

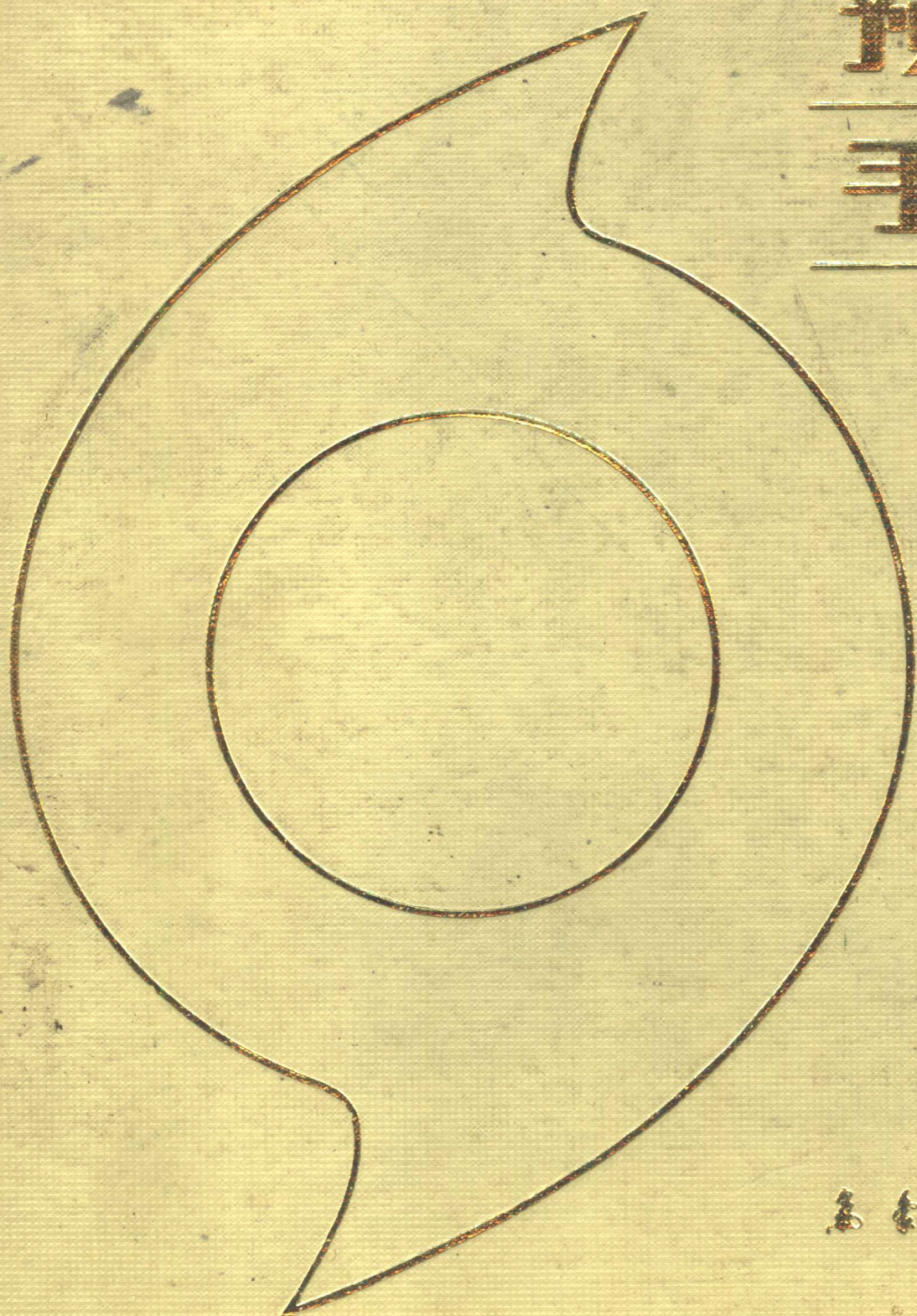
王志烈

费亮

台风

预报

手册



气象出版社

台风预报手册

王志烈 费亮 编著

气象出版社

内 容 简 介

本书系在总结我国 30 年来台风预报经验和科研成果的基础上,并吸取国外的经验编写而成的。重点是系统地介绍台风预报方法,阐明各种方法的物理意义、使用条件及其性能。

全书共分十一章:第一章台风概论,对台风三维结构、发生发展理论研究及业务预报现状作了简要的介绍和评述;第二章台风气候;第三章台风中心位置和强度的确定;第四章至第十章台风发生发展、强度变化、路径、暴雨、大风和风暴潮的成因及预报方法;第十一章台风警报、探测报告及台风业务和服务规定。本书内容丰富、重点突出,资料新、方法多,是一本实用的台风预报工具书。

本书供从事台风预报的气象、海洋、航空工作者使用,也可供有关的科研人员和中等高等院校师生参考。

台 风 预 报 手 册

王志烈 费 亮 编著

责任编辑 刘宏勋 徐 昭

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

通县宏飞印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经售

开本: 787×1092 1/16 印张: 23 字数: 550 千字

1987年2月第一版 1987年6月第一次印刷

印数: 1—700

科技书目: 140-91 统一书号: 13194·0381 定价: 6.90 元

序 言

《台风预报手册》一书是我国广大气象科技人员有关台风预报方法的集成。我读过几个国家的台风(热带风暴)预报手册,它们都是主要论述各自国家气象中心所用的台风预报方法。本书中所介绍的方法包括中央气象台、上海台风研究所和沿海各省、市、自治区气象台站目前正在使用着的各种方法,也包括根据雷达、卫星资料的台风预报方法。因此,本书是我国台风预报方法的全面总结。

作者多年来从事台风预报和研究工作,是国内著名的台风专家。他们对西太平洋地区的台风预报方法(尤其是我国的方法)经过长期收集并整理,其中大部分方法都经过作者自己的试用,然后集成本书。在编写过程中,曾三次修改。在我审阅并提出若干修改意见后,又作了一次重大修改。我相信本书出版后将受到我国广大气象科技工作者的欢迎。

