

全球热带气旋 预报指南

袁国庆 方维模等 译



气象出版社

全球热带气旋预报指南

世界气象组织技术文件
(WMO/TD-NO. 560)

裘国庆 方维模 等译

气象出版社

(京)新登字 046 号

内 容 简 介

本书是1993年世界气象组织首次出版的全球性的热带气旋预报指导用书。书中汇集了国际上最新的热带气旋预报业务和研究成果,较系统地介绍了热带气旋的分析和预报方法。

本书共分九章。第一章全球概论;第二章热带气旋结构;第三章热带气旋的移动;第四章居住层;第五章季节预报;第六章业务对策;第七章警报对策;第八章数值路径预报模式;第九章概览。本书内容新颖、资料丰富、重点突出、技术方法准确、实用性强,是一本理论与实际紧密结合的热带气旋业务预报用书。

本书供从事热带气旋预报的气象、海洋、航空、水文工作者使用,也可供有关的科研人员和中、高等院校气象专业的师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

全球热带气旋预报指南/世界气象组织(WMO)编;袁
国庆等译. —北京:气象出版社,1995.6
ISBN 7-5029-1875-2

I. 全… I. ①世… ②袁… III. 热带气旋-天气预报-
指南 N. P457.8-62

中国版本图书馆 CIP 数据核字(95)第 09159 号

全球热带气旋预报指南 世界气象组织技术文件 (WMO/TD-NO. 560)

袁国庆 方维祺 等译

责任编辑:王桂梅 终审:周诗俊

封面设计:严瑜仲 责任技编:席大光 责任校对:白凌燕

* * *

气象出版社 出版

(北京西郊白石桥路 46 号 邮政编码:100081)

北京昌平环球印刷厂印刷

* * *

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经销
开本:787×1092 1/16 印张:15.25 字数:380千字
1995年6月第一版 1995年6月第一次印刷
印数:1200 定价:15.00元
ISBN 7-5029-1875-2/P·0725

前 言

尽管数值模式和技术方法的研究和开发使全球热带气旋预报的精度有了重大提高,但在预报诸环节中最重要的仍是有经验的预报员。官方预报几乎总比最好的客观预报方法还要好,这主要是由于人在业务环境中能识别天气类型和区别好坏技术方法的非凡能力。世界气象组织很早就认识到预报员这个环节的重要性,并已积极支持如国际热带气旋系列研讨班(IWTC)这样的计划。首次研讨班的成果——《全球热带气旋展望》是美国专家 Russ Elsberry 编辑的。这本《全球热带气旋指南》起源于在第一届和第二届国际热带气旋研讨班上交流的学术材料。其目的是补足全球范围热带气旋预报比较实用的业务指导方面的理论性和描述性内容。我们的目标是提高预报员区分和客观判断以下几条:a)通过分析和预报提供逻辑方法程序;b)经过观察思考转入提供使用;c)清楚地指出各种预报技术的局限性。

“指南”以活页形式发行,这种设计便于应用和浏览,也便于快速参阅。我们也鼓励插入地区性的内容和预报思路。

国际热带气旋系列研讨班的建立,使预报人员和研究人员能在一个研讨的环境中讨论相互间的问题和解决办法,这有助于改进他们之间的联系。这本“指南”和“全球展望”所提供的即是这些相互作用的非常现实的成果,我荣幸地利用这次机会感谢 Bill Gray 在建立系列研讨班问题上的远见卓识和 Nobuo Suzuki 卓越的组织工作。

Greg Holland
1995年2月16日

译者的话

本书是在总结全球热带气旋预报、研究成果的基础上,由当代国际上一些知名热带气旋专家、学者经过长期努力撰写而成的。其主要内容包括全球热带气旋的概况、结构与移动、监测、定位、预报、警报和服务等。为了及时引进、推广和应用国际上热带气旋的预报技术,推动我国的热带气旋监测预报技术的发展,提高预报准确率和服务效果,减轻热带气旋灾害造成的损失,特翻译本书献给广大读者。

本书由中国气象局业务发展与天气司和国家气象中心联合组织翻译。第一、二章由方维模翻译,田翠英校对;第三、四章由田翠英翻译,方维模校对;第五章由唐惠芳翻译;第六章由焦佩金翻译;第七章由姚学祥翻译;第八、九章由高拴柱翻译;第五—九章由袁国庆校对。全书由纪乃晋总审校。

在本书翻译和出版过程中得到业务发展司、天气司和国家气象中心领导的支持和帮助,谨在此表示感谢。

由于本书专业性强、涉及面较广,加之译者水平有限,译文难免有欠妥甚至错误之处,请批评指正。

译者

1995年2月

目 录

前言

1 全球概论	(1)
1.1 引言	(1)
1.2 全球热带气旋预报网	(1)
1.3 全球气候	(10)
1.4 区域性气候	(31)
2 热带气旋的结构	(32)
2.1 引言	(32)
2.2 热带气旋的形成	(33)
2.3 热带气旋的强度	(37)
2.4 外部结构	(47)
2.5 温带变性	(51)
2.6 降水	(60)
附录:热带扰动和气旋周围平均风速的计算	(68)
3 热带气旋的移动	(70)
3.1 引言	(70)
3.2 定位分析	(71)
3.3 热带气旋移动的预报方法	(81)
3.4 制作位置预报	(93)
3.5 检验方法	(96)
4 居住层	(100)
4.1 引言	(100)
4.2 风暴潮	(100)
4.3 海况(风浪)	(111)
4.4 登陆时的地面风	(116)
5 季节预报	(119)
5.1 引言	(119)
5.2 厄尔尼诺和南方涛动(ENSO)与热带气旋季节性活动的关系	(119)
5.3 准两年振荡(QBO)对热带气旋的调节	(123)
5.4 季节内的预报	(126)
5.5 北大西洋的季节预报	(128)
6 业务对策	(132)
6.1 引言	(132)
6.2 预报台的设计	(134)
6.3 通讯:资料接收	(136)
6.4 工作站	(140)
6.5 预报的分发	(141)
6.6 与新闻媒介的联系	(142)
6.7 季节前的准备	(143)

6.8	性能检验	(145)
6.9	预报员的业务策略	(146)
6.10	总结	(148)
7	警报对策	(150)
7.1	引言	(150)
7.2	警报和响应的特性	(151)
7.3	热带气旋警报和响应系统的业务对策	(153)
7.4	限制——警报对策面临的挑战	(158)
7.5	危险、易损性和风险评价	(161)
7.6	警报和响应对策(以菲律宾为例)	(164)
	附录:菲律宾大气、地球物理和天文服务管理局(PAGASA)风暴警报信号系统	(165)
8	数值路径预报模式	(168)
8.1	引言	(168)
8.2	数值模式方法概述	(168)
8.3	业务数值模式	(172)
9	便览	(175)
9.1	缩略语	(175)
9.2	词汇	(178)
	附录:定容管理术语的层次	(183)
9.3	单位换算	(184)
9.4	蒲福风力等级表	(185)
9.5	常用的热带气旋参数	(186)
9.6	常用的常数	(187)
9.7	参数的含义	(188)
9.8	热带气旋记录	(191)
9.9	秩事拾零	(193)
	参考文献	(194)

1 全球概论

1.1 引言

本章介绍涉及本书以后各章有关的比较专题性的背景材料。为保持与“指南”的主题一致,重点介绍表格或图解格式的材料,供随时参阅。我们从讨论世界气象组织全球热带气旋预报的概念入手,内容包括世界气象组织热带气旋计划的结构和目标、预报责任区、热带气旋命名的惯例和描述的术语。一个关键的问题是介绍了在不同的海域甚至于在一个比较小的范围内以及不同的气象台之间,存在着许多不同的业务流程。

尽管美国在关岛的联合台风警报中心与世界气象组织没有直接关系,但其活动覆盖的广阔的地域则与世界气象组织全球性预报系统的概念相互关联着,故联合台风警报中心有关热带气旋预报的内容也收集在本章内。对联合台风警报中心业务和系统的完整指导详见“安全及其他”(1992)。

本章在1.3节中还用一种格式介绍了新的全球热带气旋气候,有可能在有关海域间进行直接比较。为了这一目的,一种新的全球热带气旋资料系列得到了发展。作出了各种不同的全球和海洋海域图,用以阐明在不同海域的预报问题。本章的最后用黑体段落表示的内容是当地预报台的区域性气候。

1.2 全球热带气旋预报网

世界气象组织的全球职能划分为6个大陆区域。这些区域(I区~Ⅵ区)分别包括非洲、亚洲、南美洲、北美洲和中美洲、西南太平洋、欧洲,包括各自周围的岛屿和海域。

世界气象组织热带气旋计划(WMO/TCP),寻求促进和协调并采取措施,以减轻全球的热带气旋灾害。由于不是所有的区域都受热带气旋的影响,而区域的划分也不总是与热带气旋出现的海域相一致,所以热带气旋计划建立了跨区域的热带气旋委员会(表1.1)。这些委员会也是跨越表1.2中定义的海域。表1.1中提到的世界气象组织业务计划和手册包括业务资料,如台站的任务、地址、电话和其它通信号码、通信程序、术语、定义、业务流程、热带气旋命名规定、单位换算、协作分析要求、雷达、卫星观测和分发、飞机侦察(适用的地区)及警报用词。通过世界气象组织热带气旋计划的实施,各区域内的成员已有相当多的流程实现了标准化。然而,如本节中讨论到的,仍然存在着某些不统一的地方。

1.2.1 热带气旋警报

热带气旋警报一般有两种形式:一种是为陆地和沿海的,另一种是为公海的(有时则称海洋警报)。区域内的各成员,正常情况下原则上只负责各自的陆地和沿海海面的警报。在Ⅳ、Ⅴ区有一些例外。例如,按照协议迈阿密区域专业气象中心(RSMC)和热带气旋警报中心发布的警报不仅是为了本国,也是为了别的国家。有关的细节在表1.1引用的世界气象组织业务计划和手册中已有相应的讨论。

表 1.1 所列的世界气象组织文件中,确定的陆上广播的公海警报责任区见图 1.1、1.2、1.4、1.5 和 1.6。联合台风警报中心发布警报的责任区见图 1.3。另外,最近引进的是通过海事卫星的警报广播。

表 1.1 世界气象组织热带气旋计划的五个区域

名 称	责任区域	业务计划和手册	海域编号	图号
世界气象组织 I 区热带气旋委员会	西南印度洋	世界气象组织,1983a	5	图 1.1
世界气象组织 IV 区热带气旋委员会	北大西洋 加勒比海 墨西哥湾和 东北太平洋	世界气象组织,1988	1.2	图 1.2
世界气象组织 V 区热带气旋委员会	南太平洋和 东南印度洋	世界气象组织,1989	6.7	图 1.4
世界气象组织和亚太经社会热带气旋小组	孟加拉湾 阿拉伯海	世界气象组织,1986	4	图 1.5
世界气象组织和亚太经社会台风委员会	西北太平洋	世界气象组织,1987	3	图 1.6

1.2.2 热带气旋的命名

在业务上和档案上对热带气旋命名或编号有助于对热带气旋的识别(世界气象组织,1993)。以区域为基础取得同意,三个非亚太经社会区域的成员使用热带气旋命名,而两个世界气象组织和亚太经社会区域的成员使用编号系统。当气旋达到临界强度 63 公里/小时(34 海里/小时)时,开始命名或编号。孟加拉湾的气旋业务计划例外,它开始起编的临界强度为 52 公里/小时。然而,Mandal 指出(个人通信,1993),实际上使用的是 63 公里/小时的全球标准,并将修改其业务规定。这里使用的是标准值。

热带气旋名字是从预先设计好的名单上获得的,这个名单由各区域成员循环更新使用。假如某个热带气旋因其强度、毁灭性、破坏性或其它特殊理由使其声名狼藉,这个名字将因该区域有关成员的要求而从名单上撤换。

在 I 区协,中等的热带气旋(63 公里/小时或 34 海里/小时见图 1.1)由毛里求斯或马达加斯加国家气象局负责从预先拟好的名单中命名,在东经 55~90 度之间发展的热带气旋命名由毛里求斯气象局负责;东经 55 度以西的热带气旋命名由马达加斯加气象局负责。

IV 区协的区域专业气象中心使用两套预先设计好的气旋名字,例如区域专业气象中心迈阿密飓风中心(也是迈阿密美国国家飓风中心),一套名字用于北大西洋、加勒比海和墨西哥湾的气旋,另一套则用于东北太平洋的气旋,命名起始强度均为 63 公里/小时。

在 V 区协的热带气旋强度达到 63 公里/小时的首次分析命名由热带气旋警报中心负责(图 1.4)。由三个澳大利亚热带气旋警报中心(珀斯、达尔文和布里斯班)的每一个及斐济气象局和巴布亚新几内亚国家天气局规定分别使用各自的热带气旋名字系列命名。

世界气象组织/亚太经社会区协的两个成员的热带气旋识别系统与区域协会热带气旋计划委员会是不同的。新德里区域专业气象中心提供一种适用于整个区域(图 1.5)的热带气旋识别编号。这些编码由字母 BOB 或 ARB 组成,分别表示属于孟加拉湾的还是阿拉伯海的热带气旋,接着是年份和两位连续的数码。例如,1992 年发生在阿拉伯海的第二号热带气旋的识别号为 ARB 9202。台风委员会的区域不使用英文字母,因而负责台风编号的区域专业气象中心东京台风中心将 1992 年第一个热带气旋编为 9201。

几个国家,例如菲律宾,对直接影响他们国家的热带气旋使用地方名字命名。夏威夷中部太平洋飓风中心编制了一套热带气旋名字,用于在其责任区形成的热带气旋命名(如图

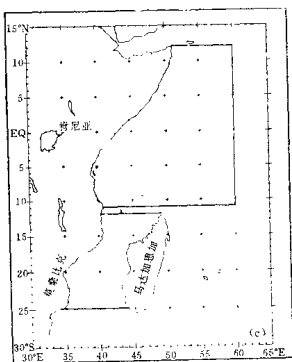
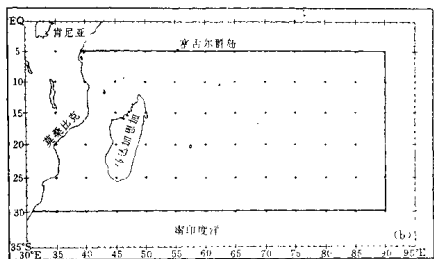
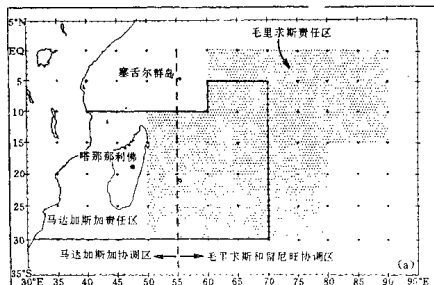


图 1.1 I 区协(世界气象组织, 1983a)西南印度洋公海热带气旋警报责任区

- A) 马达加斯加和毛里求斯责任区;
- B) 留尼旺责任区;
- C) 莫桑比克和肯尼亚责任区

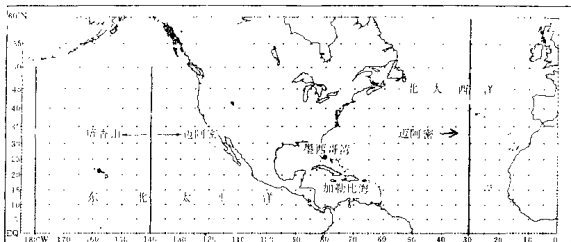


图 1.2 N 区协(世界气象组织,1988)国家飓风中心(迈阿密)和中太平洋飓风中心(檀香山)公海热带气旋警报责任区

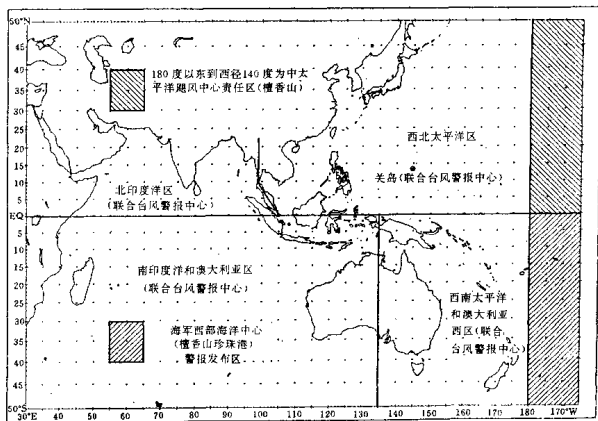


图 1.3 台风联合警报中心(关岛)公海警报发布区

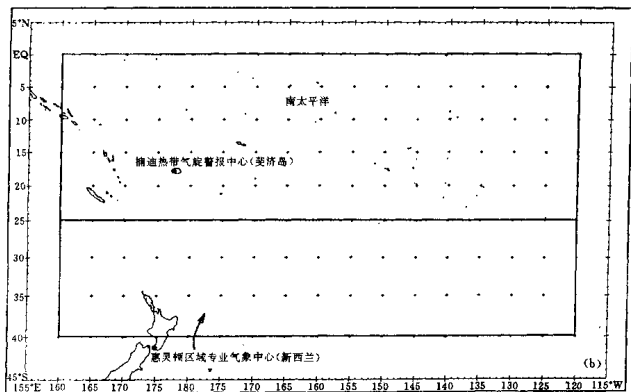
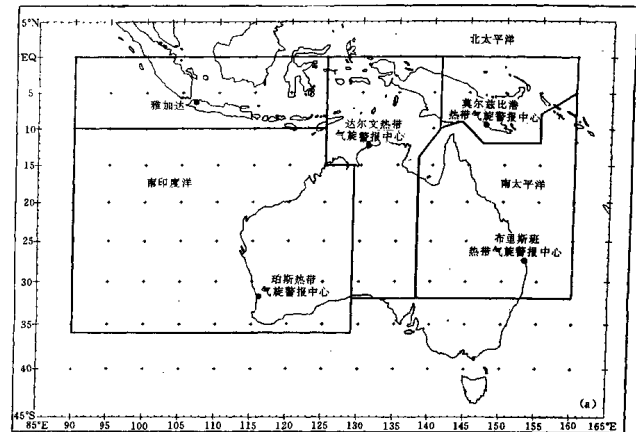


图 1.4 V 区协(世界气象组织,1989)南太平洋和东南印度洋热带气旋警报责任区

A) 澳大利亚(珀斯、达尔文、布里斯班)和印度尼西亚(雅加达);

B) 斐济(楠迪)和新西兰(惠灵顿)

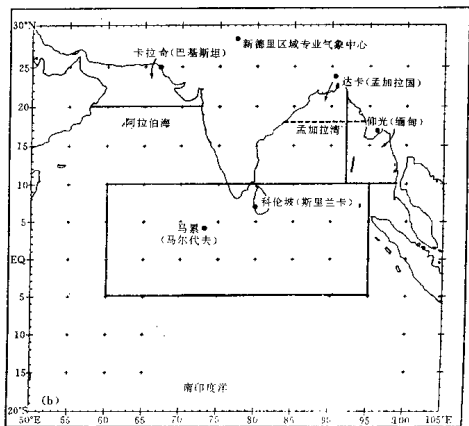
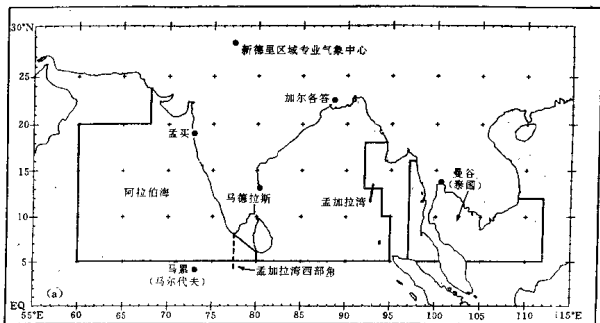


图 1.5 世界气象组织和亚太经社会热带气旋专门小组(世界气象组织, 1985)

孟加拉湾、阿拉伯海及其邻近海域热带气旋警报发布责任区

- A) 印度(加尔各答负责孟加拉湾并从马德拉斯重播广播内容, 孟买负责阿拉伯海), 泰国(曼谷负责的区域其东部属于世界气象组织和亚太经社会台风委员会地区);
 B) 巴基斯坦(卡拉奇)、孟加拉国(达卡)、缅甸(仰光)和斯里兰卡(科伦坡)

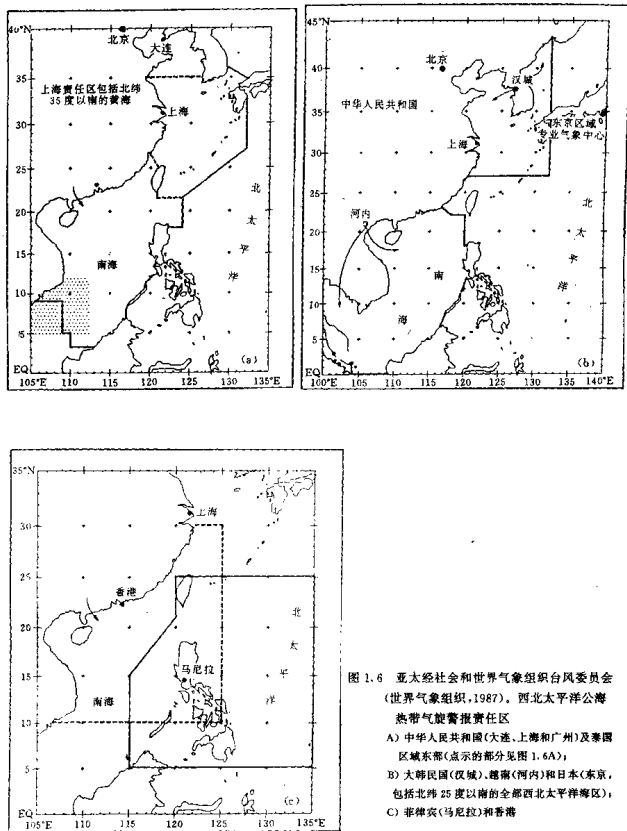


图 1.6 亚太经社会和世界气象组织台风委员会 (世界气象组织, 1987)。西北太平洋热带气旋警报责任区

- A) 中华人民共和国(大连、上海和广州)及泰国区域东部(点示的部分见图 1.6A);
 B) 大韩民国(汉城)、越南(河内)和日本(东京, 包括北纬 25 度以南的全部西北太平洋海区);
 C) 菲律宾(马尼拉)和香港

1.2所示)。这一套字母名字由美国提供并列入 OFCM(1990),但由于这些风暴的影响没有超过一个国家的领域范围,所以没有将这套名字包括在世界气象组织业务计划和手册内。得到台风委员会区域的同意,联合台风警报中心设计的名字适用于西北太平洋的气旋。然而,大多数台风委员会成员发布的咨询报告中包括这个名字和他们自己的数码编号。对北印度洋联合台风警报中心使用一种连续的编号系统,其字母 A 和 B 分别表示发生在阿拉伯海和孟加拉湾的热带气旋。联合台风警报中心按惯例命名的其它信息可在他们最近发表的热带气旋年报上找到。

1.2.3 术语

五个热带气旋计划的区域成员在使用术语上有很大的变化,在世界气象组织的国际气象词汇、世界气象组织的海洋气象学委员会、蒲福风力等级和联合台风警报中心对热带气旋的不同阶段所用的术语也不同(图 1.7 和图 1.8a)。在北印度洋海域的国家之间也存在着很大的不同(图 1.8b)。平均风速的时间不同,进一步使问题复杂化,由于在不同的国家使用 1 分钟、3 分钟和 10 分钟的平均风速。这样,一个热带系统可能在一个国家获得命名或编号,但在使用同一风力标准而平均风速的时间不同的另一个国家,却没有命名或编号(1.3.3 节)。

最大平均风速 (海里/小时)	<34	34~47	48~63	≥64	通用术语
蒲福风级及描述用语	小于 7 级	8 级大风 9 级烈风	10 级狂风 11 级暴风	12 级飓风	
海洋气象学委员会 (WMO NO.471)	1. 热带低压	2. 中等热带风暴	3. 强热带风暴	4. 飓风或当地同义词	热带气旋 (1~4)
V 区协南半球部分	1) 热带扰动 2) 热带低压	3. 热带气旋(≥34 海里/小时)	4. 强热带气旋 (a)	5. 飓风	热带气旋 (3~5)
I 区协	1) 扰动性天气区; 2) 热带扰动 3. 热带低压区	4. 中等热带风暴	5. 强热带风暴	6. 热带气旋(64~90 海里/小时) 7. 强热带气旋(90~115 海里/小时) 8. 非常强的热带气旋 (>115 海里/小时)	热带气旋 (3~8)
热带气旋小组	1) 低, 低压区; 2) 低压, 热带低压; 3) 深低压	4. 气旋性风暴	5. 强气旋风暴	6. 极强热带气旋伴有飓风核心	气旋性扰动 (1~6) 热带气旋 (4~8)
台风委员会	1. 低压区 2. 低压, 热带低压	3. 热带风暴	4. 强热带风暴	5. 台风	热带气旋 1~5
IV 区协	1) 热带扰动 2. 热带低压	3. 热带风暴		4. 飓风	热带气旋 (2~4)
国际气象词典	1. 热带扰动 2. 热带低压	3. 热带风暴	4. 强热带风暴	5. 飓风, 台风; 热带气旋 (SWIO)(c)	热带气旋 (1~5)

图 1.7 世界气象组织热带气旋、热带低压和热带扰动等级

注: 本图表包括热带扰动和热带低压的等级划分, 不管它们是否在热带气旋的等级范围内。在以后的例子中这些术语将放在括号内。等级次序用数字指明。与表头栏目中指示的风速界限不同时, 则绘出风速界限值。

(a) 术语未专门定义, 但出现涉及风暴风力时, V 区协定义有 48~63 海里/小时。

(b) 低压或热带低压, 最大平均风速是 17~33 海里/小时, 但在孟加拉、印度和巴基斯坦使用的这一术语除外, 在那些地区当最大平均风速为 27~33 海里/小时, 这种系统可以叫深低压。

(c) SWIO

	西南印度洋	北印度洋	西北太平洋	南太平洋/ 东南印度洋	联合台风 警报中心	北大西洋/ 东北太平洋	
10		低					20
20	热带低压	低压	热带低压	热带低压	热带低压	热带低压	40
30		深低压					60
40	中等热带 低压/风暴	气旋性风暴	热带风暴	热带气旋 伴有大风			80
50	强热带 低压/风暴	强气旋性风暴	强热带风暴	热带气旋 伴有狂风	热带风暴	热带风暴	100
60							120
70	热带气旋		台	热带气旋伴有 飓风风力或强 热带气旋或飓风	台	飓	140
80		强气旋性 风暴伴有 飓风风核心	风	或者	风	风	160
90	强热带气旋			强热带气旋 或飓风			180
100							200
110	非常强的 热带气旋						220
120							240
130					超级台风		260
140							
	I 区协	热带气旋 小组国家	台风委员会	V 区协	联合台风 警报中心	II 区协	

图 1.8a 热带气旋计划区域成员和联合台风警报中心热带气旋分类等级比较。北印度洋国家定义多样化,印度就是一例(见图 1.8b 的完整分级)。图中分隔线指明热带气旋命名或编号的强度界限;指明在北印度洋的值较低

	孟加拉	缅甸	印度	巴基斯坦	斯里兰卡	泰国	
10			低		低		20
20		低				热带低压	40
30	低压	低压	低压	低压	低压		60
40	深低压		深低压	深低压			80
50	气旋性风暴	气旋性风暴	气旋性风暴	气旋性风暴	气旋性风暴	热带风暴	100
60	强气旋性风暴		强气旋性风暴	强气旋性风暴			120
70							140
80							160
90	飓风强度的 强气旋性风暴	强气旋性风暴	强气旋性风 暴伴有飓风 的风核心	飓风强度的 强热带风暴	强气旋	台风、气旋 或风暴	180
100							200
110							220
120							240
130							260
140							

图 1.8b 印度洋气旋性扰动的等级分类

1.3 全球气候

本节介绍热带气旋各方面的全球统计结果。在1974年, Crutcher 和 Quayle 用一种麦卡脱投影地图, 以同样的尺寸和比例用于表示早期的全球气候, 显示同类资料和全球内容, 更确切地说为气旋发生海域的内容。附加的图表不是全球格式的, 是用于介绍各个热带气旋海域的。尽可能地使用视觉形式并伴以最少的叙述性文字。这些资料和补充讨论是从 Elsberry 等人1987年的著作中摘录的。

1.3.1 资料的收集和加工

在准备全球气候的初始阶段, 开发一种使用同一格式的全球资料系列。当前的热带气旋档案是从典型的海洋海域引证而获得的。这些资料有许多不统一, 需要提出发展一种共同的格式。这一切及与之有关的其它事项将在本节中讨论。

1.3.1.1 统一的格式和观测操作

从不同海域获得的资料广泛使用不同的计算机控制或不同的硬拷贝格式。这些格式的不统一是可以防止发生的, 而更困难的是如何解决不一致, 例如, 记录的时段不同、资料短缺、同一个热带气旋在相邻的海域文件各异、非天气观测的次数不同、热带气旋各阶段不同的风速界限、热带气旋命名的不同操作和在不同的海域使用不同平均风速的时间。一般来说, 除了风速平均值的不均匀外, 完全地或部分地处理上述所有问题都是可能的(1.3.3节)。

对于热带气旋资料档案标准的不足, 已由热带气旋计划技术协调会议(东京1992年12月)考虑过了, 会议提出了一种全球性的热带气旋资料集的报告格式, 随后被海洋气象学委员会推荐, 然后在1993年世界气象组织执委会上批准通过。其具体的标准格式见表1.5。

1.3.1.2 历史的评述

准备一本完整的全球气候所以有了可能, 其原因是由于从60年代中期开始了人造卫星时代。在那以前, 在地球上遥远的区域热带气旋的资料是非常不完整的, 大部分依靠船舶遭遇的机会或有人居住的陆地区域(Holland, 1981c; Elsberry, 1987)的资料。飞机探测开始于40年代中期, 它提供了非常有价值的资料, 但只限于北大西洋和西北太平洋海域的部分区域。

即使用卫星资料, 一种标准化的释用方法, 建立合适的文件程序和格式, 以及分发资料等用了几年时间才发展起来。由于热带气旋是相对稀少的事件, 揭示其有价值的年际变化, 从气候学的角度看至少需要20年的记录。这样, 直到目前, 完成一个完整的全球性的热带气旋气候才成为可能。

1.3.1.3 海域的定义

在本节研究中考虑了七个热带气旋的海域(表1.2)。Elsberry等(1987)提出的东南印度洋、澳大利亚和西南太平洋作为单个存在的实体考虑。然而热带气旋的特性有足够的经向变化, 在东经142度处划分为两个海域可以为证。

1.3.1.4 资料来源和记录时段

在表1.2中, 说明了使用资料的基本来源。美国国家气候中心(阿什维尔, 北卡罗来纳州), 于1986年发表的全局热带气旋概要被用来填补了一些短缺的资料。联合台风警报中心

的热带气旋年报资料被用于 1986~1987、1987~1988、1988~1989 三个热带气旋季节的大部分南半球海域。相邻气象台的资料被用于发展南半球海域的资料库的限界,见表 1.2。

由于可得到资料的时期、质量、数量是高度易变的,所以每一种类型的气候使用不同时期的资料。一般来说,详细的概要局限于卫星观测的年代。有飞机侦察的海域(北大西洋和西北太平洋),气候统计始于 1945 年。

表 1.2 海域的术语名称、地区范围和基本资料来源

源地编号	名称	地区的范围	基本资料来源
1	北大西洋	北大西洋、加勒比海和墨西哥湾	国家飓风中心(美国)
2	东北太平洋	北美到东经 180 度	国家飓风中心(美国)
3	西北太平洋	东经 180 度以西包括南中国海	联合台风警报中心
4	北印度洋	孟加拉湾和阿拉伯海	印度气象局
5	西南印度洋/澳大利亚	南印度洋东经 100 度以西	雷乌尼翁气象局
6	东南太平洋/澳大利亚	南半球东经 100~142 度之间	澳大利亚气象局
7	西南太平洋/澳大利亚	南半球东经 142 度~西经 120 度	斐济区域专业气象中心

1.3.2 热带气旋的发生频率(统计表)

表 1.3 中各海域的热带气旋的出现频率概要是以表 1.2 中海域指定的资料来源为基础的。在几个海域由于存在互相不同的数据集,在统计上造成一些轻微的差异。例如,中国中央气象局提供的记录(中央气象局,1972 年;董,个人通信,1990 年)表明在西太平洋的频率比联合台风警报中心提供的要稍大一些。这些不一致性是由于使用不同时间尺度的平均风速造成的。

全球热带气候平均每年发生次数为 83.7。这比 Frank(1987)和 Gray(1985)的 80.1 或 Crutcher 和 Quayle(1974)的 81.6 要稍高一点,但他们与仅使用卫星观测年代之后的资料相一致。从表 1.3 和 Frank(1987,原文的表 3.1)还可能发现在某些年份中有相当大的差别。这可能是由于使用了最新印发的热带气旋海啸纪要的原因。

表 1.3 记录了 1968~1989/1990 热带气旋(>63 公里/小时),频率的季节性变化。括号内给出最大风速 >118 公里/小时的热带气旋个数。* 号表示其强度是以 10 分钟平均风速为标准的;其它情况风速的平均时间是 1 分钟。温带系统包括在北大西洋的统计中。

1.3.3 不同的平均时间引起风速的不确定性

在表 1.3 中的差异是 10 分钟和 1 分钟风速平均值的不同造成的。按照世界气象组织规定除 N 区协(北美和中美洲)和联合台风警报中心外,所有的区协使用 10 分钟的平均风速。在表 1.3 中当使用联合台风警报中心的资料时,南半球海域 1986~1987、1987~1988、1988~1989 指明是使用 1 分钟的平均风速。

使用的平均时间越长,同样强度的热带气旋的最大风速值就越低。所以,表 1.3 中统计的气旋发生频率比使用 1 分钟平均风速的频率要低。这是一个很难解决的差异,当比较不同海域的统计结果时,一般被忽略。

按照 Simiu 和 Scanlon(1987)的研究,1 分钟的平均风速乘以 0.871 即为 10 分钟的平

均风速。这样,一个1分钟的平均风速以每小时63/118公里的系统只与一个10分钟平均风速大约以每小时55/103公里的系统相等。表1.4中输出的对热带气旋发生次数产生影响的估计,是通过将最大风速转换成10分钟的平均值,然后重新计算北大西洋、东北太平洋和西北太平洋的统计值。

表 1.3 1968~1989/1990 热带气旋(>63公里/小时)发生次数的季节性变化

季 节		北大西洋	东 北 太平洋	西 北 太平洋	北印度洋	西南印度洋	澳大利亚 东南印度洋	澳大利亚 西南太平洋	总计
北半球	南半球						(100~142°E)	(>142°E)	
1968	1968~1969	8(5)	18(6)	27(20)	7(4)*	8(4)*	4(0)*	7(3)*	79(42)
1969	1969~1970	18(12)	10(4)	19(13)	6(2)*	13(8)*	4(2)*	7(3)*	77(44)
1970	1970~1971	10(5)	19(4)	24(12)	7(4)*	15(10)*	7(6)*	7(3)*	89(44)
1971	1971~1972	13(6)	18(12)	35(24)	7(4)*	8(5)*	6(3)*	16(11)*	103(65)
1972	1972~1973	7(3)	14(9)	30(22)	7(6)*	13(8)*	8(6)*	10(2)*	89(56)
1973	1973~1974	8(4)	12(7)	21(12)	6(1)*	8(1)*	9(6)*	13(3)*	77(34)
1974	1974~1975	11(4)	18(11)	32(15)	7(2)*	10(3)*	9(5)*	5(3)*	92(43)
1975	1975~1976	9(6)	17(9)	20(14)	7(3)*	8(3)*	8(3)*	11(5)*	80(43)
1976	1976~1977	10(6)	15(9)	25(14)	10(4)*	9(5)*	6(5)*	13(3)*	88(46)
1977	1977~1978	6(5)	8(4)	19(11)	6(5)*	14(2)*	6(3)*	10(4)*	89(34)
1978	1978~1979	12(5)	19(14)	28(15)	6(3)*	9(4)*	7(3)*	8(3)*	89(47)
1979	1979~1980	9(5)	10(6)	23(14)	5(3)*	12(5)*	9(4)*	8(4)*	77(44)
1980	1980~1981	11(9)	14(7)	24(15)	3(0)*	12(2)*	10(6)*	10(4)*	84(43)
1981	1981~1982	12(7)	15(8)	28(16)	6(3)*	11(4)*	11(4)*	9(2)*	85(44)
1982	1982~1983	8(2)	23(12)	26(19)	5(4)*	6(0)*	4(1)*	12(10)*	82(48)
1983	1983~1984	4(3)	21(12)	23(12)	3(1)*	11(4)*	7(4)*	7(3)*	76(39)
1984	1984~1985	13(5)	21(13)	27(16)	3(2)*	8(1)*	10(2)*	8(6)*	90(45)
1985	1985~1986	11(7)	23(13)	26(17)	7(0)*	12(5)*	8(2)*	8(5)*	95(49)
1986	1986~1987	5(4)	17(9)	27(19)	1(0)*	7(3)*	6(3)*	12(6)*	75(43)
1987	1987~1988	7(3)	20(10)	24(18)	5(1)*	14(7)*	1(0)*	7(3)*	79(43)
1988	1988~1989	12(5)	15(7)	26(14)	3(1)*	12(9)*	5(3)*	11(5)*	85(45)
1989	1989~1990	11(7)	17(9)	31(21)	3(2)*	8(5)*	7(1)*	6(3)*	80(47)
22年合计		214(118)	364(195)	565(353)	120(55)	228(98)	152(75)	199(94)	1842(988)
平均数标准差		9.7(5.4) 3.1(2.2)	16.5(8.9) 4.1(3.0)	25.7(16.0) 4.1(3.6)	5.4(2.5) 2.1(1.7)	10.4(4.4) 2.6(2.6)	6.9(3.4) 2.4(2.1)	9.0(4.3) 3.1(2.3)	83.7(44.8) 7.8(6.4)
占全球总数百分率		11.6(12.0)	19.8(19.7)	30.7(35.7)	6.5(5.6)	12.4(9.9)	8.2(7.6)	10.8(9.5)	100.0%

从表1.4中获得的一般结论是不同时间的平均风速,对热带气旋发生次数的影响是微不足道的。用于决定热带气旋强度的不同的方法可引起4%以内的差异已经是好的了,在表1.3中对判断任何附加的统计不均匀性都太小了。对飓风或台风系统的强度差异达17%是相当大的,在这种情况下,就需要小心地解释。表1.3中所有对强系统的统计,在以下各节中应当考虑到至少有±15%的不确定性。

表 1.4 1968~1989年热带气旋达到指定强度的个数,包括按1分钟和10分钟的平均风速,以及因使用较长时间的平均风速而减少的发生次数的百分比

最大风速至少达到63公里/小时(34海里/小时)					最大风速至少达到118公里/小时(64海里/小时)				
平均时间(分)	发生次数				平均时间(分)	发生次数			
	大西洋	北太平洋		合计		大西洋	北太平洋		合计
		西部	东部				西部	东部	
1	233	599	394	1226	1	133	372	210	715
10	230	582	364	1176	10	95	317	179	591
减少	1.3%	2.8%	7.6%	4.1%	减少	28.6%	14.8%	14.8%	17.3%

1.3.4 全球图

图1.9是通过图1.14使用表1.2的资料源的资料描述全球范围的热带气旋的频率和移动的。在分析中只包括风速>63公里/小时的热带气旋。西经10度至东经30度的区域没有包括在内,这是由于南北半球在这些经度没有热带气旋发生。我们也注意到,在大西洋海

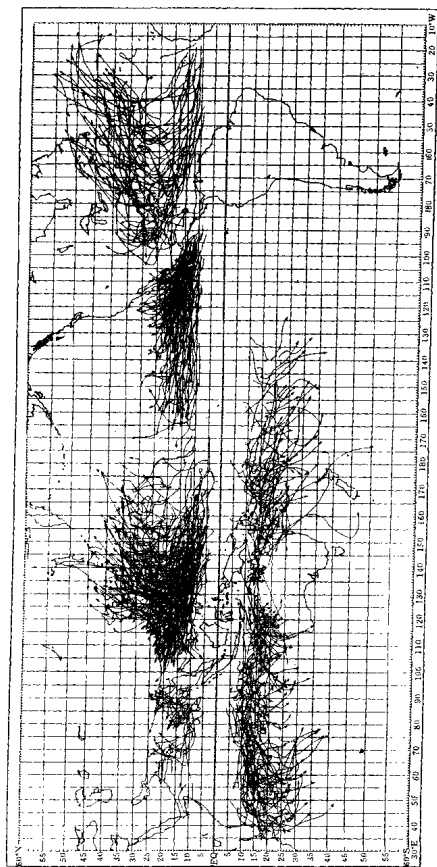


图 1.9 1979~1988 年期间热带气旋的踪迹(最大风速大于 63 公里/小时)

域的分析包括温带气旋阶段的风暴(见 1.3 节评述)。

1979~1988 年 10 年期间的所有热带气旋路径都显示在图 1.9 中。这些路径的构成,是以 6 小时最佳位置,用 Akima(1970)方法内插到每一小时的位置,然后相连而成。

注:在北印度洋海域对一个同样的气旋系统由于缺少风的观测资料造成了进一步的不一致;这一区域的国家使用 1 分钟、3 分钟和 10 分钟平均风速;通常天气观测使用的是 3 分钟风速的平均值。

