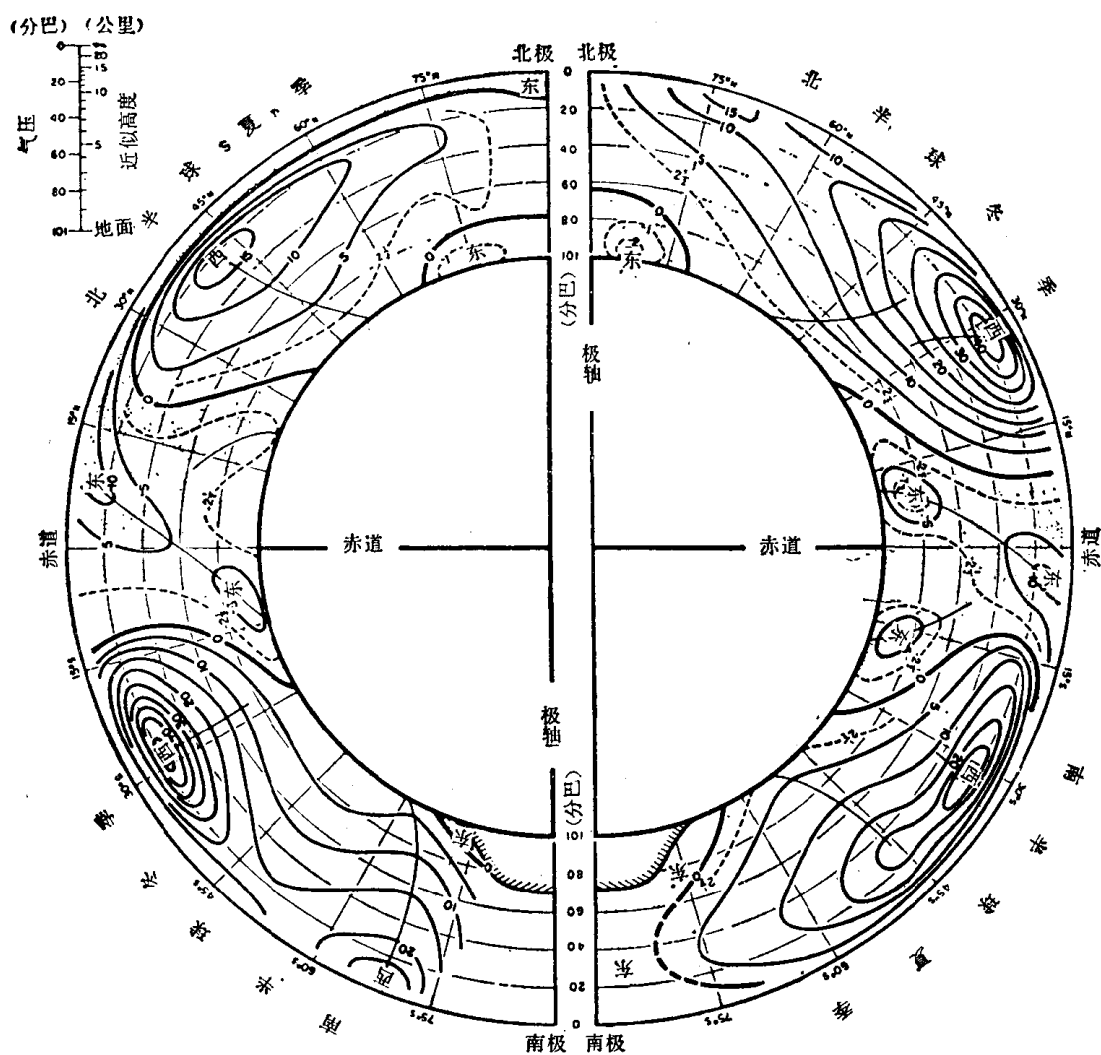


图 1.2 冬夏各经度的平均纬向风速(米/秒), 负值表示平均东风

Palmén 和 Vuorela (1963), Vuorela 和 Tuominen (1964) 计算了北半球冬季和夏季的平均经向风分布, 并分别绘成图 1.3 和图 1.4. 他们所用的主要是 Crutcher (1961) 所编