数年前科学出版社出版的《西太平洋台风概论》(陈联寿、丁一汇编著)一书对我国台风研究作了全面概括。本书是我国台风预报研究成果的总结。这两本专著反映了我国近35年来台风研究的成果。可以这样说,建国35年来,我国在台风的业务预报和研究方面已取得可喜的成果。我们希望到2000年时,我国在这两方面又会有新的突破。

陶诗言

前 言

我国是世界上受台风影响最多的国家之一。台风一方面对工农业生产、交通运输和人民生命财产的安全会造成严重的威胁和损失,另一方面带来了丰沛的雨水,有利于解除旱情、农业丰收和水利发电,为人民造益。所以,受台风影响的沿海各省、市、自治区气象台站迫切需要一本台风预报指导方面的书籍。新中国成立后,党和政府十分重视台风预报和科研工作,广大气象业务、技术和科研人员为提高台风预报水平作了很多工作,积累了丰富的预报经验,并取得了许多研究成果,为编写《台风预报手册》创造了良好的条件。我们广泛地收集、整理了卅年来我国台风预报经验和科研成果以及近十几年来使用的各种预报方法,并吸取了西北太平洋地区有关国家的经验,结合自己的研究工作和预报经验编写成这本手册,希望它在指导我国台风业务预报工作上起些作用。

本书共分十一章:第一章台风概论。第二章台风气候。第三章台风中心位置和强度的确定。第四至十章是全书的重点,系统地介绍台风发生发展、强度变化、路径、暴雨、大风和风暴潮的成因和预报方法。其中有关疑难台风(包括双台风)路径的成因复杂,往往是预报失败的主要症结,虽然这方面的研究工作开始不久,得出的经验和预报方法尚欠成熟,但考虑到当前预报工作上的需要,我们仍将这方面的经验作了论述。第十一章为台风警报、探测报告及台风业务和服务规定。最后,在附录中还给出了日常业务预报工作中需要查阅的有关资料。

本书在编写过程中得到陶诗言、束家鑫等同志自始至终的关心和支持。束家鑫、王雷、朱永祺同志审阅了部分章节。陶诗言同志对全书进行了认真的审定。北京气象中心、气象科学研究院、南京大学和沿海各省(市、自治区)的许多气象专家及有经验的预报员也给予了热情帮助。很多气象台站不仅提供了大量资料,还对本书初稿组织了讨论,提出了修改意见。车布克同志为本书绘制了全部附图,郑彤昔、徐静远同志承担资料统计和书稿誊写。作者在此,谨对以上同志的关心、指导和帮助一并表示感谢。

王志烈 费 亮

目 录

序言

前言

第一章 台风概论	1
§ 1 引言	1
§ 2 成熟台风的总观	1
§ 3 台风的结构	2
§ 4 台风的发生发展	10
§ 5 台风的路径预报	13
§ 6 资料与分析	16
第二章 台风气候	22
§ 1 引言	22
§ 2 西北太平洋台风的发生	22
§ 3 台风移动方向	31
§ 4 台风移动速度	31
§ 5 台风强度	48
§ 6 登陆台风	54
§ 7 台风转向点	62
§ 8 双台风	64
§ 9 台风暴雨	67
第三章 台风中心位置和强度的确定	80
§ 1 引言	80
§ 2 飞机探测	80
§ 3 雷达定位	84
§ 4 卫星云图定位	91
§ 5 天气图方法定位	98
§ 6 台风业务定位步骤	100
§ 7 台风业务定位误差	101
§ 8 台风强度的确定	102
第四章 台风发生发展及强度变化	112
§ 1 引言	112
§ 2 台风发生发展的天气形势	112
§ 3 南海台风发生发展的预报判据	115
§ 4 东海台风发生发展的预报判据	120
§ 5 台风强度变化的环境场特征	123

§ 6	台风强度变化的形势和条件	126
§ 7	台风强度变化的预报方法	132
§ 8	台风发生发展和强度变化的分析预报流程	135
第五章	台风路径预报的天气学方法	138
§ 1	引言	138
§ 2	台风运动的作用力	138
§ 3	引导气流	139
§ 4	引导气流的计算	143
§ 5	外推法	145
§ 6	应用副高特征预报台风路径的经验规则	148
§ 7	多因子综合法	152
§ 8	控制点法	155
§ 9	卫星云图的应用	158
§ 10	雷达回波的应用	163
§ 11	大型环流与台风路径	169
第六章	台风路径客观预报方法	17 ⁹
§ 1	引言	179
§ 2	相似预报方法	179
§ 3	两层引导订正方案	181
§ 4	相似加权预报方法	184
§ 5	综合统计模式	187
§ 6	统计预报 79 方案	194
§ 7	SD_{75} 统计-动力学方法	197
§ 8	数值预报方法	198
第七章	疑难台风路径的诊断	206
§ 1	引言	206
§ 2	黄海的西折台风	207
§ 3	东海的西折台风	210
§ 4	南海西行北折的台风	213
§ 5	南海北上西折的台风	217
§ 6	穿越副高北上的台风	221
§ 7	台风移速的突然变化	226
§ 8	地形对台风路径和强度的影响	233
第八章	双台风	242
§ 1	引言	242
§ 2	双台风运动原理	242
§ 3	互旋运动	245
§ 4	相互吸引和合并	249
§ 5	西台风的停滞打转	252