图 1.10 表明了热带气旋的密度,北大西洋使用的是 Neumann 和 Prysak(1981)的方法,西北太平洋则是使用 Xue 和 Neumann(1984)和中国(1972)的方法。它是根据从通过沿赤道经向 2° 间隔的每一个 77×163 格点空间,其距离在 75 海里(139 公里)以内的热带气旋数(订正每一小时位置)作出的,但在子午线方向线性化到麦卡托地图投影来表示。使用环形区域的优点比传统的 2.5° 或 5° Marsden 方块要多,这是 1986 年 Taylor 在讨论中谈到的。其资料被标准化到 100 年的时期,并使用 Shuman(1957)9 点过滤平滑。

在理解这些资料时需要小心。100 年的频率为 100 个气旋,说明每年平均只出现 1 个。这不应理解为那天 100%可能出现 1 个气旋,相反地用泊松分布(Xue 和 Neumann, 1994)则证明 37%的机会是没有热带气旋发生的。这种分布对有限区域内气旋发生的小概率事件提供一种极好的估计。Neumann 等发现(1987),如果能得到长时期可靠的记录,使用相对频率对事件的可能性提供更好的估计。

平均的气旋移动是由绕热带气旋 140 公里圆的范围内每一网格点的热带气旋标量速度的纬向和经向部分的平均得出的(图 1.11~1.13)。为避免热带气旋移动较慢的倾向,每一个气旋的平均移动在每一个网格点的数值都归了档案,不考虑区域内它停留的小时数。至少有 7 个气旋的网格点才能在分析中应用。

1.3.4.1 热带气旋路径

路径朝极地延长,有明显的海域上的变化,这在图 1.9 中得到了证实。在这些变化中,有一些结果是由于使用某些不同的和已作废的观测和文件程序造成的。例如,北大西洋的有些统计结果是由于在热带气旋档案中包括了温带气旋阶段的早期部分。按每 10 年进一步加工这些大西洋的资料(图 1.9)表明,温带系统在 42.5° 、 47.5° 和 52.5° N 朝极向移动的比例分别为 50.75 和 100%。然而热带气旋移出热带后保持暖核心性质的能力也是一系列要素作用的结果,包括海面温度(SSTs)、环境流场特性(例如,垂直切变和越过赤道的西风带)和海陆布局。

在东北太平洋,热带气旋在低纬度典型地遭遇冷的海面温度($<22.5^{\circ}\text{C}$),并在进入西风带转向以前消散(例如, Frank, 1987)。通过比较,在西北太平洋和北大西洋相对暖的海面温度允许热带气旋很好的维持进入副热带,甚至在转向以后进入西风带。

就平均情况,南半球海面温度在同样的纬度比北半球要低,其值趋向上面引证的两极值之间。加之典型的西风带更向赤道扩展,导致南半球向极移动的热带气旋比在北半球类似的气旋在更低的纬度就失去了它们暖中心的特性。

1.3.4.2 热带气旋的密度

图 1.9 的路径表明,东北太平洋海域单位面积上热带气旋经历的次数最多,其次是西北太平洋,但后者包括的范围则更大。其它海域热带气旋的密度看起来有一定的类似。图 1.10 是用较长时期的记录作出的定量表示。最小的等值线是每百年 5 个气旋,它给出了热带气旋活动接近最低边缘值。

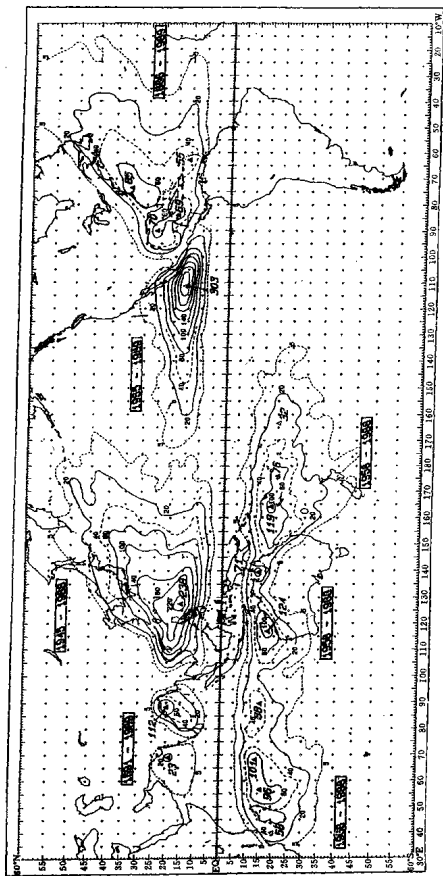


图 1.10 距任一点的 140 公里范围内每百年热带气旋出现的频率。实心三角形表示最大值出现地点。标注的数为极值。长方形框内输出的为各热带气旋发生区所用记录的年代

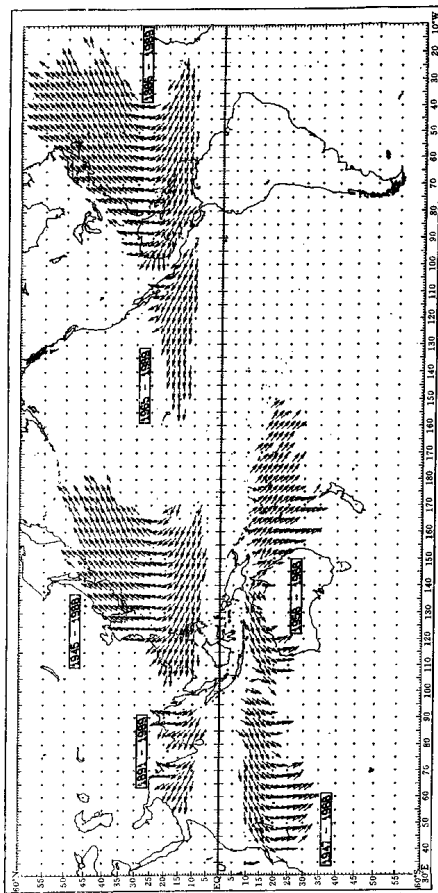


图 1.11 在图中长方形框内, 给出指定期间的热带气旋移动的平均方向

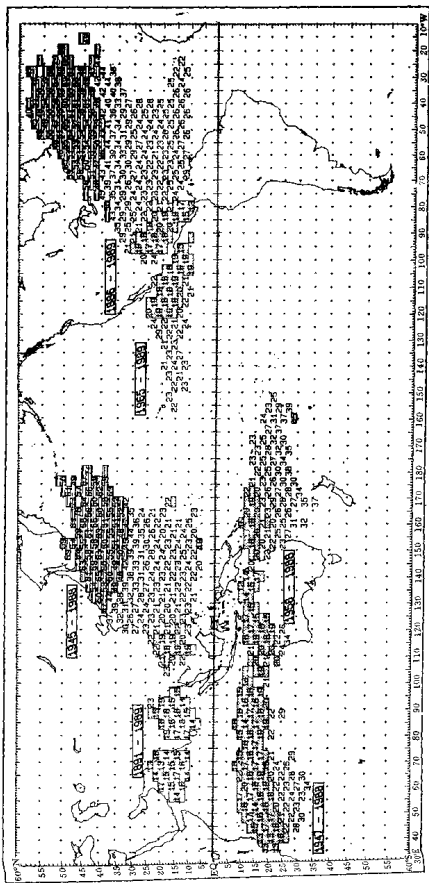


图 1.12 在长方形框内, 绘出各区域属弱定期间热带气旋移动的平均质量速度, 浅影部分表示速度小于 20 公里/小时, 深影部分表示速度大于 45 公里/小时, 速度的最小值为 7 公里/小时

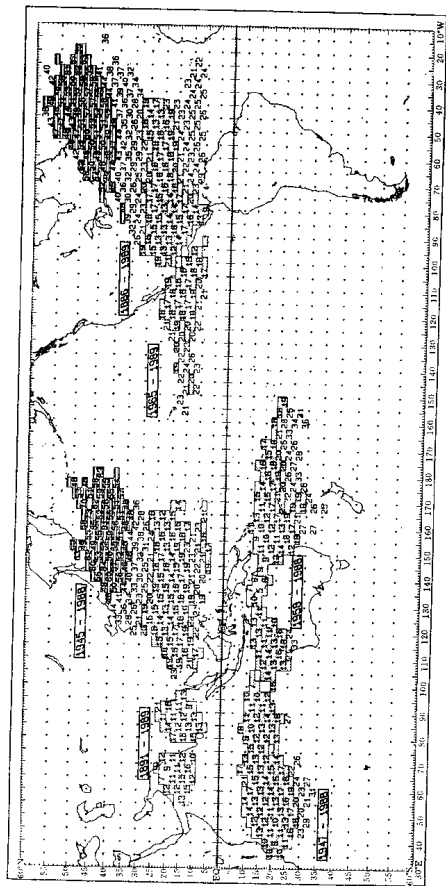


图 1.13 在长方形框内, 给出各区域指定期间热带气旋移动的平均矢量速度。浅影部分表示速度小于 20 公里/小时, 深影部分表示速度大于 45 公里/小时, 速度的最小值为 7 公里/小时

最大的热带气旋密度是每百年 303 个,它出现在东北太平洋北纬 16 度西经 112 度附近。另一个极值中心是每百年 238 个,位于菲律宾吕宋以东。南半球频率最高的是每百年 124 个,位于澳大利亚西部沿海。局地最大的有每百年 88 个,位于南印度洋东经 90 度附近;另一个是每百年 71 个,位于澳大利亚卡奔塔得亚湾,这在早期气候学中认为是不发生热带气旋的地区(世界气象组织,1979 年;Crutcher 和 Quayle,1974 年)。这说明在卫星时代之前,在这个地区没有发现气旋(Holland,1981c;Foley,1989)。

通过利用泊松分布可获得在指定区域内的具有离散性的热带气旋出现年数的有用的估计(如每年没有气旋,或每年 1 个气旋等等)。讨论这类应用是由 Xue 和 Neumann(1984 年)提供的。

1.3.4.3 热带气旋移动的方向

图 1.11 给出气旋移动的平均方向,在北大西洋和西北太平洋海域发生典型的转向,而在西南印度洋发生转向的范围较小。正如较早时讨论的那样,气旋经过东北太平洋在转向进入西风带前典型地消散。在北印度洋和澳大利亚北部和西部区域,气旋经常突然登陆,并在转向前或正在转向期间消散。在西南太平洋从赤道附近靠近中纬度西风带时导致的热带气旋主要是向东移动。在 1.3.5.1 节中包含有附加的评论和转向的细节。

1.3.4.4 热带气旋的速度

热带气旋移动的标量($\sum |v|/N$)和矢量($\sum u/N + \sum v/N$)已分别在图 1.13 中给出。已经观测到在一个海域内和跨海域的大范围的热带气旋的移动速度。有关移动速度的一些较重要的方面是:

① 在北印度洋海域和南半球东经 160 度以西近赤道的大部分地区,主要是慢行热带气旋;

② 热带气旋通过北大西洋和西北太平洋海域时,其移速普遍较快;

③ 移动最快的气旋占主导地位的只是在北大西洋和西北太平洋海域的高纬度地区,那里平均速度偶尔超过 75 公里/小时,然而在这些资料中还需要分辨出那些包括在内的温带系统(1.3.5.1);

④ 在东北太平洋海域观测到速度的变化范围较小。

1.3.4.5 热带气旋移动的变率

Neumann 和 Pelissier(1981)、Jarrell 等(1978)进行的热带气旋位置预报错误的分析,发现很大程度地依赖于热带气旋的移动和它的典型变化,最大的预报误差是发生在那些迅速移动的或变化很大的热带气旋。这样,根据气旋移动的的稳定标志,结合对平均移动误差的知识,可以提供一种比较预报误差有用的方法。

在图 1.13 显示的矢量速度总比标量速度小,用速度降低部分与标量之比(图 1.12)表示热带气旋移动变化的程度。这样东北太平洋海域的西部是热带气旋移动的高度集中区,而北大西洋和西北太平洋的转向纬度以及南半球的赤道地区移动的变化很大。因此,通过代数的矢量速度除以标量速度即能获得气候速度变化的测量值。这样一种测量经常涉及恒定度或稳定度指标(Crutcher 和 Quayle,1974;Hope 和 Neumann,1971;Miller 等,1988)。

热带气旋移动稳定度的全球变化,定义为上述的指数乘以 100 并取其最接近的整数,详见图 1.14。注意凡是指数较高、移动为连贯一致和十分稳定的气旋其值应为 100。将稳定度的等级划分为三类,稳定度指标大于 90 的属比率高的,60~90 表明为平均稳定度,系统的稳定度指标低于 60 的被认为是极不稳定的。

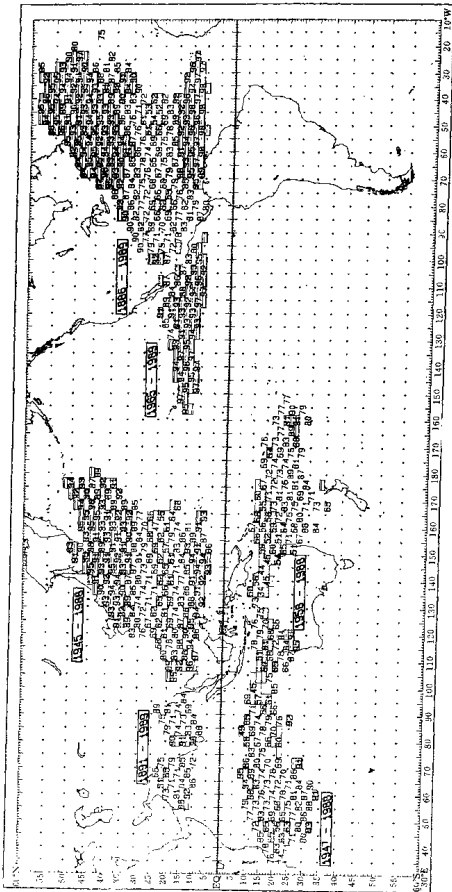


图 1.14 长方形框内所指定期间, 热带气旋的异常度, 箭头是由公式 $100 \times \text{向量速度} / \text{标准速度}$ 定的, 浅影部分表示其数小于 65, 深影部分表示其数大于 90, 最小值为 7

图 1.14 中值得重视的是在澳大利亚、西南太平洋地区和路径明显连贯一致的东北太平洋海域都是气旋移动变化无常的地区(数值低于 40)。相对低值稳定度的地区是北大西洋和西北太平洋海域的气旋转向的纬度带。

1.3.5 经圈廓线

七个海洋海域的每一个(表 1.2)纬向平均要素经向廓线分别由图 1.15~1.21 表示。这些廓线是用 1.3.4 节中同样的资料制作的。每一个海域的资料都用纬度 1~55 度间每 2 度宽中心为奇数的纬向带进行平均。在分析中总的热带气旋个数列在嵌入的表中(即 NSTMS = nnn),而不同纬度带的热带气旋个数则列在标题为“气旋个数”的栏目下。这样,图 1.16 的东太平洋海域,用的热带气旋数为 401 个,通过中间值为北纬 15 度的 2 度宽纬带为 306 个。只分析热带气旋数超过 10 个的那些纬度带的资料。

1.3.5.1 热带气旋的移动

当热带气旋移动进入副热带时,所有海域的热带气旋的移动速度将增加,包括向极和向东的速度,并伴随一些微小的变化。变化包括赤道地区(西北太平洋北纬 10 度附近)和高纬度(北大西洋海域北纬 50 度附近)的极小值。总之,最低的移动速度(见嵌入的小图)出现在北印度洋海域,而最高的移动速度出现在北大西洋和西北太平洋海域。

嵌入的各小图中还列出纬向速度为零的纬度。在给出典型转向型的海域里,如西北太平洋(1.3.4.3 节),这个纬度可以解释为这里正位于气旋进入西风带转向的平均纬度附近。然而,在澳大利亚和西南太平洋区域,这个纬度可简单分为平均向西和向东移动的区域;这个区域内少数转向气旋在纬向速度为零(南纬 17~20 度)时转向,比在纬向速度为零(南纬 9.9 度)时转向的要多。

图 1.15~1.21 中还包括相对于整个海域气旋平均最大风速预期在每 2 度纬度带内的最大气旋的风指数。最大风指数被优先应用于实际风速,以避免 1.3.1 节中讨论到各海域之间风的不均匀问题。

热带气旋移动是一个矢量;以用二维方式描述为最佳,Crutcher(1971)建议使用二维正态分布。然而,对不同海域的相当大尺度二维正态统计的叙述超出了本文的范围^①。这样的海域统计,大多数使用以前的卫星资料,统计结果是由 Crutcher 和不同的合作者提供的,例如,北大西洋海域的是由 Crutcher 和 Quinlan(1971)提供的,印度洋海域的是由 Crutcher 和 Nicodemus(1973)提供的。

热带气旋标量速度,它有一个以零为界的下限,而没有上限,它可用伽马分布描述。例如,西北太平洋海域是由 Xue 和 Neumann(1984)提供的,北大西洋是由 Neumann(1987)提供的。两种出版物对估计两要素的描述方法(瞬间估计和最大值的可能性)需确定伽马分布。另外,后一种出版物描述了对热带气旋气候学有用的其它分布。这包括描写热带气旋最大风速的维泊尔分布和描述最大风速半径的对数正态分布(Hahn 和 Shapiro,1967)。

1.3.5.2 热带气旋最大风速

在发生典型转向的海域,平均最大强度倾向于发生在刚转向之前。这证实了 1972 年 Riehl 的发现。然而,从一个热带气旋到另一热带气旋还是有变化的,对每个系统都使用这个预报规则是不可取的。

^① 这说明对每一个取样点必需有 5 种要素,即纬向和经向的标准差和平均差及各部分之间的线性相关系数。

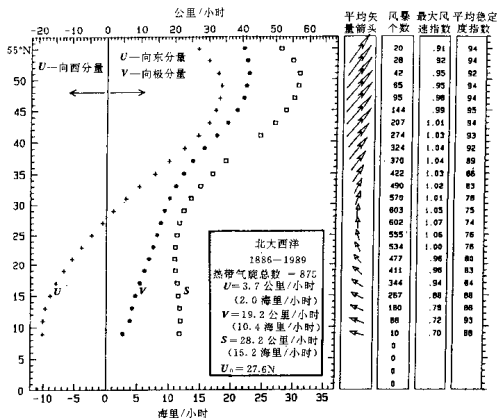


图 1.15 北大西洋海域平均两个纬距带内指定热带气旋参数的纵向廓线(每个带内气旋少于 10 个的不计算), 嵌入图内给出了记录的年代、气旋总数、海域气旋平均移动分量(u, v)折合速度(s)和平均纬向运动分量(u_0)的纬度及变化符号, 矢量箭头长度与速度成正比

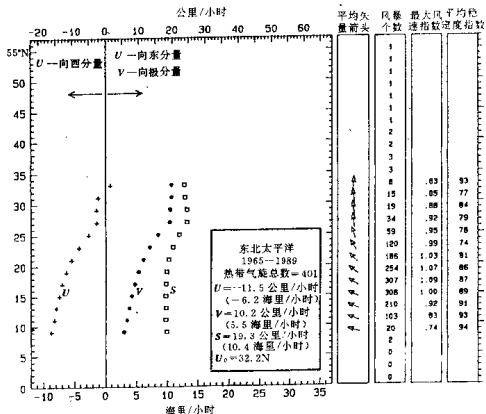


图 1.16 东北太平洋海域平均两个纬距带内指定热带气旋参数的经向廓线(说明详见图 1.15)

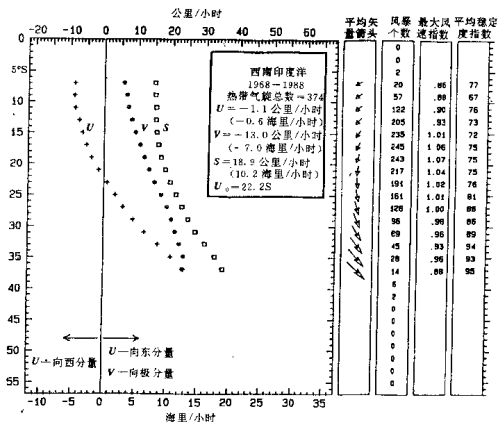


图 1.19 西南印度洋海域平均两个纬距带内指定热带气旋参数的经向廓线(说明详见图 1.15)

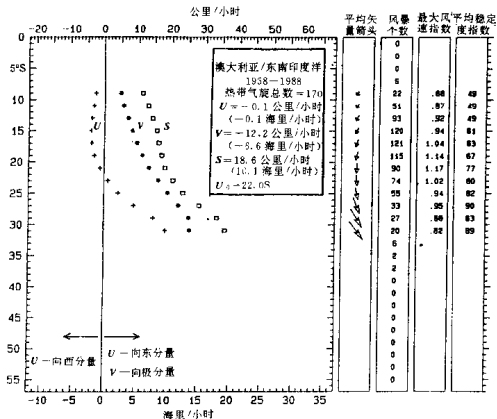


图 1.20 澳大利亚和东南印度洋海域平均两个纬距带内指定热带气旋参数的经向廓线(说明详见图 1.15)

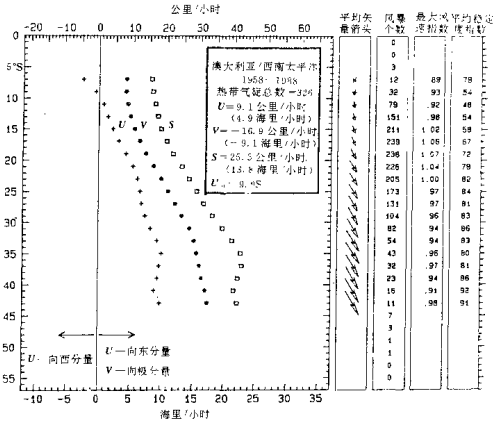


图 1.21 西南太平洋海域平均两个纬距带内指定热带气旋参数的经向廓线
(说明详见图 1.15)

热带气旋最大风速与一些因子有关,包括海面温度、低层的流入气流和平流、高层的流出气流、地形因子和垂直风切变等(Merrill,1987;Emanuel,1986;Holland,1987)。由于热带气旋对这些因子的反应有一种滞后效应,所以可解释最大风速的平均纬度有轻微向极地移动的趋势,因为在那里有关因子使气旋得到最大限度的加强。例如,在东北太平洋海域,当热带气旋进入东风带时出现最大风速。这里低纬度的冷海面温度造成了热带气旋向极地移动时强度迅速减弱。

1.3.5.3 在热带气旋移动中的变化

1.3.4.5 节中确定的稳定度指数,指出了在每一个纬度带热带气旋移动变化的程度(图 1.15~1.21)。作为北半球海域的一条普通规则,最小的变化出现在赤道地区,最大的变化是在转向的平均纬度附近。有趣的是它也是最大强度出现的区域,因而也是预报中要优先考虑的地区。在南半球,尤其是在澳大利亚地区值得考虑的是在所有地区都有相当大的变化,只有高纬度风暴例外。

1.3.6 热带气旋发生的季节性廓线

图 1.22~1.24 分别描述表 1.2 中七个海域的热带气旋出现频率在季节中的特性。所有海域热带气旋的综合特性情况也在图 1.24 中给出。在这些图中的时间尺度被调整为从 12 月 1 日开始到 14 个月以后的 1 月 31 日,以避免将南半球的最大值分开。

用以前的卫星资料准备这些需要的图,同样存在 1.3.1 节中讨论的问题。此外,1980 年

前北印度洋海域的飓风频率^①不是按专门文件的规定(Mandal, 1990, 1991)。这些涉及北印度洋和西南印度洋海域的问题,已着手通过统计1980~1989年卫星时代的和更早期可能得到的资料的每日频率而专门进行解决。早期的每日飓风频率依照相同的尺度订正到与卫星时代的一样。西南印度洋海域的热带气旋频率进行类似的调整,但北印度洋海域没有一个热带气旋达到需要给以的标度。

尽管对其它海域的资料没有作调整,Holland(1981c)和Murphy(1988)指出,在使用卫星前的资料和早期的卫星资料在澳大利亚地区周围估计的地面气压太高,因此,每日飓风频率(可能是热带气旋频率)可能比对这些区域描述的情况要高。

使用以15天为周期的线性滑动平均资料作了平滑。对很长周期的记录,Neumann等人(1987)发现9天平滑周期对可消除的随机的资料振荡是最令人满意的,而同时能保留其显著的季节变化。然而,为了保持一些历史资料短的海域的一致性,较长的15天周期在这里仍是需要的。这些图还根据每百年热带气旋的数目,给出了对任意给出的日期热带气旋发生的概率(在1.3.4节已讨论)。

图1.22~1.24揭示了不同海域热带气旋季节特性的重要细节。例如,有些海域热带气旋的发生呈现陡峭的单个最大值,而其它海域中显示有多个极值。西北太平洋海域整年都有热带气旋产生,而多数其它海域有几个月热带气旋很少或者没有热带气旋产生。

Frank(1987)提供的不同海域的热带气旋类型,本文没打算去描述各个海域的类型在气象上的原因。有关澳大利亚地区及附近的重要情况,可在澳大利亚热带气旋预报手册中找到(气象局1978),北大西洋的情况在美国国家飓风中心的路径一书中找到(本书可从国家飓风中心得到)。

在图1.22~1.24中描述的一些较重要的特征是:

① 在北大西洋海域,9月初有一个非常明显的最大值,6月和10月为两个次大值(图1.22);

② 在东北太平洋海域,8月下旬有单个最大值,沿着两侧是一些次大值(图1.22)。这些次大值可能是资料的人为原因或资料加工方法造成的;

③ 西北太平洋是热带气旋整年活跃的唯一地区(图1.22)。一个最大值出现在9月初,接着是2月份的一个最小值;有几个次要的峰值,尽管记录出现的时期是可信的,但在气象上可能没有什么意义。

④ 在北印度洋海域热带气旋频率相对较低,一个主要的最大值出现在11月份,接着是5月份一个明显的次大值(图1.23);

⑤ 在西南印度洋海域(图1.23中)和澳大利亚及东南印度洋海域,1月和2~3月出现两个季节中月最大值;

⑥ 在澳大利亚和西南太平洋海域,2月底出现最大值(图1.24)。

图1.24中的下图包括各海域综合的全部热带气旋活动。全球发生的热带气旋最少的是在5月间;接着出现的是发生在9月的最大值和12月的第二个极小值。另外还有一个启示,那就是达到飓风强度的热带气旋个数北半球比南半球多。然而,在数量上的差异,可能实际比图1.24中显示的还要少,这是由于:①所有南半球海域用的是10分钟的平均风速,这可能导致20%的偏差(1.3.3节);②南半球的气旋强度估计过低,而这种估计过低在早期和卫星时

^① 在北印度洋海域飓风风力是不规则的,早期的做法是最大风速在63~88公里/小时为热带气旋,最大风速超过88公里/小时(48海里/小时)为强热带气旋。现在的做法还包括最大风速超过118公里/小时的飓风阶段。

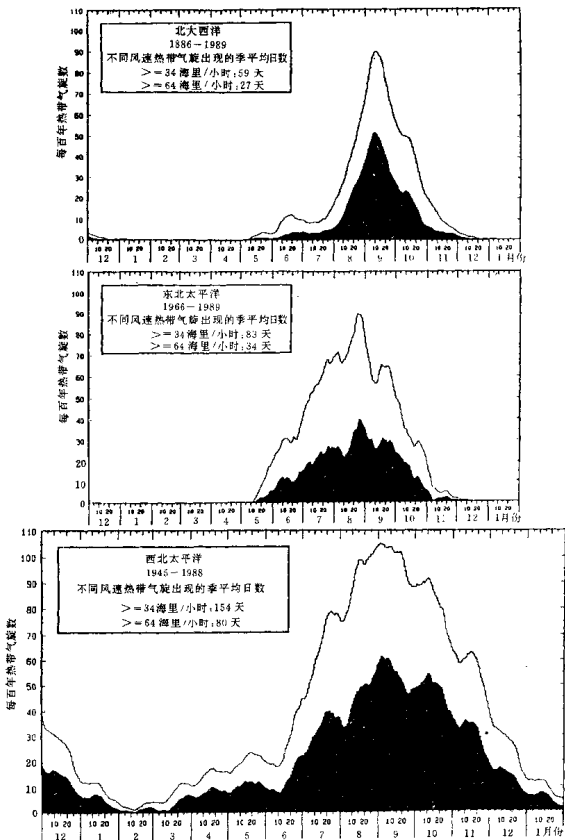


图 1.22 热带气旋频率季节廓线。上图为北大西洋海域, 中图为东北太平洋海域, 下图为西北太平洋海域。较高和较低的两个带分别表示风速达到最低的热带气旋强度和最低的飓风强度。对 15 天的资料进行了平滑处理

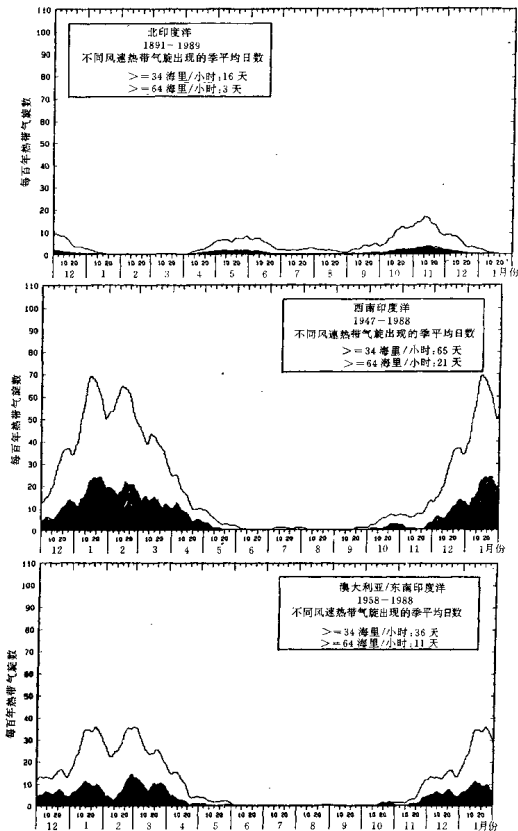


图 1.23 热带气旋频率季节廓线。上图为北印度洋海域, 中图为西南印度洋海域, 下图为澳大利亚和东南印度洋海域。较高和较低的两个带分别表示风速达到最低的热带气旋强度和最低的飓风强度。对 15 天的资料进行了平滑处理

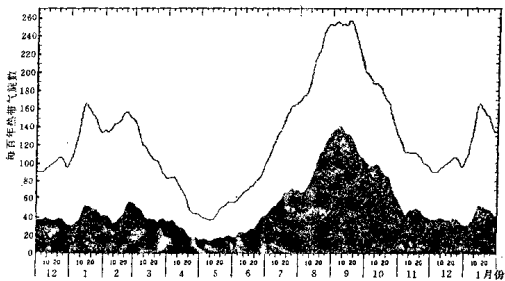
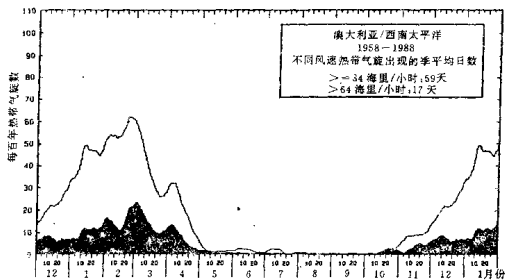


图 1.24 热带气旋频率季节廓线。上图为澳大利亚和西南太平洋海域, 下图为所有海域的综合统计结果。较高和较低的两个带分别表示风速达到最低的热带气旋强度和最低的飓风强度。对 15 天的资料进行了平滑处理

代以前可能已经发生(Murphy,1988;Holland,1981c)。

1.4 区域性气候

建议:气象台应把与本区域有关的和重要的地方性气候写在这里,以供随时参考。

2 热带气旋的结构

2.1 引言

热带气旋结构预报在相当程度上不如移动预报受到更多的关注。由于动力学过程是较高的非线性过程并发生在较小尺度条件下,使其很难观测,这也是更为困难的一个问题。因而分析和预报技术是高度经验性的。尽管在将来利用高分辨率的数值模式可提供有用的预报,但仍指望经验方法在预报工作中起主导作用。下一个十年的研究,将提高我们的认识和改进结构变化过程的概念模式。

这里介绍的预报方法是基于1990年我们对概念的理解。由于在这一领域缺少出版的材料,许多检验表已经发展成为专用的指南,但有些还没有经过在业务条件下的严格评价。改进将主要依靠业务应用、评论性的检验和在预报与研究单位之间交换情报和意见。

2.1.1 总则

对于使用任何类型的天气预报方法,来预报热带气旋结构都涉及到分析现在的条件、估计它们如何变化,也就是监测和预报。在缺少飞机侦察情报时,监测热带气旋结构通常的问题是要把从频繁的卫星云图推断的强度、范围和暴雨量与不经常的陆地站、船舶站、无线电测风站的当地观测协调一致起来。飞机侦察资料简化了分析,但仍存在相当多的困难。结构变化的预报是使用卫星云图特征的短期征兆和天气形势条件的较长时期的征兆。这些征兆是以预报员的经验和热带气旋动力概念模式相结合为基础的。由于这一预报过程基本上是主观性的,本章每节都附有一个检查表,用来指导其解释和介绍预报员之间经验的客观性和一致性的最大值。

推荐:由于对结构变化的理解不深和难以预报,对预报员来说特别重要的是:

1. 时刻想到公众的需要、易遭受的伤害和反应能力;
2. 了解预报误差的幅度,在需要时要传播这些内容;
3. 保存所有预报的记录、预报理由和结果。

对于所有反应检查表格内的项目和预报的热带气旋结构变化的表格,特别是如果保存在计算机的资料库内的话,则可按规定进行清楚地评价,并且经过几个季度之后可以进行修正。

专家系统提供一种录入这种信息的有吸引力的方法,并可以利用以后改进的子系统。目前已有的一些使用专家系统的试验,例如,正在开发的用于澳大利亚热带气旋工作站的原型系统(私人通信,F. Woodcock,1993)。然而,由于这些系统还未广泛使用,这里没有作详细的陈述。

2.1.2 解释卫星云图的注解

卫星方法的准确度：几乎所有的从卫星云图估计热带气旋强度的通用方法都是按 Dvorak(1984)的方法。这种方法提出的规则和统一的处理技术，是用于从卫星资料分析气旋强度及其倾向是一种唯一最成功的方法。然而如单独使用则也是一种最危险的方法。因为要遵守的规则和气候近似，当发生突然加深时，则也会有令人无法接受的误差。

进一步要考虑的是对预报员之间用卫星分析强度时固有的差异缺乏鉴别(Sheets 和 Grieman, 1975; Sheets 和 Holland, 1980)。由于 Dvorak 分析是经验性的，划分的基础在北大西洋和西北太平洋唯一是靠飞机侦察。其它海域的德沃夏克通用强度(CI)指数与热带气旋强度(如实测的最低海平面气压或最大持续风速)之间的关系，采用大西洋的或太平洋的标准，还有的是用少量实测资料进行地方性修正。这里特别有关的问题是在不同的海域使用的是不同时间尺度的平均风速(见 1.3.3 节)。

推荐：根据德沃夏克技术估计的气旋强度会有重大的变化和潜在的误差，在没有其它直接强度观测资料的海域经常被忽视。因此建议预报员在作预报对策时，要非常小心地将这种实际的不确定程度考虑在内。

日变化：热带对流系统特别是那些在海上的，由于晴空区与云区的短波、长波辐射收支不同，系统会有巨大的日变化(Mcbride 和 Gray, 1980)。另一方面，热带气旋结构的变化比实际的日变化要小。因为许多预报方法是使用卫星云图的变化趋向，预报员觉察到云量及热带系统的卫星云图特征是关键性的，并且它们显示出与气旋结构变化无关的日变化特征。这种卫星云图的短期日变化趋势能造成很大的误导并导致大的预报失误。

卫星观测云量的日变化，在大西洋(Browner et al., 1977)、澳大利亚区域(Lajoie 和 Butterworth, 1984)、西北太平洋(Zehr, 1987)已有描述，在卫星云图上最大和最小云区因云型而异，所以从红外(IR)云图的亮度温度(T_b)的幅度考虑，有以下几点：

1. 最大的日变化是与强对流有关的非常冷的云($T_b < -65^\circ\text{C}$)有关。这种冷云最大区域发生在 0300—0600 地方太阳时(LST)，最小区域发生在 1200—1800 地方太阳时。

2. 卷云覆盖的区域($-15^\circ\text{C} < T_b < -45^\circ\text{C}$)也有一个强的日周期变化，最大区域发生在 1800 地方太阳时前后，这时是最小强对流云区出现的时间。

3. 总云量($T_b < -15^\circ\text{C}$)日变化较小，而卷云是在傍晚(1800 地方太阳时)出现最大值。

4. 暴雨也有如对流一样的日变化。在洋面上，最大值出现在当地午夜到黎明时段；在陆地上，最大值可出现在任何时间，尤其是地形影响占支配地位时。

图 2.1 是理想云量的变化例子。由于这些日变化，热带扰动或热带气旋在当地午夜到黎明经常发生增强，而午后逐渐减弱。用一张 24 小时前的卫星云图比较其结构变化趋势是最好的。6—12 小时倾向的相反变化，只有当其强度变化抵消预期的日变化时才能出现。例如，早晨到下午这一时段，若日变化的幅度变小，则可能预示热带气旋正在加强；若非常冷的云区突然减小，则可能预示其强度暂时停止增强。这些非日变化倾向详见 2.3.2 节。

2.2 热带气旋的形成

热带气旋的生成和突发性天气不同，它是时间跨度可能几天的连续性过程。在过程的开

始热带气旋不存在,直到最后出现一个清晰的热带气旋。在这段时间内,刚出现的热带气旋需要有一个低层的中尺度环流和相应的有组织的对流,两者(与地面热通量一道作用)开始相互作用进一步发展这一系统。在此期间,预报人员的任务是监视责任区内本区各地点的持续对流和低层气旋性环流。要加强对这些危险区域的对流结构的监视。热带气旋形成的预报信息是通过大尺度因子的评估作出的,这些大尺度因子有抑制或加强热带气旋发展的作用。

各海洋海域都有热带气旋形成的业务

标准,当达到这些标准时,必须进行监视和采取适当的管理措施和处理步骤。当进行气象评估时,预报员要牢记比起瞬间事件来更重要的是要对一连几天的过程提出意见。

2.2.1 监视形成

德沃夏克(1984)分析,通常是用作利用卫星云图(2.3.2节)监视热带气旋的形成及其强度变化的工具。本节包含利用卫星云图和常规观测与分析,来确定热带气旋形成的不同阶段和估计可能的进一步发展的一些补充材料。大部分增加的材料是采纳 Zehr(1992)最近完成的关于西北太平洋热带气旋生成的研究成果。这些流程对其它海域也是适用的。

Zehr(1992)在他的概念模式中确定了两个预生成阶段,在一个发展中的扰动,深厚对流发生两次明显的加强(叠加在日变化上)。在一个持续的热带扰动内,首次对流加强是第一个阶段的开始。当对流下沉时,保留一个小的涡旋(跨度小于几百公里)。这种涡旋除非很浓密或非常符合标准,否则在常规观测中是不易被发觉的,随后在小涡旋附近对流加强是第二阶段的开始,这期间该系统获得了最小的热带气旋应有的特征,包括最大风速 17 米/秒(63 公里/小时)或者更靠近涡旋中心附近有一个暖中心和相应的深厚对流。

这里提供一种组织监视和预报程序的建议,这种程序包含用卫星和当地资料将每一个热带扰动纳入三个阶段中的某一个阶段。根据 Zehr(1992)把各个阶段作了分型,但并不打算变为基于风速或气压标准的固定等级。相反,这种分阶段是打算使预报员集中注意力于那些与发展有关的趋势或条件上。

阶段 0(“预生成”)是对任何云团的初始确定,包括以下对流条件:

a) 至少存在 24 小时;

b) 按照典型的日变化从早到晚应有的减弱消失了。一旦被确定为 0 阶段,它就必须维持,除非在 24 小时内对流不存在。对该系统除日变化以外的对流加强和相应的低层环流中心(L.L.C.C)的形成应当进行监视,这种系统的尺度有几百公里。

阶段 I(“可能的区域”)确定在当前或最近(12~24 小时)有低层环流中心出现,但正在缩小的是并不紧密相关的稳定的对流与低层环流中心。

区别低层环流中心的标志是集中在低层;特别是在季风槽地区,可能存在气旋性弯曲和切变,但其范围仅为 500~1000 公里或以上。低层环流中心在常规资料和红外云图中可能不易被发现,但在可见光卫星云图上通常是最为明显的,尤其是在全部能分辨环状的情况下。

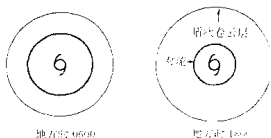


图 2.1 冷对流云(粗实线所围部分,早晚半径变化为 3:2)、薄卷云(粗实线与细实线之间的区域,早晚半径变化为 10:11)和总云量(细实线所围整个区域)日变化图解。取自 Zehr(1987)

如果对流持续,通过螺旋带的发展,低层环流中心的存在也可能变得明显。需要小心的是,存在结构紧密的浓密卷云,而没有任何地面环流存在时,也有可能发生气旋。

对流可能不如阶段0的范围广。对阶段1的系统除了日变化以外,应当监视增强的对流,特别是几百公里以内的低层环流中心。

阶段1(刚出现的热带气旋)对目前或最近的低层环流中心系统确定在它的附近相对于它的日变化,其对流正在增强,这一阶段的正式开始常常是与对流组织进入螺旋云带联系在一起。阶段1的系统应当用2.3节中的强度准则进行监视。

图表2.2包含一张监视云团和直接观测热带气旋生成征兆的工作卡。所规定的程序与德沃夏克方法是一致的,而不管是否有天气观测。它还说明在形成过程中经常发生对流暴发(Zehr,1990)。