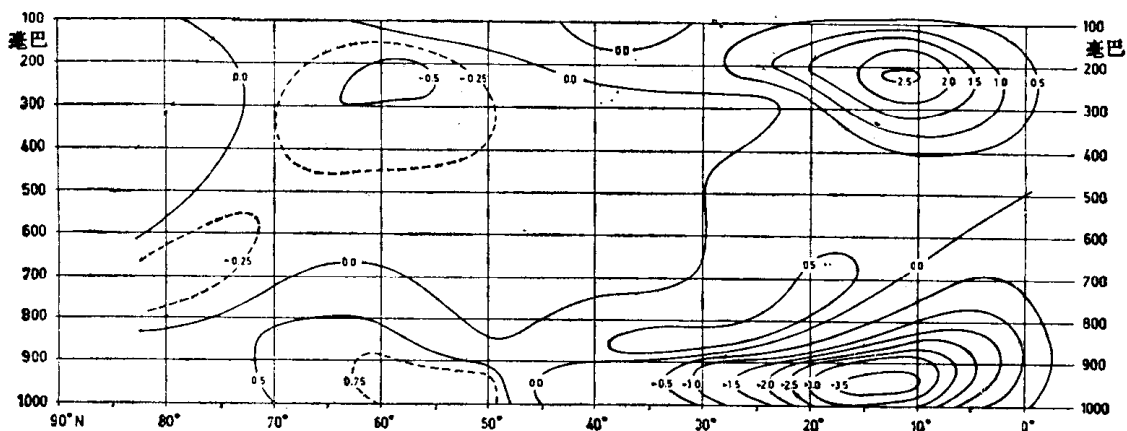


图1.3 北半球冬季(12—2月)平均经向风分量(米/秒), 南风为正

的资料。图中的计算结果一部分可以用 Riehl 和叶笃正 (1950), Mintz 和 Lang (1955), Palmén (1955), Tucker (1959), 及 Defant 和 Van de Boogaard (1963) 有关的计算结果来证实。以后有了更好的资料, 图 1.3 和 1.4 上的数值可能有某些变动, 但是图中基本特点大概是不会错的。