§ 6	西台风打转后的路径趋势	258
§ 7	西台风的西行	261
第九章	单站预报方法	265
§ 1	引言	265
§ 2	奉贤、金山站台风大风、暴雨的 MOS 模式	265
§ 3	饶平站地面风场指标预报台风的方法	268
§ 4	龙海站的近海台风预报方法	270
§ 5	乐清站的短期预报方法	272
§ 6	宝山站的云天观测	274
§ 7	太仓站台风预报方法	277
第十章	台风灾害性天气的成因和预报方法	280
§ 1	引言	280
§ 2	台风暴雨的成因	280
§ 3	台风暴雨的分布	287
§ 4	东北台风暴雨的预报方法	292
§ 5	华北台风暴雨的预报方法	294
§ 6	华东台风暴雨的预报方法	296
§ 7	卫星云图在台风暴雨预报中的应用	299
§ 8	台风大风的预报方法	300
§ 9	台风风暴潮的预报方法	302
第十一章	台风警报、探测报告及台风业务和服务规定	308
§ 1	引言	308
§ 2	台风英文警报	308
§ 3	台风探测报告	320
§ 4	台风业务和服务规定	337
§ 5	气象传真图	342
附录		348

第一章 台风概论

§1 引言

台风是一种破坏性很强的猛烈风暴。它发生在热带洋面上,依靠水汽凝结释放潜热作为其维持和发展的主要能源。直接受到台风侵袭或影响的地区,往往会造成不同程度的灾害,严重时甚至可夺去数十万人的生命,并给国民经济带来巨大损失。但在久旱季节,台风又可为其经过地区带来作物赖以生长的丰沛雨水。

台风中心附近的风力很强,我国现行规定当其最大风力达十二级或以上(即 32m/s 或 64kn 以上)的热带气旋为强台风(飓风)。世界上有人曾测得一分钟平均最大风速为 88m/s ,阵风超过 100m/s 的强台风。Southern^[1] 曾对 1964—1978 年全球热带气旋引起的灾害与其它自然灾害作过比较,无论是总死亡人数还是一次灾害造成的损失,台风都居首位(见表 1.1)。全球每年发生 80—100 个热带气旋,平均死亡 2 万人,经济损失达 60—70 亿美元。所以做好台风预报业务和服务工作,及时向人民群众发布警报和提出有效的预防措施,是沿海地区气象工作者的一项重要职责。而探索台风发生发展、移动及其天气的变化规律,又是气象科学研究工作者的中心课题之一。本章仅对台风作一概括论述。

表 1.1 1964—1978 年全世界自然灾害统计^[1]

自然灾害	15年总死亡人数	最大一次灾害的死亡人数	自然灾害	15年总死亡人数	最大一次灾害的死亡人数
热带气旋	416972	300000 (孟加拉, 1970 年)	雪崩和塌方	5790	1450 (秘鲁, 1974 年)
地震和海啸	195328	66794 (秘鲁, 1969 年)	火山爆发	2572	2000 (扎伊尔, 1973 年)
洪水	26724	8000 (越南, 1964 年)	温带气旋	1860	166 (美国, 1966 年)
龙卷、局地强风暴	4062	540 (孟加拉, 1969 年)	热浪和寒潮	505	291 (印度, 1973 年)

§2 成熟台风的总观

发展成熟的热带气旋在全球都有相同的特征。图 1.1 是一个典型的台风模式,它是一个暖心涡旋,低层气流以气旋式旋转向中心辐合,风速随着接近中心周围的眼壁而迅速增大。在离中心约 400km 半径的范围内,平均垂直运动是上升运动,并伴有积云对流的发展。大约 10km 高度处,从积雨云顶部吹出的卷云在台风来临前 1—2 天便可见到。在卫星云图上可以看到深厚的强对流顶形成一个浓密蔽卷云区。离中心较远处,低层气流转为辐散,平均量级为 $0.5 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ ^[2]。这里对流层整层的相对湿度很小,天空晴朗。在

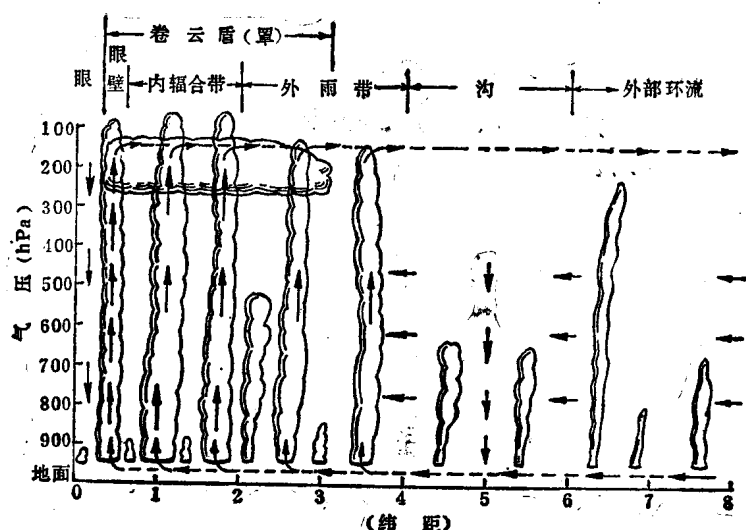


图 1.1 台风模式示意图

(据 Frank, 1976 年)

完全晴空区和密蔽云区之间有非常清晰的过渡带。

热带气旋的积云对流呈螺旋状云带进入中心区。当强烈的径向气压梯度推动空气逼近风暴中心时,根据角动量守恒原理,空气的旋转速度迅速加大,并突然转为上升运动。因此,在距台风中心 10—100km 范围内,形成一个由对流云组成的厚度约 20km 的环状眼壁;这里伴有狂风暴雨,24 小时雨量有时可达 500mm。由此再向台风中心内,风速和雨势骤然减小,这就是台风眼。眼区内轻微多变的风和下沉气流造成少云天空,与眼壁中极端恶劣的天气形成鲜明对照。这是热带气旋最突出的一个现象。典型台风眼的直径为 30—50km,太平洋台风的眼较大,平均为 42km;大西洋飓风的眼较小,平均约 23km^[3]。

眼壁内的空气上升到高空就转向外流。虽然在高层近台风中心处仍为气旋式环流,但角动量守恒则使这种环流很快减弱,最后约在距中心 500km 半径处开始变为反气旋式环流。若从更小尺度的分析来看,台风内的气流要比上述模式复杂得多。