编制评估核对图表:

天气因子:1表示“是”,0表示“不确定”,-1表示“否”	
海平面气压分析	
是否海平面气压比周围或比气候平均值低2hPa或更多?	_____
是否低压反常集中于500km或500km以下半径范围内?	_____
24小时气压变率小于-2hPa吗?气压下降的区域半径小于50公里吗?	_____
低层风分析	
在扰动附近相对于气候背景有无反常的气旋性风?	_____
是否在500km半径范围内观测到有两个或更多的风记录且彼此在扰动内呈气旋性弯曲(转向至少90度)?	_____
相对于移动的扰动是否超过10m/s的环流?	_____
在扰动中距500km半径以内是否有与扰动相对的风的局地最大值?	_____
探空分析	
是否在300hPa高度扰动的温度至少比周围地区高出2°C(200~500hPa厚度距平≥60m)?	_____
850~500hPa气旋性弯曲明显吗?	_____
天气因子总计	SF = _____

应用德沃夏克等级分类(参考2.3.2节和图2.6~2.8)

考虑右表中用总的天气因子有德沃夏克T指数决定其阶段

2:进入2.3节“强度”
0或1:进入图2.4

SF	德沃夏克T指数		
	不分美	1.0~2.0	≥2.5
4~10	1	1/2*	2
-3~-3	0	1	2
-10~-4	0	0	2

*“2”如果环流中心250km以内观测到大风或初始阶段“1”环流现在在对流区内

图2.2 组织监视。开始保持这些在任何0阶段,系统的记录并维持每6~12小时间隔的记录,直到系统完全消失。在扰动天气的一个较大区域内的每一个环流中心同样也应当有自己的评估

如以前讨论中指出,发展的关键性事件是小尺度低层涡旋的建立和在原地的持续性对流。卫星云图(尤其是明显的环状)是最有用的资料来源。只要能得到可靠的原地报告,就能有

助于发现在对流云团内的低层“活动中心”。在信风区域气压是特别有用的。在可靠测站出现的反常低压或24小时气压下降(2百帕或更大)应当引起注意,尤其是当集中发生在一个小区域内时。

释用地面风比较困难,因为有地方性环流(类似海陆风等)或者附近有降雨;在可疑区域必须保持测站的时间剖面,以帮助发现持续性的倾向。站与站之间或同一站的不同时间风的转变是特别值得重视的。强的风并不十分重要;它们可能是大尺度信风或季风风暴特征的一部分,其扰动可能迅速移动,或者它们可能是地方性跑线。减去扰动的速度以获得扰动的相对风速是有帮助的。例如,在15米/秒的向板信风中的向西移动为10米/秒的一个扰动中,相对意义的速度则只有5米/秒。嵌于弯曲环流气流中并靠近其中心附近的局地最大风速是有重大意义的。

若能得到探空和喷气飞机的报告则可间接提供发展加强的证据及有关热带气旋的暖中心结构。高空对流层异常偏暖和低、中层对流层的气旋性弯曲均是热带气旋发生的证据。

2.2.2 编制预报

刚出现的热带气旋内部的动力结构在大多数形势下是难以观测的,由于对其内部的过程与大尺度条件的关系了解甚少,所以预报通常降低为“密切注视和等待”。环境影响中,那些抑制形成的最容易测量的不发展的清楚个例则相对频繁。预报要出现并肯定形成的例子是各不相同的;经常是大尺度条件没有出现不利的影晌,但仍然使一个明显强有力的扰动没有发展起来。图2.3是一张基本依靠卫星和常规环境观测制作预报的工作卡。

卫星特征;评价卫星云图特性和切变时,扰动中心的确定应按以下顺序。定在低层低压环流中心,定在云系中心(云系统中心,2.3.2节,阶段1)或是当没有明确环流时,则应在最近24小时内最大持续对流中心。如2.2.1节中所注的那样,组织结构的程度(存在低层低压中心或者弯曲的对流云带)是形成阶段的指示。利用云顶温度低于 -65°C 的云所覆盖区域的变化,是对未来趋势的最好推断(相对于日变化趋向而言)。在存在的环流附近,重点应该注意深厚的对流情况。

卫星云图也能指示不利的环境条件。云带的规则(最新的不利因子一览表),作为德沃夏克流程的一部分,已经在北半球广泛使用,但在澳大利亚地区它的效果还是一个问题。所以还应在南半球广泛应用,一直到对它的用处能获得有更令人信服证明。

Weldon和Holmes(1991)在最近出版的使用水汽图(6.7微米)指南中确定有利于热带气旋形成环境的准则。这些准则还没有并入这本指南,但本书已包括了同步卫星可以装配水汽通道的基本观点。

环境因子;垂直切变应当通过对围绕扰动500~1000公里范围内水平平均风矢量差来进行计算。另外一种计算水平平均的方法在本章末的附录中作了描述。

气候;气候能帮助估计给出的扰动是否可能发展为热带气旋阶段,特别是当缺少大尺度天气情报时,有利于出现扰动可能的地区和季节应当被认为具有更大的威胁,除非天气条件明显的不利;在热带气旋很少形成的时间和地区,扰动常常不是真实的。在气候问题上需要小心谨慎,因为稀有的和潜在的危险条件常被忽略。这对某些重要的小概率事件,如迅速发展现象,通过增强气候信息可使这种危险得到一定程序的减缓。

月或其它时间长度的热带气旋形成图能提供作为一种有用的预报工具。下述建议的建档程序,将使这些图对过去的每一年都更加有用。使用卫星时代以前的路径记录时应谨慎;

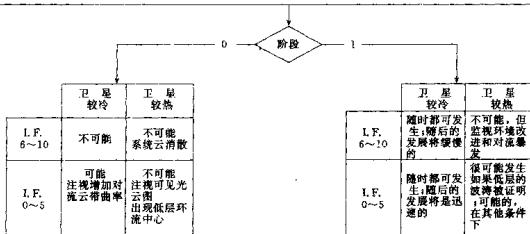
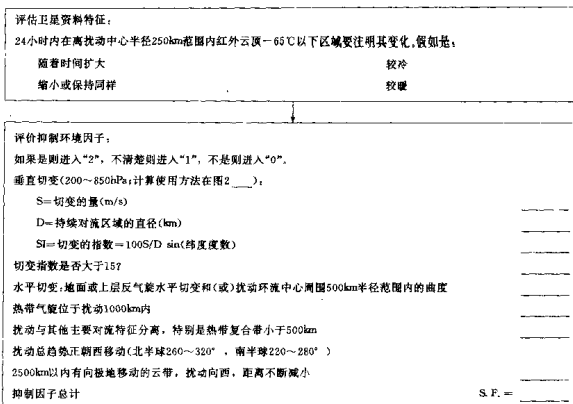


图2.3 编制预报, 对每个监视系统应当每隔6~12小时对工作卡进行一次评估

最佳路径在开始时可能根据常规资料只表明那里存在热带气旋, 而实际上或许在很早以前就已经发生了。

2.3 热带气旋的强度

德沃夏克(1984)分析方法是在缺少飞机侦察地区监测热带气旋强度的世界标准, 也是强度预报最通用的方法。这种技术的重要部分是气候发展率, 它提供估计强度变化的基础。

Holliday 和 Thompson(1979)的研究表明, 西北太平洋全部热带气旋的75%低于920百帕, 并且经历了日降压等于或大于42百帕的迅速加强阶段。曾观测到日降压在100百帕

左右的超级加深率。对所有的热带气旋,即使是较弱的那些,也应当看作是一种潜在威胁。

一种在海上的热带气旋概念模式就是它们属于自身增强的系统。它们将加强一直达到最大的潜在强度(MPI),为此除非周围环境打乱它们,诸如常见的和偶见的哪些情况。潜在强度主要是来自海面温度(SST)和对流层顶温度的作用(Emanuel, 1988b)。所以通过较冷的水面或陆地时会减小最大潜在强度。在热带和副热带纬度洋面上,强大的环境气流的垂直切变是限制增强的最常见的因子。紧密相伴有最大风和最强对流核心的热带气旋,当它们远低于潜在强度时,可以想像会得到更加迅速地增强。另一个共同的观点是不管是热带性质的还是副热带性质的高空槽间的相互作用,在合适的条件下能够进一步增加热带气旋的强度。^①

迅速加强的威胁所产生的具有很大破坏性的热带气旋,应被看作是与暖的海面温度,高的对流层顶和环境流场相对低的垂直切变有关,而组织起来的环流联系是十分紧密的。德沃夏克方法包含评价热带气旋卫星云图特征的详细程序,这是根据它当前和最近的将来强度,并且为了方便,还包括2.3.2节中的简略形式。本节给出了为修订德沃夏克预报发展率而设计的工作卡所根据的其它信息并进行讨论。对其它的预报方法也作了描述,这些方法表明可用,但还没有完全成熟或者要求在指定区域使用。

2.3.1 观测方法

用风和气压观测的方式,直接测量强度是难以应用的。台风眼和最大风覆盖着的区域是很小的,未必能直接影响到一个测站,特别是船,船长要努力避开观测热带气旋最强烈部分的机会。从环流内的其它任何地方作的观测都是有帮助的(见2.4节),但是对其强度只揭示很小的一部分(Holland, 1981c; Weatherford 和 Gray, 1988)。毁灭性的风区是非常集中的,尤其是在迅速发展的热带气旋例子中。

最通用的强度估计是从卫星云图推断的德沃夏克分析方法(2.3.2节)。直接利用卫星的移动微波观测监视高空对流层的异常变暖也是可能的。从诺阿卫星微波探测通道(MSU)进行热力学探测反演与在北大西洋(Velden, 1989)和西北太平洋(Velden, 1991)的热带气旋中心,气压降低和最大风速之间有统计上的相关。这种技术方法还没有在业务上应用,但可以预期其误差与德沃夏克方法相似。这种方法对迅速发展的热带气旋也不太有效,但有其优点,就是每次估计都比分析要早且是独立的。这种瓦尔登(Velden)方法不会遇到累计误差,而德沃夏克分析方法却可能发生。

2.3.2 德沃夏克强度分析方法

德沃夏克方法已成为大多数热带气旋预报台的基本的强度分析方法(McBride 和 Holland, 1987)。它有各种不同的类型,许多预报台已把它修改为他们自己使用的地方性流程。这里使用的版本是从德沃夏克1984年的方法中摘录的,并被世界气象组织1987年所推荐使用。总的处理方法已分别摘录在图2.4~2.6中并描述如下:

步骤1。云系中心(CSC)定位,云系中心是在云系的所有螺旋云线或云带的焦点上,如果存在则它位于眼的几何中心。对定位的详细描述见3.2.3节。

步骤1a。初始发展:扰动显示发展成为热带气旋强度(见2.2节)的特征分为T₁类。所

^① 这些规则还没有得到严格的证明,其物理结构也未了解其微。

以如此分类,扰动必须有以下三个特性:

初始发展 1(ID1)。它持续了 12 小时或更长时间。

初始发展 2(ID2)。确定在直径 $\leq 2.5^\circ$ 纬距区域内的云系中心(CSC)已持续 6 个小时。

初始发展 3(ID3)。它有一个宽度大于 1.5° 纬距的浓密而冷的($< -31^\circ\text{C}$)密蔽云区,距离中心小于 2° 纬距。该密蔽云区也可能出现在绕着中心弯曲的积雨云云线中。

在 T_1 阶段云型经常被观测到有相当大的变化。与高层反气旋性切变相关联的弯曲卷云线经常发展,这可能表明云型要比初始分类时间的 T_1 阶段要早得多。此时这些类型没有涉及到的深对流层的环流且生命史较短,这样第二天 T 指数资料可能被分析为小于第一天,正好与热带气旋生成的两个阶段的概念模型是一致的。这些弱的系统也特别容易有日变化和对流的非周期振荡,这种对流与缓慢变化的环流没有关系(2.2.1 节)。其规则是发展的第一个 24 小时夜里 T 指数不会变小。要注意只有当环境场保持有利时,在观测 T_1 型类别后可预报 36 小时后达热带气旋的强度($T2.5$)。当 T_1 型没有可能发展时,在 T_1 后面加负号表示(即 T_1-)。

步骤 2。确定云型的类别:由确定的云系中心(CSC)来决定分类时,要使用以下云型的类型。当对云型分析后,与每一种类型都对不上时,继续进入步骤 3。

步骤 2a. 弯曲云带型

步骤 2b. 切变型

步骤 2c. 眼型

步骤 2d. 中心浓云型

步骤 2e. 嵌入中心型

一般分析规则:

一般分析 1(GA1)。可以得到短间隔云图时,可将截止到分析时刻 3 小时内的所有云图上清晰的特征进行平均测量;

一般分析 2(GA2)。当从同一张图上估计出两个以上 T 指数时,要最准确地估计模式预期的 T 指数(MET);

一般分析 3(GA3)。对模棱两可的云图特征有怀疑时,分析应侧重于模式预期的 T 指数;

一般分析 4(GA4)。当对同一张图估计出两个以上清晰的资料 T 指数时,又不能肯定哪一个是最有代表性的,要区分两者的不同点。

步骤 2a. 弯曲云带型:通过与 10° 对数螺旋线相拟合的弯曲云带的弧长来确定强度的估计。上面的螺旋线要拟合云带内最冷的密蔽灰色云形轴线(最浓的云),应当与云带凹的一侧密蔽云区边缘大致平行。当云带指明两种可能的轴线时,选用最紧密的那个曲率的弧长。细胞状的云和云带内的裂块不需进行分析。当弯曲云带型发展时,通常用深灰色遮蔽云带来确定,但可能时常在确定时用较暖或较冷的灰色遮蔽。有时,云带的边界必须从先前图的形状进行解释。

有关的资料 T 指数(DT)可从图 2.4a 或图 2.5a 得到。在可见光和增强红外云图可能要用到 DT4.5 的强度。用红外增强云图型比用图 2.5a 测量的 DT3.5 要大。

在发展的开始两天($T_1 \sim T_2$)期间,全部云带弯曲的量值可能变化过度非常小,或者甚至在短时间内减少。因而在发展的第一个 24 小时时段内,只要云带弯曲足够保持达到 T_2 ,其减弱或迅速发展的清晰征兆不明显则倾向应当是使 T 指数增加 1。从 T_2 增加到 T_3 类至

少需要 24 小时,这也是重要的。尽管卷绕过程已观测到有时较快,但地面气压没有相应下降。

步骤 2b. 切变型:切变型绝大多数出现在早期发展和减弱阶段。已证实切变型是冷云移到气旋的一侧并发展出明显的边缘云系。

资料 T 指数(DT)可通过确定云系中心(CSC)来获得,也可通过低云中心与冷浓云区间的距离来获得。对热带风暴强度(T2.5~3.5),其中心将通过由冷浓云团($<-31^{\circ}\text{C}$)边缘附近或下方的几条直径 ≤ 1.5 纬距平行的环形弯曲的低云线来确定的,对弱的系统(T1.5~2.5),低云中心将粗略地定在冷浓云区 1.25 纬距内的螺旋线内,或者环形地确定在小浓云区(直径小于 15 纬距)附近。

步骤 2c. 眼型:对 24 小时以来 T 指数 $\geq T_2$ 并有眼(3.2.3 节)时的系统进行眼型分析。资料 T 指数从下式得到:

$$DT = E + EA + BF$$

式中 E 为眼指数,EA 为眼的调整指数(图 2.4a, 2.5a),BF 为带状特征指数(图 2.5a)。眼的调整因子是用图 2.4a 步骤 2a 旁边的表决定的,其规则在图 2.5a 的右上角。BF 附加值使用增强的红外云图,只有当 T 指数估值在不加 BF 时低于模式预期的 T 指数时才使用。

步骤 2d. 中心浓云型(可见光云图):中心浓云型由一个浓密的立体性云团全面地覆盖云系中心的结构组成,符合定义的中心浓云系至少 1 纬距宽,达到相应的热带风暴强度,当测量到 2 纬距宽或以上时,相应的则是飓风。对于中心浓云型,带状特征指数通常加上 CF 值(图 2.5a)。

步骤 2e. 嵌入中心型(红外云图):嵌入中心型只有在热带气旋过去一段时间的 T 指数强度 $\geq T3.5$ 时,以及云系中心在冷浓云区内($<9^{\circ}\text{C}$)表现清晰时才被分析。冷浓云区内的弯曲云线或云带和弯曲云带边缘将表明浓云区内的云系中心的位置。除了没有增加眼的判断因子外,嵌入中心型的分析与眼型分析是相同的(图 2.4a)。

步骤 3. 中心冷覆盖(CCC)型:中心冷覆盖型包括一个近似圆形,冷的或浓云覆盖气旋中心或者覆盖逗点云的顶部,不易看清这类云型预期发展的特征。中心冷覆盖型通常与抑制发展有关(图 2.4b, 2.5b)。下列各条规则应注意谨慎运用:

中心冷覆盖 1(CC1)。不要混淆中心冷覆盖型与很冷的逗点云型,很冷的逗点云尾部和顶部,通常伴随结构平滑和楔状特征;弯曲卷云线或边界经常在冷的逗点云型周围出现而不出现在 CCC 型周围。

中心冷覆盖 2(CC2)。当逗点云尾开始减小其尺寸时(这是经常观测到的),不要认为 CCC 型强度在减弱;同时,CCC 型如同 T_1 型中的眼经常是暖的,这是开始发展的征兆。

步骤 4. 过去 24 小时强度变化趋势;过去 24 小时强度变化趋势要通过其它观测确定,或者通过比较现在和 24 小时前云图的特征变化得到。系统发展通常与其结构增强和能更好地确定中心特征相联系。发展征兆(D)包括:

发展 1(D1)。弯曲云带型:弯曲云带环绕云系中心进一步卷入;

发展 2(D2)。中心浓云型:中心浓云团变得更大或者带状特征增强;

发展 3(D3)。切变型:云系中心更明确地靠近弯曲云线或者出现在更靠近浓云区;

发展 4(D4)。眼型:眼嵌入更深,更清晰(更暖),更完整,或被更冷(结构更平滑)的云所环绕,或带状特征更明显;

发展 5(D5)。表明云系不明显(非日变化)的变暖。

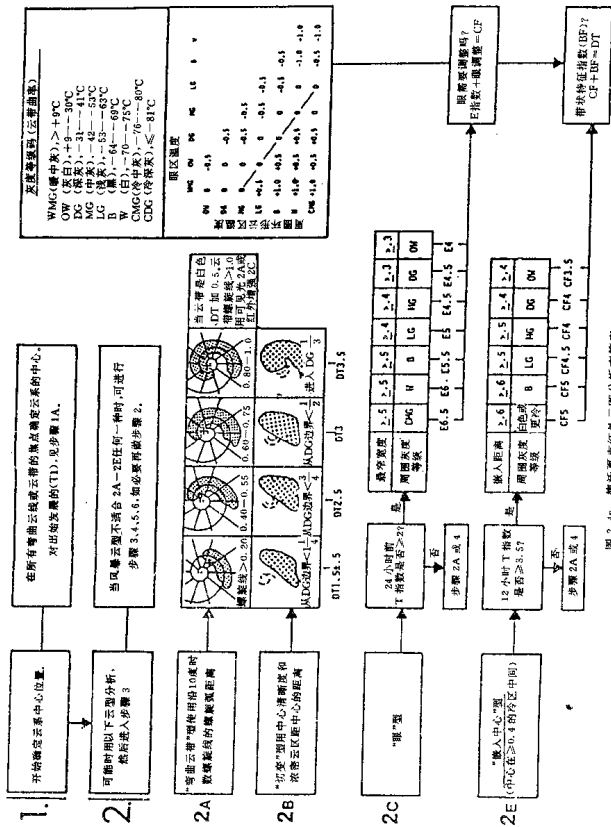


图 2.4b 德庆夏克红外云图分析流程图

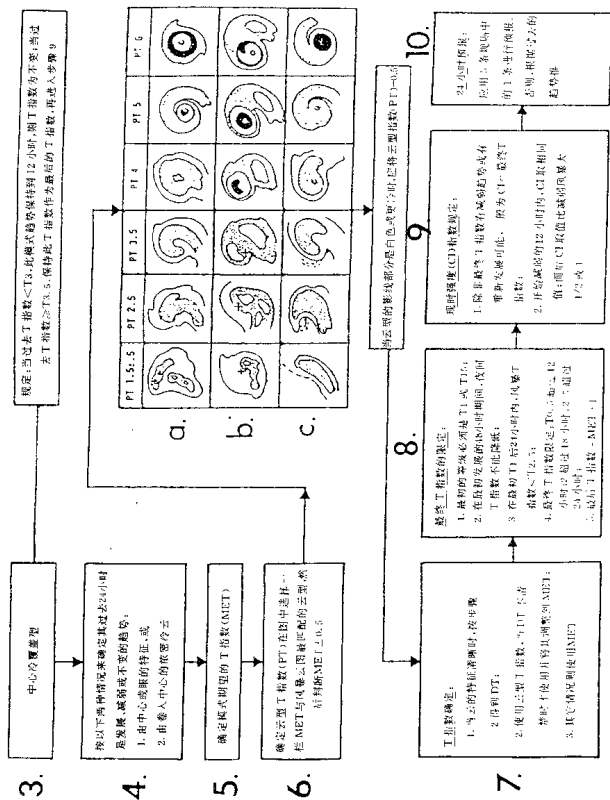


图 2.4b 德沃夏克红外云图分析查算表(续)

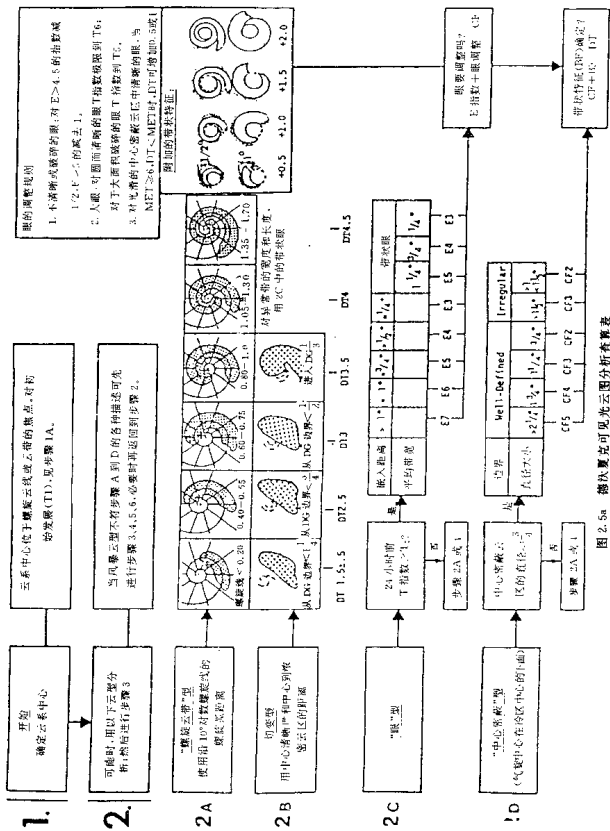


图 2.5a 德沃夏克可见光云图分析算法

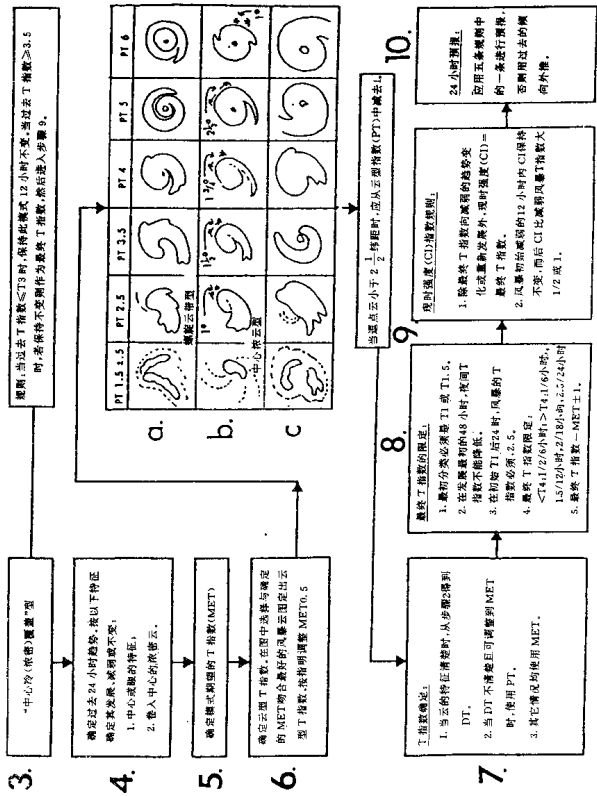


图 2.5b 德沃夏克可见光云图分析查算表(续)

当它的云型有和上述 D1~D5 特征相反的持续倾向,气旋已减弱(W)。要特别注意切变型的云型或非日变化云顶增暖(降低)的云型。当处于下述情况时,气旋变成稳定状态(S):

稳定 1(S1)。一个 T 指数 $\geq T3.5$ 的热带气旋。出现中心冷覆盖云;或者在一个较弱的气旋中维持 12 小时以上时;

稳定 2(S2)。云系中心与冷云的关系没有重大变化时;

稳定 3(S3)。在有发展和减弱两种冲突的征兆时。

步骤 5。模式预期的 T 指数(MET):模式预期的 T 指数是用前 24 小时的 T 指数,D、S 或 W 是由步骤 4 和过去气旋强度变化量来确定的。在新发展的个例中,发展率还没有建立或者有逆转倾向时,则可采用过去变化率为每天 1 个 T 指数。一般的对应关系为:

目前的强度指数或者昨天的 T 指数									
	0	1	(1.5)2	3	4	5	(5.5)6	(6.5)7	8
24 小时预报的强度指数或者今天的模式预期 T 指数									
D	1	(1.5)1	(2.0)3	4	5	6	(6.0)6.5	(6.5)7	8
S	0	1	(1.5)2	3	4	5	(5.5)6	(6.0)6.5	7
W	0	1	(1.0)1	2	3	4	(4.5)5	(5.5)6	7

过去变化率的快或慢是通过两张时间间隔 ≥ 6 小时云图的连续分析所显示云型发展的快或慢来确定的,或者是由一次观测到强烈的加强或明显的减弱来确定的。

步骤 6。云型 T 指数(PT):当发生调整时,如图 2.4b 和 2.5b 所示,云型 T 指数主要是用来调整模式预期 T 指数的。

步骤 7 和 8。确定最终 T 指数:最终 T 指数是由图 2.4b 和 2.5b 中的规则确定的。使用约束方法以便保持 T 指数在可接受的界限内,同时避免对特性变化的误解。

步骤 9。现时强度指数(CI):现时强度指数直接关系着热带气旋的强度;它是由图 2.4b 和 2.5b 的 T 指数规则确定的。表 2.1 表明强度的经验关系。

每次强度分析后,对热带气旋以前的分析要进行复审,以保持一致性。如以前几天的分析中发现误差,改正 T 指数以提供一个更准确的模式预期强度。这种修正可随时变更现时强度分析。

表 2.1 热带气旋现时强度指数(CI)与一分钟最大平均风速(MWS,海里/小时)和热带气旋中心气压(百帕)之间的经验关系。西北太平洋中心气压值引自 Shewchuck 和 Weir(1980)

现时强度指数(CI)	最大一分钟平均风速(MWS,kt)	中心气压	
		大西洋	西北太平洋
0.0	<25		
0.5	25		
1	25		
1.5	25		
2	30	100P	1000
2.5	35	1005	997
3	45	1000	991
3.5	55	994	984
4	65	987	975
4.5	77	979	966
5	90	970	954
5.5	102	960	941
6	115	948	927
6.5	127	935	914
7	140	921	898
7.5	155	906	879
8	170	890	858

2.3.3 预报强度的变化

目前,制作强度变化预报使用德沃夏克模式发展曲线(2.3.2节步骤5)、统计方法和卫星云图与环境条件的主观估计法。统计方法和发展的那些用于预报移动的办法相类似,但一般很少有效,因为强度趋势的变化实在太快。使用多元回归(Jarvinen和Neumann,1979;Merrill,1987)和马尔可夫(Markov)链方法(Leslie和Holland,1991)对各海域分别统计的气候持续性相结合的方法已经得到发展。一种综合的把环境因子(垂直切变、高空对流层角动量通量和环流范围)、气候因子和潜在的最大强度的经验估计相结合的统计方法已被允许用于大西洋海域的热带气旋(Demaria和Kaplan,1993)。这些统计模式是使用与用于预报热带气旋移动的一样方法开发的。发展这样的技术,对于当地使用的预报员们感兴趣的(参考热带气旋移动的有关章节)特别是关于气候持续性类型的方法和有关使用的统计程序。

图2.7提供一种强度预报工作卡,它合并德沃夏克方法和其他预报规则并吸收最近的一些研究成果。这种工作卡的设计是企图从几个系列的经验规则保留有用且物理意义合理的预报因子,并且也清楚地考虑了在温带的过渡和变性(2.5节)。许多系列的经验规则已经用流程图和检验单的形式加以发展,但很少有进行严格的核实和评价的^①。如2.2节结尾注明的那样,对全部工作卡项目反应的详细记录和随后的热带气旋的情况,对于改善这种方法是特别有用的。

与云带有关的有利和不利的卫星云图特征在大西洋海域得到发展,它们在南半球的用处已经被提上日程。这些方法将在南半球进行试验性应用,其用处将进一步得到证明。

具有环境特征的垂直切变应用高、低对流层的区域平均风速进行计算。计算这种平均值的一种方法将在本章的附录中介绍。

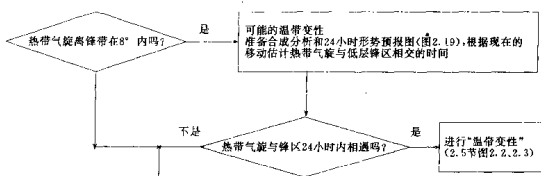
判断“辐散急流”是根据在大西洋海域得到的结果(Merrill,1988),那就是:1.辐散急流(图2.8)倾向于几乎环绕热带气旋的各个方向,这些热带气旋已停止加深到它们的最大潜在强度(MPI)以下;2.急流离去的区域在一个象限以内,或者在加深系统的两个象限内。

估计最大的潜在强度(MPI)可利用图2.9的理论曲线、气候的或观测的海面温度(SST)和对流层顶温度,这个温度应十分接近系统的外流气温。当最大潜在强度是根据中心气压获得时,它可用表2.1或利用当地现时强度与气压的关系换算为德沃夏克现时强度指数,以便利用强度变化工作卡的最终步骤。

2.4 外部结构

分析和预报热带气旋外部环流的问题,比任何其它方面的结构和结构变化受到的注意更少。它的重要性完全决定于在风险中生命财产易受伤害的程度。一个常见的例子是对一个单跑道的机场,只有20~30海里/小时的侧风,飞机本身不会造成毁坏,但对阻止飞机起飞和避免碰上降临更强的风可能足够了。对机场经理来说,真正重要的预报是环绕热带气旋30海里/小时风速的范围及何时这个范围会接近机场。

^① 详见Hebert(1978)一个检验单严格评价的例子。



卫星云图特征

有利因子:(填入1表示“是”,0表示“不是”或“不清楚”
两个连续的德沃夏克T指数至少相隔6小时都表明迅速发展
德沃夏克T指数表明迅速发展,并伴有:
一个非常冷云顶(确定为-70°C/“白色”增强
一个热点云顶

通过卷云带发散指示的辐散气流象限数

从中心密蔽云团(0-4)

“扇形”卷云带,向中心密蔽云团的向赤道方向和向东方向

热带气旋与向西移动部分的附加因子(北半球大致位于260-320°,南半球大致位于280-320°)

在朝西和朝极地的象限2500公里内没有云带

云带(初始条款)存在,但已环绕热带气旋离去(如没有云带填1)

云带存在,但属非对称性的(如没有云带填1)

云带存在,但正在向极地撤退,并且在前24小时内对流减弱(如没有云带填1)

云带存在,但它与热带气旋在前24小时内已进一步分离(如没有云带填1)

总的有利因子(0-13)

评价卫星云图特征的不利条件

不利因子:(填入1表示“是”,0表示“不是”或“不清楚”

热带气旋云带较24小时前暖,或者由于日变化倾向的变暖至少12小时(除非初始有冷云覆盖)

上述正加热足够降低德沃夏克T指数

中心冷覆盖(COC)已经持续至少3小时

热带气旋移入层积云区域

可见光云图显示弧状云带埋入中心密蔽云团

眼在变大,不太清晰,或同心

辐散的卷云线随时间变得曲率减小

热带气旋与其向西移动方向的附加因子在朝西或向极地象限2500km内存在云带,且云带弯曲朝

向热带气旋

对流性云带

云带正在向赤道方向扩张,过去24小时对流性变得更强

云带和热带气旋在最近的24小时内变得更加靠近

总的不利因子(0-11)

“有利因子的总数”减去“不利因子的总数”并进行评估

总计	变化率(每日T指数变值)	
9~13	强的有利	1.5~2.0
5~8	有利	1.0
2~4	轻度有利	0.5
-1~-1	中性的	0.0
-4~-1	轻度不利	-0.5
-7~-5	不利	-1.0
-11~-8	强的不利	-1.5~-2.0

根据卫星云图的对有利和不利特征预报24小时强度趋势(用德沃夏克T指数)

评价常规分析

根据卫星云图的预报趋势(T指数/天)

环境特征

垂直切变(200~850百帕; 计算使用图A2.1的方法):

S=切变量(米/秒)
 D=中心密蔽云团的直径(公里)
 $SI = \text{切变指数} - 100S/D \sin(\theta)$
 判断SI相应的每日T指数变化值:
 ≥ 30 -1.0 T指数/天
 $15 \sim 29$ -0.5 T指数/天
 $0 \sim 14$ 0.0 T指数/天

外流: 评价使用高空对流层分析(小于200百帕), 确定主要辐散急流的程序见图2.8

外流的象限数(0~4)
 辐散急流通过中心半径1000公里以内的全部象限数(0~4)
 判断O1~O2相应的每日T指数变化值:
 $-4 \sim 0$ -0.5 T指数/天
 $1 \sim 2$ -0.0 T指数/天
 $3 \sim 4$ 0.5 T指数/天

O1 = _____
 O2 = _____

最终强度预报

改正以后的预报趋势(不能预报T指数每日变化 < -1.5 或 > 1.5 , 不考虑修正)
 热带夏克现时强度(CI)
 估计最大潜在强度的海面温度($^{\circ}\text{C}$)24小时预报位置(图2.9)
 预报强度(热带夏克)用MPI和CI+FT中较小的值
 (最大风速, 米/秒)——(最低海平面气压, 百帕)

FT _____
 CI _____
 MPI _____
 FI _____

图2.7 利用云型评估强度趋势的工作卡

对外流环流没有标准的定义。最通用的定义似乎是地面的大风(17米/秒)界限。从中心向外到100~500公里是典型的范围并且是十分不对称的。另一种量度是外围闭合等压线的半径(ROCI), 它与大风半径有关(但不能互相折合)。在大西洋和西北太平洋存在气候学上的外围闭合等压线半径, 并观测到它们在100~1000公里之间有变化(Merrill, 1982), 对这两方面的测量均与强度的关系不大, 有可能甚至经常见到小的热带气旋伴随着极大的最大风速, 而非常大的热带气旋伴随着较弱的最大风速(Weatherford 和 Gray, 1988)。

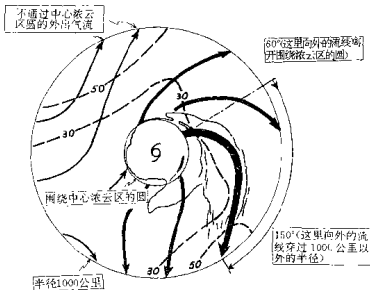


图2.8 用高空对流层流线分析确定“主要辐散急流”的方法。越过围绕热带气旋核心对流区的圆的所有流线是互补的, 它显示了垂直流线的范围。这些流线中距热带气旋中心1000公里内与最大风速有关的流线称之为“主要辐散急流”。在图例中, 主要辐散急流产生在60°处, 并跨越1000公里半径到150°, 横穿水平方位角90°或是一个完全的象限

所有的其它方面是相同的, 但填塞的热带气旋比正在增强的热带气旋要大(Merrill, 1982)。详情可参阅 Holland 1987 年的有关著作。

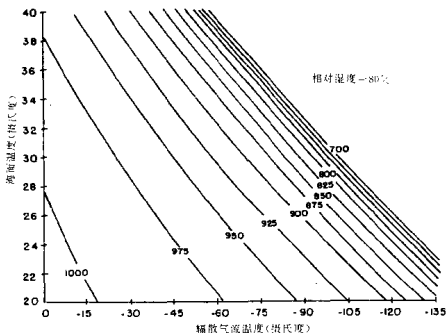


图 2.9 海面温度和辐射气流温度作用的结果导致最大潜在强度(用中心气压百帕表示)(Emanuel, 1988b)。设定外围气压 1013 百帕, 相对湿度 80%

从概念上讲预报外流环流在热带气旋结构方面是比较容易的。特别是热带气旋进入副热带, 起支配作用的动力学则与那些大尺度中纬度系统更为接近, 而不涉及复杂的和大的不可能观测的支配着核心区域的涡旋和地面过程之间的相互作用。不幸的是到目前为止缺少直接的研究, 外围闭合等压线半径(ROCI)的气候学和少数应用研究, 得出的一些一般原则是当前唯一得到的预报工具。因此, 这本“指南”只能介绍一般原则和气候资料。

2.4.1 观测方法

外环流可能是最容易直接观测的要素, 而最难的是从遥感的卫星云图推测, 对此最近解决了试图混合应用的问题。由于船舶沿着热带气旋边缘航行, 如果影响船舶航路, 边缘的环流通常是很好观测的。尽管这些观测经常描述没有大风的区域, 这对分析也是一种有用的资料。当确定外环流接近陆地时, 宣布有关风速表置露的情况和陆海粗糙度差异较大时, 需要仔细考虑, 大风风力等速线在海上进入陆地是很慢的。

在一些较大的国家气象中心制作的低层卫星云移动的产品, 从这些中心直接或是与分析相结合的传输产品都可能是有用的, 这些在没有高云的象限内, 能很好的定出外流环流, 但相对对称的热带气旋除外, 它们没有考虑其它象限的代表性。关于与热带气旋有关的对流性云带的平均情况的研究, (Wei and Gray, 1985), 指出地面风在主要云带比相同半径的晴空区要大。

移动微波辐射仪, 如装在美国国防系列卫星上的(SSM/I), 能在无雨地区估测地面风速。这些观测是根据颠簸的海面上风的耗散和已经显示出具有监测围绕热带气旋周围的风的技术(Rappaport, 1991)。

2.4.2 预报外流环流的变化

北大西洋和西北太平洋热带气旋外围闭合等压线半径(ROCI)的气候包含在图 2.10 和图 2.11 中。表明在两个源地中较大的热带气旋的出现频率都出现在季节后期和较高的纬度。在西北太平洋有一个在低纬度产生大系统的倾向,这在北大西洋没有出现。建议通用的原则如下:

1. 热带气旋的初始尺寸大小与它的形成环境有关。大多数热带气旋形成在季风槽附近,并且初始就比较大。热带气旋形成在季风范围中则趋向于较小;

2. 热带气旋经常在加强时收缩,填塞时扩展;

3. 热带气旋后来尺寸大小的变化随热带气旋周围环境的变化而变化。那些移出季风槽进入信风带的热带气旋有可能收缩。那些靠近中纬度地面槽或者进入断裂的副热带高压脊的热带气旋经常扩展(图 2.12)。

4. 非常大的热带气旋在季节后期副热带纬度是最常见的。典型的天气形势是热带气旋在中纬度槽前向极地移动,伴随着在它东部的副热带高压脊西部是斜压性更强的反气旋。

特别是在例 3 和例 4 中,伴随热带气旋的形成,在季风槽中还出现向西移动的强风潮,大风的范围很可能更加不对称。预报周围天气系统的移动和气压变化同样有助于预报热带气旋本身。例如,一个发展的反气旋经常与它本身和热带气旋之间增强的梯度和风速有关,并导致斜压性增强。图 2.13 提供了热带气旋生命史的一例,它形成于信风系统。

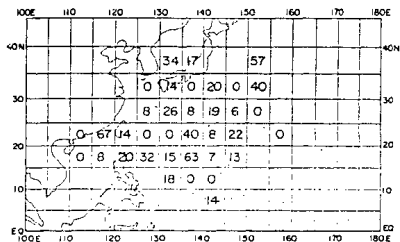
还没有预报外流环流的统计方法。动力模式的能力,无论是有限区域或是预报热带气旋尺度大小的全球模式也都没有作出评估,尽管它们的结果很大程度上决定于人造涡旋的尺寸,假如它被确定,则因此使用要极度谨慎,确信涡旋的尺寸与热带气旋移动的动力学有关。近期有关移动研究的重点,也可能间接导致更加注意对外流环流的分析和预报。

2.4.3 建档程序

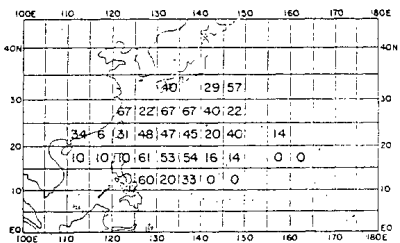
推荐:建议把外围闭合等压线半径和/或沿着 4 个象限移动方向的法线方向的大风风力半径均增加到热带气旋“最佳路径”的档案中。十年或更短的时间对每一个热带气旋源地都能拿出一种气候持续性类别的多元回归方法。与很大或很小的热带气旋有关的天气条件或迅速加强的外流环流,均应进行总结并编入目录。