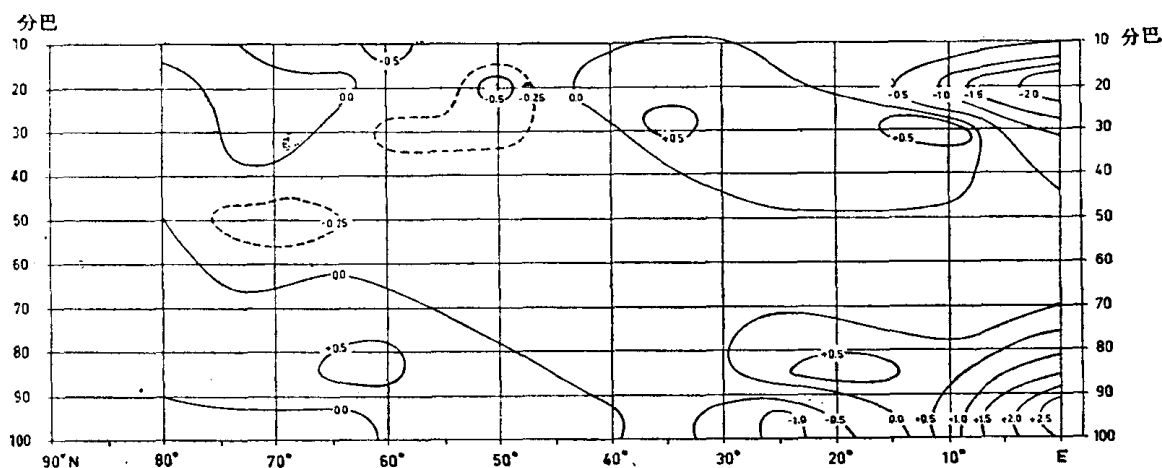


图 1.4 北半球夏季(6—8 月)平均经向风分量

按照图 1.3, 冬季在热带对流层最低层盛行强的平均偏北风(最大风速约 3.5 米/秒), 同时在对流层上部有一明显的南风分量(最大值约 2.5 米/秒)。从 750 到 350 毫巴的深厚气层内, 经向风非常弱。在高纬度, 低层盛行南风、高层盛行北风, 但平均风速不大。夏季(图 1.4), 在 40°N 和 13°N 之间, 低层盛行 1 米/秒以下的中等北风分量, 高层深厚气层内都是较弱的南风。接近赤道, 低层平均南风分量达 2.5 米/秒, 高层为 2 米/秒以下的北风分量。

图 1.5 和图 1.6 是从图 1.3 和图 1.4 推算出来的质量环流。冬季, 在赤道带和 30°N 之间, 平均质量环流非常强, 这相应于著名的热带哈得来环流圈。这个环流圈南边为上升暖空气、北边为下沉冷空气, 它是个“直接”环流圈, 能产生动能。与此相对应, 在中纬度有“费雷尔环流圈”, 这个平均经向环流圈很弱, 方向与哈得来环流圈相反¹⁾。在冬季哈得来环流圈中的总质量环流约为 230×10^6 吨/秒, 而费雷尔环流圈的质量环流仅为 30×10^6 吨/秒。夏季, 北半球哈得来环流圈向北移动约 20 个纬度, 环流比较弱, 质量环流只有 30×10^6 吨/秒; 但费雷尔环流圈的强度与冬季大致相同。夏季最强的经向环流出现在南半球冬季强哈得来环流圈扩张到赤道以北的部分²⁾。

在第 2.2 节会讲到, 上面给出的冬季哈得来环流圈的质量环流数值应该要小一些。例如 Guterman (1965) 和 Lorenz (1967) 所算出的质量环流就比上述结果弱。

下面将根据图 1.5 和图 1.6 估计的平均经向环流来讨论角动量(在第二章里讨论能

- 1) 如果不是沿纬圈取平均而是沿极锋带取平均, 这样算出的环流圈方向会相反。在解释中纬度动能制造时, 必须考虑这个问题(第 16.3 节)。
- 2) Obasi (1963) 根据南半球实测风资料作了较全面的研究。其中也估计了平均经向环流。他认为这个地区资料稀少、且分布不匀, 计算结果难以肯定。Gilman (1965) 利用 Obasi 的平均纬向气流和涡动动量输送值, 推算出南半球的经向环流, 他采用了间接的方法, 即根据动量输送的要求下, 应该有怎样的经圈环流。结果表明冬季有一个哈得来环流圈, 其强度与 Mintz 和 Long (1955) 用类似方法对北半球计算的结果相同。夏季也算出一非常弱但仍然可以辨认的哈得来环流。费雷尔环流圈的强度冬夏相近, 与北半球的不相上下。