§3 台风的结构

从四十年代中期开始,气象侦察飞机对台风进行穿眼飞行所获得的详细资料,为研究台风的三维结构提供了良好条件。1956 年到六十年代末,美国国家飓风研究所曾对 22 个大西洋飓风作了 100 多次穿眼飞行,取得了 533 条从风暴中心到外围飞行路径上的资料^[4]。现代雷达和气象卫星等先进探测工具的发展,又为这方面的研究工作充实了许多新内容。现对台风的三维结构和要素分布作一概要介绍。

一、风的分布

图 1.2 是 Anita 飓风的切向风速 v_θ 和 D 值分布廓线^[5]。在一个成熟台风的最大风速半径 R_m (一般为 40km) 内,其切向风速沿半径 r 的变化接近于固体旋转关系式

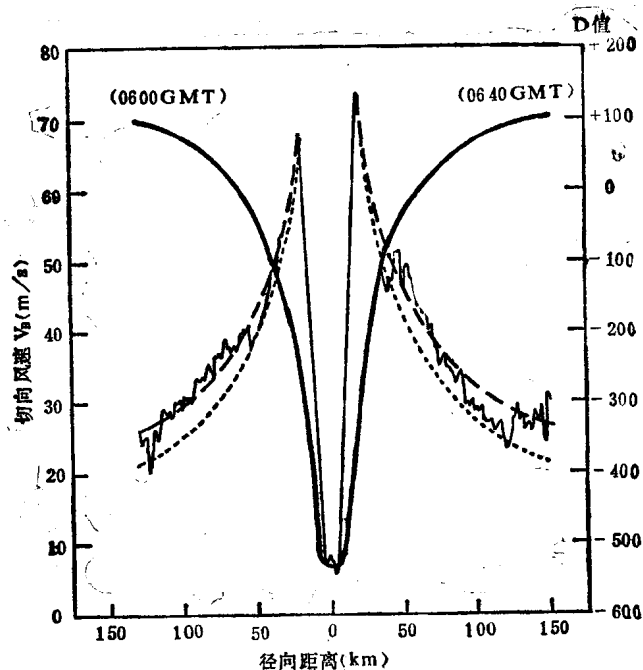


图 1.2 Anita 飓风的切向风速 (m/s) 和 D 值的径向分布廓线
(虚线为 $x = 0.5$ 时的风速廓线, 点线为 $x = 0.6$ 时的风速廓线, 细实线为飞行研究层的风, 粗实线为 D 值, 飞行高度为 3012m)

$$v_{\theta}(r) = v_{\theta}(R_m) \frac{r}{R_m} \quad (0 \leq r \leq R_m) \quad (1.1)$$

但最大风速半径以外的切向风速分布, 则由如下经验公式描述

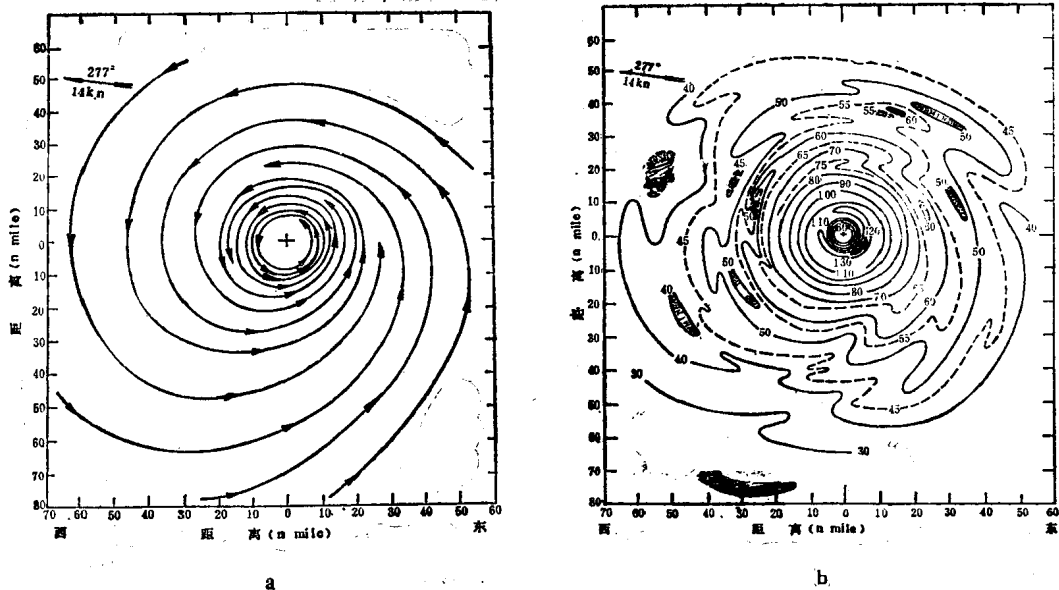


图 1.3 1966 年 Incz 飓风 950hPa 的流线图 (a) 和等风速线 (单位: kn) 分布图 (b)
(据 Hawkins 和 Imbembo, 1976 年)

$$v_{\theta}(r) = v_{\theta}(R_m) \left(\frac{R_m}{r} \right)^x \quad (R_m \leq r \leq R_0) \quad (1.2)$$

这里 R_0 为从中心到台风边缘的距离,一般可取 1000km; 指数 x 则依不同的台风在 0.5—0.7 之间变化^[6]。图 1.2 给出了 $x = 0.5$ 和 0.6 时用(1.2)式计算出来的风速廓线。

图 1.3 为 1966 年大西洋飓风 Inez 的 950hPa 风场分布^[7],容易看出以反时针方向螺旋式进入中心区的低层等风速线表明,风暴中心外的风速分布并不对称。因为,近地面层摩擦作用往往造成了明显的指向低压中心的运动分量。这种空气流入大约在 500m 高度上达到最大值(15m/s),再向上则逐渐减小,一般要到 3km 甚至更高的高度才消失。200 hPa 流线和等风速线的分布如图 1.4 所示,从流线上可见,只在台风中心附近为气旋式流入,向外却转为反气旋式流出。