2.5 温带变性

进入中纬度的热带气旋有其特殊的预报问题。超过 3/4 的热带气旋横越纬度 30 度,当它们移过陆地或冷的海面或遭遇与中纬度斜压有关的垂直风切变时,要经历“温带消散”和减弱。当较冷的空气进入环流的西部,热带气旋可能扩展(2.4 节)并向外传播其怒涛,在十分大的区域内有疾风,与之同时仍然保持一个集中的核心并伴随活跃的对流。最终,对流可能完全停止或者移到其中心以东,温带开始消散。消散中的热带气旋,特别是那些伴有大气环流的,在离地面以上 1~2 公里内仍保持大风以上风力的可达数天。造成垂直混合的任何过程(对流或通过粗糙的地形)均能导致强的地面风。



9月



10月

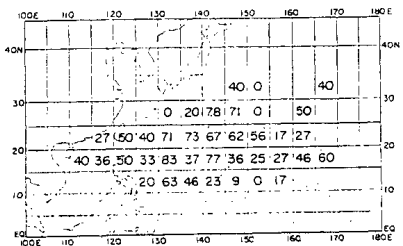
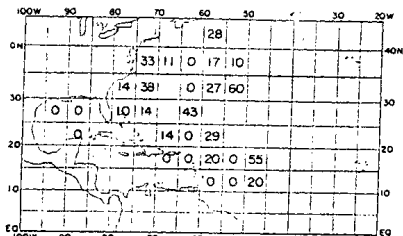
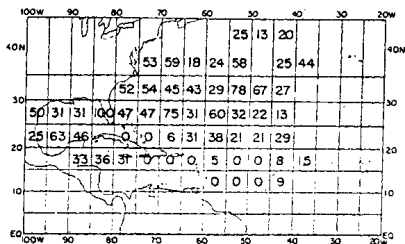


图 2.10 1961~1969 年期间,西北太平洋 8、9、10 月通过各区块(5°×5°)的大热带气旋相对于所有系统的百分数(引自 Merrill, 1982)

8月



9月



10月

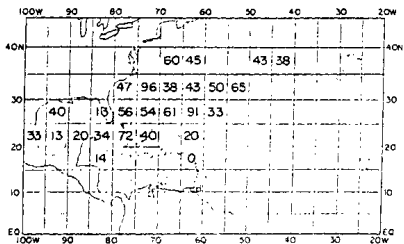


图 2.11 1957~1977 年期间,北大西洋 8、9、10 月通过各区块(5°×5°)的大热带气旋相对于所有系统的百分数(引自 Merrill, 1982)

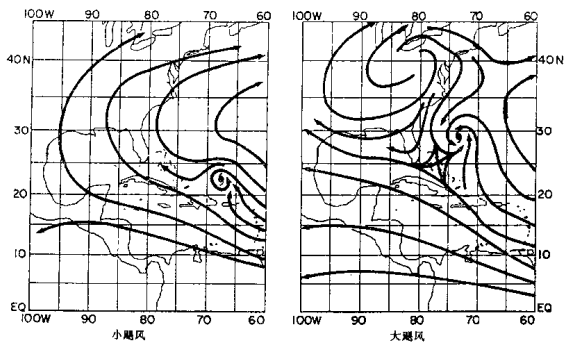


图 2.12 小的热带气旋及其低层对流层环境流场(左)和大的或发展中的热带气旋与低层对流层环境流场(右)关系的举例

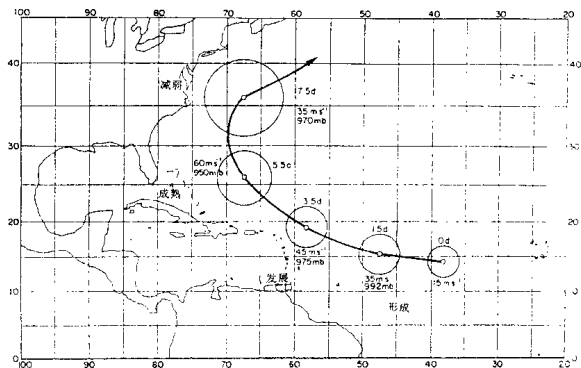


图 2.13 12 个转向的大西洋飓风尺度和强度的平均变化。图中的圆圈是按外围闭合等压线的平均半径绘出的

另有 $\frac{1}{4}$ 进入中纬度的热带气旋, 直接与锋区相互作用, 经历温带变性, 产生一种动力结构和风雨分布极不相同的温带气旋 (Brand 和 Guard, 1978; Muramatus, 1985)。热带气旋与温带气旋在特性上的不同概述于图 2.14 和表 2.2。

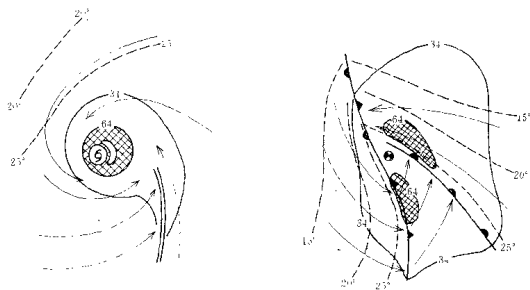


图 2.14 热带气旋及其相关的地面温度和风场(左)及由于热带气旋温带变性而成的秋季海洋温带气旋相关的地面温度和风场示意图(根据 Mook, 1955)。从本例中可见温带气旋的结构和两种气旋型的尺度有很大的不同

在变性期间, 气旋可能处于混乱状态并迅速变为具有热带气旋与温带气旋的混合特性。对其低层天气结构 Sekioka (1970), 描述其变性类型可分为“混合型”或“复合型”。当热带气旋进入一个已存在的温带气旋时产生混合型温带变性, 这时由于增加了非绝热热量和水汽通常使系统加强。当热带气旋接近锋区时, 在锋面上诱生一个新的低压波, 这时产生复合型温带变性。此时热带气旋以特有的加速进入波动, 产生一个单独的温带气旋, 有关这两种过程的结构变化将在 2.5.3 节中描述。

表 2.2 与温带变性有关的结构和动力变化

要素	热带气旋	温带气旋
温度	对称, 暖中心, 高空最强	在低层相对锋面的不对称性
风	非常的轴对称和集中, 典型的在移动方向的右侧伴有最大风速(北半球)	强的不对称和不集中, 冷暖气团中伴有最大风速, 特别是锋附近
暴雨	略微对称, 通常在移动方向(北半球)的右侧暴雨最强	不对称, 通常在气旋向极一侧暴雨最强
能量	由于强风低压在海面上的蒸发产生局地斜压。在暖中心集中对流云大量对称上升气流和在眼区下沉气流及外围雨下沉气流而产生动能	集中通过气旋尺度的热平衡存在的大尺度斜压。通过在暖气团中气旋尺度的上升和冷气团中的下沉, 产生动能

有关热带气旋类的温带变性问题很少受到重视,而对迅速发展的海上温带低压或爆发性气旋(Sanders 和 Gyakum,1980)已引起更多的注意。这些系统在斜压环境中发展,但它们的成熟阶段受到地面通量和非绝热过程的强烈影响,它们的一些结构特征与热带气旋是相同的。Newton 和 Holland(1990)提出了一种这类系统结构和动力的精辟论点。其中的某些知识对变性的热带气旋同样是有用的,因而融合热带和温带的预报方法或许是有益的。

2.5.1 气候学

对预报员有用的温带变性气候学一般是没的。热带气旋国际研讨班(IWTCS)的目的就是鼓励在不同源地使用标准的定义和程序将气旋变性事件列表。

气候学可能是地理的或者是天气的。表 2.3 给出的是进入中纬度海域的热带气旋数量的地理气候学。表 2.4(引自 Brand 和 Guard,1978)给出的是天气气候学,由于它公布定量的气旋生命史不同周期的长度和各类变性的频率等。因此,对预报员是很有用的。只根据一年资料写出的气候学,可能对那些熟悉每一源地资料细微区别的人们进行列表统计提供一个启示。其它海域在数量上肯定是不同的,且除了混合和复合型以外可能还会有别的类型,但只有通过对各源地进行系统的建档和整理,才能得到了解。这种气候学可作为制定特殊预报规则和指导的出发点加以使用。

2.5.2 分析程序

只要可能,对热带气旋的残存痕迹应尽可能长时间的进行跟踪。可见光云图对分析这些系统是特别有用的,当低层环流中心(LLCC)能跟踪时,即使对流已经消失,或者组织结构已不明显时,也是有用的。它对跟踪中部对流层的残迹也是重要的,可能按照与低层环流中心不同的程序,因为它们包含丰富的水汽。假如追踪到残留的热带气旋进入温带天气系统,则会迅速发展为大雨,即使热带气旋的低层环流对它自身已变得不重要了。

表 2.3 从最近的季节摘要中收集的热带气旋,从海域进入中纬度的气候(Foley,1989)。不同海域间的比较是很难的,因为有些气象台(例如联合台风警报中心)对热带气旋的记载来自航海日志,所以他们马上即可确定温带变性过程结束。其它的(例如,迈阿密的美国国家飓风中心)则可能将气旋的温带阶段也作为生命史(见 1.3.4 节)

区域	时间(年)	气旋个数	向移入较高纬度的个数				
			25	30	35	40	45
西北太平洋	5	132	66	49	27	8	0
东北太平洋	4	74	9	1	0	0	0
大西洋	4	37	32	31	24	15	9
南太平洋	4	54	32	19	10	0	0
南印度洋	4	68	17	8	4	1	0
北印度洋	5	26	0	0	0	0	0

2.5.2.1 天气分析

当低层与暖平流有关的上升气流和高层与气旋性涡度平流有关的上升重叠时,产生温带气旋。在个别的例子中,不是低层部分起主导作用就是高层部分起主导作用。Foley(1989)列举了两种类型的例子。不幸的是对温带变性的描述几乎完全使用传统的分析而不用卫星云图,所以推荐的分析程序也十分侧重于传统的天气学方法。洋面上得到的常规资料

太少是不能令人满意的(虽然只用地面和高空对流层的资料,作一些有用的分析是可能的)。

Muramatsu(1985)提议温带变性应包括以下几个方面的特征:

1. 温度场和湿度场发展成为清楚的不对称;
2. 有组织的对流核心变得混乱而消失;
3. 中高层环流变得混乱且减弱;
4. 主要的雨带向着朝东移动的锋的方向转移;
5. 干冷空气从锋面侵入环流;
6. 大风风圈扩展的同时变成高度的不对称。

对于向温带过渡的分析和预报应当考虑这些特性。

图 2.15 推荐的符号能够突出显示对监视向温带过渡而感兴趣的低层和高层特征。如在 2.6 节所描述的,这些特征对暴雨预报也很重要。从低层(地面或 850 百帕)、中层分析(500 百帕)和高层(200、250 或 300 百帕)分析中选择的特征,这些特征是与垂直移动或温度和涡度、平流有关,它们能确定出来并同时标注在一张综合图上。将特征按等级标注在垂直方向上,上下对应使其看起来较方便,综合图本身对于个别天气资料来说,则成为一份精练的档案。

一个复合变性伴有轻微重新发展(Agnes, 1972)和一种混合变性伴有爆发性再发展(Hazel, 1954)的综合图举例,分别由图 2.16~2.18 和图 2.19~2.20 给出。热带气旋 Agnes(发生在 1972 年)变性后没有形成强的温带低压,但造成了大范围的暴雨和严重的洪水(Di Mego 和 Bosart, 1982a, b; 见 2.6 节)。

热带气旋 Agnes 在经过陆地进入高层高压脊后就立即减弱了(图 2.16)。一天以后,一条冷锋和高空槽推进到这一区域(图 2.17)。那冷锋随后并入 Agnes(图 2.18),它就是之后附近的高空槽的中心。1954 年热带气旋 Hazel 变性则远为迅速和猛烈。迅速推进的锋和伴有强急流的高空槽赶上了强的飓风(Hazel),当时该飓风正加速北上(图 2.19),一个强烈的温带气旋伴随着高度不对称分布的风在 12 小时之内产生了(图 2.20)。

表 2.4 西北太平洋温带变性的天气气候特点

Brand 和 Guard(1978)根据 1971 年一个季节的资料统计的

类 型	数 量	项 目	各 类 持 续 时 间		
			天 数		
			转向前	转向变性	温带的
经过陆地而不消失的数量	16	平均	3.9	1.5	4.4
混合型变性的数量	12	标准差	2.8	0.9	2.7
复合型变性的数量	3	最大	8.9	5.5	9.3
在海上消失的数量	2	最小	1.0	0.3	0.7

2.5.2.2 卫星云图的释用

不幸的是没有广泛使用德沃夏克(1975, 1984)对温带变性的卫星云图分类方法,尽管一些例子已经被 Sekioka(1970)、Herbert 和 Poteat(1975)证实。可以提供和使用与温带气旋生成有关的释用云图准则(见图 2.21)。初始发展的外形特征(图 2.21a)被称之为“斜压叶”;它是一片无空隙的中高层云区,平行于地面锋和高层急流,伴随位置向赤道方向急流拐角处的初生地面低压。当温带低压发展时,其斜压叶变形为由多层云组成的逗点云,并可能有很大的变化(图 2.21b~c)。

地图图标志—黑色

冷锋 (黑色)	
暖锋 (黑色)	
静止锋 (黑色)	
雷暴锋 (黑色)	
辐合线 (黑色)	
热带气旋中心 (黑色)	
其它低压中心 (黑色)	
区域性上坡气流 (绿色)	
地面露点等值线 (15, 20, 25, 绿色)	

暖空气平流区 (红色实心圆点)	
--------------------	--

500 百帕图标志—蓝色

槽线(蓝色)	
脊线(蓝色)	
气旋性高度平流区 或等压面高度下降区	

高空对流层顶标志(200—300百帕)—紫色

急流 (风速最大值)	
槽线	如高空 500 百帕
脊线	如高空 500 百帕

850 百帕/1500 米(或地面)图标志—红色

低空急流 (红色)	
冷空气平流区 (蓝色空圆圈)	

卫星云图标志—绿色

深厚的对流云 和低压带	
----------------	--

图 2.15 在与向极地移动的热带气旋有关的温带变性和暴雨的综合图中推荐使用的符号

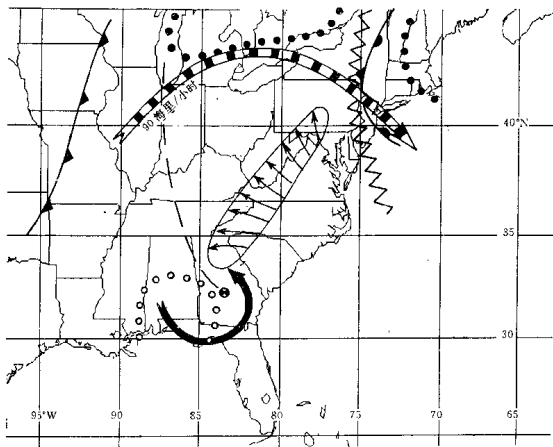


图 2.16 使用图 2.15 中的符号标注的飓风 Agnes 残迹。
1972 年 6 月 20 日(国际协调时)的综合图

2.5.3 预测

2.5.3.1 数值模式

数值模式的研究已经成功地模拟了海洋温带气旋的发生和热带气旋的温带变性。与热带气旋的强度不同,水平分辨率的要求应当达到区域模式和全球模式的最高分辨率以内。然而,在第二届国际热带气旋研讨班上(1990)指出,温带气旋业务数值天气预报模式的工作已趋于落后。分析不可靠是一个原因,情况也可能是边界层和非绝热过程处理不足。假如以后的错误来源得以控制(如某些迅速的温带气旋生成的研究似乎得到启示),模式的物理内涵可能得到充分的改进,以提供良好的指导。总之,数值模式中有关可能发生温带变性的个例的情况应当注明和记录下来,这样加强和减弱才可能被可靠的确定。

2.5.3.2 经验方法

没有明确的记载有关预报温带过渡的经验方法,图 2.22 是一种推荐的判断方法,它是按那些用于强度变化和降水的方法设计的,只有很有限的实际检验。应用时需要谨慎,积极建议使用的当地记载的结论。图 2.22 是对一个争论的假设的个例,那就是在温带过渡中强烈的再发展,如果没有有利的高层条件,是不会发生的。虽然这可能是真实的,但在经验或理论上未经充分验证前,预报员的谨慎是可取的。

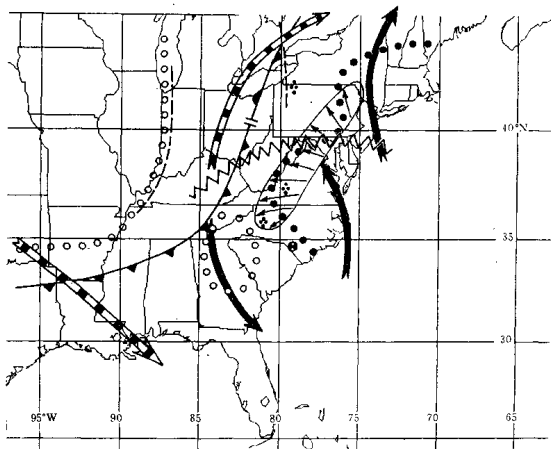


图 2.17 使用图 2.15 中的符号标注的飓风 Agnes 残迹，
1972 年 6 月 21 日 (国际协调时) 的综合图

2.6 降水

热带气旋含有极度暖湿的空气，覆盖区域可达 100 万平方公里，且其移动又相对缓慢。因此，它们有产生特大暴雨的能力。特别是当难以预报的形势出现时，这也就是当气旋移入内陆并再次发展为洪水低压，或者在温带变性期间一个新的如 2.5 节中所描述的混合系统有可能迅速发展并产生暴雨。

热带气旋降水的定量预报之所以很难有以下三点原因：

1. 降水量本身的准确测量是困难的，这里包括降水的业务分析和改进的预报辅助工具；

2. 目前路径预报的误差意味着准确的降水估计不可能必然转化为精确的预报，特别是当气旋移近有突出地形的区域时，则更是一个特殊的问题；

3. 热带气旋与其它天气系统之间的相互作用。它们本身是复杂的，并且了解甚少，因此在大范围上升运动和高湿度区内的暴雨是难以预报的；

4. 即使在明确地确定为受威胁的区域内，了解甚少和监视困难的中尺度过程能够决定

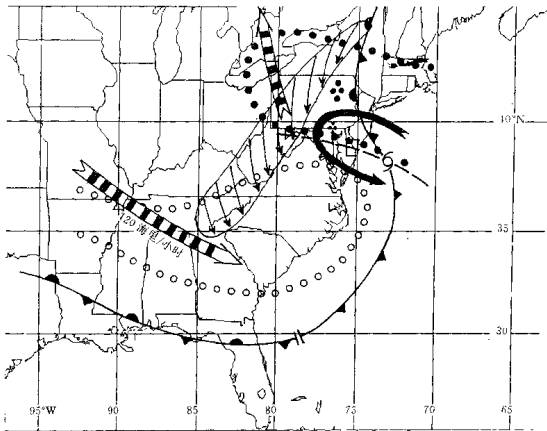


图 2.18 使用图 2.15 中的符号标注的飓风 Agnes 残迹，
1972 年 6 月 22 日(国际协调时)的综合图

暴雨的分布。

正如热带气旋结构预报的其它方面一样,业务数值模式一般缺少清晰准确预报暴雨的分辨率和物理过程,但它们正在迅速得到改进。它们或许在复杂形势下,对决定威胁区域方面会特别有用处。

热带气旋降水研究偏重于对少数个例的深入检验,改进预报能力,特别是对区域性罕见问题的预报,通过开发对各种不同个例的简单的有关天气特征和造成降水的档案资料,可能是很有用处的。预报员能够将每一种新形势,按热带气旋的类型范围进行分类,这是有用处的,也许能制作暴雨威胁地区的更为准确的预报。

2.6.1 降水测量

准确测量降水是很难的,特别是对小区域、暴雨和短时间的降水。通常使用三种方法:

雨量器;雨量器测量非常简单和直观。遗憾的是对流性降水在水平方向变化是极大的(图 2.23),所以雨量器网必须非常稠密。否则,一个局地的极值就可能被曲解为整个区域的量。在热带气旋中出现的那种大风也可能造成雨量器周围的湍流,除非采用特殊的防护罩,否则测到的量会减少。雨量器网比用雷达和卫星资料间接估计,在提供的地面真实资料方面,尽管是有限的,但是最有价值的。

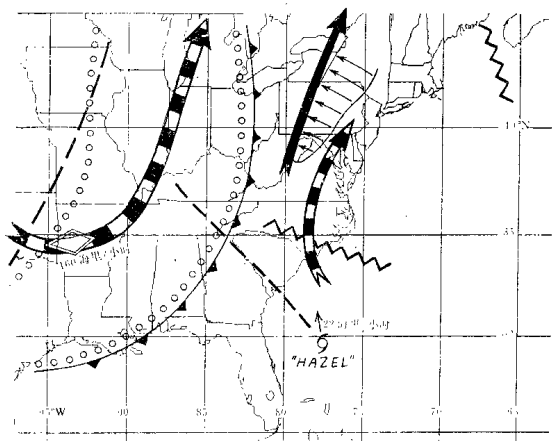


图 2.19 使用图 2.15 中的符号标注的飓风 Hazel, 1954 年 10 月 15 日 0300(国际协调时)综合图。当飓风靠近美国中部大西洋海岸, 其前有一条特强盛的斜压槽

雷达: 雷达能在各种情况下对连续覆盖 200 公里半径的圆测量降水, 除非有地形遮挡。由于雷达测量时的连续空间覆盖和全区均包含由回波长和波束宽度平均决定的, 所以它取样时容易发生偏向的情况比雨量器要小。雷达测量由被降水粒子散射回来的无线电脉冲的强度, 它与降水粒子的尺寸和类型(雨、雪、冰雹)有关, 这种关系是由一个相当复杂的方程决定的。降水粒子尺寸和类型与降水率之间有一种尚不很清楚的折合关系, 通过比较雷达和雨量器的测量值, 根据经验性的尺度与降水率(Z-R)的关系(Batten, 1973)确定的。这种关系随着雷达和天气系统类型的不同而变化。

卫星云图: 卫星云图能用于估计降水是根据云状结构和(红外)云顶黑体温度等, 即经验关系确定的。尽管这种关系不十分精确, 但对于大范围 and 频繁多次取得的热带气旋通过洋面时的降雨量是一种有用的初步估计。

卫星微波测量: 它是使用在空间的辐射仪测量向上的微波辐射, 或者用活动“雷达”, 其工作原理与地面基准雷达相同。目前对几种系统作了检验, 并显示了定量确定热带气旋降水量的重大前景。然而, 在目前阶段业务性应用还没有检验。

2.6.2 降水分析和预报

由于气象的复杂性、测量的有限性以及缺少客观工具, 热带气旋的暴雨分析和预报最好

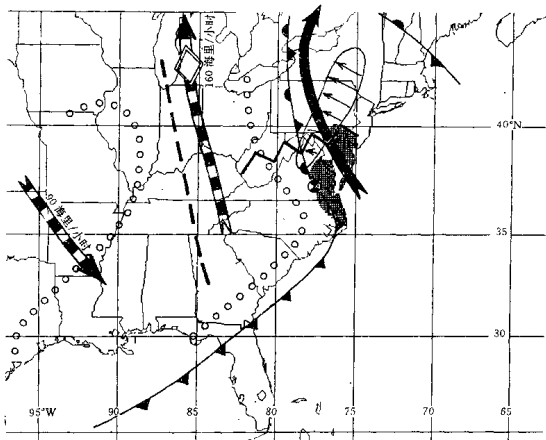


图 2.20 使用图 2.15 中的符号标注的飓风 Hazel, 1954 年 10 月 15 日 1500

(国际协调时)综合图。飓风 Hazel 已变为主要的温带低压。在阴影区出现了大于或等于 25 米/秒的风速(摘自 Mook, 1955 年)

能指出其结果的可靠程度。在业务模型方面的建议首先确定形势不复杂或者复杂。

不复杂的形势要符合以下条件:

1. 热带气旋的发展相对成熟;
2. 热带气旋登陆才一天或不到一天, 它的移速有足够的快, 其降水区全部通过一个指定点只需一天或不到一天;
3. 在热带气旋路径经过之处没有地形特征。因为, 它明显地改变降水情况的作用是相当大的;
4. 附近的天气系统不很重要, 包括锋区、急流或高层的切断低压, 这些在热带气旋经过内陆期间可能会与之发生相互作用。

遗憾的是接近登陆时, 预报的主要问题涉及到系统移向内陆并和地形及其它天气系统相互作用时, 其降水的特性和结构会迅速的变化, 简单的外推办法效果不会好, 因此问题是复杂的。预报员最好能做到根据热带气旋的位置和周围的天气系统, 提前确定一个总的受威胁区域。当事件进行到为了确定累计降水达到危险标准的地区时, 接着必须确定暴雨的实际位置。在缺少支配作用地形影响时, 中尺度过程, 例如, 并入主要的原有对流体外出气流的边

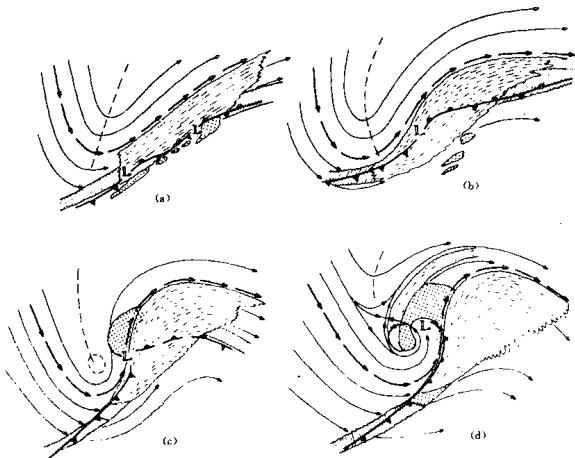


图 2.21 温带气旋生成阶段的卫星云型(引自 Newton 和 Halopainan, 1990 年),

短划部分为卷云盖, 跨过锋面的云框, 及圆点部分的中低层云盖

界, 发展出新的对流单体, 通常由它们决定着受威胁区内暴雨实际降落的地点。假如这些中尺度焦点结构是准静止的, 即使个别的对流云相对的快速移动, 有可能发生特大暴雨。

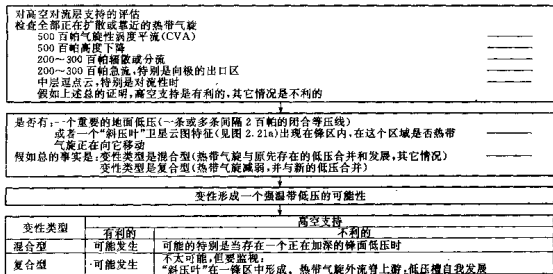


图 2.22 推荐用于热带气旋温带变性的分析和预报的判断决策

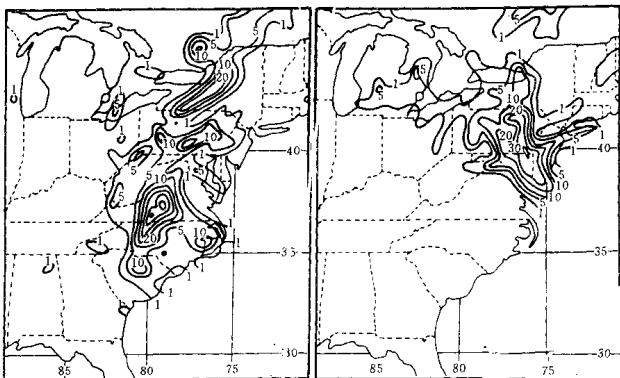


图 2.23 飓风 Agnes 温带变性期间 3 小时降雨量线(毫米),左图中间时间为 1972 年 6 月 21 日 1200 (国际协调时),右图中间时间为 1972 年 6 月 22 日 1200(国际协调时)。这些时间分别与综合分析图 2.17 和 2.18 相符。它指明了复杂的类型和极大的空间易变性。(Ditrogo 和 Bosart, 1982a)

2.6.2.1 不复杂的形势

在下述这些条件下,即假定系统通过指定点在整个路径中保持不变,则通过估计热带气旋内现有的降水率空间分布就能制作合理的降水预报。使用同步卫星云图制作这种预报的方法。总结在图 2.24 中,图 2.25 是一个简单的例子(Spayd 和 Scofield, 1984)。对给定区域的卫星云图特征,用因子 5 或更大的(降水等级)来表示降水率的变化。因此,在不确切的方法中,为了得到一种较好的估计,没有必要进行精确计算。主要因子是热带气旋的移动速度、降水活跃区的范围、卫星云图性质的总特征(扩张和冷却或收缩和变暖)。

图 2.25 的例子包括说明进行时间和距离的计算方法。在举例中对全部区域使用平均的降水率,并且没有前缘带(LEB)或隐嵌云顶(ECT)。总降水量在前缘带和隐嵌云顶区域可能是非常重要的,尤其是当带的方位大致平行于热带气旋的移动方向时。在这个例子中,一个区域可能要受到整个云带长度的影响,由于隐嵌云顶的实际位置不同,可使用覆盖百分率的办法。例如,外带区域宽 200 公里的通道,在速度为 20 公里/小时,伴随嵌入云顶覆盖该区域的 10%,则会造成预期暴露外带区域(CJBA)9 小时和隐嵌云顶 1 小时的降水。

2.6.2.2 复杂形势

复杂降水形势的任务是双重的:一是在开始前确定可能降暴雨的总区域;二是当气旋发展到对区域产生累计总降水的危险时,对事件进行监视。作为完成第一项任务的工具是图 2.26 提供的检验清单,以及某些与中纬度暴洪(山洪暴发)有关的典型的天气尺度类型(图 2.27,引自 Maddox 等, 1979)。

步骤 1. 根据卫星云图特征轮廓和风暴中心的位置, 在一块玻璃板(或透明塑料膜)上确定和绘制路径图上风暴的当前位置
 云墙(WC): 在眼或没有眼存在的云系中心的外围边界 40 公里内的区域, 除去没有高云的区域, 即使是在 40 公里以内也如此
 中心浓云区(CDO): 按照撒沃夏克(1974, 1985)的规定
 前缘带(LEB): 前缘的第一个对流带
 外围区域(OBA): 所有其它外围对流云区的边缘
 隐嵌云顶(ECT): 在外围区域(OBA)内上冲云顶或特别冷的区域

步骤 2. 沿着预报路径移动覆盖的区域, 在“经过时间”栏内注明影响预报点的各个降雨区域的时间长度。当有隐嵌云顶(ECT)出现时在正文中要给出时间

区域	经过时间(小时)	降水率(毫米/小时)					降水量(毫米)
		a	b	c	d	e	
云墙(WC)			25	50	75		
中心浓云区(CDO)			10	25	50		
前缘带(LEB)			10	25	50		
外围区域(OBA)			5	10	15		
隐嵌云顶(ECT)		5	10	25	50	100	
			总计				

步骤 3. 确定各区域的降雨率, 将对影响各点的地区按以下规定:
 分析时间 > 6 小时的, 使用各类降水的平均降水率(c)
 分析时间 < 6 小时的, 对正在扩展、变冷或者在可见光云图上为高纹理的云团使用较高的降水率, 而对正在缩小或变暖的则使用较低的降水率。注明从外围区域(OBA)的最小值到 100 毫米/小时隐嵌云顶的变化率范围

步骤 4. 选择降水率增长超过其时间的一倍, 将结果填入降水率栏内, 然后总计达到预报地点的预报降水量

图 2.24 在形势复杂的情况下确定降雨率(引自 Spayd 和 Scofield, 1984)

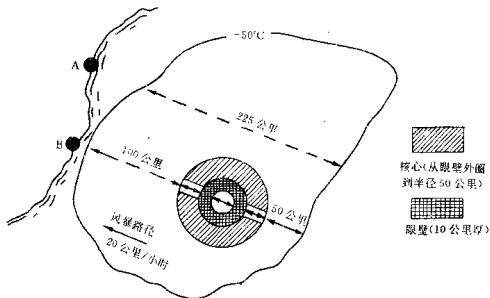
这一方法以图 2.25 作为例子, 注意: 时段超过 24 小时不能应用

与图 2.27 中的结构相似, 也发生在伴有复杂降水形势的副热带纬度的热带气旋。总的威胁区在上游 500 百帕槽与下游脊之间, 邻近 850 百帕低空急流与任何低层锋区(甚至弱的)或辐合线的冷的(下游的)一侧。地面边界在暴雨定位上是特别重要的因子。这种边界并非必须是天气尺度的锋, 最为常见的是一个强对流区将移开, 而在地面留下一个冷堆和一个弱的高压。在这冷暖区之间的边界, 暖气流进入大尺度系统是重新发展对流的有利区域。每一步骤又重新产生下一个边界。这种形势显示在图 2.27(c)中。

残留飓风 Agnes 的系列综合图(图 2.17~2.19)阐明某些混合的复杂形势, 它涉及一个热带气旋的残迹、地形作用、预先存在的高层波动和低层锋边界。在 6 月 20 日 1200(国际协调时), (图 2.17), 飓风 Agnes 的残留中心正好在北纬 32 度西经 84 度附近的海岸上。一个 500 百帕的槽从这个中心向西北偏北方向延伸, 伴随一个沿着西经 75 度的 500 百帕高压脊。总威胁区域定在槽和脊之间, 其它的特征是十分分散的。200 百帕急流向北伸展很远, 地面边界和暖平流区位于图的北部和东部边缘。

到 6 月 21 日(图 2.18), 飓风已经沿着海岸向北移动。锋区已经从西部推进, 暖平流已发展到飓风(Agnes)中心东北方向的大片区域, 500 百帕的脊和 200 百帕的急流再次发展并作反时针旋转, 几乎所有的暴雨因子都集中在北纬 35~40 度与西经 77~83 度之间的区域。暴雨倾泻在标有四个圆点符号的区域(累积雨量见图 2.23)。北纬 42 度和西经 80 度附近的分离的暴雨区显然与西风带中前进的槽的北半部有关。与槽和残留的热带气旋有关的全部暴雨的分布与图 2.27d 的图解相似。

在综合图序列中, 图 2.26 是作为一个实际的例子。易变是规律, 留下要做的重要工作是使用统一的标识符号和标注方法, 制作个例摘要集中不同源地预报员的经验。



A 点的降水估计(风暴外围)

雨量等级	降水率 (毫米/小时)	距离(公里)	时间(小时)(距离/速度)	雨量分布	风暴总量(毫米)
外围	8	225	11.25	90	90

B 点的降水估计(直接袭击)

雨量等级	降水率 (毫米/小时)	距离(公里)	时间(小时) (距离/速度)	雨量分布	风暴总量(毫米)
外围(前)	8	100	5	40	
核心(前)	25	30	1.5	30	
眼壁(前)	50	10	0.5	25	
眼	—	20	1	—	
眼壁(后部)	50	10	0.5	25	
核心(后部)	25	30	1.5	30	
外围(后部)	8	50	2.5	20	170

图 2.25 使用图 2.24 的方法的一个实例

确定威胁区域,暴雨威胁区至少每 12 小时修正一次。威胁区会变化,新的威胁区会发展。这一程序需要象图 2.15 描述的那样准备一系列的综合图。在综合图的时间(分析或预报的)所确定的覆盖暴雨威胁区定义由地面及 850, 500, 200 百帕图的特征确定的互相交会的区域。特征如下:

卫星:威胁区永远包括当时的强对流的区域
地面:威胁区的上游边缘(相对于地面气流)是下列一种或多种,沿海平原的边缘或者地形梯度的开始位置,锋的边界,先前的对流的外流气流边界,或是地面辐合区上游终点处,下游边缘是 15°C 等露点线,或者山的特征(下吹气流起始处)
热带气旋路径:增加威胁区,按沿着预报热带气旋路径的方向增加,并按目前中心浓云区(CDO)的宽度向外延伸

850 百帕:威胁区是一条宽 100~200 公里的走廊地带,沿它的两侧低空急流横跨地面威胁区
500 百帕:威胁区在高空脊上游的下方,边界向冠延伸到槽或高空低压中心
200 百帕:威胁区在急流辐散区内(在北半球风速最大的左前方和右后方)和流线分叉处
对一个区域来说,上述特征存在越多,暴雨的威胁也越大。地面特征应受到最大的重视
事件监视:使用图 2.24 中的外部区域(COBA)和隐伏云顶(ECT)的降水率,每隔 1~2 小时或间隔时间更短,根据可得到云团的时间间隔进行降水率估计,对小的迅速增长的单体要特别警惕,由于它们比层状云的大尺度明显的云盖的降水率要大得多。对每次估计都要保持一张标有活动单体位置的图,用以查明:

1. 什么地方可能发生大的累积降水量;
2. 重新发展的最有利区域,结合使用地面资料分析,有助于提高对威胁区域估测的精度。

图 2.26 在预报和监测降雨期间的复杂情况

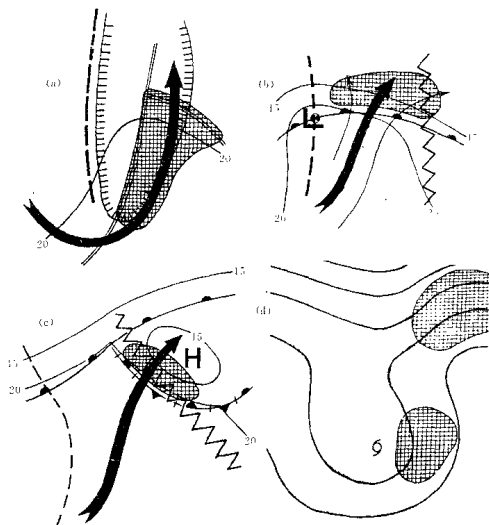


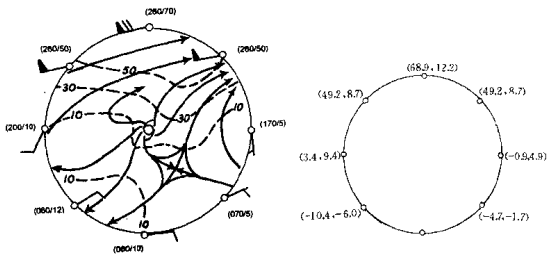
图 2.27 与中纬度暴雨有关的典型天气型(a~c 引自 Meddax 等, 1979)和趋近斜压西风带的飓风 Agnes 的残迹(d, 引自 Carr 和 Bocart, 1978)

6月22日(图 2.19)列出暴雨威胁因子的区域, 已向北转移大约纬度 5 度, 这与热带气旋 Agnes 的移动有关。暴雨区的南端由 500 百帕的槽线(从 Agnes 的中心向西)和由暖平流向冷平流的过渡来确定。

附录：热带扰动和气旋周围平均风速的计算

本方法使用沿着圆周的可变权重, 以便能直接代表整个扰动的切变, 而仍能保持区域平均的保守性。图 A2.1 是一种常见的情况, 在这样的形势下, 热带气旋位于急流的向赤道方

向数百公里处。下图是绕着圆的 8 个点的合成风的矢量分量(u, v), 给出了计算它们平均值的两种方法。图中指明用均匀权重计算的结果, 风速是 19 海里/小时。而推荐的可变权重给出了一个减小为 12 海里/小时的速度, 这是由于中心南北的纬向风(和东西的经向风)权重较小。



用均匀权重计算 u, v 的结果

图 A2.1 围绕热带气旋的高层气流的一个例子, 用以表明计算平均风矢量的可变权重

$$u = \frac{1}{8} (68.9 + 49.2 - 0.9 - 4.7 - 9.8 - 10.4 + 3.4 + 49.2) = 18.1 \text{ 海里/小时}$$

$$v = \frac{1}{8} (12.2 + 8.7 + 4.9 - 1.7 - 1.7 - 6.0 + 9.4 + 8.7) = 4.3 \text{ 海里/小时}$$

$$V = (18.1, 4.3) = 257^\circ / (19 \text{ 海里/小时})$$

计算权重的公式

$$W_u = \sin^2 \theta; \quad W_v = \cos^2 \theta$$

θ = 从正北起顺时针方向计算

用可变权重计算 u, v 的结果

$$u = \frac{1}{4} [0.5 \cdot (49.2 + 49.2 - 4.7 - 10.4) - 0.9 + 3.4] = 11.0 \text{ 海里/小时}$$

$$v = \frac{1}{4} [0.5 \cdot (8.7 + 8.7 - 1.7 - 6.0) + 4.9 + 9.4] = 4.8 \text{ 海里/小时}$$

$$V = (11.0, 4.8) = 246^\circ / (12 \text{ 海里/小时})$$

3 热带气旋的移动

3.1 引言

一般说来,预报热带气旋的未来位置是热带气旋警报中心最重要的职责(McBride 和 Holland,1987)。其重要程度反映在已经开发了使用各种办法的大量的预报技术,包括从经验的到统计的和动力学的方法。直到最近,技术开发和改进观测方法,曾使预报误差以每年约1%的速度缓慢但仍稳定地缩小(Neumann,1981)。最近5年,热带气旋移动的基础研究显著加强,包括在西北太平洋进行的几个同步现场科学试验(Elsberry 和 Abbey,1992)。同时,数值模式中热带气旋的分辨率和初值化也已明显改进,使得预报技巧迅速提高,在1991~1992年度,某些气旋区域的预报误差达到了最低记录(F. Woodcock,私人通信,1992)。

然而,可以预料,仍有可能取得更大进展。对于72小时的预报时效,平均预报误差随时间线性增长,误差约相当于热带气旋位移的30%。仅以使用气候学和持续性方法的技巧水平为准,随着时间的增加预报技巧分较低(Pike 和 Neumann,1987;Leslie 等,1990)。平均预报误差主要是由一些大的预报误差所致,一般水平的预报误差明显好于平均预报误差。因此,剔除那些大的预报误差,将可以明显改进预报效果。