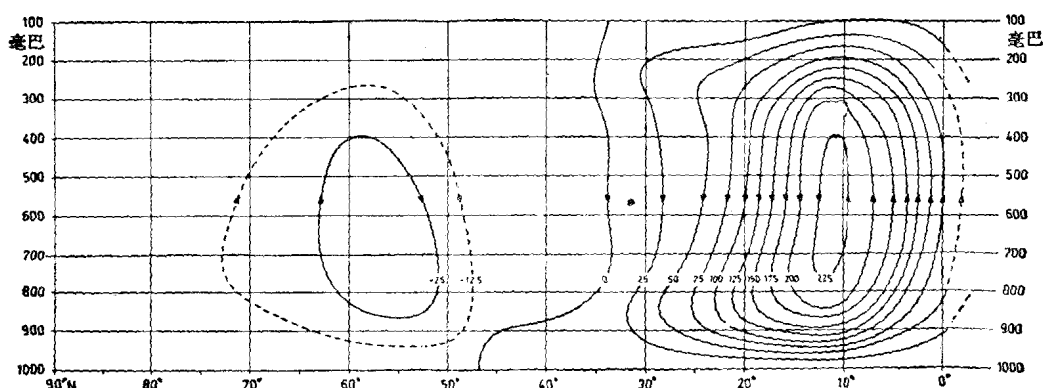


图 1.5 冬季北半球总的平均经向环流。图中每个流线通道能沿着箭头所指方向输送 25×10^6 吨/秒的质量 (Palmén 和 Vuorela, 1962)

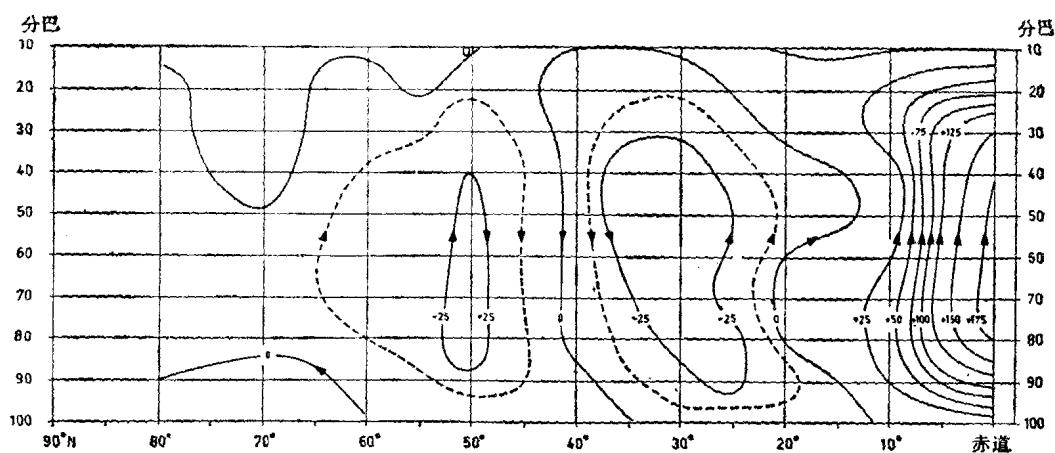


图 1.6 夏季平均经向环流
说明同图 1.5 (Vuorela 和 Tuominen, 1964)

量)的生产和输送。后面我们要讲到哈得来环流圈是副热带急流的维持机制,它又与副热带急流相关的副热带温度场特征有联系。

1.2 大气角动量的维持

关于大气平均环流的维持问题,在过去二十年中进行了大量研究。这里只介绍其中一些主要的结果。这些结果都是以角动量的经向交换、垂直交换原理为根据的。

全球风系的特征大体上是:在低纬地面为东风,在高纬地面为西风。因为地球作用于大气的转动力矩大小跟离开转动轴距离大小成正比,所以在讨论全球角动量收支时,可以不考虑高纬度小范围地面东风的作用。

在热带,东风带占据了整个地球表面一半的地区(图 1.2)。在东风带地球通过地面摩擦作用给上面的大气一个向东的转动力矩。这等于是地球向大气输送西风角动量。相反,在南、北半球温带西风区内,摩擦转矩使得从大气向地球输送角动量。Priestley (1951)

曾经计算各纬度海洋上的平均纬向地面应力(如图 1.7)。因为转动力矩

$$T = 2\pi a^3 \int \bar{\tau}_x \cos^2 \varphi d\varphi$$

其中 a 为地球半径, $\bar{\tau}_x$ 为已知纬度上地面向东的平均应力 Priestley 利用一个与 $(2\varphi + \sin 2\varphi)$ 成比例的纵坐标, 点绘了应力曲线, 在这种座标中曲线和 y 轴之间的面积正比于转动力矩。