图 1.5 是 Inez 飓风的风速垂直剖面,在低层眼区的直径约为 20km,向上逐渐变大,300hPa、500hPa 和海平面上台风眼直径之比为 1.9:1.2:1。台风中心为一个最大风速区(眼壁)所包围,眼壁的厚度约 20km。风暴后部的眼壁要比前部稍宽,最大风速也强些。

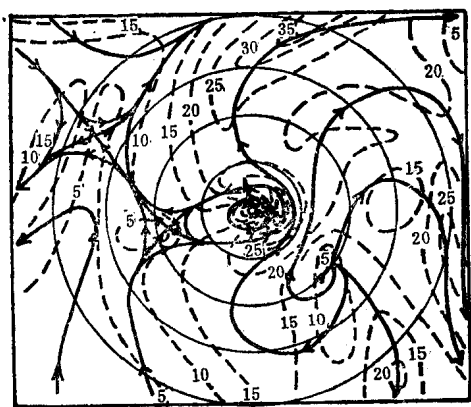


图 1.4 1969 年 Camille 飓风 200hPa 的流线(实线)和等风速线(断线,单位: m/s)分析图
(据 Black 和 Anthes, 1971 年)

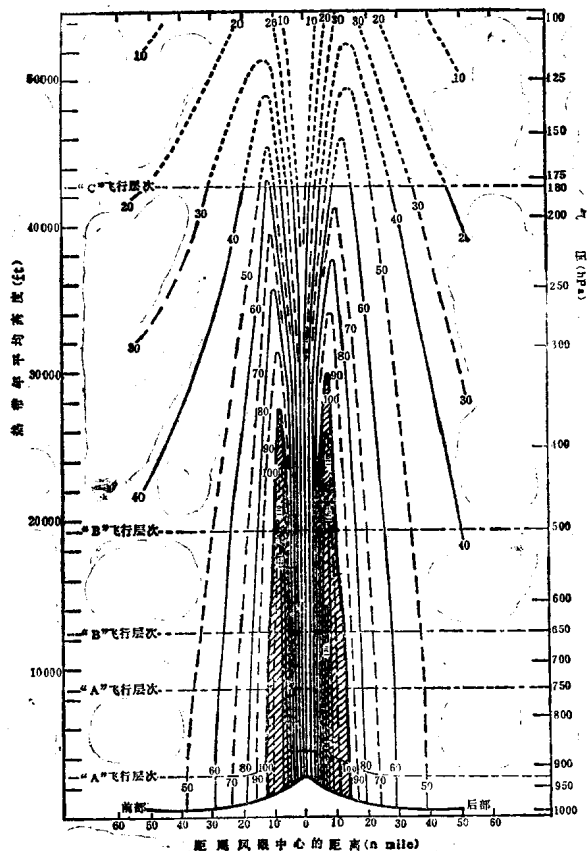


图 1.5 1966 年 9 月 28 日 Inez 飓风的风速垂直剖面图(单位: km)
(据 Hawkins 和 Imbombo, 1976 年)
($1\text{ft} = 0.3048\text{m}$, 下同)

这个现象与西北太平洋台风中观测到的情况一样^[8]。

Gray^[4] 和 Frank^[9] 等,应用资料合成法分析了台风的全风速和切向、径向分量的垂直剖面图。图 1.6 是西北太平洋台风的合成切向风分布,最大气旋性环流出现在摩擦边界层上部的 850—900hPa 附近。但在台风顶部,气旋性环流仅限于半径为两个纬距的范围内。由于眼壁内积云对流很强,这样的风速分布表明有正的角动量向上输送。相比之下,大西洋飓风的最大切向风则要小得多。

台风的最大反气旋性环流大约出现在 150hPa 高度。Gray^[4] 指出,热带气旋的实际影响范围要比卫星云图上看到的大得多;在对流层顶附近,台风的反气旋性环流随着半径的加大而明显增强。

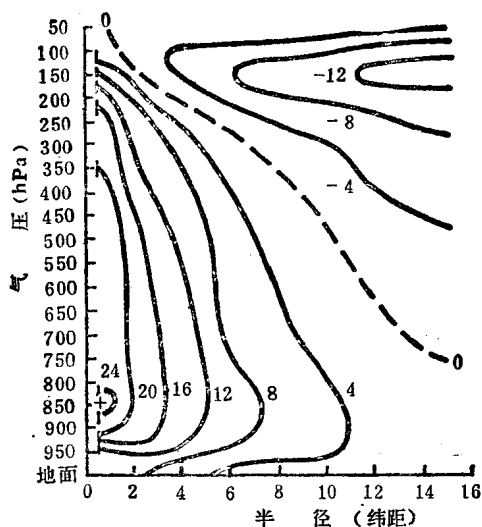


图 1.6 台风平均切向风的二维分布

(正值为气旋式环流,单位: m/s。据 Frank, 1977 年)

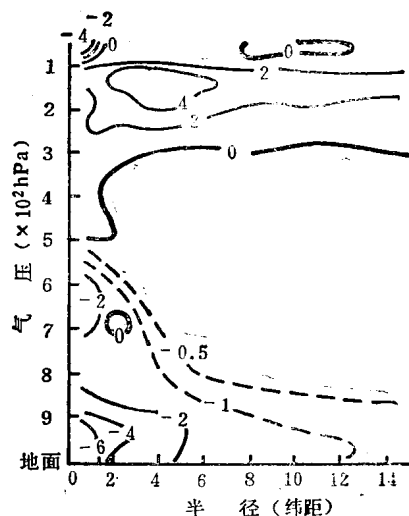


图 1.7 台风平均径向风的二维分布

台风的平均径向风剖面如图 1.7 所示。我们知道,台风环流靠着径向气流进行调整而达到平衡。在整个台风范围内,对流层中下部的空气都是流入的,在离中心 3 个纬距以外,流入层甚至扩展到 300hPa,但表现已经很弱。而 3 个纬距以内,其辐合零线在 500 hPa 附近。最强流入出现在 900hPa 以下的边界层内,其量值达 6m/s。在这样一个深厚的层次里出现空气流入,是典型热带云团和台风发展的明显特征之一。最强流出中心在 150hPa 上,量值为 4m/s。太平洋台风的空气外流范围要比大西洋飓风大得多。