预报误差的极限似乎远好于目前的预报水平。Bell(1979)对西北太平洋几个热带气旋警报中心(同时有飞机和卫星观测)的最佳路径进行了比较,发现原始定位的不确定度为40公里左右。用CLIPER方法,即气候持续性方法,对不确定度进行简单外推,或者按照公认的线性误差增长率推算,得到的预报误差为目前实际预报误差的一半。这一简单分析表明,现时的实际预报误差可能是可预报性极限所决定的预报误差的2倍。

路径预报的进一步改进取决于以下几个方面,包括研究、改进观测、数值模式和统计技术。必须坚持不懈地研究热带气旋的基本过程,为进一步的技术开发奠定坚实的基础。特别是为了更好地确定热带气旋位置和划分热带气旋的外部流场与环境场,改进观测十分重要。可以预见,数值模式的改进将进一步提高预报技巧。这些改进包括提高模式分辨率、在观测资料缺少处使用综合观测资料,气旋和环境场更好的同化以及使用海-气耦合模式。数值模式和统计预报的耦合将进一步改进预报效果。

一个有趣且行之有效的新方法是把各种预报的预报技巧综合起来,可通过对数值模式多次积分的Monte Carlo方法来实现,同时,对初始分析稍作调整(Palmer 等,1992)。也可以将几个警报中心的预报结果按一定方式,如按预报不确定性等级来集成(Leslie 和 Holland,1991)。

本章将描述热带气旋定位和路径预报方法,共分四个主要部分,即:定位分析、预报技术、预报制作和检验方法。由于《热带气旋全球观》(Elsberry,1987)中移动一章比较详细地讨论了有关业务的内容,所以,本章对预报技术的描述难免与之重复。

3.2 定位分析

确定热带气旋的当前位置是制作路径预报的第一步。因为预报的质量依赖于初始定位的精度,因此,在这个分析阶段定位时必须非常慎重。在关键时刻(热带气旋即将登陆),高精度的定位对短期预报至关重要;而大的定位误差则会在各次预报中导致严重的预报失误。

表 3.1 给出的例子说明了精确的气旋初始定位的重要性(Woodcock,私人通信,1993)。通过比较初始定位好、较好、较差时的热带气旋预报误差,Woodcock 发现如下关系式:

$$FE = IE + 6.3\Delta t \quad (3.1)$$

其中, FE 是 Δt 小时的预报误差, IE 是初始定位误差。正如表 3.1 括号里的数字所表示的那样, 3.1 式准确地拟合了实际误差的增长情况。误差增长率相当于 6.3 公里/小时的平均速度误差。它与初始预报误差无关。因此,平均而言,坏的初始定位可影响所有时效的预报。

表 3.1 各级初始定位误差与热带气旋业务预报误差的关系
(括号里的数字从 3.1 式中导出)

时效(小时)	初始定位误差(公里)		
	0~25(公里)	25~100(公里)	>100(公里)
00	15	55	150
12	91(91)	131(131)	222(226)
24	178(166)	217(206)	286(301)
48	383(317)	392(357)	442(452)

McBride 和 Holland(1987)的调查表明:热带气旋定位分析主要依据地面观测、卫星和地面基准雷达。同时,大多数热带气旋警报中心更倾向于依赖飞机观测。目前,只在北大西洋有飞机观测。本节内容主要依据这些调查结果。首先,我们分析定位中易犯的错误,然后讨论利用不同观测系统定位的分析方法。

3.2.1 分析的失误

“真正”的热带气旋位置并不存在。热带气旋的中心或位置既取决于所选择(中心和位置)的定义,也与所使用的观测设备有关。例如:卫星和雷达确定的是围绕眼区的云墙或雨带圆形区域的几何中心。除非可辨出地面中心,一般卫星云图显示的是中层环流的位置。对一个结构松散或有风切变的气旋来说,中层环流中心与地面环流中心差异相当大。类似地,在距离较远时,雷达通过观测高空雨的特征定位,随着气旋的靠近,才逐渐观测到较低层次的环流。

地面气压场和风场的中心很少同雷达或卫星显示的几何中心一致,地面气压中心和风场中心彼此也很少一致,根据 Holland(1980)提供的热带气旋廓线定义,使用一个对称的风场和气压场,简单的计算表明:对于一个以 5~10 米/秒的速度移动的中等热带气旋,气压中心与风场中心可能相距半个最大风速半径。

由于弱热带气旋可能具有强的切变或包含多个中心,所以弱热带气旋定位是一个特殊的问题,图 3.1 给出了对发展中的热带气旋 Irving 的飞机观测结果,这是一个多中心的实例。选择哪个中心作为热带气旋的实际中心是个难题。在气旋发展过程中,某个中心一度起支配作用,而后又被另一个中心取代。从一些个例中已经发现,最佳路径的剧烈变化与多中

心的支配作用更替有关,也就是说,一些大的、近乎灾难性的预报误差是由于使用卫星资料定位分析时追踪了不正确的特征或局部环流中心所致。

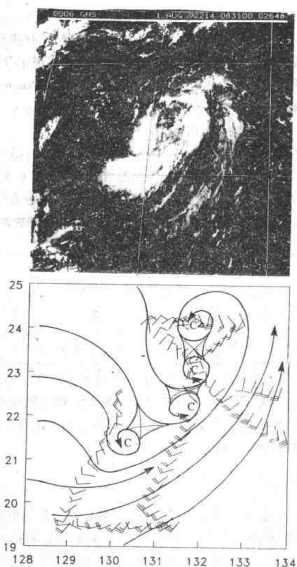


图3.1 发展中的多中心热带气旋 Irving 的飞机观测和卫星云图

(资料来自西北太平洋 TCM-92试验。)

热带气旋路径的小尺度振荡也是一个常见的定位分析难题(图3.2)。当准确、高频次的加密观测(如地面基准雷达)时,可以分辨出这种振荡,并在最终路径上反映出来。然而,多数情况下,观测资料难以作出如此详细的定位分析,路径在一定程度上被平滑了,也可能被所用的特殊观测所歪曲。业务定位中,由于资料较差或实际的路径摆动、或方向长期变化,通常难以指出分析出的位置是否偏向于前期路径的某一边。一旦作出错误的解释,就可能导致严

重的预报误差。

定位人员在仔细考虑了所有的因素和资料后,也会有—种倾向即过高地估计其定位的精度。正如引言中所提到的,Bell(1979)发现,对同样的风暴,最佳路径的平均差异为40公里,大约相当于台风眼的直径。确定最佳路径时,已经综合考虑了飞机和卫星定位,并且参考了其它警报中心的定位,有趣的是Curry等(1985)发现(关岛)联合台风警报中心(JTWC)的平均业务定位误差为35公里,略小于最佳路径之间的差异。

应当审慎对待有关气旋中心定位准确率的各种混乱的、甚至相互矛盾的说法。Holland(1981c)指出:澳大利亚的气旋定位质量和大的定位分析误差与使用地面观测有关(即使地面观测有较好的质量和密度)。特别是同时有飞机观测相配合的卫星定位误差统计不能直接移植到仅有卫星资料的地区。例如,Curry等(1985)发现当同时应用飞机观测的时段,联合台风警报中心在西北太平洋的卫星定位平均误差为20~55公里。但是,在没有飞机观测的澳大利亚地区,Keenan(1981)发现联合台风警报中心和澳大利亚热带气旋警报中心的卫星业务定位的平均差异为76公里。

3.2.2 飞机观测

热带气旋定位的最好方法是从飞机上直接观测。不幸的是适时飞机探测花费大,目前只能在北大西洋进行日常的飞机观测。正如Holland等(1992)建议的那样,联合国“国际减灾十年”的新倡议希望广泛使用价格低廉的小飞机进行探测。为了充分利用这种新的观测平台所获得的资料,需要开发专门的分析技术。

对于具有发展完好台风眼的热带气旋来说,由于飞机定位误差通常小于最大风速半径的一半,这样高的定位精度会出现路径摆动振荡的问题(如3.2.1所述)。为此,Sheets(1985)提出了“质量场包络”方法。用最大风速半径外的气压高度值确定一个保守的中心位置,相对而言,该位置不受摆动振荡的影响。然而,尚未证实用这种定位会得出更准确的预报,而且这种定位分析的误差与摆动振荡引起的误差几乎相当。

3.2.3 卫星观测

卫星图像是热带气旋定位最常用的资料。虽然并非所有的警报中心都具有先进的显示设备和分析能力,但除印度洋的部分区域外,警报中心都能接收极轨和静止卫星资料(McBride和Holland,1987)。图形工作站提供了彩色增强和动画等功能。对卫星分析特别有用。

气象卫星上有三种基本的传感器,两种为被动式,一种为主动式。第一种传感器是卫星上的电视系统,能够给大气“照像”,早期的卫星只提供这种照片,现在仍在提供甚高分辨率的图像。第二种传感器是高级辐射仪,它能收集来自大气和地面的上行辐射,并可调整合适的波段观测不同的大气特征。对热带气旋定位特别有用的是可见光,近红外和微波传感器。红外传感器提供辐射体的温度指示,因此可直接区分不同层次的云。微波辐射易穿透云且很少衰减,因此可用于遥感气旋暖心。第三种传感器是主动传感性的,它发射能量脉冲,并且测量后向散射部分,包括微波雷达和激光雷达。微波雷达观测云中的液态水,其原理与下节所讲的地基雷达相似。

最常见的卫星定位方法是使用Dvorak方法(Dvorak,1984),并结合透明螺旋线板和主观解释(McBride和Holland,1987)。该方法是通过确定适当的云系中心(CSC)的位置来定

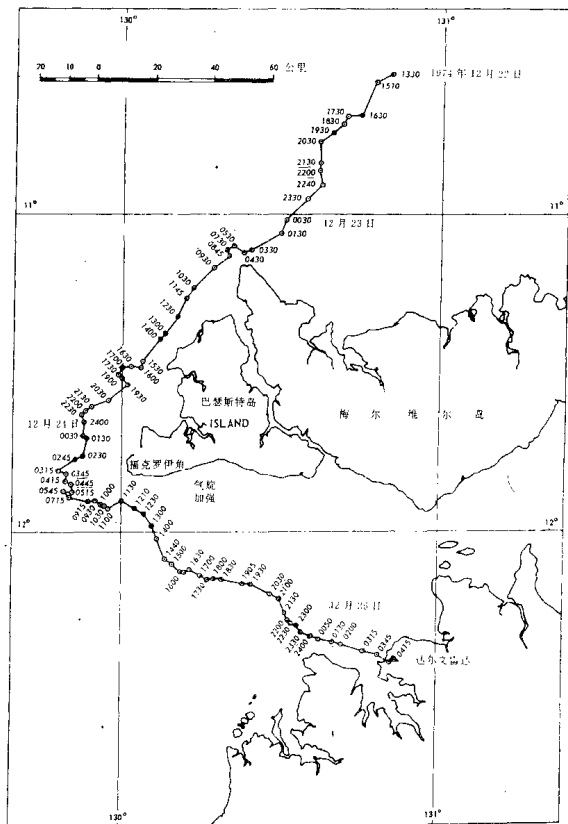


图3.2 雷达观测到的热带气旋 Tracy(1974)的摆动路径
(取自 Bureau of Meteorology,1977)

位,如图3.3所示。

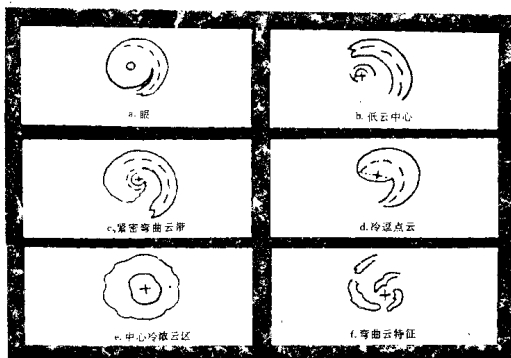


图3.3 热带气旋的6种常见云型(取自Elsberry,1987)

对于一个达到热带气旋强度(最大风速大于17米/秒,见第1章)的系统,使用下列流程:

TC1 当可以观察到眼或部分眼壁时,云系中心位于眼的中心或眼壁的曲率中心。可用如下办法辨认眼:

- * 在稠密的冷云区($<9^{\circ}\text{C}$)的暖点。要当心错定假眼,特别是当眼远离预计的CSC时;
- * 在稠密的冷云区($<9^{\circ}\text{C}$)的相对暖点,并且周围至少有半环较冷的弧状云带,曲率直径 ≤ 1.5 纬距。

TC2 如果云系中心不明显,但有云带存在,则沿着“弯曲云带轴线”通过云带的最稠密(最冷)部分画一条线,该轴线应与浓云带的内边界平行。使用紧密螺旋线、合并线或中心浓云区(CDO,如果CDO存在且直径大于1.5纬距),把云系中心定在气旋性弯曲云带的内边界附近。对大的CDO,可根据上冲云顶的弧线或对流顶的孤立云团来确定中心。

TC3 如看不到上述特征或弯曲云带不明显,则使用画圆法:首先根据云线曲率或云带弯曲的边界画多条曲线,然后根据最大曲率的曲线作圆,云系中心就定在这些圆的共同中心。对于强度大于T3.5、中心相对较圆的气旋,可用10度对数螺线拟合弯曲云带轴线,以确定中心位置。

TC4 如果有一个少云或无云的楔位于云带内边界的中心附近时,云系中心就定在楔的顶端到弯曲云带轴线的气旋性端点的连接线中点,这种方法通常适用于增强红外卫星云图(EIR),云系中心常位于最冷部分附近梯度大的地方。

TC5 如果云系中心的位置不明显,或可能定在几个不同的位置时,用上述所有方法对过去路径进行外推来确定位置。这种情况下会产生大的定位分析误差,在作出定位分析决策时,要特别注意充分利用其它信息。

TC6·如果存在一个以上完好的云系中心,定位时要使用其中一个最适合风暴过去的路径、有最好的低层云线或与其它观测资料定位最接近的位置。如果有明显的垂直切变,要记住高层(浓密)云的中心并不直接位于低层中心的上方,而是有一定的距离,或在光滑边界外浓密云区逆切变一边。

对于尚未达到热带气旋强度的弱系统,根据下列程序确定云系中心的位置:

W1 弯曲云带,在相对暖(云最少)区周围有一曲率不大的浓密云带。至少沿10度对数螺旋线 $\frac{1}{5}$ 的部分有弯曲。如果看到卷云,卷云将指示穿过预期云系中心的反气旋切变。根据上述TC2确定云系中心。

W2 弯曲卷云线指示曲率中心位于或接近浓密冷云区。云系中心定在曲率中心。

W3 弯曲低云线表明曲率中心位于冷云团两个纬距内。云系中心定在曲率中心。

对于弱的和切变系统应审慎处理。除非有清晰的低云,云系中心提供的将是中层中心的位置,该位置可能与地面中心的位置明显偏离。一些大的误差来源于把中层环流误解为地面中心的不正确的分析。多个中心的存在也引起大的误差(图3.1)。事后分析表明,有些是由于对云特征的不正确分析的结果,其他的情况则有如路径上的突变带与不同中心主导作用的替换有关。如果可能,应尽量使用可见光云图辨认低云螺旋云带或环流中心。

应积极推荐用卫星云图的动画显示定位的方法。螺旋云带和单个回波的移动为确定眼的中心位置提供了直观的方法。在使用动画卫星云图时,对异常类型风暴的判断失误和错误解释也比在静态图像时要少。应当十分谨慎和通过实践选择最适当的颜色或灰度来区分重要的部分。这种选择因人而异,反映了个人在等级和颜色方面的爱好。

卫星图像的导航也比以前要好得多,但仍有实质性误差,特别是当静止卫星的视角偏离卫星星下点时,如果不校正,会引起非常大的误差。应认真利用海岸线或其它可见的地理特征检查导航精度。

现在,一些卫星上装有水汽通道传感器,提供整层大气水汽含量的图像。使用这种图像,特别对弱的和正在发展的系统而言(Velden, 1987),可以对可见光和红外资料定位提供生动的、很有价值的补充。

极轨卫星上的微波仪器提供了穿过整个云层观测的方法。尽管分辨率较低,以这种方式探测温度,能帮助确定气旋的暖心,有助于业务定位,在美国 DMSP(国防气象卫星)系列极轨卫星上装有散射仪和直接探测装置,如 SSM/I(专用微波传感器/图像仪),提供地面上风和浪的指示,也能帮助确定地面中心。SSM/I 和未来的星载雷达,例如正在美国/日本计划的 TRMM(热带降雨测量任务)卫星能够提供详细的降雨分布图。从而提供精确的中心位置,而不管天空被卷云遮盖的程度。例如:Velden 等(1989)指出,从 SSM/I 上观测到的雨带为热带气旋定位提供了有用的信息,特别是当眼区被卷云覆盖时。遗憾的是,这种观测有时不能得到,只能偶尔在个别气旋中使用。

3.2.4 雷达观测

雷达(Radar)是无线电测向和测距(RADio Direction And Ranging)的缩略语,其核心是从旋转天线向外发射微波波段的圆锥形脉冲电磁波能量束,并用同一天线接收从水凝物和其它大气散射体反射回的后向散射能量,再用水平面位置显示(PPI)图,或垂直距离-高度显示(RHI)图显示出来。有的雷达显示系统也能将不同仰角的扫描资料合成,立体显示。

多普勒雷达还可以测量发射束与后向散射束之间的频率变化。根据多普勒效应,当粒子移近雷达时,后向散射波的频率增加,反之频率降低。因此,可以确定散射体移向和离开雷达的平均速度。两个相邻的多普勒雷达能测量以适当的角度发出的能量束重叠区域的三维全风场。机载多普勒雷达则通过巧妙方法对同一空间从不同方向获取全风场的资料。鉴于多普勒雷达在当前阶段对气旋诊断方面的应用仍很有限,此处不作更多的描述。

由于雷达波束的锥形特征和地球曲率,当物距增加时,雷达的分辨率和信息明显减弱和丢失。扩大的锥形截面直径可用下式估计:

$$D = 1.75 \times 10^{-3} R \alpha \quad (3.2)$$

其中, α ($^{\circ}$) 是波束宽度, R (米) 是离开雷达的距离。因此,一个 2° 波束宽度的雷达在 200 公里处锥形截面的直径是 7 公里。地球曲率也使直线雷达波束随着半径增加而观测到更高的大气层,以致于 PPI 显示的实际上像一个巨大的碗(图 3.4a),对于零度仰角,地面上波束中心的高度为(Battan, 1973):

$$Z = \frac{1}{2} \frac{R^2}{a} \quad (3.3)$$

其中, Z 是距地面的高度, a 是地球半径(约为 6320 公里), $\frac{4}{3}$ 是订正因子,用于订正层结大气对雷达波束的折射。订正碗形 PPI 的方法是通过不同仰角的几次扫描得到立体的观测,然后转换成一系列等高度的 PPIs (CAPPIs) 图,如图 3.4a 所示。

当热带气旋移近雷达时,通常首先出现的是较大的降雨带,称为先行雨带,它以几乎相同的速度和方向在气旋之前随之一起向前移动。此阶段,难以获得精确的定位。一旦观测到一定长度的螺旋云带,用 $10 \sim 20^{\circ}$ 等角对数螺旋线拟合,就可以初步定出气旋中心的位置(Seen 和 Heiser, 1959)。基本方法是作一组对数螺旋线,然后选取与观测到的螺旋云带最合适的一个。螺旋中心就是气旋中心的近似位置。

一旦出现眼或清晰的环流中心,雷达就可以提供高频率定位,误差通常与飞机探测相当,即达半个最大风速半径量级。基本方法是简单地找出眼(可能是椭圆形)的几何中心。但是,如果眼形状不规则或为开口状,则可能出现较大的定位误差(Meighen, 1987, 图 3.5)。此时,应仔细找出具有保守性的眼壁特征(图 3.5b)。可以通过雷达 PPIs 动画显示来实现,在几个小时内眼的尺度和形状保持不变。

3.2.5 地面观测

地面观测同其它观测结合使用对热带气旋定位可提供有价值的资料分析。例如,当卫星资料显示有一个结构松散的正在发展的系统时,对环流整体的地面观测,特别是观测赤道西风,有助于解释卫星观测。可使用两种主要的分析方法(Bureau of Meteorology, 1978)。第一种方法是:垂直于实测风画直线,并根据摩擦效应适当地调整直线的方向,这些交叉射线包围的区域就是中心的大概位置。第二种方法是将一个预估气压强或风廓线与观测环境风场拟合(Holland, 1980)。可以根据地面观测资料手工画出向内的同心圆而完成定位。当有独立的办法确定气旋强度时,这些方法能够帮助确定中心的近似位置,但实际上很少使用(如: Holland, 1981c)。

McBride 和 Holland(1981)的调查表明,预报员认为地面观测十分重要,绝大多数气象台都把地面观测资料作为最重要、最有用的工具。然而,我们认为应特别审慎地使用地面观

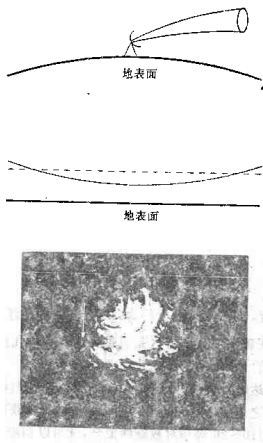


图3.4 a)相对于弯曲地面的碗形PPI和直线CAPPPI示意图;

b)澳大利亚西海岸外的热带气旋Joan(1975),显示出由于碗形PPI和暴雨的衰减的共同作用造成在较大半径处信号的丧失

测作为热带气旋定位的主要工具。尽管Holland(1981c)利用所有可能得到的地面观测对澳大利亚地区早期热带气旋仔细地进行了重新定位分析,仍有定位误差。Holland还作过一个试验,让大量有经验的预报员单独使用地面资料估计热带气旋位置和强度。尽管按平常的标准来看,资料相当好,但是定位误差一般都超过100公里,强度估计则几乎无用。

3.2.6 特殊观测

还发展了一些非常规的热带气旋定位方法。由于使用了卫星资料,其中的一些已经过时,如:从碎浪中发出的微震(Bureau of Meteorology, 1978)和沿岸出现的风暴长浪来估计风暴位置。使用风暴电子探测器和超视距雷达(OHR)资料定位是两种有价值的方法。

风暴电子探测器是用一系列仪器测定与大气中闪电电荷相关的无线电“爆裂声”的传播时间和方向。传统的风暴电子探测器是用于确定强风暴的区域,最近被重新设计,具有现代化的微机分析和显示功能,这些是确定热带气旋(至少对确定海洋上的热带气旋中心而言)云带位置的有效方法。目前尚无特别好使用的分析方法,但是,那些拥有风暴电子探测器网的部门应尝试进行热带气旋定位分析。

OHR是一种雷达阵,通过利用电离层的反射作用发出和接收电磁波束进行远距离观

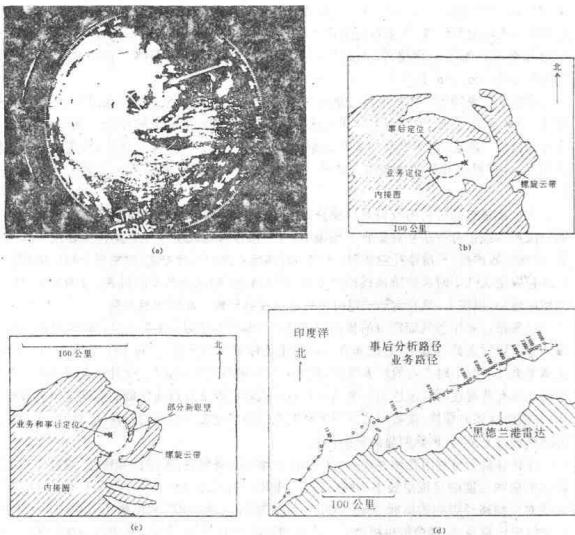


图3.5 a)澳大利亚西海岸外 Trixie(1975)的雷达回波 PPI 图;
 b)初期不正确分析的中心位置示意图;
 c)根据重新形成后的正确中心位置;
 d)根据眼壁保守特征对业务路径的订正

(取自 Meighen, 1987和 Bureau of Meteorology, 1978)

测。经过适当处理,海浪的后向散射信号能够提供局地风向指标和聊胜于无的风速指标 (Keenan 和 Anderson, 1987)。如果仅有一部雷达,风向观测不清楚,只能用手工作分析与区域内其它观测相比较来配合使用。其有效分辨率小于25公里,导出的地面风场能准确地确定气旋中心位置。这种 OHR 的主要优点是观测范围非常大,可以观测到雷达站周围数千公里。在澳大利亚已经进行了一些试验,尚未达到业务化。

3.2.7 根据业务路径外推

在实际业务中,有时要从多种观测平台中推出气旋位置。分析的不准确,不同的观测系统得出不同的位置以及中心位置的高频振荡使得可能的气旋中心位置十分分散,必须从这些位置中推出最终位置。大多数气旋警报中心根据定位的可靠性权重,通过某种形式的曲线拟合或平滑来确定最终位置。地面分析用于检查总误差和对最终估计的位置进行调整(McBride 和 Holland, 1987)。

确定业务路径的一个好的保守的方法是把所有可能得到的定位点在图上,并用符号标明其来源(飞机、卫星、雷达等)。如果可能,应同时在计算机上和大的图纸上制作。该图为手工分析提供了机会,也为以后的交叉检验提供了参考,当计算机发生故障时,定位图可以取而代之。计算机具有客观曲线拟合或平滑的能力,并且可方便地对不同来源的路径直接比较。

下一步是根据过去的资料对当前分析的位置作预报。该预报可以用简单的持续性和气候方法或曲线拟合方法从前期官方预报中推出。预报时效取决于业务路径所要求的详细程度。对长时效预报,平滑路径应使用6~12小时和低阶曲线拟合方法。对需要分辨短周期振荡的路径应使用几小时和高阶曲线拟合方法。应当注意,随着分辨率的提高,对噪音的灵敏度也相应增加,事实上,只有雷达或定时飞机定位能够分辨如此详细的振荡。

以预报位置作为气旋定位的预估位置是一个保守的方法,当利用卫星资料分析结构松散的弱系统时尤其有效,但是应非常小心以免追踪错误的云特征。对于手工分析,下一步是认真考虑过去24小时左右的所有定位,找出应给予最高权重的定位。这种权重对观测类型而言可能具有普遍性(如:雷达的权重高于卫星),或者可以从对目前气旋的前期定位的经验求得。如前面描述的那样,接着用适当的平滑度重新绘出过去24小时的路径。必要时,应对更长的路径进行平滑,以消除明显的分析误差。

在计算机上可利用几种客观的方法作出和维持业务路径。根据已知精度,通过使用适当阶次的曲线对前期定位用最小二乘法拟合。Holland 和 Lander(1992)提出了不同阶次拟合曲线对气旋路径影响的指标,Willoughby(私人通信,1989)也曾利用最小二乘法平滑 NHC 的飞机定位路径。这种曲线也提供了一个短期预报方法,但是必须注意较高阶次的曲线产生的外推非常不稳定。更好的办法是根据前期定位和短期预报进行曲线拟合。例如,Curry 等(1985)使用简单气候持续性方法预报短期路径,然后拟合一光滑曲线,导出当前的警报位置。权重因子指明了观测类型外,最需重视的是当前的定位。Titus 和 Jarrell(1985)使用的是卡门滤波方法,该方法根据当前风暴路径的前期定位误差,随时改变有关参数,这种对前期定位精度的客观评估与预报员的主观判断相当。上述各种方法确定的警报位置与预报员主观定位具有相似的精度。

下一步应仔细考虑路径的可能误差,特别是那些可能明显改变运动的方向或速度、对24小时预报至关重要的误差。最好单独考虑所有远离主体的定位。许多定位可能因不正确而被剔除掉,但有些定位可能反映的是气旋移动方向的实际变化。基本原则是在不能确定的情况下,维持当前路径。一个好的原则是要从路径上有选择地剔除一些质量可疑的定位,所有建立在计算机上的系统应具有这种能力。

偶尔发生大的定位误差和有新的资料表明气旋定位需要进行重大订正,在这种情况下,好的方法是应根据新的资料画出去一段时间的路径,根据新的资料重新解释观测及其误

差。应认真找出并解释造成错误路径的原因,以免再犯同样的错误。

为方便其他用户,一旦位置确定,就应给出置信指标,例如:雷达定位好时,误差为20公里,较好时为40公里,差时为100公里。使用特殊观测平台或分析方法的定位误差应从已知的分析误差中得出。

3.3 热带气旋移动的预报方法

本节描述了目前使用的路径预报方法的特点、基本假设和方法。根据其主要特点,这些预报方法可粗略地分为以下几种类型:持续性方法、气候学方法、天气学方法、卫星方法、专家系统、动力学方法和统计动力学方法。

3.3.1 持续性方法

对短期预报而言,把当时的路径继续维持下去的方法是一种简单易行并有相当高的预报水平的方法。最简单的持续性方法是把当时的或刚刚过去的移动,保持移向和移速不变或经向和纬向移动的分量不变进行外推。由于警报的定位分析和移动趋势分析的不确定性,外推时最好依据前6~12小时的移动,而不宜使用当前的移动。具体时段取决于所要平滑的程度或视需要而定。

较为复杂的持续性方法是对路径的分析应保持路径的最近变化趋势或型式作变速外推。可以根据维持路径的当时曲线不变用手工绘出来,但最好是使用一些客观方法。方法之一是用最小二乘法拟合路径,但使用高次多项式时应非常小心,当超出原始的资料进行外推时可能相当不稳定。另一种方法是采用回归滤波方法,如卡门滤波(Titus 和 Jarrel, 1985)。

3.3.2 气候学方法

在一定区域和季节,人们观测到热带气旋沿相似的路径移动,这一特点引出了各种预报移动的气候学方法。气候学方法大致可分为三类:气候平均移动、相似法和马尔科夫链。

最简单的方法是按指定的时间间隔把每个纬度/经度方格(马士顿方格)分为几个等级计算所有热带气旋的平均移动。方法之一是按月对5°马士顿方格计算平均经向和纬向移动和标准差,这种标准差指明了气候预报的不确定度。对该方法的一个改进是针对特定范围的方向和速度制作直方图,并且用气旋玫瑰图在预报室里显示(图3.6, Lourensz, 1981)。

气候路径可用于计算每个标准预报时效热带气旋在特定区域出现的概率(Crutcher 和 Hoxit, 1974)。对该方法的一个非常有效的改变是制作通过风暴现时位置的气旋未来的12、24、48和72小时位置的点聚图(J. Martin, 私人通信, 1989)。该图可能包括所有热带气旋,也可能仅包括某一部分,例如包括在一定时间内或一定速度范围内的气旋。这种图有效地指明了可能出现分叉的区域,在那里风暴有向两个或更多方向移动的可能。这一认识有助于识别可能产生的较大预报误差和解释其它方法,如 CLIPER 方法。

相似方法根据所要预报的气旋的位置、季节、移动速度范围,从历史资料中找出所有相似的热带气旋(Hope 和 Neumann, 1971),并从这些气旋的平均路径推出预报路径。相似方法是基于这样一种假设:与所要预报气旋移动相似的热带气旋,所处的环境场也相似,这些相似气旋的未来移动为所要预报的气旋提供了好的路径预报。相似路径的点聚图客观地指

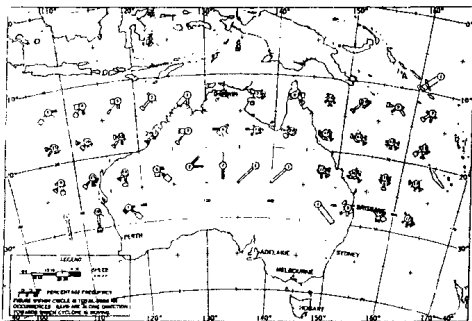


图3.6 澳大利亚地区1月份气旋移向和移速方向图-以玫瑰图形式表示(根据 Lourenz,1981)

明了预报的不确定度。表3.2给出了业务上使用的相似方法,其中,RECR方法仅仅依据转向气旋的资料制成的。有关台风委员会成员国使用的稍加改变的相似方法见WMO(1987)。

表3.2 相似方法

方法	参考文献
HURRAN	Hope 和 Neumann(1971)
TYFOON	Jureil 和 Somerville(1970)
CYCLOGUE	Annette(1978)
TOTL	JTWC(1992)
RECR	JTWC(1992)

马尔科夫链方法根据某一区域某段时间内历史气旋的气候特征,提供移速和移向范围(称为“箱”)内的转移概率(Leslie 等,1992)。“箱”的选择要求每个箱中包含足够的比例相似的气旋,以使预报稳定。

在上述各种气候方法中,我们建议使用给出了气旋移向和移速的玫瑰形月分布图(图3.6),这对熟悉该区域每月气候非常有用。马尔科夫链方法提供了移向和移速可能变化的标志,在作持续性预报时给出了应加以考虑的程度。相似方法并不是路径预报的主要方法,其预报性能并不比其它方法更好,而且还需要用计算机在档案中找相似个例。联合台风警报中心(J.Martin,私人通信,1990)使用该方法时作了修改,将所有气旋路径存在在工作站或专用微机的资料库里,预报员可通过给定的判据找出相似的路径。该方法在选择相似判据方面有一定的灵活性,也为常引起预报争议的各种气候问题提供了迅速而客观的答案。

3.3.3 气候和持续性综合的方法

持续性和气候相结合产生了最基本的预报方法,也为不同区域的预报进行比较提供了

基础。第一种作法是把气候和持续性以相同的权重合成,如:香港皇家天文台的 $\frac{1}{2}(F+C)$ 方法(Bell, 1962; Chin, 1970)。这种方法目前仍被许多气象台使用(WMO, 1987),在联合台风警报中心称为HPAC方法。业务上用的相似方法也考虑持续性,但持续性权重在最初的36小时内递减。

近年来,CLIPER方法(CLImatology and PERsistence, Neumann, 1972)已被广泛接受(Lefstich和Neumann, 1977; Aoki, 1979; Xu和Neumann, 1985; WMO, 1987; Leslie等, 1990)。CLIPER用回归方程预报各规定时段(通常是12、24、36、48和72小时)热带气旋的经、纬向位移。预报方程是由某些类型的逐步回归方法开发的,一组预报因子包括当前和过去的位置、强度、移动和阳历(儒略历)日期。这些因子中最多可用3个作为预报因子。判据的选择是根据气旋气候记录中的变化量作出的,并且采用了其它方法以使最终预报结果更稳定,更好(Neumann, 1972)。通常,持续性预报因子在24小时左右权重最高,气候因子则在更长的时效内起主要作用。

澳大利亚气象局开发了另一种方法,以12小时为时间步长作预报,把前期的预报结果也作为预报因子(Morrison, Woodcock和Holland, 私人通信, 1992)。与原始的CLIPER方法相比,该方法对转向预报有所改进,但目前尚未广泛应用。

我们希望所有气象台将CLIPER方法作为基本的预报工具。虽然开发原始方程需要大型计算机,但预报可在任何计算机上运行,几乎不花什么时间。正如3.5节所述,CLIPER方法也为评定其它预报方法的技巧水平提供了一个方便而定常的标准。

2.3.4 引导气流方法

估计热带气旋嵌入其中的引导气流的方法是根据这样一种观点提出的:热带气旋相当于水流中的软木浮子,准确地确定水流速度就能对软木浮子的运动作出出色的预报。过去十年的研究表明,这个简化的图形描述并不十分确切,热带气旋与环境流场之间的相互作用对热带气旋移动有显著的影响(如:Fiorino和Elsberry, 1989b; Shapiro和Ooyama, 1990; Smith等, 1990; Wang和Holland, 1993; Holland和Wang, 1993)。然而,多达80%的热带气旋移动变化可用大尺度环境流场解释(Neumann, 1979; Keenan, 1992)。环境流场的估算对路径预报具有重要的作用。确定适当引导气流的业务方法包括空间平均方法,如一些亚洲国家使用的MUSIC方法(MUltilevel Steering by Integrated Current, 多层综合引导气流, WMO, 1987)和控制点方法(Chin, 1970)。主要困难在于消去气旋本身的环流和确定适当的引导层次或平均层。

George和Gray(1976), Chau和Gray(1982)以及Holland(1984a)使用多气旋合成,讨论了热带气旋移动与环境流场之间的关系。他们用环绕气旋(1~7个纬距径向带的平均值来估计基本气流,发现了有意义的稳定路径的偏差,这与Brand等(1981)业务合成分析的结论一致。平均而言,气旋趋于移向基本气流的西方和向极地一侧。例如,在低纬,气旋西行的路径较快,略向基本气流的极地一侧,而它们向东北移动时则较慢且偏向基本气流的西侧。这些发现实质上与本书前面各章中的理论研究的结果一致(参见Carr和Elsberry, 1990)。理论研究也证实了预报员的经验,对较小的热带气旋而言,大的热带气旋的移动受环境气流的影响要小些。

一些研究使用位势高度计算环境流场,如Chin(1972)以及George和Gray(1976),并且

产生了与直接观测的风场相似的结果。然而,热带地区高度场多噪音、不可靠(Neumann, 1979),而且现代风场的分析方法已相当准确了。因此,我们建议直接使用风场确定热带气旋周围的环境流场。

在业务应用中,并不提倡消去对称气旋,这样做并不总是能得到好的环境流场。当气旋为不对称涡旋时,消去对称涡旋反而会部分地消去环境场的非线性不对称性,如 Evans 等(1991)和 Smith 等(1990)的理想化研究中所指出的那样。一个更好的办法(但尚不完善)是使用适当的滤波消去气旋尺度,这种滤波最好只在气旋附近进行。Marks(1989)、Ueno(1989)成功地使用了傅里叶滤波,Elisbury 和 Bohner(1993)也提出了一个与热带气旋移动理论研究一致的滤波方法。

选择适当的层次或平均用以代表引导气流引起了广泛的争议(Elisbury, 1988)。最一致的观测结果是认为700hPa或500hPa的气流是最为接近的引导气流(George和Gray, 1976; Neumann, 1979; Pike, 1985)。Wang和Holland(1993)、Holland和Wang(1993)的理论研究证实了这一结论。然而,研究表明,用平均层气流作为引导气流有更为一致和更为稳定的关系。Holland(1984)反对平均层中包括流出层和流入层,他建议使用850~300hPa层。Wang和Holland(1993)、Holland和Wang(1993)发现900~500hPa是最佳平均层。这与Velden和Leslie(1993)、Velden(1993)的正压预报研究一致,他们也发现强度与最佳平均层的厚度有明显的关系(图3.7)。许多预报台认为较厚的深层平均(如850~200hPa)对预报最有利。这似乎与观测和理论研究相矛盾,可能与在许多热带气旋附近缺乏好的中层观测有关。此时,引入200hPa分析资料(来自卫星云迹风和商用飞机观测)可能会产生更稳定的分析结果。

建议:如果可能,我们建议把850~500hPa或850~300hPa深层平均气流作为日常预报的辅助工具。在计算这种深层平均时必须使用质量权重。如果缺乏中层观测资料,在深层平均中引入200hPa层可能有益处。对于具有强垂直切变的系统,应考虑使用低层平均,也可以直接用850hPa。对气流作傅里叶滤波或类似的滤波以消除气旋尺度是理想的方法。

3.3.5 天气学方法

在预报中已经开发了许多天气学方法,用于疑难形势下的预报指导。不幸的是,大多数天气学方法未经检验,也未公开发布,只供内部使用。尽管这类方法可能包含多年的综合经验,但并不一定正确,因此这里只讨论那些已经过某种形式独立评价的方法。

建议:将预报决策过程的情况记录下来,并用于事后检验。这是一种好的预报实践方法。进行数年的实践能帮助指出对哪些“偏爱”的预报方法是不可靠的,不能作为预报方法传授,也为开发检验方法和专家系统打下基础,使预报过程更加清晰。

最广泛使用的天气型包括气旋与副高和中纬度西风带高空槽的相对位置。一般来说(虽然并不总是这样),强副高位于气旋的向极地一侧时,气旋将继续向西移动。相似地,气旋西面高层存在西风槽,是一个非常好的转向指标(Dunn和Miller, 1964; George和Gray, 1976)。George和Gray特别指出,在气旋转向前2~3天可能观测到在气旋的西侧和向极地一侧对流层西风带有槽连续加强。

Hanstrum和Foley(私人通信,1988)发展了一种天气型用以识别沿着和穿过澳大利亚西海岸迅速加速的气旋,对这类气旋预报曾有严重的失误。他们把沿海岸移动的气旋分为快速移动和稳定移动两类,然后将地面和高空流场合成产生天气型,如图3.8。这一分型成功地

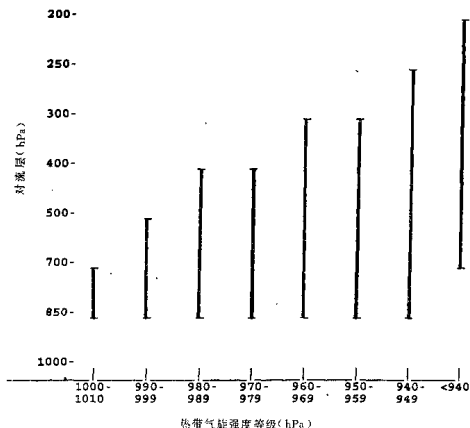


图3.7 北大西洋和澳大利亚地区,热带气旋移动的正压模式预报中使用的深层平均气流的最佳厚度(以850hPa为底层)(根据 Velden, 1990)

识别了所有急剧加速的气旋,改进了预报的可信度和精度。这种天气学分型,在可能产生严重预报失误时,提供了有价值的指导,值得推荐。

准静止的季节性特征也能作为热带气旋移动的指标,尽管这种特征在日常分析中可能不太清楚。如:在夏季风期间,亚洲区域的上层环流通常受青藏高压控制,移近中国的气旋有转向的趋势。当青藏高压减弱,或非季节性东移,气旋容易向西移动(Chen 和 Ding, 1979)。Chen 和 Ding 也描述了准静止阻塞高压伴随的经向环流会引起持续的路径异常,直到阻塞崩溃为止。类似地, Holland 和 Pan(1979)指出,澳大利亚区域对流层上层30天平均气流与气旋路径关系密切。