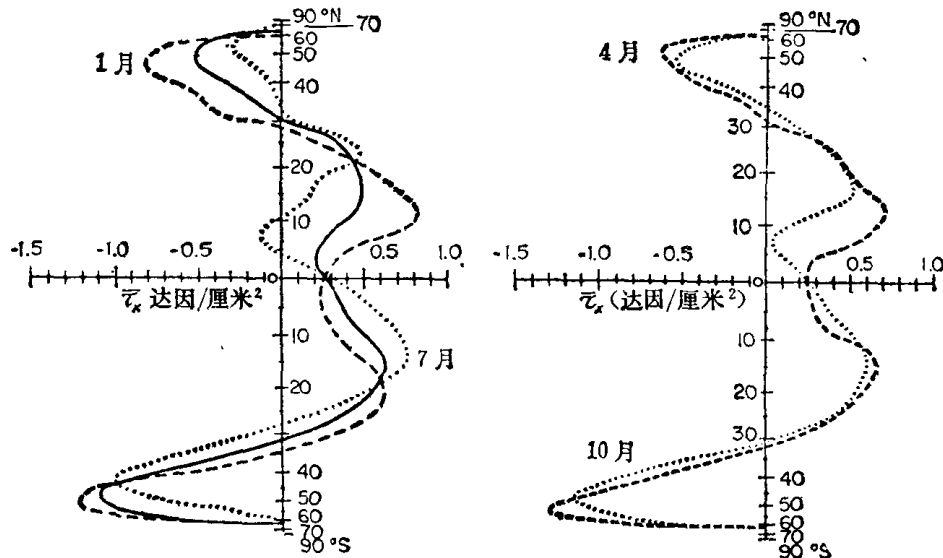


图 1.7 左图为 1 月(虚线)、7 月(点线)和全年(实线)的整个海洋上的平均纬向地面应力的分布;右图为 4 月(虚线)和 10 月(点线)的类似情况

对足够长的时期来说,整个大气的总角动量必然保持不变,因此在低纬度向上的角动量通量一定等于中、高纬度向下的角动量通量¹⁾。所以,角动量一定要通过大气内部的过程,按照图 1.8 从源地到汇区向高纬输送。因为在整个东风带里大气获得角动量,而在西风带是大气给出角动量,因此角动量向极地方向的最大通量一定出现在各个半球中地东风带、西风带分界区的那些纬度上。这大体上就是副热带高压带所在纬度。

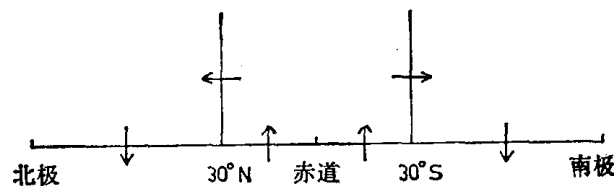


图 1.8 表示大气和地球之间角动量通量方向,以及在大气内部通过副热带纬度有角动量水平输送

Jeffreys (1926)指出,在讨论角动量通量时必须考虑两个过程: 即 Hadley (1735)所提出的经向质量环流过程和 Reynolds (1894) 所提出的湍流通量。至于角动量输送的原理,读者可参考 J. Bjerknes (1948) 的系统性论述和 Starr (1948) 的文章。后者不依靠数学

1) 图 1.7 显示出所有季节向东的转动力矩都超过了向西的转动力矩。西风带(整个地说)风力越大,海浪越高,如果对所有纬度使用同一的地面曳力系数,就可能低估了西风带的应力。可是,山脉东、西两边的气压差另外增加了一个转动力矩。根据 White (1949) 的研究,在北半球大部分纬度上,山脉转矩与摩擦转矩同向,冬季在西风最强的纬度上,其大小约为总转矩的 40%。