台风平均径向气流的东西向和南北向剖面图表明,中心北侧的流入层很浅,即使在 2 个纬距的半径内也不到 850hPa。往上直到 100hPa 几乎全为流出层。空气最大流出层在 200—250hPa 之间,中心值达 6m/s。而中心南侧 200hPa 以下均为流入层,以上转为流出;150hPa 处最大,范围也很广,从中心伸展到 14 个纬距以外。在台风东侧的中低层,主要是空气的流入,流出层高达 150hPa 以上。中心西侧的空气流入主要在 800—200 hPa 之间,流入量很小,最大值只有 2m/s。低层还有弱的流出层出现。200hPa 以上均为流出层,与中心东侧一样,最大值达 10m/s。

Frank^[9] 根据平均径向风和切向风,计算

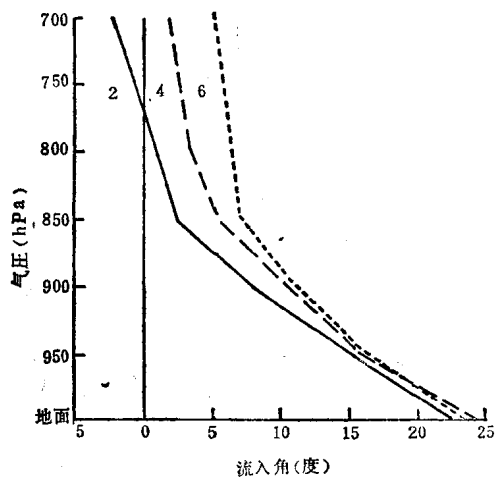


图 1.8 西太平洋台风半径 2、4、6 个纬距处的平均流入角
(据 Frank, 1977 年)

了太平洋台风半径 2、4、6 个纬距上径向扇形格区内的平均流入角, 如图 1.8 所示。在 950hPa 以下, 上述 3 个半径带上的平均流入角相差极小, 地面和 950hPa 分别为 23—25° 和 15—17°。一般说来, 在边界层, 台风右前象限的流入角要比左后象限的大。

二、气压场和高度场

取台风中心东西 14 个纬距处的平均气压和等压面高度作为参考值, 将台风环流各点气压或高度与参考值之差定义为 D 值。图 1.2 是一个典型的成熟热带气旋海平面气压的 D 值分布。从风暴中心到最大风速半径的 10 倍距离范围内, 海平面气压 p_s 可由下述经验公式描述^[10]

$$p_s = p_0 + p_n(p_c - p_0) \quad (1.3a)$$

式中的 p_n 为标准化气压, 在 $0 < r < 10R_m$ 处有

$$p_n \approx \exp(-A/r^B) \quad (1.3b)$$

所以

$$p_s = p_0 + (p_c - p_0) \cdot \exp(-A/r^B) \quad (1.3c)$$

p_0 为风暴中心的海平面气压, p_c 为不受热带气旋扰动地方的环境气压。 A 和 B 为决定气压和梯度风径向廓线型的两个无量纲参数, 与最大风速半径 R_m 有如下关系,

$$R_m = A^{1/B} \quad (1.4)$$

参数 B 在 1.0 到 2.5 之间变动^[11]。当 $B = 1.5$ 时, A 值在 $R_m = 10\text{km}$ 处为 $3.16^{1.5}(\text{km})$, 在 $R_m = 40\text{km}$ 时将变为 $253.0^{1.5}(\text{km})$ 。最大气压梯度出现在眼区到 $2 \times R_m$ 的范围内。

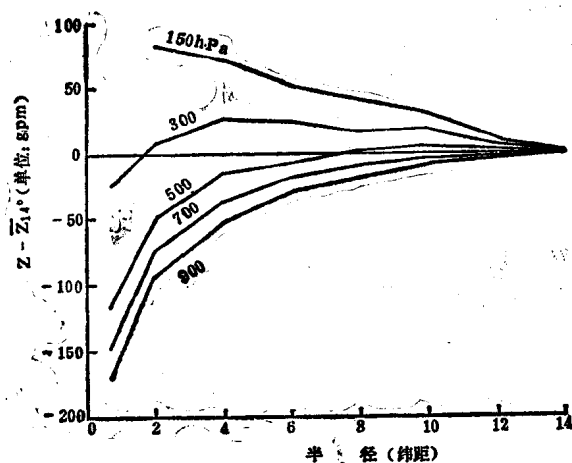


图 1.9 西北太平洋台风各等压面的平均 D 值分布
(据 Frank, 1977 年)

图 1.9 为西北太平洋台风各等压面上平均 D 值分布, 最大的高度梯度和风速出现在中心附近。对流层上部有一高压区, 这里的 D 值是正的, 最大正值在 150hPa 附近, 然后随着半径的增加迅速趋近于零。大西洋飓风的 D 值比太平洋台风小, 靠近风暴中心处前者约为后者的 70%^[2]。一般说来, 台风气压场在低层比较对称, 而在对流层上部, 比如 150hPa 等压面上, 只有近中心处才能分析出闭合等高线, 这里气压场的不对称是主要的。