对于较小尺度,相邻天气系统相互作用会导致相似的路径型,通过识别相互作用,这类路径有一定程度的预报稳定性。最著名的是双气旋相互作用,称为 Fujiwhara 效应(Fujiwhara, 1921, 1923, 1931)。当两个热带气旋相距在1500公里内时,会以某种方式相互作用,这种方式表面上比较混乱,实质上是互旋和大尺度平流作用合成所致(Brand, 1970)。基本的分析方法(图3.9)是以气旋中心连线的几何中心为坐标,把气旋分别点在屏幕或图上。如

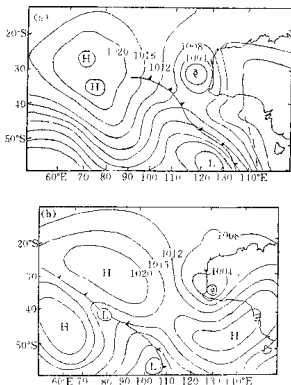


图3.8 天气形势图 a)沿澳大利亚西海岸迅速加速的气旋; b)稳定移动的气旋
(Hanstrum 和 Foley, 私人通信, 1988)

果气旋尺度相差很大,重心应偏向较大的气旋,但是这样做通常不确实度较大,我们建议使用几何中心。一旦发生相互作用,应分别预报双气旋轨迹(通常用持续性方法)和系统中心的运动,把两个预报合起来,就得到实际预报。

一旦双气旋间相距在1500公里内,互旋就会明显起来(Brand, 1970),其发生频率随距离减小而增加(图3.10, Dong 和 Neumann, 1983)。热带气旋相互的逐步响应与环境流场的作用有关。如,强气旋性(反气旋性)水平切变环境会增强(减弱)双气旋互旋作用。进一步讲,大的热带气旋相互影响的距离比小的气旋要大。

双热带气旋相互作用的全球发生频率如图3.11所示(Neumann, 私人通信, 1993)。本图给出了相距1850公里(1000海里)内两个气旋同时存在的频数。在西北太平洋双热带气旋最多,每年有4对气旋相距在1500公里以内并发生相互作用。在东北太平洋海域和澳大利亚/西南太平洋海域双气旋也很普遍。的确,如果使用气旋发生频率把相互作用的次数加以标准化(见图3.11),这三个区域的双气旋相互作用的发生率大致相当。然而,正如 Dong 和 Neumann(1983)所指出的,西北太平洋双热带气旋多发生在季风槽中,这里大尺度引导气流较弱,双气旋相互作用明显。在东北太平洋和范围较小的澳大利亚/西南太平洋海域,双气旋的相互作用通常由于有强的环境引导作用而被掩盖掉。

Brand(1970)、Bao 等(1979)、Dong 和 Neumann(1983)以及 Elsberry(1988)讨论了双气旋的业务预报问题。Jander 和 Holland(1993)的最新研究表明,双气旋并不按经典的 Fu-

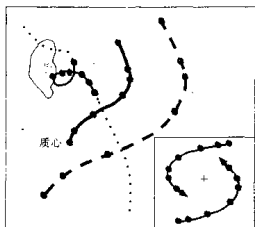


图3.9 将双热带气旋移动分为围绕公共质心的互旋移动(插图)和质心移动的方法示意图。黑点表示每6小时的位置间隔

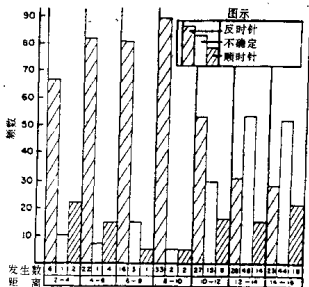


图3.10 双热带气旋发生互旋的比例随相互距离的变化(Dong 和 Neumann, 1983)

jiwhara 模式互旋和移近。他们的订正模式(图3.12)包括相互接近,而且反气旋性互旋多于气旋性互旋。气旋经过长时间的互旋(此时气旋可能相互接近,也可能不接近)以后会有一个迅速的变化(气旋相互捕捉)的阶段,最终要么是其中的一个消亡合并到另一个中,要么由于相互影响,二者迅速逃逸,相互作用停止。根据混沌理论,接近/逃逸、双轨和合并态是稳定的吸引子,它与捕捉、合并和逃逸状态的转换是有区别的。

Ritchie 和 Holland(1993)、Holland 和 Dietachmayer(1993)已经详细描述在这些阶段发生的情况。对预报而言,重要的是他们的结论:预报这种转换(如果可能预报的话)是非常困难的;即使在第二个系统被吃掉,观测系统已不能观测到它的存在时,第一个气旋仍是沿着平均路径作摆动移动。无论如何,预报员应当意识到,虽然捕捉和逃逸是突然发生的,但可以在双轨阶段作出初步的预报。

气旋环流内的中尺度系统也能引起路径摆动。Holland 和 Lander(1993)指出中尺度对流系统(MCS)产生大的路径偏差,如台风 Sarah(图3.13)。尽管这些 MCS 不能从目前大多数海洋的观测系统分辨出来,但由于它们的对流特征长达几天,还是可以识别的。MCS 与气流的相互作用能用图3.9中的双气旋相互作用方法分析。此时,MCS 可以定在云团的几何中心或是定在环流中心。

最近 Carr(私人通信,1995)的工作指出,热带气旋与附近天气尺度系统的相互作用可以引起热带气旋移动的突然变化。如,在西北太平洋,气旋经常在菲律宾海主要季风低压的东部发展。气旋绕低压移动,也可能进入低压与之合并。合并之后,气旋和季风低压残余部分的台成系统会突然向极地移动。例如:Sarah(图3.13)最终突然掉向极地移动。在这个例子中,移动似乎是台风、中尺度复合体和大的季风低压的复杂相互作用和合并的结果。

建议:热带气旋与周围天气系统相互作用是目前研究的热点。可以预计,随着改进预报的概念模式,这一研究将使我们的知识获得重大的进展。同时,我们建议要特别小心附近的

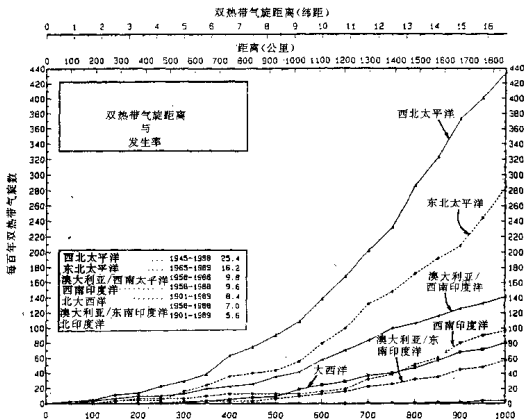


图3.11 本书第一章中划定的各大洋海域双气旋相互作用的频率
(Neumann,私人通信,1993),下面的插图给出了在给定时段内每个季节热带气旋的平均数

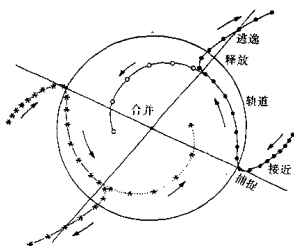


图3.12 Lander 和 Holland(1993)开发的双热带气旋相互作用的模式
说明见书中内容,坐标原点是它们的互旋中心,每个点的气旋位置间隔为6小时

系统可能引起热带气旋移动的奇怪变化。

特别要注意,无论什么时候,当2000公里内有两个热带气旋,或者距热带气旋1000公里内有一个明显的中尺度对流系统时,应当绘制其质心的相对移动图。该图将提供与图3.12相似的关于相互作用的程度和类型的重要信息。双轨道一旦产生,就应当分析质心运动,然后,根据双轨道和质心移动的合成来预报气旋总的移动。

Hallin(1993)为联合台风警报中心开发了一个计算机程序,用来预报两个紧邻的热带气旋的移动路径,给出捕捉、旋转和逃逸现象,然后计算旋转质心,并用CLIPER方法预报质心移动,最后合成产生每个气旋的预报路径。正在尝试将这种方法用于指导数值模式和统计预报。

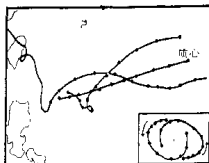


图3.13 台风 Sarah(1989)在与中尺度对流系统 Alpha 相互作用时的摆动路径(Holland 和 Lander, 1993)。直线路径是两个系统几何中心的轨迹,插图是它们围绕几何中心的互旋轨迹

3.3.6 卫星技术

卫星技术涉及解释与各类型的移动和与移动变化相关的云型特征。与估计气旋强度的Dvorak方法(被广泛采用)正好相反,用卫星资料预报移动的方法尚未被广泛接受。现有方法通常是找出移动与外围对流云带走向或内部云团形状变化之间关系。这些方法尚未在业务条件下客观检验,应谨慎使用。

热带气旋有移向外围环流中的对流云带下云顶端的趋势(Lagoie 和 Nicholls, 1974; Lagoie, 1976a),这种云带走向的改变预示着在未来12~24小时内热带气旋移动的方向将发生相似的变化。进而言之,热带气旋并不连续地(也不转弯)向外围环流中无积云的区域移动。Fett 和 Brand(1975)注意到,云特征(如椭圆形云团,或一个主要的外围云带)的总体旋转预示着在未来24小时内热带气旋的移向将发生变化。纯经验的规则是:气旋将移向旋转云团的前方,热带气旋的中层云团流向极地一侧,表明气旋可能转向(Ramage, 1974),云团消失则表明气旋可能继续西移。

使用6.7微米水汽发射窗的观测可以得到大量的定性信息(Velden, 1987)。这种观测资料能清晰地指示干湿区,这种图像可以提供可能影响风暴移动的天气特征的位置和移动的非常好的信息。Dvorak(1984)提出了一组分型识别方法用于解释这种图像,但尚未经实践检验。

生动的卫星资料使预报员能够追踪影响热带气旋移动的周围天气特征的移动。我们建议这些周围特征只用于估计最近24小时内热带气旋移动的趋势。

3.3.7 专家系统

专家系统包括多种方法。在许多气象台使用的预报手册(对特定的预报过程进行逻辑推理)是专家系统的雏型。在工作站或专用计算机上,已经开发了较为复杂的交互式决策树形网络。例如, Hanstrum 和 Foley(图3.8)的天气分型可用于微机的交互程序,预报员可通过

一系列逻辑性的提问判断有关预报形势。也有自动开发决策树形网络的软件,提供各种可能形式的回答,而不是传统的预报手册是/否格式。

联合台风警报中心使用 TAPT 方法(台风加速预报方法;Wier,1982;JTWC,1992),该方法利用环境风场估计热带气旋快速或缓慢地加速向极地移动或转向的可能性。提供加速的时段、最大加速度和台风路径的指导。

其它形式的专家系统尚未用于热带气旋的移动预报。因此,这里只对一些可能的方法作一般性描述,很可能用于气象的一个领域的是使用视觉技术。生物科学的研究表明,可以客观地辨认特定型式,如卫星图像,并进入决策树形网络。因此,卫星图像和气旋路径序列可用于开发新的路径预报算法系统。

高级专家系统更加复杂,如神经网络。这些网络接收一组输入资料和历史事件的结果,如过去的台风路径,然后根据一系列的中间点(移动结点)反复计算所有可能的路径。优点是可以辨认极端情况和分支点。然而,需要大型的计算设备,并且是否比标准统计方法更好尚未得到证实。

正在进一步研究及用文件来总结有经验的预报员采用的预报思维方法,试图在专家系统中复制出来。然而,预报员的思维过程却远不是逻辑描述所能做到的。

3.3.8 动力学方法

动力学预报方法包括从简单的、准解析路径方法到对全球许多天积分的复杂的数值模式。表3.3列出了目前业务中使用的动力学方法。对主要数值模式的详细描述见第八章,综合评述可见 Elsberry(1993)。对早期模式的评述见 Elsberry(1979,1987)和 Anthes(1982)。

BAM(β 平流模式)和 FBAM(FNOC BAM)分别用于飓风中心和联合台风警报中心。这些方法是从 Holland(1984)的解析移动方程发展而来的[Marks(1989)]。用全球谱模式作预报要进行滤波,去掉小尺度,并且对850~300hPa 或850~200hPa 层求平均产生平流,并加上 β 效应的一级近似。虽然它的应用和动力学非常简单,但该模式比其它动力学方法要好,并且明显好于 CLIPER(JTWC Annual Tropical Cyclone Report Series;DeMaria 等,1990)。

表3.3 目前业务中使用的动力学方法,有关区域和全球模式在第八章介绍

方法	参考文献	方法	参考文献
路径 BAM/FBAM	Marks(1989)	正压 VICBAR	DeMaria(1993)
动力空间平均	WMO(1987)	BARO	Holland 等,(1991)
简单三维 OTCM	Hodur 和 Burke(1978)	Philippine	WMO(1987)

1990年,美国国家飓风中心用 VLCBAR 模式取代了 SANBAR 模式(Sanders 和 Burpee,1968)。最近,Lawrence(私人通信,1993)的统计表明 VICBAR 的24~36小时预报可与最好的预报方法相媲美。

香港皇家天文台使用的是动力学空间平均模式,它假定热带气旋可看作是在大尺度引导和气压梯度影响下移动的气块。用风暴周围四个网格点推出引导气流。根据过去12小时移动加进持续性。该方法24小时预报较好(WMO,1987),但尚未看到当地的统计。

澳大利亚气象局研究中心(BMRC)开发了 BARO 模式,TCM-90试验期间,在微机上交互使用(Holland 等,1991,表3.4),提供了很好的预报指导。后来指定在澳大利亚区域的业务中使用,并可在工作站上用于任何热带气旋区域。它采用无辐散正压温度方程,Barnes 分析和移动网络,使交互式业务应用于任何大气平均层。根据 Holland(1980)的解析风廓线的

改进形式在分析阶段产生人造(bogus)气旋。

表3.4 澳大利亚气象局研究中心(BMRC)热带气旋正压模式 BARO 的主要特点

理论基础	正压无辐散度方程	理论基础	正压无辐散度方程
分辨率	可变,由使用者规定	侧边界	由使用者给定;对澳大利亚为 TAPS
网格	可变可移动经纬网络,由使用者规定	预报时效	最长时效48小时
分析方法	Barnes	解析过程	米拉格朗日
人造资料	自动化或由使用者给定		

联合台风警报中心使用的 OTCM(单向影响热带气旋模式, Hodur 和 Burke, 1978) 是三层粗网格(分辨率205公里)模式。以气旋作为中心点, 计算范围为 6400×4700 公里, 用 NOGAPS 的6或12小时预报场作为初始场, 利用 NOGAPS 的预报来更新边界。对风暴附近的初始场进行平滑, 然后加上路径持续性引导分量 and 对称的人造资料。通过解析加热函数保持涡旋不消亡。

联合台风警报中心热带气旋年度报告的统计表明, OTCM 是最好的预报方法。24小时以上时效的预报, NOGAPS 和 OTCM 均明显好于 CLIPER。

3.3.9 统计和统计动力方法

统计和统计动力方法是利用过去的风暴和各种输入信息经过某种形式的统计筛选开发而成。统计动力方法使用的是数值模式的输出产品。对程序应用的详细介绍参见 Elsberry (1987), WMO(1979) 和 Bureau of Meteorology (1978) 对过去所用的方法进行了评述, Neumann 和 Pelissier (1981a, b) 进行了业务评价。表3.5给出了目前使用的统计和统计动力方法。

表3.5 目前业务上使用的统计和统计动力方法一览表

方法	参考文献	方法	参考文献
统计		统计动力	Matsumoto(1984)
NHC72	Neumann 等(1972)	CSUM	Neumann(1988)
TOPEND	Keenan 和 Woodcock(1981)	NHC83	
Veigas-Miller	Veigas 和 Miller(1958)	NHC90	JTWC92
Vietnam	WMO(1987)	JTWC(1992)	WMO(1987)
		SD75	

前三个统计方法使用随热带气旋移动的网格和对当前的分析中, 结合使用过去的气旋移动资料开发预报因子。在 NHC72 中通过 CLIPER, 在 TOPEND 中, 通过 CYCLOGUE 引进了气候因子。越南使用的方法是将中层位势高度和地面气压场作经验正交展开, 并结合地面气压梯度和与过去气旋移动有关的经验参数。

统计动力方法使用数值模式的预报产品作为预报因子。联合台风警报中心使用的 CSUM 模式, 利用气旋位置和从 NOGAPS 模式输出的过去24小时500hPa 高度分析场, 并结合 NOGAPS 作出的未来24、48小时500hPa 高度预报场, 对于正在转向的强热带气旋, 则用200hPa 场取代500hPa 场。NHC90 是 NHC83 的升级方案, NHC 把它用于北大西洋; NHC90用在西北太平洋的则是 JTWC92。中国开发的 SD75类似于动力学空间平均方法(表3.3)。

开发 CSUM 时, 用实际分析场取代预报场, 常称为“完全预报方法”, 这意味着对于一个数值模式的特定版本, CSUM 并不是最好的。但它也不会随着数值预报模式的变化而退化。理论上讲, CSUM 会随着数值预报的改进越来越准确。CSUM 也有一个不寻常的特点, 它使

用了三组不同的回归方程,使用何种方程取决于气旋是在副高的向极地一侧还是赤道一侧。在西北太平洋该方法的预报好于 CLIPER,被认为是最好的统计方法(JTWC Annual Tropical Cyclone Reports)。

NHC83的主要进展是把分析和预报网格转换到以风暴中心为原点、沿着气旋路径方向的拉格朗日坐标系。把误差分为沿路径和与路径垂直方向,得到了乐观的统计结果(Shapiro 和 Neumann, 1984),NHC83的24小时预报在美国国家飓风中心是最好的,在联合台风警报中心的试验中也显示出很大的潜力。

3.3.10 袭击概率预报

客观地定义气旋预报不确定度的方法是使用袭击概率(Jarrel, 1978)。概率预报为估计热带气旋影响的重要或易受损设施的风险提供了有价值的早期指导。业务方法包括 Neumann(1987)以及 Templeton 和 Keenan(1982)。

袭击概率可以用一组概率等值线(图3.14)或一个特定影响区域(如一个主要工业区)的概率时间序列形式提供。概率是从对有关地区过去出现的气旋的认识和预报误差中推出的(Neumann, 1987)。旨在有助于客观地评价动力预报模式的不确定度的新的程序(Leslie 和 Holland, 1991),应能帮助识别当可能出现严重预报误差时的关键形势。

公众对使用概率预报很易混淆。特别是,袭击概率的大小是沿预报路径和与路径正交误差的概率的时间函数。因此,沿一条有把握的路径,36小时预报的登陆概率低于登陆前12小时的非常不可能登陆的概率。在公众教育计划中必须对此作审慎的介绍。

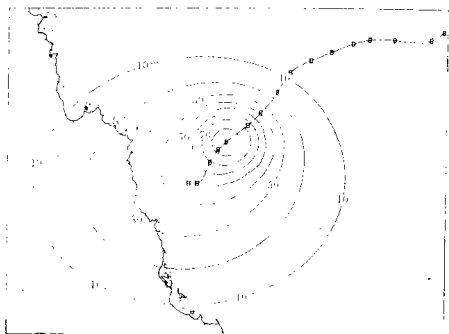


图3.14 热带气旋 Joy 在澳大利亚以东海面24小时袭击概率等值线(10%间隔)
(Woodcock, 私人通信, 1993)

袭击概率的优点是用户能根据可能的投入和损失比作出客观决策。这个方法通常称为“投入-损失”决策，根据下列简单的公式：

$$CL = \frac{C}{L} (3.4)$$

其中， C 是采取避灾行动的投入， L 是不采取行动的损失。完全从经济观点看， CL 必须大于 1 才能采取行动。可针对特定的条件推出更复杂、更好的方法。

3.4 制作位置预报

为了与大多数部门使用的警报一致(第7章)，我们把预报时效分两级：大于36小时的延伸预报和小于36小时的短期预报。我们借助1991年西北太平洋的例子(JTWC, 1992)来进行讨论。

IWTC- I 和 IWTC- II 的报告表明，目前实际上采用的预报时效长度差异很大，从24小时到72小时不等。我们强烈建议所有气象台都作72小时预报，至少提供内部使用。72小时的预报给长期计划提供了有价值的支持，并有助于决定短期预报。进一步的，72小时的预报档案为判断预报技巧的改进提供了有价值的信息。

应审慎使用72小时预报。预报一旦作出，预报小组就有责任维持原预报趋势，当热带气旋移向分叉点时，这样做是很困难的。在改变预报时，应保持一定的保守性和勉强性，以防止出现“一阵风”效应，即在预报可能趋势间来回快速变化。这种“一阵风”式的预报变化会引起用户严重混乱及失去信心。

每个预报时效要求有特殊的对策，并使用不同的预报方法，这些方法的性能见图3.15。必须审慎地解释每个时效的预报不确定度。平均预报误差提供了不确定度的一级指标，但是，预报员也应意识到在这些预报中离散的类型和程度。如图3.16所示，所有时效的误差分布明显偏斜。少数大的误差对平均误差影响很大，平均误差明显大于一般的预报误差。

这些大的误差主要来自异常气旋或移向移速突变的气旋(Chen, 1988)。这已被 Nenmann(1981)客观证明，他根据北大西洋的预报误差，列出了千分之一的48小时预报误差。发现10个误差最小的气旋路径很光滑，而10个误差最大的气旋路径相当古怪。古怪路径气旋的平均误差是光滑路径的两倍。Nenmann(私人通信, 1993)指出各海区都有古怪路

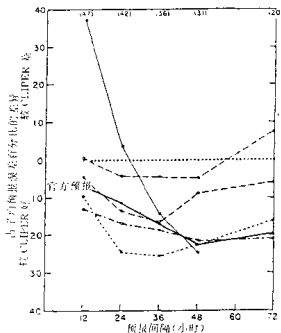


图3.15 1976~1979年NHC各种预报方法相对于CLIPER方法的平均预报误差 (Neumann和Pelissier, 1981b)

径,其中,澳大利亚最多。这类路径很难预报,所以称之为异常路径。然而,我们注意到,光滑、稳定的路径很少,而异常路径则经常出现。

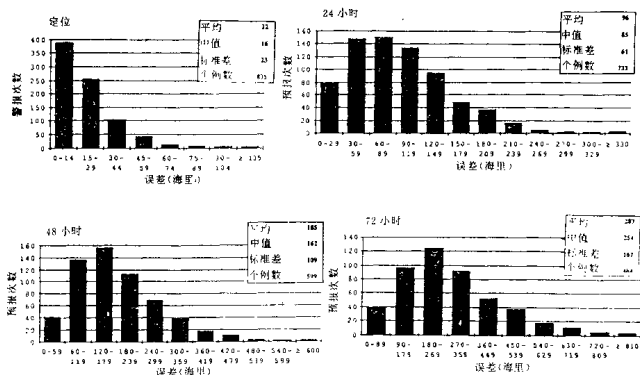


图3.16 1991年西北太平洋地区联合台风警报中心定位和预报误差频率分布(JTWC,1992)

3.4.1 延伸预报(36~72小时)

这一时效预报主要用于提醒和做准备时参考,并为确定短期预报提供初步趋势。延伸预报主要使用动力和统计方法(图3.15)。概率预报对客观计划很有帮助。

由于气旋通常是在洋面上,主要依赖于卫星定位。然而,幸运的是,延伸预报对初始定位误差的敏感性要小于相对较短时效的预报。在平滑小尺度振荡时应当小心,这种振荡对长期路径影响不大。但是,对初始分析场的敏感性可能导致数值模式中的阻尼或初始定位误差的强烈放大。

大的预报误差来自于对形势演变的错误解释或错误预报,通常出现在转向附近或在其它预报或实际移向移速突变时。预计移向变化导致的大的预报误差与没有报出移向变化时的预报误差相当(图3.17)。如台风 Yunya(图3.17a),联合台风警报中心没有报出转向,导致出现了两次大的误差,其它预报都相当好。另一个台风 Zeke(图3.17b),预计在海南岛转向,也导致了一系列不正确的预报。

对大的预报误差问题,尚无好的解决办法。但是,注意分析和选择适当的预报工具可能是有益的。这就要求预报员非常熟悉各种预报方法的细节和在不同条件下的优缺点。可以借助于对所用方法的常规的客观业务评价,如 Neumann 和 Pelissier(1981)以及 JTWC 的热带气旋年度报告。也可以将几种方法用统计最佳选择方式进行集成,以改进预报(Leslie 和 Fraedrich,1989)。Mundell(私人通信,1993)也为 JTWC 开发了一个最佳的集成方法。

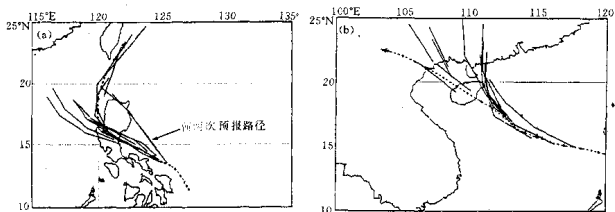


图3.17 大的预报误差示意图 a)未报转向的台风 Yunya; b)预计转向的台风 Zeke

图上点出的都是 JTWC 的72小时预报(JTWC,1992)

图3.18是一个用特别的方法避免偏差或误差的例子,该例中对台风 Ellie 的气候预报非常糟糕.台风在副高南侧一直向西移动,而预报却一直报转向.图3.18清楚地表明气候方法在高纬度倾向于预报风暴向北移动和转向.如果能识别其为异常路径,可不考虑气候预报,而使用动力学方法以便更好地解决这个问题.

图3.18也表明气候方法的另一个标准偏差.注意到,当气旋移近中国时,气候方法趋于预报气旋急转向和离岸移动.这是因为向西移动的气旋在陆地上减弱,较长时效的预报受沿着海岸或离开海岸移动气旋的影响.

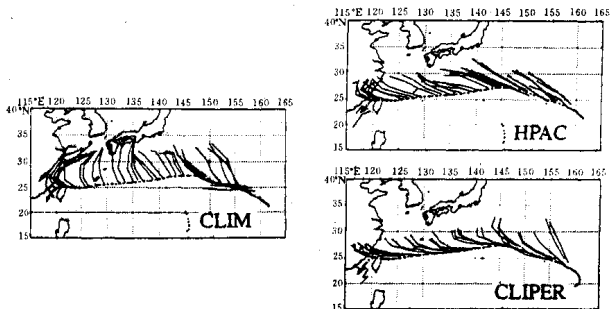


图3.18 台风 Ellie 的72小时气候预报(JTWC,1992)

3.4.2 短期预报(小于36小时)

12~36小时时效的预报主要用于确定警报区、启动民防程序,如沿海地区的人员疏散。相对于动力学方法而言,持续性、气候和统计方法更为重要。这是因为前面所描述的大的预报误差对这一时效影响较小。对初始定位误差比较敏感,需要审慎对待第二节有关定位问题的建议。当热带气旋处于附近,或是在海岸基准雷达的视野内时,要注意提高分析质量,当心易犯的错误。

12小时内,沿海居民通常将经历暴雨或强风到大风的袭击。预报开始侧重于沿海地区的疏散和减灾决策。在这样短的时效内,主要使用持续性方法,需要特别细心地定位和正确分析眼的短期振荡。

建议,应把注意力集中于维持热带气旋的最佳可能路径,应特别注意避免对气旋路径最新位置和趋势的误解。

例如,如果短期振荡与长期振荡混淆会引起路径预报中显著的不确定性或误差。如图3.19所示,气旋以5米/秒移动,小尺度摆动振荡的振幅为14公里,周期12小时,它将引起2米/秒的循环速度变化。

对于离海岸25小时(450公里)并正面移向海岸的气旋(图3.19a),如登陆时间无明显偏差,或是预报的登陆时间早4小时至迟6小时,沿海岸的预报误差为 ± 180 公里。由于提供了足够的疏散时间,沿着路径的误差是可以接受的。正交路径的误差导致登陆位置预报增加了200公里的不确定度,并可能导致糟糕的警报,但它仍在可接受的范围内。此时,沿着路径和正交路径的误差均已加倍,相互间没有任何直接的影响。对同样的气旋,如以 30° 角移近海岸(图3.19b),则误差加倍并且不确定度戏剧性地增加。预报的登陆时间早10小时,偏向实际登陆点右侧210公里,或晚67小时,偏离登陆点1400公里。因此,对振荡的不正确的解释可使气旋提前67小时到达海岸,并且离预报的登陆点误差为1400公里。

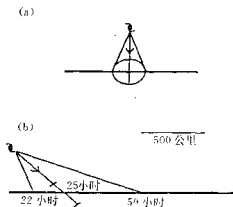


图3.19 以5米/秒的速度移动,离海岸25小时(450公里)的气旋,小尺度循环振荡(振幅14公里、周期12小时)不正确解释的影响示意图
a)气旋正面移向沿海 b)气旋以 30° 角移向沿海

3.5 检验方法

预报移动的一个容易忽略的部分是日常制作最佳路径和在气旋季节结束之后进行详细的预报性能统计。尽管利用宝贵的资源是一个很费时的工作,但它能够提供最好的风暴档案,包括:有关全部预报性能的极其宝贵的信息和个别方法的相对性能。这样的信息对下列各项工作是必不可缺的:

- * 开发新方法和检验由于新的方法及观测系统等而取得的预报改进；
- * 为客观评价预报不确定度提供基础，特别对关键地区，它们可用于决定警报和监视的时间和范围；
- * 提供所用预报方法的相对准确率的反馈信息，多半还包括按不同的天气、纬度或季节分型的结果(如 Neumann 和 Pelissier, 1981)；
- * 提供外部机构如全球模拟中心对该区域预报性能的反馈。

3.5.1 制作最佳路径

按照 3.2 所述的程序制作最佳路径。该阶段的主要有利条件是知道整个风暴路径，所以这种事后分析可以利用过去和未来移动的内插来决定最佳位置。这种辨析的主要问题是最终路径的详细程度。例如，雷达观测可分辨出小尺度的摆动振荡，但一般情况下，在开阔洋面上没有雷达观测。

建议：最佳路径档案应尽可能详细。尽管观测系统的分辨能力差异很大，但它为以后的研究和开发利用提供了尽可能多的信息。应注意大半要依靠分析人员的判断以避免观测系统提供错误的信息。一般来讲，6 小时一次位置预报可以足够详细地反映路径情况。

3.5.2 估计预报误差

可以从几个方面研究分析预报的误差。最普通的方法是路径绝对误差，但也使用与路径正交的和沿着路径的误差(见图 3.20)。路径绝对误差是从最佳路径位置到业务分析或预报位置的大圆距离。必须是大圆距离，简单的径向和纬向分量的平均会导致误差偏差。

误差分析的一个必不可少的项目是用一种标准的方法将所有预报误差标准化。为此，I-WTC-1 推荐使用 CLIPER 方法，图 3.15 给出了实例。由于 CLIPER 完全根据当前的位置和移动，从过去的风暴推出预报，水平低于 CLIPER 的方法，没有实际技巧。这种标准化也使在不同海区和不同的易作预报和难作预报的年份容易比较(Pike 和 Neumann, 1987)。

表示预报误差的方法因人而异。给定范围误差出现频率的直方图表明，最常出现的误差，以及向大误差的偏斜(如图 3.18)。使用纬向和经向(见图 3.21)，或沿着路径和正交路径轴的误差分量所作出的点聚图，提供了非常有用的相对偏差和集中的误差信息(例如，对始终偏慢的方法)。

大多数业务中心是从分析(起报)的时间而不是按预报的有效时间定义预报误差，这是十分特殊的。所以推迟一个小时左右几乎没什么实际影响。但是，全球模式要在分析的(起报)时间过后 12 小时左右才能算出结果，所以实际预报时效减少了。这样 24 小时的模式预报

大多数业务中心是从分析(起报)的时间而不是按预报的有效时间定义预报误差，这是十分特殊的。所以推迟一个小时左右几乎没什么实际影响。但是，全球模式要在分析的(起报)时间过后 12 小时左右才能算出结果，所以实际预报时效减少了。这样 24 小时的模式预报

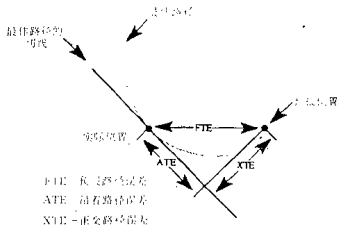


图 3.20 绝对误差和沿着正交路径预报误差计算结果示意图
(取自 JTWC, 1992)

仅有12小时的实际预报意义。目前的方法倾向于用更简单的模式,起报时,它的误差可能稍大,但可以尽早得到结果,实际上较准确。

建议:所有预报部门都应进行常规预报误差统计,并且向国际社会公布。预报时效应反映有效预报时间,而不是起报时间。

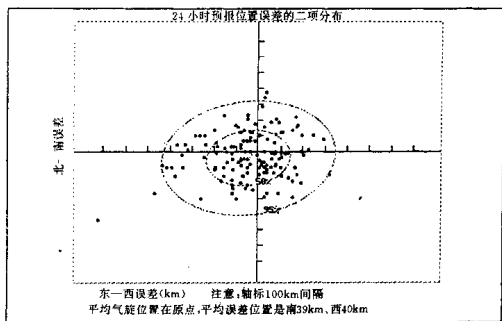


图3.21 1992~1993年度热带气旋季节澳大利亚地区强度>970hPa的热带气旋24小时经向和纬向预报误差的点聚图(Woodcock,私人通信,1993)

3.5.3 预报难度的概念

Neumann(1981,1985)引入了预报难度的概念,以评价北大西洋海区的预报改进。该概念利用 CLIPER 的剩余误差来提供阈值技巧水平,并为确定预报难度提供基础。CLIPER 误差与业务预报误差成正比;例如:当热带气旋缓慢地沿着持续路径移动时,两者的误差都很小,在本章的1、3、4、5节中提出的移动稳定性的指标强调的是方向的持续性,并不包括对移动速度的敏感性。

因此,CLIPER 是衡量预报难度的十分好的尺度,用 CLIPER 误差对所有预报误差进行标准化,就可以对预报技巧给出一致的表示结果。IWTC- I 建议用一致的 CLIPER 预报,对所有气旋的移动预报标准化以提供可以比较的通用标准。

Pike 和 Neumann(1987)根据同样指标对每个热带气旋海域开发了 CLIPER 模式,并且比较了剩余误差(见图3.22)。得出它们的预报难度水平(FDL)差异很大,在澳大利亚/东南印度洋和西南太平洋最大,北印度洋最小。这意味着,当给出气旋当前和过去位置的相似信息时,最精确的预报出现在最低的 FDL 处。例如:北大西洋72小时平均误差为665公里,但在东北太平洋仅为460公里。在计算出它们的 FDL 之后,这两个海域的预报技巧就可以比较了。

注意,FDL 仅与气旋路径的内在特征有关。例如:没有考虑会影响持续性预报的业务因

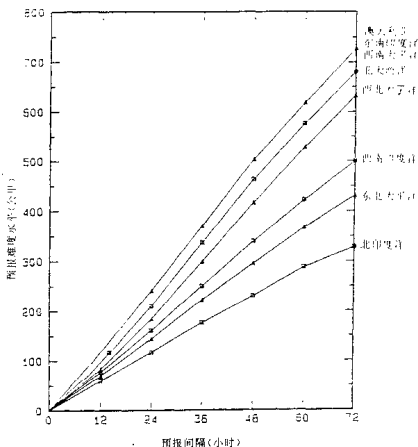


图3.22 特定区域与预报时效对应的预报难度水平
(Pike和Neumann,1987)

子,如中心定位的精度。这种评定条件特别适用于北印度洋海域,那里气旋相对较弱,难以将中心位置定得很精确。另外,FDL并不涉及警报问题,如风暴潮的可能性及向海岸居民通报和疏散问题。

进一步的问题是并非所有的CLIPER方法都同样有效。例如:当资料集较小或历史资料相当不确定时,CLIPER方程可能不稳定。

建议:在了解其局限的前提下FDL提供了一种良好的尺度来比较不同海域、不同预报方法和不同季节变化的预报误差。我们特别建议使用FDL对不同资料集的预报误差、对不同方法和长期预报趋势进行比较。

4 居住层

4.1 引言

“居住层(habitation layer)”一词是 Bob Simpson(Simpson 和 Riehl, 1981)新创的,用以描述我们赖以生存的大气薄层。该层大气与下垫面相互作用,产生了十分复杂的风(阵风),在局地障碍物周围出现人的扰动,并且,该层大气能产生微下击暴流和下击暴流。海气相互作用也发生在该层内,导致狂风巨浪和沿岸风暴潮。

本章中,我们将介绍风暴潮(4.2)和风浪(4.3)的生成机制,并提供预报指南。我们也将讨论热带气旋登陆时风场的变化(4.4)。

4.2 风暴潮

4.2.1 定义

风暴潮是一种重力长波,空间尺度与诱发其产生的热带气旋的尺度相当。风暴潮可持续数小时,它取决于气旋的尺度和移动速度,因此,风暴潮的尺度与天文潮相当,而与风浪重力短波不同,后者波长数米,周期为数秒。风暴潮通常由一个单独的过境波组成,该波引起了静止水面的升或降。在某些特定形势下,特别是当气旋平行于海岸移动时,可在气旋后生成次生波或再生波。

深海、浅海和近海对热带气旋的响应明显不同。在深海区,离岸很远,来自热带气旋的表面风压力通过向下传播动量产生旋转水堆或涡旋。海面上升很小,与中心低气压(逆气压表效应)和较小的长期科氏效应造成的流体静力学抬升差不多。随着热带气旋移近海岸,动力作用逐渐显著。气旋进入大陆架的浅水区,水堆的位势涡度守恒要求辐散显著增大。局地测深法的开道作用和海岸的反射也对增加潮高有重要贡献。与传播风浪的短波不同,移动的涌浪在浅水区不破碎。从面向大陆的观测者的角度来看,热带气旋产生的向岸风(正潮),在北半球向右,在南半球向左;离岸风(负潮)方向相反。

最大风速半径为计算风暴潮提供了重要的尺度参数。气压梯度力对风暴潮的影响忽略不计,风暴潮重力长波的波长大约为最大风速半径的4倍。热带气旋尺度、传播速度、在大陆架的滞留时间、袭击海岸的角度以及当地近海测深法和内陆地形对风暴潮生成和内陆洪水都有重要作用。

在风暴潮汐(storm tides)和风暴潮(storm surges)间有一些混淆之处。本文中,风暴潮是指热带气旋引起的高于或低于正常天文潮汐的增水。而风暴潮汐是指高于或低于标准水位的总高度(包括天文潮汐)。风暴潮汐是通过热带气旋咨询报告发布的水位预报。一般意

义上“潮(surges)”的含义可根据内容而变。风暴潮可用模式计算,但是,由于天文潮汐相态的不确定性,风暴潮汐很难计算。

4.2.2 风暴潮的观测

原始的风暴潮观测一直是观测风暴潮汐。对准确的热带气旋事后分析而言,风暴潮汐的历史测值通常过于稀少,而任意性和偶然性大,常与基准点不一致。世界各地在热带气旋过境后对风暴潮资料的记录和存档工作重视不够,很值得注意。

最好的资料是用潮汐验潮器快速自记的各时间的水位,这与用风速表测风自记相似(图4.1)。尽管验潮器的抑制室可滤去风的重力短波,但在热带气旋影响期间仍可能有实质性的风波混合进来,如图4.1中的高频“噪音”。通常的存档过程是每小时一次对潮位进行目测平均。由于峰顶和槽底可能均落在每小时一次的两次读数的中间(如图4.1所示)而导致了不准确性。因此,要从实测水位中减去推算的天文潮位来获得风暴潮位。

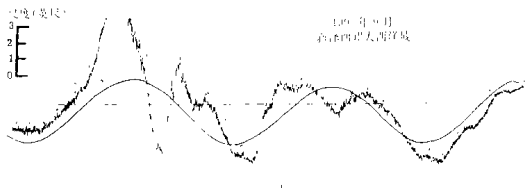


图4.1 1944年9月14~15日美国新泽西州大西洋城斯特尔·皮尔记录的飓风潮位实测值,其中叠加了推算的天文潮(数字表示的是地方太阳时,从左到右)。从上述测值中减去天文潮得到飓风造成的风暴潮

就一个已知资料而言,标尺验潮器的记录是根据锚定于地上的标尺快速地对静止水位进行目测平均而获得的。在热带气旋过境期间,如果一个训练有素的观测员就在附近,那么这些资料和潮汐验潮器资料一样好。

遗憾的是,潮汐验潮器与标尺验潮器很少,相距也很远,当热带气旋中心过境时,常常缺测。因此,为估计潮位通常要对相对于大地测量基准的高水位标记进行事后调查。在缺乏潮汐验潮器或标尺验潮器资料时,附近最好有一系列高水位观测资料用于检验研究,因为存在不准确性,对唯一的、孤立的高水位标记或不完整的记录必须谨慎对待。一个可靠的风暴潮模式,可以估计高潮的出现时间以剔除天文潮,确定观测点的风暴潮峰值。

4.2.3 风暴潮的统计预报方法

经验统计方法是依据历史资料,通过回归或其它统计技术所发展的预报方法。不幸的是,经验统计方法需要以大量的观测资料为基础,而大多数区域缺乏这种历史资料。资料的缺乏对统计研究非常不利(Harris,1956)。在一些地区已经收集了一些不完全的资料,用于建立风暴潮的经验预报方法(Connor等,1957;Goudeau和Connor,1968)。