三、温度场和湿度场

暖性眼对构成台风极端低的气压和大风是关键因素。Sheets^[12] 的分析指出, 台风上部 100hPa 处的大气几乎不受扰动, 因此台风中心海平面气压和气柱的平均温度是成比例的。台风季节海面平均 θ_e 值约为 345K^[13]。据 Malkus 和 Riehl^[14] 的计算, 在可能的最暖气柱情况下, $\theta_e = 350\text{K}$ 的空气从海面按湿绝热递减率上升, 海平面气压值将是 1000hPa。他们还指出, 在这样的条件下, $\Delta p_e(\text{hPa})$ 和 $\Delta \theta_e$ 之间的关系为

$$\Delta p_e = -2.5 \Delta \theta_e \quad (1.5)$$

根据该式估算, 只有当 θ_e 分别达到 370K 和 390K 时, 方能出现 950hPa 和 900hPa 的海平面气压值。

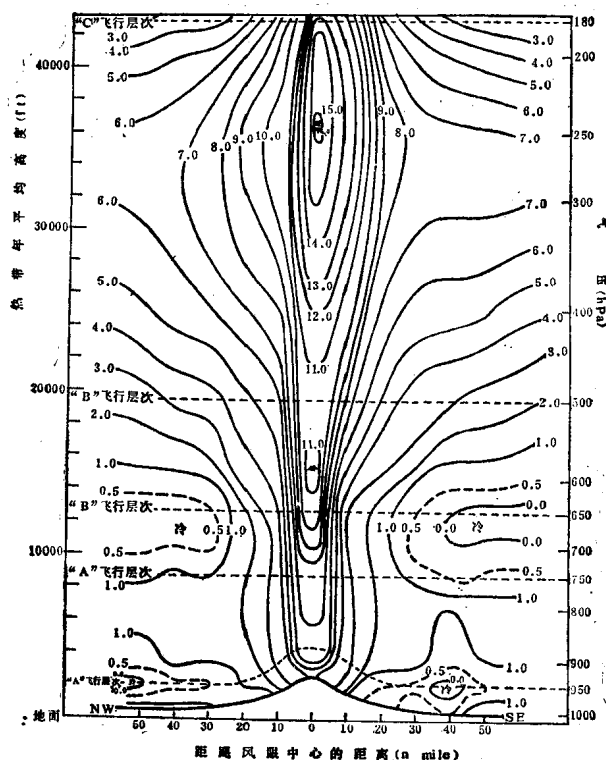


图 1.10 Inez 台风 1966 年 9 月 28 日温度距平垂直剖面
(据 Hawkins 和 Imbembu, 1976 年)

图 1.10 是 1966 年 9 月 28 日 Inez 台风的温度距平剖面图。在台风中心 1 个纬距内全是正距平, 主要出现在半径 50km 内的眼壁和眼区, 尤以眼区为最大, 这是下沉增温的结果。台风眼内暖空气下沉表明是一个逆向的能量消耗过程, 驱使下沉运动的机制至今仍未完全搞清。图中有两个正距平中心, 最强的一个中心在 250hPa 层, 达 16°C; 另一个在 600hPa 附近。950hPa 处有一个弱的负距平中心, 这是由于边界层内辐合气流穿过云壁强烈水平气压梯度区时绝热冷却造成的。图 1.11 给出了同时刻的相当位温二维分布, 在眼的上部 200hPa 附近和低空各为一高值区, 500hPa 处有一明显的低值区。眼壁区的强烈对流上升导致等 θ_e 线几乎是垂直分布的, 表明这里 θ_e 随高度保持守恒。

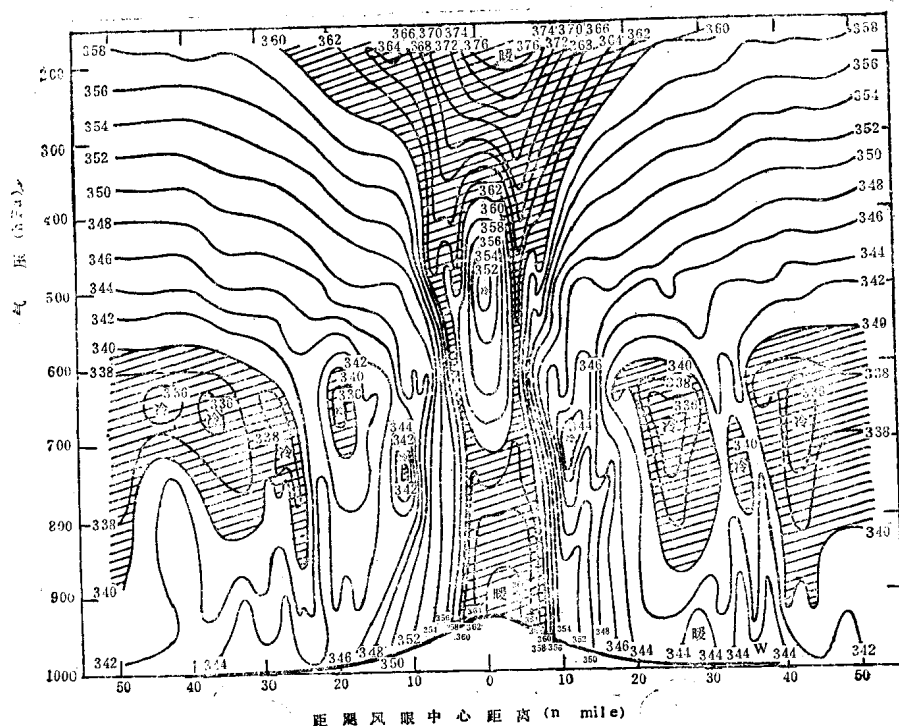


图 1.11 Inez 飓风 1966 年 9 月 28 日的 θ_e 垂直剖面
(据 Hawkins 和 Imbembo, 1976 年)

Frank 和 Nunez^[19] 分析过热带气旋平均相对湿度的分布情况 (图 1.12): 在台风区内, 由于对流云发展旺盛, 相对湿度非常大, 90% 以上的等值线向上扩展到 400hPa

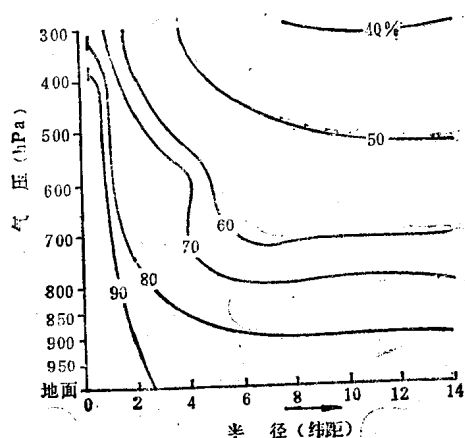


图 1.12 1200GMT 太平洋台风平均
相对湿度剖面图
(据 Frank, 1977 年)

(大西洋飓风只限于 575hPa 以下)。台风中心整个对流层的相对湿度均超过 70%, 而在半径 6 个纬距以外的湿度场却与环境大气无多大差异。

在 900hPa 层上, 以 14 个纬距为半径的台风区域内, 相对湿度均大于 80%, 中心区达 90% 以上; 只是中心的西侧到西北侧, 则较干燥 (70%)。500hPa 等压面上, 中心附近的平均相对湿度仍超过 90%, 半径 4—6 个纬距范围内均大于 60%。

四、云与降水

云与降水的分布取决于上升运动。在 400 km 半径内平均气流是上升的 (见图 1.13)。

台风中主要是积雨云, 因为位势不稳定贯穿整个风暴区, 加上低层气流辐合, 对流运动十分活跃, 很少有层状云出现。对流云区在风暴中心部分约占总面积的 50%, 在半径 100km 以外, 只占面积的一小部分。积云对流中强烈的水汽上升, 在 10—15km 高度上形成一个浓密的卷云罩。在整个台风区内, 老的

对流云残体和对流上升气流间的云碎片构成大片密蔽云区。只有台风眼内例外，这里仍是云层稀薄，阳光微露。

台风内深厚的湿空气层与强烈的气流水平辐合相结合，经常出现很强的暴雨。登陆台风遇到地形增幅作用，往往也会引起更大的降水。

台风外围有若干条螺旋雨带与眼壁相连，这些雨带由许多积云单体组成。螺旋雨带的移动速度比平均风速小得多，而雨带中的对流单体与平均风速大体一致。根据仔细观察，这些对流单体的径向运动方向有向心的和离心的，但以向心运动为主^[10]。积云单体在雨带的上风方向开始形成，穿过雨带后，在下风方向的外缘消失，其生命史一般为 20—40 分钟。雨带中积云单体的液态水含量高达 $5\text{g}/\text{m}^3$ ，降水很强，可达 $30\text{mm}/\text{h}$ 。

图 1.14 是近地面螺旋雨带的模式。雨带前缘有一中尺度低槽，其过境时引起的典型气压波动值为 $1\text{—}2\text{hPa}$ ；它位于暴雨带前方 $1/4$ 波长处，雨带的宽度约为 $1/2$ 波长。由此可推断出中尺度低槽最大上升气流要比最低气压落后 90° 位相，符合浅水波的位相关系。雨带附近低层风辐合值超过 $40 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ ，辐散出现在雨带后侧。雨带过境时风向平均顺转 $10\text{—}20^\circ$ ，局部地区的阵风风速增大值往往超过 50% 以上^[11]。

雨带里温度梯度和风速切变很大，前者超过 $1^\circ\text{C}/10\text{km}$ ，后者每 10km 大于 $5\text{m}/\text{s}$ 。

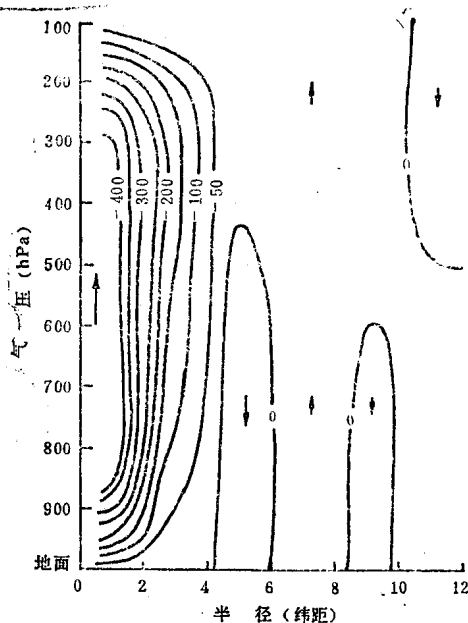


图 1.13 台风环流内平均上升运动($\text{hPa}/\text{天}$)垂直剖面图
(据 Frank, 1977 年)

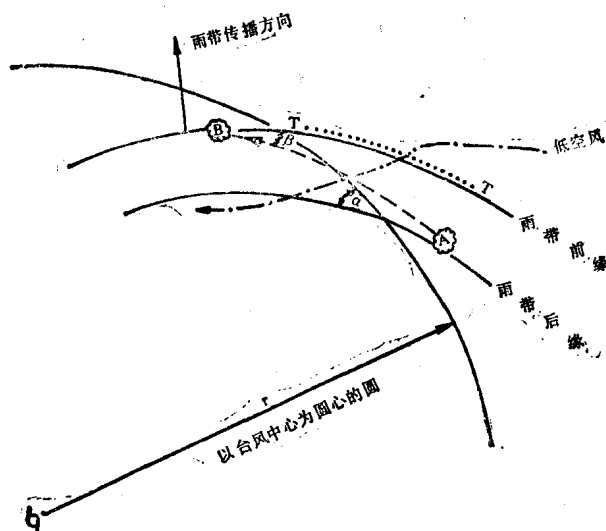


图 1.14 螺旋雨带图解

(雨带与以风暴中心为圆心的圆周相交成 α 角。在雨带前缘(T...T)出现一中尺度低槽。对流单体形成于雨带后部边缘A处，穿过雨带，在雨带的前缘B处消失。据 Anthes, 1982 年)