4.2.4 风暴潮的数值模式

虽然是定性的,数值模式提供了计算热带气旋诱生的风暴潮的最好方法。风暴潮模式需要地理资料库,包括水深资料(若在内陆要计算内涝)和气旋登陆点附近陆地的复杂地形资料。资料所包括的范围应是长为大风所及的整个沿海岸区域,而宽则一直到大陆架边缘,分辨率至少也要几公里;内陆直到10米的陆地等高线要求垂直分辨率为1米。这样的资料称作海域资料。由于缺乏足够的气象资料,用热带气旋参数化模式提供风暴潮模式的外强迫力。这种气旋模式根据气旋的尺度、中心气压和路径进行初始化处理。由于风暴潮模式不需要预报热带气旋状况或热带气旋路径,参数化过程是一个“诊断”模式。风暴潮模式接受来自外部决策者的任何适当的热带气旋参数,而不考虑其来源。因此,风暴潮模式能够根据海域和热带气旋输入资料来回答“如果……,将会如何?”之类的问题。

在值班人员的帮助下,计算机可适时计算沿海风暴潮。此外,计算机彩色监视器可方便地以图解方式立即显示风暴潮的显著特征。有了准备好的海域资料,必需的沿海风暴潮模式和热带气旋参数化模式,对特定海域的任何热带气旋均能进行运算。Hubbert等(1990)在微机上开发的风暴潮模式就是一个例子。

沿海风暴潮模式对在河口、湾、湖、弯弯曲曲的河流、水道、带有海角和小海湾的实际海岸线、障壁(道路、码头、损坏的堤防等)以及洪水淹没地带等地区由内陆风暴潮引起的洪水毫无用处。对于这些十分复杂且非理想的情况,需要更加复杂的风暴潮模式。

风暴潮模式运算中可以同时包含天文潮及其与风暴潮之间的非线性相互作用。然而,预报热带气旋将在24小时内到达的正常预报误差是6小时,大约相当于半日天文潮高和低位间隔的时间。因此,在风暴潮模式中直接引入天文潮对业务预报是不适当的。为此风暴潮预报员通常根据对预报路径的性质的主观估计,把天文潮加在计算的风暴潮上。如果预报比较谨慎,常在风暴潮中加上高天文潮。

登陆热带气旋引起的风暴潮可以影响100~200公里长的海岸线,持续时间达数小时,但是,热带气旋路径预报在登陆前24小时的预报误差与之相当。由于这样不精确的路径预报,模式对风暴的计算无法提供有效的潮位估计。图4.2a、b给出了飓风Elena(1985)的例子。使用的是SLDSH模式(Jelesnianski等,1992)。用最佳路径事后分析计算风暴潮得到的风暴潮位的计算值和观测值十分吻合(图4.2a)。然而,根据预报路径得到的结果却很糟(图4.2b)。登陆点的路径预报误差为40公里,这从气象角度来看是很出色的,却造成风暴潮位的估计值与实测值完全不同。这是由于风暴潮对以锐角移近海岸的路径,即使很小的误差也很敏感。

当然,仅根据预报路径就预测没有高风暴潮位发生也难以使人信服。假定预报路径和实况路径反向,就会把灾难性的高潮预报为低潮。可靠的风暴潮模式可用于指出潮对具有复杂的海岸和地形特征的给定海域的敏感性。因此,应警告用户注意有时风暴潮可能突然生成。

克服路径预报不精确这一难题的一种方法,是对几个不同的路径和预报的登陆点的运算均已证明风暴潮模式是可靠的。对预报时效内热带气旋强度和尺度的可能变化,也可用相似的办法来处理。用这种方法得出与气象不精确的范围相适应的风暴潮可能发生的范围。

4.2.5 风暴潮列线图

数值模式也可用于开发列线图,以进行风暴潮预报,列线图使用方便,但不适合复杂的

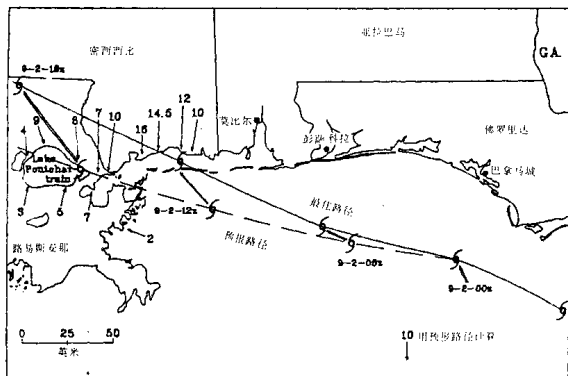
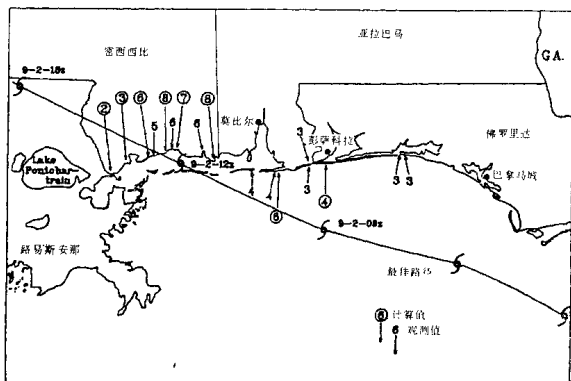


图 4.2 1985 年 8 月 29 日~9 月 3 日飓风 Elena 引起的风暴潮位的实测值和计算值的比较
 (单位为英尺); a) 使用最佳路径; b) 使用预报路径
 (热带气旋参数由位于佛罗里达州迈阿密的国家飓风中心提供)

地形,通常仅适合于沿岸风暴潮。列线图通常是用简化的风暴潮数值模式,对准理想的源地和假设的热带气旋状况事先计算而成。海域条件要求仅是深海测深法的深度和长的水平方向延伸的海岸线,不包括小岛屿。海域几何条件被理想化为规则的,有适当曲率的无断裂的海岸线和在海岸上表示存在一个向内陆地形急剧增高的无限高的垂直墙,而不是实际的近海深海测深法。为方便起见,热带气旋参量限定为不随时间变化的热带气旋参数,以任何角度袭击海岸的气旋均为匀速直线登陆路径,以及连续的登陆点(Jelesnianski, 1972; Das, 1981; Das 等, 1974; Ghosh, 1977)。

例如:为了确定沿岸峰值风暴潮的位置,对特定地区任何登陆的热带气旋考虑使用图 4.3~4.5(Jelesnianski, 1972)三张列线图。第一张图(图 4.3)需要两个气旋参数:最大风速半径(气旋尺度的指标)和降压(热带气旋周围的环境气压减去热带气旋中心气压)。这两个参数给出了以 6 米/秒的移动速度移向海岸线的标准热带气旋,经过标准源地时引起的风暴潮的预估值。标准海域是指中心在纬度为 30° 的直线海岸、岸边水深 4 米,并有 0.6 米/公里的一维向海坡度。

注意:计算的峰值风暴潮位置随降压近似线性地变化,而随热带气旋尺度变化比较平缓。由于确定热带气旋的尺度比确定中心气压要难,这些特征是不规则的。当给定降压时,最大风速可以随热带气旋尺度变化(图 4.3),因此,最大风速对风暴潮的研究也是一个敏感参数。另外,地面气压测值受风的观测影响要比同样的噪音的影响小得多。

对非标准的热带气旋移动,图 4.4 用订正因子 F_c 针对以任何速度任何角度袭击海岸的气旋,对风暴潮的初估值进行了订正。该列线图是根据标准源地半径为 30 公里、降压为 62 百帕的热带气旋绘制的。从图中可以得出 2 个结论:(1)从陆上向水上移动的热带气旋引起的风暴潮比登陆(水上到陆上)的热带气旋引起的风暴潮要小得多;(2)对登陆气旋来说,移动速度较快的气旋引起较高的风暴潮(直到临界速度),但是,对从陆地移到海上的气旋则相反。列线图对强烈弯曲的海岸,即:海岸弯曲半径小于最大风速半径则不好用。也就是说,如果海岸曲率半径比最大风速半径还小时则不好用。当然,订正因子随热带气旋参数变化。但是,对一个较大的参数范围,因子变化很小。

图 4.5 是通过墨西哥沿岸得出的经验浅化因子 F_s ,用非标准的实际源地对风暴潮初估值进一步订正。该源地用二维等深线将高曲率、不整齐的海岸线适当平滑为一般的曲率。该订正因子适用于水深相当,纬度无明显差异、海岸线光滑、内陆地形陡峭的源地,对其它源地无效。列线图是根据标准热带气旋的移动制作的。由于浅化因子对热带气旋尺度不很敏感,而对气压敏感,对所使用的两个热带气旋最大风速半径分别取 20 公里和 40 公里。这一特征的列线图十分有用,它清楚地描述了热带气旋影响的海岸可能出现的风暴潮的相对值。

峰值风暴潮位是初估值与订正因子 F_c 和 F_s 的乘积。可以制作包括沿岸风暴潮波包廓线的其它列线图(Ghosh, 1977)。对特定地区,一旦制作好列线图,即可很快给出准理想状况的风暴潮位,而不需用计算机计算。对平行于海岸移动不登陆的热带气旋也可制作列线图,但使用不方便,而且如此复杂就失去了列线图简便的特点和魅力(Jelesnianski 和 Barrientos, 1975)。

4.2.6 预先计算好的风暴潮图集

在计算影响某地的风暴潮时,如果考虑几种热带气旋路径、强度和尺度时的情况,则需要大量的计算机运算。在实际情况中,这样做可能超过了计算机和工作人员的负荷,并需要

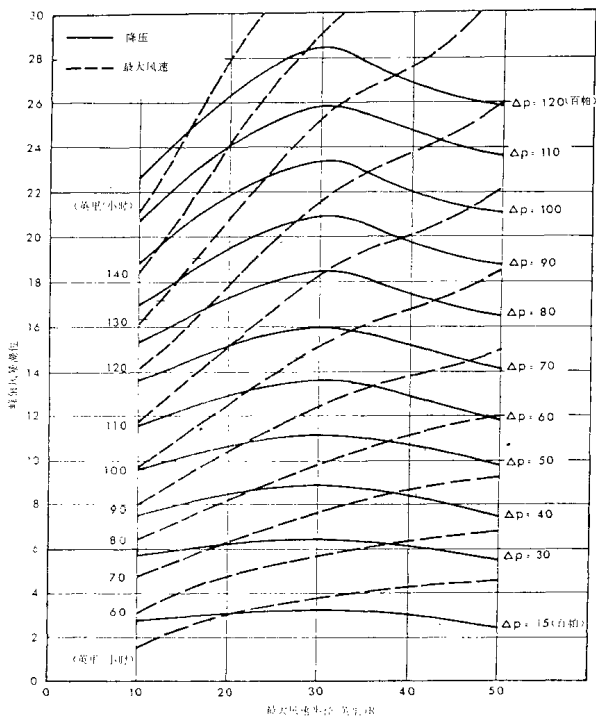


图 4.3 开阔海岸峰值风暴潮的列线图。输入自变量为降水和最大风速半径。最大风速是对静止于洋面上的气旋之上 10 米高度处风的 10 分钟的平均值。曲线是通过计算穿过标准海域的标准热带气旋的移动而得到的，如文中所述

太多的时间来分析输出的结果。为便于预报风暴潮以及进行疏散和制定计划，另一种作法是制作预先计算好的风暴潮图集(Jarvinen 等, 1985)。

为了对内陆水体和复杂地形特征的特殊源地准备好预先计算好的风暴潮图集资料

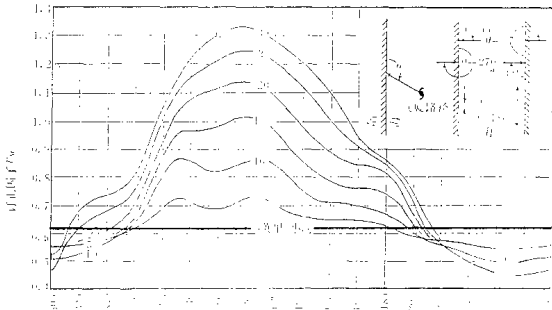


图 4.4 针对热带气旋矢量移动订正因子的列线图。该因子用非标准热带气旋移动和如插图所示，调整气旋路径相对于海岸的角度对图 4.3 进行订正

库，需借助于热带气旋气候学，它给出了可能影响特定地区的热带气旋类型的主要信息。根据有限区域稀少的气象资料对气象参数进行最适当的分类需要很多技巧。通常，影响某一区域的历史热带气旋可根据路径方向、强度和尺度分类。图 4.6 给出的是影响美国佛罗里达州比斯坎湾，在气候学上进行理想化的平行路径族。对这样一族等间隔、平行路径计算风暴潮不需要很大的计算量。为反映气候资料的特点，可适度弯曲，但在登陆点附近应当完全一致。

路径族说明热带气旋以给定方向移向海岸的各种登陆点或平行于海岸移动的热带气旋距海岸的各种距离。应当明白，风暴潮通常强烈依赖于登陆前后数小时路径与海岸线的夹角。其它时段的路径对风暴潮的影响较小。因此，尽管热带气旋远离海岸，并且预报的登陆点可能明显是错误的，表示移向陆地的一个或多个路径族，可用于估计可能出现的风暴潮。

为简单起见，常假定沿着路径气旋的移动速度、中心气压和尺度均保持不变。这些参数的各种取值可用于对每种路径族提供更全面的资料库。对每种路径族的嵌套，相同的热带气旋模式也可设计成气旋中心气压和尺度在登陆后随时间的变化，用以表示热带气旋各种爆发性堵塞和中心变化。

在开发综合风暴潮资料库时，必须小心使用许多参数，例如：使用 3 族热带气旋路径，每族路径有 10 个等间隔平行路径，5 种不同的中心气压，2 种尺度和 2 种移动速度，需要对模式运算 $3 \times 10 \times 5 \times 2 \times 2 = 600$ 次。

不可能对所有可能性都考虑到。当预报热带气旋将影响特定海岸时，开发的图集应成为用于判断可能发生风暴潮的良好开端。在根据图集研究了理想化路径的可能发生的风暴潮之后，可进行详细的风暴潮预报，包括实际气旋的有关细节。

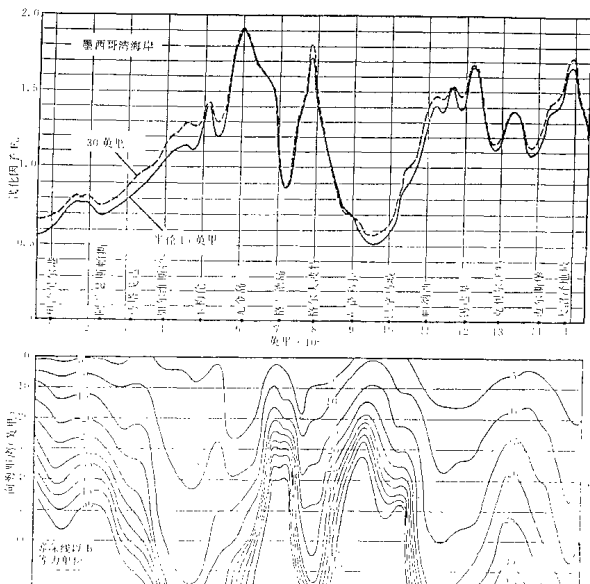


图 4.5 沿美国墨西哥湾沿岸淡化因子列线图。该因子用非标准的实际源地对图 4.3 进行订正

4.2.7 最大增水包络线(MEOW)

预先计算好的风暴潮图集可能是一个庞大的文件,从大量的热带气旋条件中整理出几个可能的条件,合成预测出可能的风暴潮是一项非常麻烦的日常工作。由于每次运算都给出了一个源地、一个热带气旋生命史中的最高水位包络线,从某一类路径族中确定出整个易受袭击的海岸可能发生的最高风暴潮,对计算机来说是简单的日常工作。这样得到的图叫最大增水包络线(MEOW)。

为了正确地理解最大增水包络线的概念,我们来看一看美国国家飓风中心是如何使用 SLOSH 风暴潮模式 (Jelesnianski 等,1984; Jarvinen 和 Lawrence, 1985) 的。该模式已被广泛

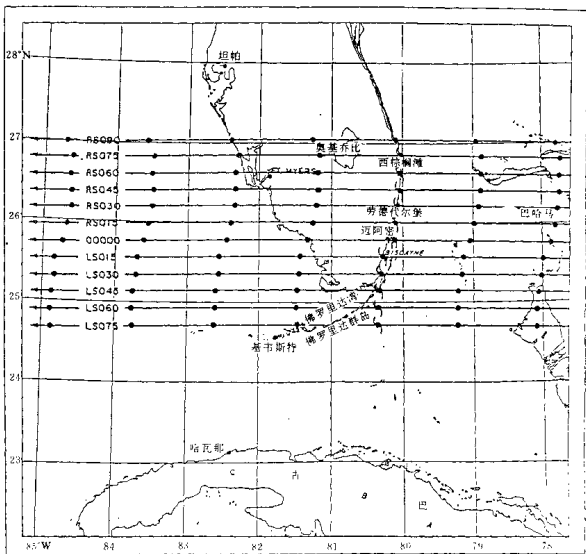


图 4.6 12 个西行假想路径族。飓风符号表示登陆点，圆点是每 6 小时一次的飓风眼位置，每一条路径都给出了距佛罗里达州迈阿密港口左边(LS)和右边(RS)的距离(英里)

应用，它不需要特殊调整就可用于全球任何源地的任何热带气旋。图 4.7a 给出了佛罗里达州比斯坎湾海域及其极坐标网格的例子。图 4.7b 给出了美国沿岸使用的重叠海域。

模式运算时使用假想热带气旋，中心气压使用 Saffir/Simpson 强度分类等级，气旋尺度根据气候值给出。例如：对一个以 5 米/秒的速度西移的热带气旋，其 Saffir/Simpson 分为 3 级，最大风速半径为 30 公里，在佛罗里达州迈阿密登陆地点落在 4.7a 中方框内的地区，其最大增水如图 4.8a 所示。

注意图 4.8a 中路径以南 20 公里处处无洪水发生(图中五角星处)。如果同样的气旋以同样的路径方向移动，而登陆点偏南 100 公里，风暴潮将淹没这一地区(图 4.8b)。

为了得出最大增水包络线，选出通过海域的网格中的整个气旋族产生的风暴潮的最大值，不管是哪个气旋造成的。将所得风暴潮峰值合成，就得到了最大增水包络线。如图 4.9 是

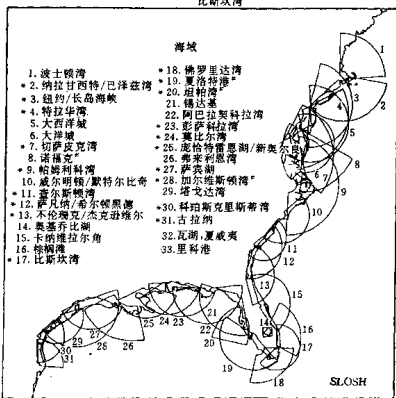
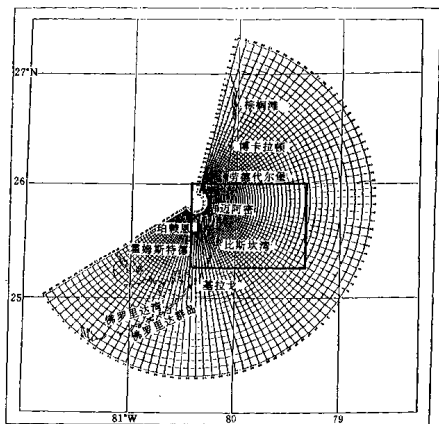


图 4.7 a) SLOSH 风暴潮模式在佛罗里达州迈阿密海域的极坐标网格。对图 a) 中方框区域的详细描述见图 4.8~4.9 b) 用于 SLOSH 风暴潮模式的美国东海岸和墨西哥湾沿岸的 31 个 SLOSH 海域(其中有几个使用的是椭圆形/双曲线网格)

从图 4.6 的 12 个路径中得到
的最大增水包络线。其它的最
大增水包络线可以根据气旋廓
线和状况的改变算出。这为实
际预报给定的不确定度,提供
了一个易于接受的风暴潮最坏
情况的估计 (Jarvinen 等,
1985)。

我们建议任何一个预先计
算的风暴潮图集应包含合成最
大增水包络线资料。当近海热
带气旋要袭击某一海域时,这
样的资料提供了可能发生风暴
潮灾害的现成的计算手册和需
要更加仔细分析的气旋路径和
类型的快速浏览。

如果图集中所有计算好的
风暴潮资料在计算机上以图形
显示,可适时快速地获得最大
增水包络线。由于它使用户可
在实际情形中选择最可能的路
径范围和气旋廓线,所以特别
有用,这样的过程(在临近登
陆时使用最佳)在美国国家飓
风中心用于风暴潮预报。用户
从屏幕上根据预期的路径预报
误差选择可能的方案,然后由
计算机根据预先计算的风暴潮
图集合成最大增水包络线。

4.2.8 个例分析:飓风 Hugo (1989)

1989 年 9 月底,一个非常强的飓风 Hugo 威胁美国东海岸地区。Hugo 的登陆时间和地点不明,中心气压和尺度正在变化,但是气旋移动的主导方向比较明确。当 Hugo 离海岸很远时,选择查尔斯顿源地(图 4.7b)研究有可能发生的风暴潮。按照气旋族强度为 3 级,最大风速半径 40 公里,以 5 米/秒的速度向西北方向移动,登陆点间隔取 15 公里,根据计算机上的资料库导出最大增水包络线(图 4.10)。该过程由建立在微机上的 SLOSH 模式完成,采用菜单操作,用先进、方便和灵活的程序从大量预先计算好的假想热带气旋的资料库中,寻找可能的风暴潮。并用图像放大设备(图 4.10b)重点考察易受侵袭的查尔斯顿市区。

最大增水包络线给出的 5 米左右的风暴潮的峰值是该区域的最高记录,很难为许多预报员所接受。但是,还是根据这些分析,发布了 4~5 米的风暴潮预报。Hugo 后来加强为 4 级飓风,移速加快到 10 米/秒以上,事后用最佳路径资料运算 SLOSH 模式(图 4.11),计算的

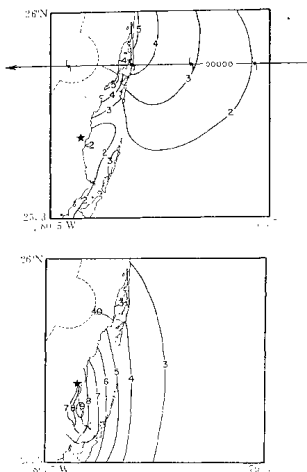


图 4.8 以 5 米/秒的速度西移, Saffir Simpson 分为 3 级, 最大风速半径为 30 公里的热带气旋产生的峰值风暴潮位的地面包络线(英尺)

- a) 在佛罗里达州迈阿密登陆
- b) 在迈阿密以南 100 公里处登陆, 阴影区为洪水区域

风暴潮的峰值超过 6 米(20.3 英尺),这与实际观测值(如图 4.11 中三角形显示的)很一致。由于热带气旋登陆时恰逢天文高潮期,在计算的风暴潮中应加上 1 英尺才得到风暴潮汐。

气旋的实况分析和预先计算的最大增水包络线非常吻合,这说明最大增水包络线在确定风暴潮等级方面很有用,它给出对热带气旋预报不确定度的适当的估计。然而,并不是所有例子都这样准确,对风暴潮的计算值与历史气旋的比较发现:SLOSH 导出的风暴潮的误差范围为 $\pm 20\%$ 。

最大增水包络线的方案可用于任何沿海地区,但对漫长的海岸线设计 SLOSH 类型程序既费力又费时。当开发适当的气旋气候方案时,很多区域需要从等深图和地形图中提取地理资料放入网格方案,这是令人厌烦的工作。每个地区需要对假想气旋进行数百个单独运算,然后按级制成最大增水包络线。然而,一旦从计算机的内存中找到资料库就可以相对容易地进行“如果……,那么……”计划和特殊的研究(如热带气旋疏散计划)。

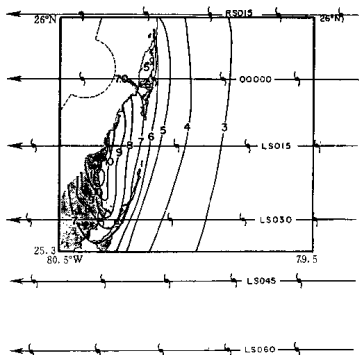


图 4.9 SLOSH 风暴潮模式计算的图 4.6 中西移热带气旋的最大增水包络线,参数与图 4.8 中使用的相同。阴影区为洪水区域

4.3 海况(风浪)

4.3.1 海浪生成机制

任何地方的海况通常是由风浪或海浪和长浪共同组成的。海浪是局地风况引起的重力短波。海浪外观混沌、浪面较陡、浪高变化大、浪峰间距短,在较大的浪上叠加有许多较小的浪。单独的浪峰生命期较短,从比浪峰间的距离大几倍的地方跟踪一个海浪是不可能的,并且浪向许多方向传播,有时与风向的夹角高达 50° 。

当风吹过平静的洋面时,近海面的小涡旋产生的局地气压波动搅乱水面,并产生几毫米高的小波纹。这些波纹的相速度等于大气涡旋的速度,波纹将继续增长直到产生不同的能量输送机制。风在有限振幅的海浪的向风侧产生切变应力,也导致了在跨海浪两侧的压力差。

这两种机制对海浪的连续增长都有贡献。另外,局地涡旋造成的小浪在大浪上生成,并且通过非线性相互作用对大浪增长有贡献。因此,海浪从响应强迫的风开始增长,最初从小/高频浪,然后向大/低频浪发展。

当海浪发展时,波长较长的浪开始移动时比风快,并且向大气散失热量。因此,最大波长受风速制约。其它浪破碎,并且在海洋上通过湍流和加热消耗其能量。最终达到准平衡状态,即:风向浪传输的能量等于浪失去的能量,此时,称海浪完全发展。没有达到这种稳定状态的海浪为部分发展。海浪是否完全发展取决于适宜的大面积洋面上适当的定常风的持续时间,或风浪区的长度。对热带气旋而言,变化较大的风吹在有限洋面上时,海浪常呈现定常的变化并保持部分发展。

对第一级近似,海浪总能量(势能和动能)与浪高平方的2倍成正比(Kinsman, 1965)。因此,最大浪高受风的有效动能制约,与风速近似成正比。

当海浪远离源地传播时,逐渐转变为长波。这可通过非线性相互作用发生,导致某个海浪在消耗其他海浪的情况下生长,并与以不同速度传播的不同波长的海浪逐渐分离。因此,长波具有固定的间隔、相同高度的光滑浪峰、相同的移动方向以及可以长时间追踪等特征。

4.3.2 海岸效应

对 Saffir-Simpson 强度超过 3 级的热带气旋来说,在深水处发现超过 15 米的浪高并不稀奇。这些浪在接近 20 米水深处断裂,而在具有浅水大陆架的近海会触及海底。

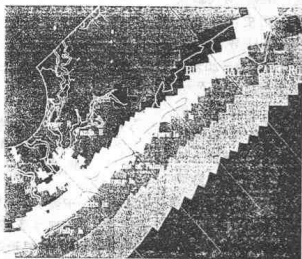


图 4.10 根据飓风 Hugo(1989)特征预报的沿平行路径(黑线)移动的气旋产生的最大增水包络线。海域的范围如图所示,白线代表海岸
a)整个海域; b)对准查尔斯顿地区的放大图像

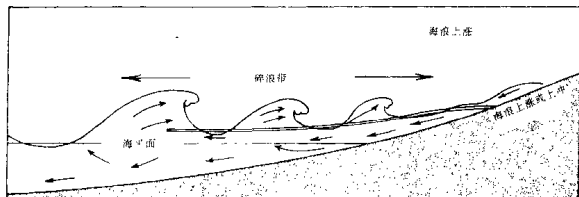


图 4.12 叠加在风暴潮上的碎浪影响和海浪上涨示意图
(取自 Bureau of Meteorology, 1978)

困难的。应用简化技术通常需要对风浪区长度和风的持续时间进行分类。但是,热带气旋中风不断改变,风浪区也与理想状况相差很远。并且,估计给定情形下风浪区的长度是极端困难的。再者,由于动力机制以及岸边海岸地形和近海水深等非常复杂,经过沿海水域的热带气旋引起的海况的预报很艰难。对海表面如何响应气象和水深影响,以及热带气旋表面风结构的详细观测都要求有相当的了解。

尽管有先进的海浪预报方法,但是,大多数方法需要计算设备、以及对局地地理状况的输入资料库、核准和测试,许多气象台达不到这些要求。科学家们为提出简化程序或模式而进行了不懈的努力,但是,工程师和预报员应该意识到实际情况与使用的理想化的个例相差很大。

在风浪区域,海浪是混沌的,其众多测量统计值可用于详细说明浪的周期和高度的概率分布。有意义的浪高被定义为区域内所有浪中较高的 1/3 浪高的平均值,有意义的浪周期是相应的平均周期。应当承认,测量统计值相对于“有意义”的浪值相当分散。

经验列线图可以根据风浪区长度和风的持续时间提供有意义的浪高和周期的一级近似,如:Bretnschneider(1957)的 SMB 方法。SMB 方法是半经验的方法,更复杂的不连续谱和参数化方法也已经开发出来(Kinsman, 1965),大多数列线图仅适用于混水区,在那里不受海岸和陆地影响。他们考虑浪在深海区均匀定常风作用下生成,或者在等深度浅水区生成(Shore Protection Manual, 1973)。

这一工作经验偏重于温带气旋,对温带气旋可以粗略地确定风浪区长度和持续时间参数。然而,对热带气旋而言,由于它们尺度小,移动(即风浪区移动),以及几乎圆形和方向迅速变化的风场,难以确定上述参数。虽然未来新的观测方法,如微波图像,可能有助于精确地估计海洋上热带气旋中心区域的细节,但目前仍然难以做到。小的热带气旋核心导致风浪具有大的梯度,从一个区域来的长浪在另一个区域可能迎风传播,使得浪混沌。此外,很难根据经验来处理近岸现象,如:变浅、折射、浪破碎、浪上涨、从海岸障碍物反射、与局地水流相互作用等。这些现象需要专门的、巧妙的局地处理,非常费时,难以适时操作。

深水区热带气旋产生的最大的有意义的浪高(单位为米)可由下式快速、粗略地估计:

$$H_{max} = 0.20(P_a - P_c) \quad (4.1)$$

其中, $P_a - P_c$ 是气旋中心相对于环境的气压差(hPa)(Hsu, 1991)。这个最大值仅指最大风速区附近的值,在该区域外,浪高迅速降低。在沿岸浅水区,这些最高的浪一般将在到岸前破碎。

另外,表 4.1 为估计各种风和风浪区条件下的海面状况提供了快捷的参考(Bureau of Meteorology, 1978;也可参见 8.4)。

表 4.1 估计不同风和风浪区条件下海面状况的列线图。风的持续时间和风浪区条件必须与所表示将要发生的海况吻合。较长的持续时间和较大的风浪区可以导致增加 10% 的海浪。这仅适用于由局地风导致的海浪,而不适用于涌浪,取自 Bureau of Meteorology(1978)

风速 (米/秒)	蒲福风级*	要求的		有意义的		
		持续时间(小时)	风浪区范围(公里)	波高(米)	周期(秒)	海况
5	3(微风)	5	100	0.5	2	轻浪
	4(和风)	20	150	1	4	中浪
	5(清劲风)	25	200	2	5	大浪
10	6(强风)	25	300		3	巨浪
	7(疾风)	30	500	5	9	狂浪
15	8(大风)	30	600	8	10	狂涛
20	9(烈风)	30	800	11	11	狂涛
25	10(狂风)	30	1000	14	12	怒涛
30	11(暴风)	35	1100	16	14	怒涛
35	12(飓风)	35	1200	18	16	罕见的暴涛

* 有关蒲福风级参见本书 9.4。

可从如下理想公式中得到近岸海区浪高的简单、粗略的一级近似值:

$$H = 0.78(d + T + h) \quad (4.2)$$

其中, H 是碎浪高(从浪峰到浪谷), d 是离岸 200 米处的平均水深, T 是距平均海平面的潮汐差, h 是风暴潮高度(Shore Protection Manual, 1984)。因此, 4.2 式表明: 洪水区最大浪高的一级近似值约为当地海洋深度的 75%。

风暴潮对气旋登陆时间(与风暴潮的潮汐周期和程度有关)的敏感性是显而易见的。例如: 在平均海洋深 3 米和潮汐差 ±1 米的区域内, 最大浪高在高低潮汐间可从 1.6 变到 3.2 米。如果在高潮汐时加上 5 米的风暴潮, 则浪高可超过 7 米。因此, 在这个示例中, 近海岸建筑可能经历高于平均海面 10 米的海水(图 4.12)^① 这样的碎浪对近海建筑物(防波堤和架在海上桩柱上的建筑物), 可能是场灾难, 近海岸的内陆、沙丘、堤防等使碎浪的高度变得很复杂。但是, 假定洪涝区风浪重新生成, 则在 5 米高的风暴潮上可以支持 4 米高的浪, 它在内陆可能会迅速降低。

这种简单的预报热带气旋产生的海况的方法是不精确的, 必须承认和考虑到它具有实质性的误差。对付的方法之一是用海况模式估计对给定类型的热带气旋而言, 其最坏情况的概率(方式类似于风暴潮最大增水包络线的概率)。用一个复杂的海浪模式, 预报具有所需特征和可能的预报误差的一组登陆热带气旋产生的海浪, 然后得出最坏情况下海浪状况的包络, 用于提供预报指南。利用最大增水包络线(4.2)估计最大风暴潮高度, 4.2 式可用于快速估计碎浪的最坏影响。

① 高于平均海平面的浪高大约仅为 4.2 式给出的高度的一半。

预报员也可能希望记录风浪破坏的有关的区域。当沿海悬崖面临上升的海水时,应预测没过悬崖的浪的活动,并且可能引起严重灾害的区域仅是短距离的内陆。被离岸几公里的外礁或浅水保护的区域可能免受大的海浪袭击,但可能被再生的局地浅水浪所袭击。局地海湾可能引起海浪聚集。某些建筑物可能被局地的风暴潮顶端的碎浪部分地损坏。

4.4 登陆时的地面风

4.4.1 水平不对称性

自从最早的研究(Reid, 1838)起,人们就已知海洋上的气旋风场是不对称的。在北半球(南半球)最大风速通常出现在移动方向的右侧(左侧)。尽管有例外存在(Shapiro, 1983),但由于通常可用的观测资料很少,不能进行详细的分析(特别是在业务条件下)。因此,一般的预报规则都假定上述的不对称性存在,其幅度可通过加上或减去热带气旋移动速度而得出。地面风可以容易地估计为梯度风的 0.7~0.8 倍(Powell, 1982)。

Hubbert 等(1992)利用 Holland(1980)的风和气压廓线(8.7)进行的经验与理论结合的研究发现:最佳合成是把最大风速定在与移动方向成 70°角的前边象限里。通过把热带气旋移动速度加到由气压场导出的对称风场上即可得出不对称的幅度。从梯度风高度到地面使用定常减低率 0.7,摩擦转向 20°(Shea 和 Gray, 1973)。这一自动分析仅需要输入中心气压、最大风速半径和过去两次位置。G. Foley(私人通信, 1990)进行的独立试验表明:与大范围热带气旋所使用的风速表的记录非常一致,因此,这一方法被推荐用于估计热带气旋中心数百公里内的水平风结构。

海洋上还要加上的不对称是由不对称对流和低空急流的发展引起的。对流不对称与流入气流增加和风的加大有关。通常是在内侧(Holland, 1987)。边界层的局地稳定作用发生时(如混合和涌升引起的海洋冷却),可能产生局地惯性加速度和低空急流的发展(Moss, 1978; Anthes 和 Chang, 1978; Holland, 1987)。尚无把这些信息加入业务分析中的客观方法,但是,预报员应当意识到这种可能性。

在离中心更远距离处,天气系统的影响在确定整个风的不对称中起支配作用。例如:嵌入强副热带高压的热带气旋可能导致数百公里范围的强风。这样的天气不对称性大多数观测平台均能分辨出来。

估计 30 海里/小时风速圈的平均半径的客观方法已在 JTWC 由 Martin 和 Holland (JTWC, 1992)开发。这一方法使用 Dvorak 的强度估计法来估计 Holland 方程(8.7)中的参数 b , 用浓云区的大小(根据 -65°C TBB 等温线确定)估计 r_m 。不对称是根据气旋的移动和纬度确定的。几年的业务使用表明,该方程提供了有用的分析指南。

当热带气旋移近陆地时,最大风速倾向于发生在近岸海面上,到岸上,风速减小 20% (Powell, 1982; Tuleya 等, 1984; Jones, 1986),当气旋离岸一定的距离时,如果有明显的山脉存在,可能有海岸汇合效应和最大风速区域发展(Holland, 1984c, d)。在一些数值模拟研究中(Jones, 1986),当引入一个新的对流环时,会导致气旋暂时减弱。接下来可能是随着新眼壁收缩,地面风速迅速增加,正如 Willoughby 等(1982)所描述的那样。

所有热带气旋都在登陆后减弱,减弱率近似与登陆时的强度成正比(图 4.13)。也有一

些证据表明较大的热带气旋比较小的气旋减弱慢。刚登陆后,最大风带倾向于向外扩展。中心外部的地面气压可能略有下降(Miller,1964;Tuleya 和 Kurihara,1978)。山脉存在可能引起气旋更快地瓦解和减弱,但也可能与局地急流的迅速发展有关(Tuleya 和 Kurihara,1978;Padya,1978)。

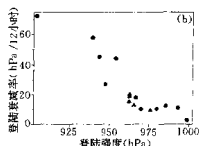


图 4.13 在美国(黑点),作为中心气压函数的热带气旋 12 小时衰弱率和 Tuleya 等(1984)的数值研究(三角)结果

4.4.2 风的变率和阵发性

热带气旋中风的地面变率和阵发性要考虑到但又无法预报。作为一般规则,地面风速在海上比陆地上大。但是,阵发性在陆地上较大,特别是在山区。图 4.14 的风速表廓线可说明这一点。威利斯岛上的海洋站(图 4.14a)和昂斯洛的平地(图 4.14b)比多山地区凯恩斯(图 4.14c)和 Desert Alma 山(图 4.14d)的阵风性要小得多。

表 4.2 中给出最大阵风(定义为两秒钟风的极值)与 10 米高度上 1 分钟和 10 分钟平均风的比。表中给出了唯一的估计值和可能的范围。在表 4.2 中也给出了各种地形与海洋上阵风极值的比,包括海洋上平均风的预期减少,给出了热带气旋接近海岸时,地面风可能的阵风极值的估计。

几个动力因子也可能引起地面风的实质性变化。山脉和其它障碍物能产生局地急流、风的旋转及其它小尺度变化。平坦陆地上表面空气的冷却可能导致边界层稳定作用和平均地面风的实质性减小。当高空气流混合向下及地时,可能发生局地击暴流式强风暴(Fujita,私人通信,1980)。最近,Fujita(私人通信,1992)对在迈阿密的飓风 Andrew 的分析也表明:可能在地面流中发生非常小的像龙卷一样的环流,并且产生生命史较短的极罕见的大风。如 Novlan 和 Gray(1974)所提到的,在登陆热带气旋的外环流中也可能产生大量的龙卷扰动。

表 4.2 阵风因子的确定是由对不同开阔程度的 2 秒钟风极值与 10 米高的平均风速的比和平均次数及飓风风力的最小值给出的。括号内给出了阵风因子的范围

(取自 Atkinson,1974,Spillane 和 Dexter,1976 和 Padya1976)

	海洋	平坦草地	森林/城市
1 分钟平均	1.25 (1.17~1.29)	1.35 (1.29~1.45)	1.65 (1.61~1.77)
10 分钟平均	1.41 (1.37~1.51)	1.56 (1.51~1.70)	2.14 (1.89~2.14)
10 分钟平均(海洋上)	1.41	1.31	1.11

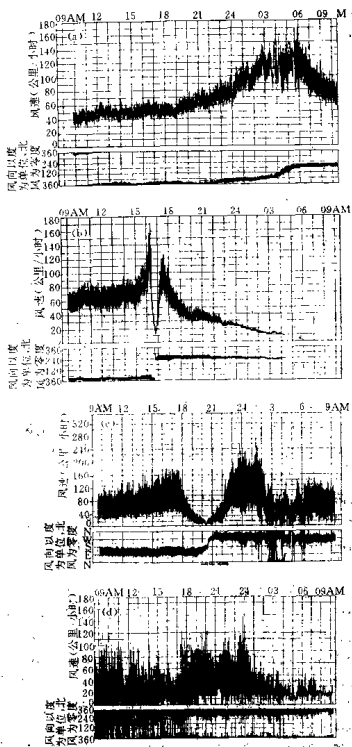


图 4.14 不同地形热带气旋的曲速日记曲线

a) 1957年2月6日澳大利亚东部海岸威利斯岛的低下垫面地形

b) 1958年3月4日澳大利亚西部昆斯洛的海岸的平坦地形

c) 1956年3月6日澳大利亚东海岸凯恩斯高达1600米陡峭山脉

d) 1975年2月6日毛里求斯420米高的Desert Alma山

(取自 Bureau of Meteorology, 1978; Whittingham, 1964 和 Padya, 1976)

5 季节预报

5.1 引言

热带气旋一般不是在固定的气候状况下形成的,而是在这样一种环境中生成的,就是在为时一周到一个季节的时间尺度内与长期气候背景间存在一个有利于热带气旋生成的偏差。尽管多年来环境场的作用已在不同程度上被热带气旋专家们所认识和接受,但直到最近对这种作用的重要程度才有了更全面的了解和评价。

最近的研究有助于提高人们了解风和热力因子如何进行月间和季间变化的,而这些因子的变化是与季节内热带气旋的频数和强度的很大变化有关。这些研究有:Gray(1988)、Gray 和 Sheaffer(1991)、Landsea 和 Gray(1992)、Gray 等人(1992)、Joseph 和 Liebmann(1991)、Hastenrath(1986,1990)和 Nicholls(1985,1992)等。以前我们曾描述过热带气旋和较弱的中尺度系统,它们最初是由迅速变化着的局地环流特征的产物酿成的,而这种快速变化的局地环流有很大的随机性,所以要在几天前预报出来是不可能的。尽管上述的看法对于单个的中尺度气旋系统仍是正确的,但对系统的季节整体而言就不是这种情况了,尤其是对北大西洋水域则更非如此。

本章第二节(5.2)首先检验各个水域厄尔尼诺和南方涛动与热带气旋活动之间的一些已知的关系。第三节(5.3)讨论热带气旋活动与准两年振荡的关系。第四节(5.4)的内容包括季节内的预报的可能性。第五节(5.5)指出了近年来北大西洋热带气旋的季节预报是相当成功的,并且详细地阐述了所用的技术和相互关系。

5.2 厄尔尼诺和南方涛动(ENSO)与热带气旋季节性活动的关系

5.2.1 北大西洋源地

在北大西洋,热带气旋的活动受厄尔尼诺现象的影响比其他源地更敏感。图 5.1(Gray, 1984a)给出非厄尔尼诺年与中等到强的厄尔尼诺年的比较,在北大西洋海域的结果是:

1. 气旋数目大大减少,在低纬度这种现象更明显;
2. 飓风日数^①减少 60%;
3. 系统的强度都减弱

Gray 等人(1992)认为,在厄尔尼诺年热带气旋活动减少的原因是由于西北大西洋和加勒比海域出现异常强的西风所致。

5.2.2 东北太平洋海域

在东北太平洋,从 1966 年以来,仅有 24 年用卫星云图估计的热带气旋的强度是可用

^① 在水域中存在飓风的天数

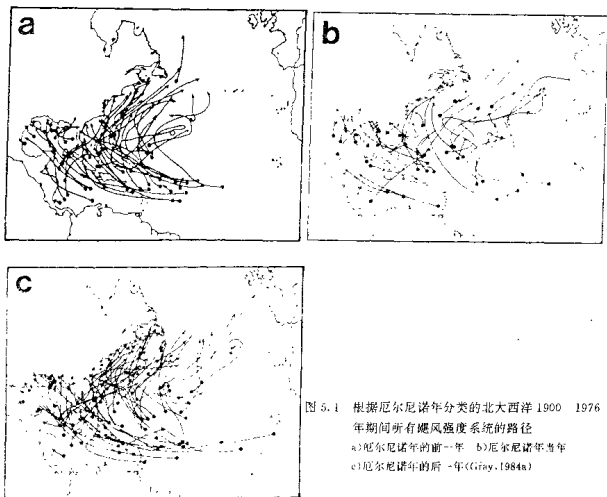


图 5.1 根据厄尔尼诺年分类的北大西洋 1900—1976 年期间所有飓风强度系统的路径
 a) 厄尔尼诺年的前一年 b) 厄尔尼诺当年
 c) 厄尔尼诺年的后一年 (Gray, 1984a)

的,在这期间只出现过 5 个强厄尔尼诺年(Landsea 和 Gray, 1989)。虽然用卫星云图估计的强度没有飞机探测那么准确,但从表 5.1 可以看到,在厄尔尼诺年达到飓风强度的系统频数增加是很清楚的。这个发现实际是与最大可能的热带气旋强度与海面温度有关这一已知的联系相一致的。

表 5.1 冷暖厄尔尼诺和南方涛动对东北太平洋海域热带气旋活动的调节(Landsea 和 Gray, 1989)

	1972~1976~1982~1983~1987 5 个厄尔尼诺年的年平均	1987~1970~1973~1975~1988 5 个反厄尔尼诺年的年平均	比率
命名的风暴数	16.8	15.2	1.11
飓风数	9.6	6.0	1.60
飓风日数	37.4	21.4	1.75
风速大于 50 米/秒的飓风数	5.2	2.2	2.36

5.2.3 中西太平洋海域

在厄尔尼诺和南方涛动周期内,西太平洋热带气旋活动的总数变化不大。但 Hastings (1990)和其他一些人近来的研究清楚地表明,在厄尔尼诺年热带气旋活动的主要中心向东

转移。这一点从图 5.2 和 5.3 的比较中也可以看到,在各强厄尔尼诺事件中热带气旋活动的范围向东延伸得很远,而在珊瑚海和东澳大利亚海域热带气旋的活动频数减少。这些结果和 Dong(1988)及 Reveil 和 Goulter(1986a、b)早期的发现是一致的。

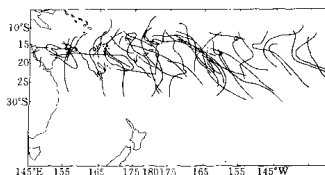


图 5.2 厄尔尼诺年西南太平洋海域热带气旋路径的综合图(Hastings,1990)

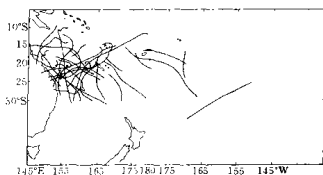


图 5.3 反厄尔尼诺年西南太平洋海域热带气旋路径的综合图(Hastings,1990)

1982~1983 年强厄尔尼诺期间的热带气旋活动情况提供了热带气旋源地向东转移的一个突出的例子。这期间,在 180° 以东的南太平洋上生成的热带气旋有 8 个,比以前有记录的任何一年都多得多,而澳大利亚海域的热带气旋活动大大减少,Hastings(1990)还提出,在厄尔尼诺年的后一年,南太平洋热带气旋典型季节的出现时间较正常年份显著偏晚。

西北太平洋水域也有类似的情况,但变化没有这么明显。Chan(1985,1990a,1990b)指出,在厄尔尼诺年 140~160°E 之间的北太平洋热带气旋的频数是增加的(图 5.4)。南中国海热带气旋活动出现相反的关系,即在厄尔尼诺年热带气旋活动减少而在反厄尔尼诺年热带气旋活动增加。Chan 还指出,在厄尔尼诺年的后一年,除南中国海外,西北太平洋热带气旋活动显著减少(图 5.5)。

5.2.4 北南印度洋海域

对印度洋最近 40 年的热带气旋记录的统计分析表明,北印度洋和南印度洋热带气旋的

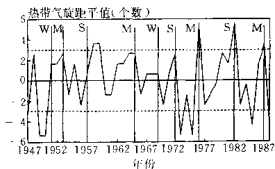


图 5.4 西北太平洋水域东部(5~15°N,140~160°E)热带气旋数的季节距平(Chan,1990)
图中 W、M、S 分别表示厄尔尼诺的强度为弱、中、强

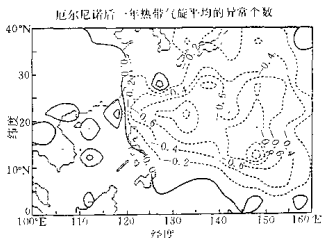


图 5.5 厄尔尼诺年的后一年每 5 度马士顿方的热带气旋数的平均季节距平
频数或位置的季节变化与厄尔尼诺和南方涛动的关系没有明显的规律。不过对印度洋热带气旋的活动还需要做更仔细的研究,很可能有意义的季节影响是存在的,并可能在更详细的分析中得到解释。

5.2.5 澳大利亚海域

Nicholls (1979) 最先指出,与南方涛动指数(SOI)密切相关的达尔文港冬季到春季的海平面气压的距平与澳大利亚海域这一季节初期的热带气旋活动有很高的相关性,但与整个季节的气旋活动相关较小。后来的研究和业务试验(Nicholls, 1984, 1985, 1992; Drosowski 和 Woodcock, 1991; Ready 和 Woodcock, 1992)很好地证实了这些结果(图 5.6 略^①)

在澳大利亚和北大西洋这两个海域,由厄尔尼诺和南方涛动引起热带气旋活动变化的物理原因有明显的差别。高层西风的强度和垂直切变机制看来好象在大西洋厄尔尼诺年是

① 因原文所给的图 5.6 与所述内容不符,故略去——校注

热带气旋活动减少的原因,而在澳大利亚海域,海平面的温度和地面气压的差异似乎提供了主要的物理联系,伴随厄尔尼诺现象出现的冷海温距平和相联系的高气压使澳大利亚珊瑚海的热带气旋的频数减少。相比之下,厄尔尼诺现象似乎不会使大西洋海面的温度或海平面气压有很大的变化。

5.2.6 厄尔尼诺和南方涛动与热带气旋活动关系的小结

厄尔尼诺和南方涛动现象对热带气旋总频数和强度的影响在北大西洋水域最大。在中西太平洋,厄尔尼诺年热带气旋位置的纬向位移最大,而且在厄尔尼诺年的后一年,热带气旋季节开始的日期较正常年份显著偏晚。表 5.2 概括了厄尔尼诺和南方涛动现象对各个海域的影响,并提供了一个基本的预报关系。如果一个明显的厄尔尼诺(或反厄尔尼诺)年正在发生或预计将要发生,那么可以根据这张表来定性地调整对未来的季节性热带气旋活动和强度的预报。但由于某些厄尔尼诺年和反厄尔尼诺年不符合表中的关系,因而使用这张表时必须小心。这些预报仅作为一般的参考。

表 5.2 推荐可用于各海域在中等或强厄尔尼诺年和中等或强反厄尔尼诺年间季节性热带气旋活动的预报

热带气旋活动的源地		厄尔尼诺年		反厄尔尼诺年	
		频数	强度	频数	强度
北大西洋海域		明显减少	有所减少	有所增加	有所增加
东北太平洋海域		略有增加	加强	略有减少	减弱
西北太平洋海域	东部	增加	不变	减少	不变
	西部	减少	不变	增加	不变
北印度洋海域		不变	不变	不变	不变
南印度洋海域		不变	不变	不变	不变
澳大利亚海域	西部	略有减少	不变	略有减少	不变
	中部和东部	减少	略有减少	增加	略有增加
南部和中部太平洋 (>160°)		增加	加强	减少	略有减弱

5.3 准两年振荡(QBO)对热带气旋的调节

除了厄尔尼诺和南方涛动外,还有一个重要的全球尺度的气象参数。它缓慢变化的特征与热带气旋频数和强度的季节性趋势有关。这就是平流层的准两年振荡,它似乎对从赤道到纬度 20 度内的热带气旋有重要的调节性的影响,如在准两年振荡的东风位相阶段(图 5.7),在这个纬度范围内向西移动的系统不会发展成热带气旋,而那些已经是热带气旋的系统则不会加强。相反,在准两年振荡的西风位相时,则有利于热带气旋的形成和加强。

5.3.1 北大西洋源地

在北大西洋观测到在准两年振荡西风位相和东风位相期间热带气旋的频数和生命史相差很大(表 5.3)。在准两年振荡的西风位相阶段,北大西洋的飓风数和飓风日数分别比东风位相阶段多 44% 和 74%。

东风位相准两年振荡

西风位相准两年振荡

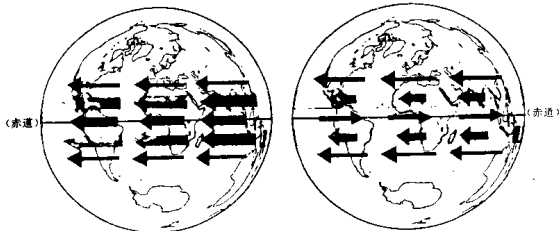


图 5.7 平流层准两年振荡的两个基本风场的图例,准两年振荡发生在两半球夏季热带地区上空 50hPa(20 公里高度)。左图表示东风位相,这时赤道上为中等强度的东风,10~15°之间为强东风,右图是西风位相,赤道上空平流层为西风,10~15°之间为弱的东风

表 5.3 1950~1990 年间准两年振荡东风位相阶段与西风位相阶段北大西洋热带气旋活动季节平均的比较。这期间东西风位相各 19 次

	准两年振荡位相		比率
	西风	东风	
命名风暴数	11.52	8.53	1.35
飓风数	7.05	4.95	1.44
飓风日数	31.42	18.05	1.74

表 5.4 1949~1990 年间大西洋 104 个最强的飓风(最大风速大于 50 米/秒)与准两年振荡位相类型的关系。准两年振荡的位相是根据加勒比海较低纬度(约 10°N)水域上 9 月 50hPa(20 公里高度)的平均风得到

准两年振荡位相类型	强飓风	
	个数	年平均
西风位相(17 年)	60	3.3
东风位相(17 年)	31	1.7
中间状态(6 年)	13	2.2

表 5.4 概括了最大持续性风速大于 50 米/秒的强大西洋飓风频数与 9 月份准两年振荡位相之间的关系。可以看到发生在准两年振荡西风位相阶段的强飓风几乎是东风位相阶段的两倍(Gray, 1988)。

5.3.2 西太平洋和澳大利亚海域

Gray 和 Sheaffer(1989)以及 Collimore 和 Gray(1991)最近的研究指出,在准两年振荡的西风位相阶段,西太平洋热带气旋的总频数可能出现一定程度的减少,这种现象在澳大利亚海域更为明显(表 5.5)。这些结果与表 5.3 北大西洋的观测结果正好相反。

尽管在太平洋海域热带气旋频数和准两年振荡位相之间的联系不很明显,但仍可以把热带气旋频数和准两年振荡位相之间在北大西洋和西太平洋上的相反的关系归因于这两个大洋上对流层高层纬向风状况的差异。在北大西洋,热带气旋典型地形成于低层东风和高

层西风的区域。结果为:1. 在准两年振荡的西风位相阶段, 加强的高层对流层西风抑制热带气旋的形成; 2. 在准两年振荡的东风位相阶段, 较弱的垂直切变使热带气旋的形成得到加强。在西太平洋出现相反的情况, 在气旋活动的季节 200hPa 上纬向东风是比较强的。因而, 准两年振荡对垂直切变影响不大, 东风位相阶段, 在对流层高层垂直切变只是略有减弱。

表 5.5 在准两年振荡的东风位相与西风位相期间, 夏秋季发生在西太平洋上所有各种强度的热带气旋的总频数。准两年振荡的位相是根据在特鲁克(Truk, 7.5°N, 152°E)每个季节月的 50hPa 的风距得到的(Collimore, 1989b)

		准两年振荡的位相		比率
		西风位相	东风位相	西风/东风
西北太平洋 0~20°N	6~8 月	7.8	8.2	0.95
	9~11 月	10.3	10.3	1.00
澳大利亚海域 0~20°S, 1~3 月		9.3	11.2	0.83
总 数		27.4	29.7	0.92

表 5.6 记录到的强气旋的最大风速与 50hPa 准两年振荡位相的关系。西北太平洋和澳大利亚海域(约 90~180°E)的气旋资料分别始于 1952 年和 1958 年

热带气旋的最大风速		发生在准两年振荡不同位相期的气旋总数			比率
		西风位相	东风位相	中间状态	西风/东风
西北太平洋 0~20°N	82 米/秒(160 海里/小时)	15	3	4	5.0
	77 米/秒(150 海里/小时)	31	13	6	2.4
	72 米/秒(140 海里/小时)	45	20	8	2.3
	67 米/秒(130 海里/小时)	63	35	10	1.8
澳大利亚全海域 0~20°S	51 米/秒(100 海里/小时)	17	9	0	1.9
	44 米/秒(80 海里/小时)	40	23	2	1.7
	33 米/秒(65 海里/小时)	87	50	8	1.7
澳大利亚海域 0~20°S, 145°E 以东	44 米/秒(80 海里/小时)	23	7	0	3.3
	33 米/秒(65 海里/小时)	52	21	3	2.5
澳大利亚海域 0~20°S, 145°E 以西	44 米/秒(80 海里/小时)	17	16	2	1.1
	33 米/秒(65 海里/小时)	35	29	5	1.2

与表 5.5 的结果相反, 在准两年振荡的西风位相阶段, 西太平洋上的强台风明显增多, 从表 5.6 可以看到它们的总数几乎是东风位相阶段的 2 倍。由于西北太平洋的台风比澳大利亚海域的台风强度高(这或许是因为澳大利亚海域缺少飞机探测的缘故), 因而必须降低澳大利亚海域强气旋的标准, 如表 5.6 所示。而在南太平洋西部, 热带气旋的活动与准两年振荡之间没有任何关系, 其原因还不清楚。

Willoughby 等人(1989)列出了 1950~1987 年间西北太平洋上中心气压低于 900hPa 的所有超级台风的飞机探测资料, 探测资料覆盖了从 50 年代直到 1987 年上半年。在 11 个热带气旋季节出现了 36 个超级台风, 其中 30 个(83%)发生在准两年振荡的西风位相阶段, 余下的 6 个中有 5 个生成在一个准两年振荡的东风年(1979)。因此大致可以说, 几乎所有的西北太平洋的超级台风都发生在准两年振荡的西风年。

5.3.3 准两年振荡与热带气旋活动关系小结

准两年振荡这种长期的准周期特征,可以用来在每个海域热带气旋季节开始之前大致比较可靠的估计出平流层低层的纬向风场,然后根据前面提到的这种风场与热带气旋频数与强度的关系提供热带气旋季节活动平均情况的预报,特别是预报那些较为少见而破坏性大的强气旋。表 5.7 给出了各个海域热带气旋频数和强度的定性的预报指导。而在做这种季节预报时必须注意考虑它的不确定性。

表 5.7 建议可用于季节预报的 50hPa 准两年振荡周期的位相与热带气旋频数和强度的关系

热带气旋活动的海域		西风位相		东风位相	
		频数	强度	频数	强度
大西洋海域		增加	明显加强	减少	明显减弱
东北太平洋		不变	有所加强	不变	有所加强
西北太平洋	东部	有所增加	加强	有所减少	减弱
	西部	有所减少	加强	有所增加	减弱
北印度洋		不变	加强	不变	减弱
南印度洋		不变	加强	不变	减弱
澳大利亚海域	西部	有所减少	不变	有所增加	不变
	中部和东部	不变	加强	不变	减弱
南太平洋和中太平洋(160°E 以东)		有所增加	加强	不变	减弱

5.4 季节内的预报

图 5.8 是根据观测资料得到的热带气旋在季节内时间尺度上的变化情况。热带气旋的活动有潜在的可预报性,尤其是如果热带气旋季内的变化与低频热带环流的距平有关时更是这样。Ray(1935)、Namias(1955)、Ballensweig(1959)及最近 Shapiro(1987)等人对大西洋的情况作了一些研究。然而这些预报信号中的大多数没有经过长时间的记录来验证,因而要对预报方法做任何明确的阐述还为时过早。

当有新的资料可用时,当我们对热带气旋的物理过程以及热带气旋与环境场的相互作用了解得更清楚时,热带气旋季内的预报就可能出现好前景,热带气旋季内预报看来是未来研究的一个有前途的领域。下面几节讨论几个潜在的季内可预报信号的例子。

5.4.1 热带气旋活动在时间上的成群性

如图 5.8 和 5.9 所示,热带气旋有一种在一个时段内成群生成的趋势。有时在几个星期内全球范围可以观测到 10~20 个热带气旋,而在这类热带气旋活跃时段之间有一个相当长的热带气旋活动明显减少的时段。在图 5.8 和 5.9 上同时还可以看到,在所有年代里存在一个持续 15~25 天的热带气旋活跃期和非活跃期的明显更替现象。这一点在所有的年份都十分清楚。图 5.10 描述了 1978~1985 年这 7 年中全球热带气旋生成的年周期。图上也给出了发生在活跃期和非活跃期内被命名的热带气旋的月平均数。从半球的观测资料来看,全年中活跃期和非活跃期生成的气旋数目的比例维持在 3~5:1。

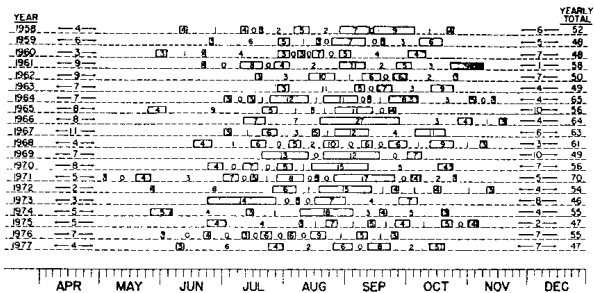


图 5.8 北半球热带气旋生成的成群时段。阴影区(非阴影区)的数字是活跃期(不活跃期)热带气旋的数目。两个箭头之间的数字是盛夏季节前后生成的热带气旋数目(Gray,1979)

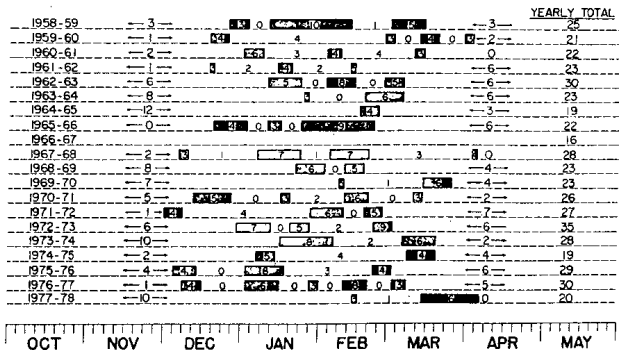


图 5.9 南半球热带气旋生成的成群时段。阴影区(非阴影区)的数字是活跃期(不活跃期)热带气旋的数目。两个箭头之间的数字是盛夏季节前后生成的热带气旋数目(Gray,1979)

这种明显的 30~50 天热带气旋活动的周期变化,特别是因为命名的热带气旋活动的变化主要限于赤道到南北纬度 20 度的范围内,意味着它可能与 Madden-Julian 振荡有某些联系,然而在目前阶段这种关系尚没有正式研究过。为作好预报应该把热带气旋活动的情况和 Madden-Julian 振荡当时的状态两者同时记录下来。这将可能提供估计未来几周热带气旋活动程度的一种定性的指标,这种统计结果最后能被用于建立客观的预报方法。

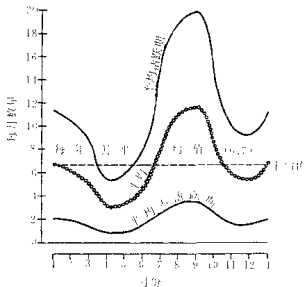


图 5.10 全球热带气旋的形成和活跃期及不活跃期平均形成数的年变化。所用资料是 1978~1985 年间所有命名的热带气旋

5.4.2 印度降雨和西北太平洋的热带气旋

Joseph (1989)、Joseph 和 Liebmann (1991) 注意到了印度季风降雨和西北太平洋热带气旋活动之间存在着反相关关系。当印度季风雨推迟或盛夏季风中断期间,北太平洋西部和北部热带气旋的数目是增加的,而且这些气旋更趋于向极地方向的路径。北太平洋东部气旋的路径也出现类似的情况。相反,当印度季风建立较早或季风雨加强时,西北太平洋热带气旋的活动就减少,系统的路径趋向更为偏西,而且被限制在西北太平洋海域的西部。了解这种关系能给预报员提供未来热带气旋频数和路径特点的定性的指标。

5.4.3 季节内预报的其它关联

Harr 和 Elsberry (1991) 及 Chan (1991) 最近的研究显示,用经验正交函数 (EOF) 分析不同气压层的高层风和海面温度 (SST), 对说明未来 1~4 周热带气旋活动的益处。他们的方法也提供了未来气旋可能路径的信息。因为热带地区大尺度的流型常常能持续一周到一个月,在数值分析中心都能经常做这种经验正交函数的分析,这似乎为新的季内预报方法的建立提供了可能。然而还需要继续完善预报制作过程和做试验。

5.5 北大西洋的季节预报

Gray (1985) 指出,北大西洋是热带气旋活动年际变化最大的海域。这种强年际变化表明,一定存在有一个作用于季节或更长时间的大尺度的气候因子,而且表明热带气旋的季节

可预报性在某种程度上是存在的。最近的研究(Gray, 1984a, b, Gray 等 1992, 1993a, b)发现有这样一些预兆,利用这些信号就可以早在前一年的 11 月份就能做出有技巧的预报。Gray 和他的合作者已揭示出这些信号,并由科罗拉多州立大学在前一年 12 月、6 月和 8 月就提供季季节气旋活动的预报。因为这是唯一定期做季节预报并向公众发布的区域,因而本节比较详细地讨论了该技术。

5.5.1 12 月份的预报方案

这种延伸预报是在前一年的深秋季节做的(Gray 等人, 1992)。这些预报的基础是一些不同的预报因子和 6 个预报量之间的回归关系,这些预报量有:命名风暴(NS)、命名风暴日数(NSD)、飓风(H)、飓风日数(HD)、强飓风(HH)、强飓风日数(IHD)。此外,对所有飓风还预报它的最大风速平方即标准化度量,也叫做飓风破坏能力(HDP):

$$(\text{预报量}) = \beta_0 + \beta_1(a_1U_{30} + a_2U_{30} + a_3 | U_{30} - U_{30} |) + \beta_2(a_4R + a_5R_G) \quad (5.1)$$

式中参数 β 和 α 是根据经验推导出来的系数; U_{30} 和 U_{30} 是推断得到的下一年 9 月 50 和 30hPa 层的风,供作准两年振荡的一个指标; R 是前一年 8 月和 9 月萨赫勒西部的标准化降雨量(图 5.11); R_G 是前一年 8 月到 11 月几内亚湾的标准化降雨量(图 5.11)。

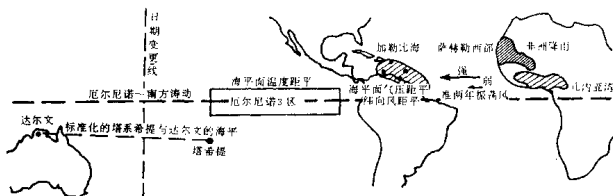


图 5.11 北大西洋海域热带气旋活动季节预报所用气象参数的位置

Gray 等人(1992)根据观测资料发现,准两年振荡的位相和非洲降雨与北大西洋海域的飓风季节活动有非常密切的关系(图 5.12 和 5.13)。对 1950~1990 年间的气旋拟合预报的交互验证^①分析表明,方程 5.1 能解释所有 7 个热带气旋预报量变化的 45%~50%。这说明对北大西洋热带气旋这一重要季节的预报方法是有用的。

5.5.2 6 月份的预报方案

Gray 等人(1993b)于 6 月初建立了回归关系,预报前面提到的热带气旋参数,形式如下:

$$\begin{aligned} \text{预报量} = & \beta_0 + \beta_1(a_1U_{30} + a_2U_{30} + a_3 | U_{30} - U_{30} |) + \beta_2(a_4R \\ & + a_5R_G + a_6\Delta_rP + a_7\Delta_rT) + \beta_3(a_8SLPA + a_9ZWA \\ & + a_{10}SSTA + a_{11}\Delta_rSSTA + a_{12}SOI + a_{13}\Delta_rSCI) \end{aligned} \quad (5.2)$$

① 原文为 U_{30} , 可能系 U_{30} 之误 - 校注

② 原文为“Cross-validated jackknife analysis”——校注

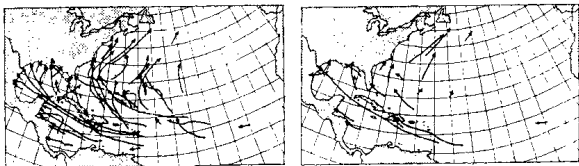


图 5.12 外推的 50hPa 纬向风量弱及 30hPa 的风切变最小的 15 年的强台风路径(上图),与外推的 50hPa 纬向风量最强及 30hPa 风切变最大的 15 年的强台风路径(下图)的对比。资料取自 1950~1990 年(Gray 等,1992)

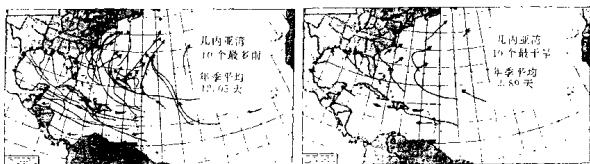


图 5.13 几内亚湾 10 个最多雨季(8~11 月)后一年的强台风路径(上图)与 10 个最干旱季节(8~10 月)后一年的强台风路径(下图)的对比。资料取自 1949~1989 年(Gray 等,1992)

除了方程 1 已描述的参数外,式中; ΔP 和 ΔT 为 2~5 月西非的纬向气压和温度梯度距平;SLPA 和 ZWA 是 4~5 月加勒比海较低纬度处的海平面气压和纬向风距平;SOI 和 ΔSOI 是 4~5 月的南方涛动指数及从 1~2 月至 4~5 月间的南方涛动指数的变化;SSTA 和 $\Delta SSTA$ 是 4~5 月间的厄尔尼诺 3 区域(如图 5.11 所示)的海平面温度距平及从 1~2 月至 4~5 月间海平面温度距平的变化。

Gray 等人(1993)使用交互验证分析对 1950~1990 年的气旋所作的拟合预报表明方程 5.2 能解释所有 7 个热带气旋预报量变化的 50%~70%,而且除命名风暴(NS)这个预报量外其余 6 个预报量的拟合率均达 60%以上,其中台风破坏能力(HDP)的拟合率达 71%。

5.5.3 8月份的预报方案

用于8月的预报方程,除了使用6~7月的降雨量和其他的气象参数外和方程5.2类似。根据这个方法,8月的预报效果较6月的略有提高。

5.5.4 讨论

北大西洋的季节预报为所有热带气旋的发生和飓风可能造成的破坏提供了有用的信息。在北大西洋海域的结果最好地显示了季节预报的可能性,而且可以用作衡量全球其他源地季节预报技术的标准。十年前没有人想像得到季节前的气候信号与飓风活动有那样好的关系。很可能北大西洋的预报信号还没有被全部发现。

不幸的是,北大西洋令人费解的、季节的、热带气旋预报技术似乎并不完全适用于其他海域气旋的活动,看来北大西洋有其特殊的地方。因为:

1. 北大西洋有形成气旋的临界条件,很大的年际变化及气旋活动的季节较短(图1.22)。
2. 变化缓慢的厄尔尼诺和南方涛动及准两年振荡对北大西洋季节气旋活动的影响要比对其他源地的影响大。
3. 在北大西洋大多数气旋起源于信风带中的东风波类的扰动,因此,西非的条件起主要作用,而高层西风距平能起强的抑制作用。

对于其他海域来讲,建立季节的热带气旋预报方程的一个主要困难在于缺少好的资料。目前除了西北太平洋外,其他水域没有通过飞机探测直接得到热带气旋强度的资料可用,而能得到的基本的资料是相当不可靠的(Holland,1980)。虽然从70年代以来,利用卫星云图进行估计大大提高了质量,但对于强热带气旋分析的可靠性仍然是个问题。

6 业务策略

6.1 引言

本章的目的是提出能够最大限度地发挥热带气旋警报中心效率的途径。气象部门采用最有效地利用工作人员和技术基础这两种最有效资源的发展策略,其效率必将得到提高。然而,为什么气象部门应该采取措施达到热带气旋预报服务的最佳效率呢?这里给出有关的几点说明。

一些热带国家具有全球最高的人口密度,最近几年,由于工业和旅游业的发展,整个热带地区经济增长迅速。但是与热带气旋有关的预报技能却没有取得相应的快速发展。Neumann(1981)估计,平均而言,热带气旋路径预报误差每年减小1%。这两点说明了总趋势,即全世界热带气旋预报员感到对他们的压力和期望在增加。气象部门即使不做很大的改变也能够通过增进机构的效率,而使实际预报改进缓慢的情况得以弥补。

今天在全球的许多地区,预报员在一个限定的时段内用于预报天气的资料已经越来越多。在未来的岁月中,随着技术(特别是卫星和通讯技术)的进一步发展,这种势头必将保持下去。目前迫切需要将资料处理成预报员容易领会的形式。

需要对预报性能进行实际而有效的评估。如果没有这类性能指标,要想评定警报服务是否正在取得进展是很困难的。更为重要的是将无法鉴别和订正业务中的缺陷。许多气象台由于人力不足或缺乏有效的评估系统而没有开展这项重要工作。

一个气象部门的有效分发警报的能力也应该经常被评判。警报传输的及时性比可靠性更为重要,因此通讯部分是警报服务中应最优先考虑的任务,需要认真规划。

图6.1给出了热带气旋预报的一个流程图。由此可见,整个预报过程包含的各个步骤并不只涉及对科学原理和技术应用的了解。还必须考虑其它的实际问题,以便使警报服务有效。为了提供高质量高效的警报服务,气象部门必须充分致力于以下问题:

1. 预报台的设计和人员配备;
2. 通讯接收的处理;
3. 工作站技术;
4. 预报的分发;
5. 与新闻媒介的关系;
6. 季节前准备;
7. 预报评价

在第二次热带气旋国际讨论会期间,曾在与会者中进行了一项调查,来测定在热带气旋预报机构中当前资源的分配情况。虽然不是每个与会国都对这项调查作了反馈,但这项分析被认为能够反映当前的形势,该项调查结果分散包括在本章内容之中,以帮助我们确立进一步讨论的出发点。

使一个热带气旋警报中心发挥最佳效率的任何计划都必将影响所在气象局的预算资源和现行的从事天气服务的组织结构。当然,即使要想克服警报服务方面的不足,经济因素也

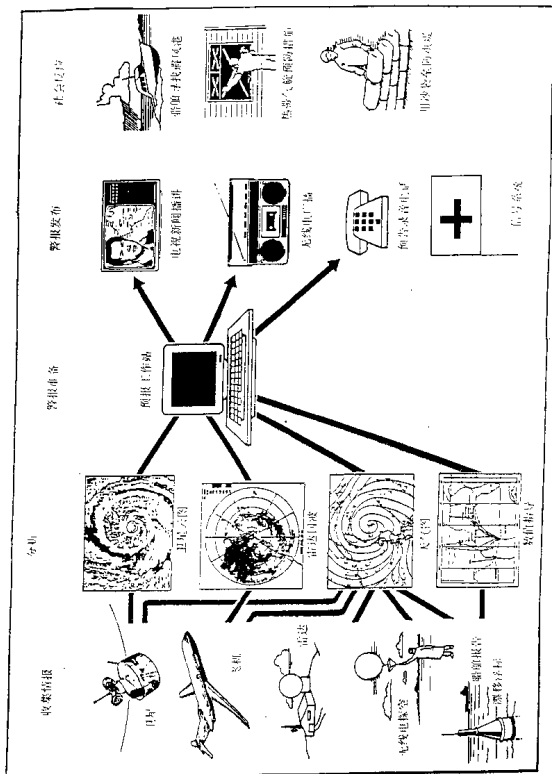


图 6.1 热带气旋警报流程示意图

是一个难点。在争取增加资金方面的第一步是向行政机关提交两份文件，要介绍已经发现的不足和提出克服这些不足的现实的建议。

6.2 预报台的设计

在热带气旋警报中心这一名称下，似乎运转着三种不同的结构：

1. 预报台完全用于发布热带气旋警报。第二次热带气旋国际讨论会的调查表明，采取这种方式的预报台约占8%。

2. 热带气旋预报工作区与主要预报工作区毗邻但又是相互独立的，这类预报台占16%。

3. 热带气旋预报任务结合在预报台的日常工作之中。大多数国家采用这种组织结构。

在考虑预报台的设置时，如下的两个基本领域应予以考虑：一是热带气旋警报中心的实体设计，另一个是如何很好地使用人力资源。如果气象部门在未来几年内计划开展热带气旋预报业务或提高其热带气旋预报业务的等级的话，本节可提供基本指导，说明达此目的需要些什么。

6.2.1 预报台的设计

任何热带气旋警报中心的设计都必须直接考虑能够利用的场地、装备和物资，在这一方面各预报台间差别很大。因此，本章主要提出了一些一般性必需的条件，而且仅做为一种指导。

气象局应该计划有足够的场地用来完成其工作任务。工作人员需要有效地完成自己的工作，如果把热带气旋警报中心安排在一个太小的房间里就成问题。这样的环境会造成工作人员心情烦闷和失望。

如有可能，热带气旋警报中心尽可能不设在室外有消遣场所的地方。因为预报员们在十分紧张地工作时应避免不必要的外来干扰。

仪器设备应当尽量安排得靠近预报员，在办公室内为了检索获取的不同类型的资料而经常重复来回走动是不能发挥高效率的。资料应该传输给预报员，而不是在办公室内随便分发。在这一领域里的一些设想和计划会使预报流程大大地合理化。

照明是预报室设计的一个重要方面，因为它影响业务人员的健康与安全，好的照明对于办公室是极其重要的，特别是用于资料分析(如天气图分析)的地方，要尽量减少或消除灯光的强烈反射或闪耀。光滑的卫星图片和计算机屏幕通常也易于产生这类效应，产生的闪烁会导致眼睛疲劳。这样，在短期内会降低工作效率，长期下去则会损害健康。

应注意提供一个工作场所，使预报员能够在不会造成中断和受背景噪声影响的地方用自动电话传真来记录警报电文。这个场所应当是一个小隔音室或是从预报室的一角隔离出来的一个房间。对一些热带气旋警报中心来说，有必要设置一个单独的房间用来处理新闻媒介的访问(这个问题将在6.6中讨论)，这个观点至少在设计办公室时要考虑到。

根据热带气旋警报中心的三种不同的格局，其办公室的设置也有不同的要求：

1. 热带气旋警报中心包括在主要预报区域；当在工作区内为进行日常预报工作而共用设备时，应注意确保两项业务间的密切配合，最大限度地保持相容性，尽可能地减少相互间的干扰。在预报工作区内应给热带气旋警报中心布置一个场所(哪怕仅仅是一个临时措施)。

在这个场所要安装完成基本的热带气旋预报任务所必需的仪器设备。理想的就是要有一台热带气旋工作站和业务天气图。

另一些设备是两项业务共用的,包括卫星云图、雷达图像、预报指导材料(例如来自其它中心的传真图)和局地的分析。办公室的设计还应考虑将这些共用设备放在两方面的业务使用起来都尽可能方便的地方。在这种基本设计指导下,设备的摆放方式多种多样,应根据各自天气业务的具体情况决定。

2. 完全致力于热带气旋警报中心: 就一个完全致力于热带气旋预报的工作室而言,重要的一点是在安装设备时,应该使主要预报工具尽量靠近预报员,多功能的工作站能够帮助预报员获得实测资料(包括卫星、雷达和天气观测资料),警报制作设施应该放置在预报员指尖就能触及的地方。对大多数预报员而言,常规的天气图也很重要,它们也应放在靠近预报员的地方。

3. 热带气旋警报中心与主要预报工作区毗连: 为了使所有天气业务人员避免干扰和噪声,应将热带气旋预报区与主预报区用隔断分开,并紧紧相邻,为了保持预报的一致性,两块预报区间应保留一条相互联系的通道。

热带气旋警报中心最好能配备自己所需的全部设施,这样才能开展准确独立的业务。然而,如果某些设备需要两个预报区共同使用的话,那么工作场所的布置应该保证把这些设备放在两项业务使用起来都方便的地方。

未来设计的着眼点: 工作站技术在热带气旋警报中心未来的设计中心将处于核心地位。工作站不但能显示资料,而且也能制作警报,这很可能是新型预报室的主要特征。工作站的出现也将给热带气旋警报中心带来一些从一开始就需着手解决的问题。任何未来的热带气旋警报中心的设计也应该包括符合人类工程学原理的家具,以适应工作站的推广。可调整的工作台和坐椅应是工作室的主要组成部分,力求消除因连续使用计算机终端而引起的任何健康问题。

通过使用消声材料,使设备的噪音减小到可接受的水平,无声打印机和一些不可避免的噪声设备也应放在得当的位置,使工作室成为一个比较安静的场所。

工作室周围的静电装置会干扰敏感的电子设备(更不用说静电电荷的丝丝声会使人觉得不舒服),因此,应该考虑在热带气旋警报中心内使用防静电材料。

6.2.2 预报台的人员配备

气象机构通常是在严格的预算考虑下开展工作的,其工作人员的配备是按照“正常”天气情况确定的(所谓“正常”一般是指“好的”天气条件),因此,当有与热带气旋有关的额外工作负担时,既要对付热带气旋又要进行预报台的日常工作,从而显得人力不足,这时,通常有一些天气业务人员就必须从日常工作转移到从事热带气旋警报中心的工作。

天气业务的管理和监督者要充分意识到上述问题,在有热带气旋活动的情况下进行人员调配时做到心中有数,使用得当。为了有效地完成热带气旋方面的任务,在确定必需的工作人员数量时必须考虑如下几点:

一旦考虑热带气旋将对公众造成严重威胁时,热带气旋警报中心24小时就应该有值班人员。理想的情况是当任何热带气旋位于责任区内时,热带气旋警报中心要安排昼夜值班人员。然而,通常也需要在预报机构人员资源的限度之内兼顾到还要应付其它必须完成的工作。也可以谨慎地尝试通过限制计划内的工作人员的其它职责来加强热带气旋工作。

随着热带气旋威胁的增大,值班人员也应增加,当热带气旋逼近一个地区和更多的人警惕它的存在时,很自然工作负荷将大为加强,这时至少要组织4名高级预报员从事日夜值班工作,同时还应保持相同数目的辅助人员。全部人员都要有明确的分工,以便在有热带气旋活动期间,日常的业务工作尽量避免混乱。

在一个热带气旋警报中心内部,设置热带气旋(或者一般意义上的强烈天气)专家的岗位有很大的好处。热带气旋专家不但在有热带气旋活动时可为预报值班人员,还能够为使热带气旋警报中心有效运转而完成大量的其它工作。这些工作包括对热带气旋警报中心有用的应用研究和技术发展工作、参与公众教育活动和建立与减灾组织之间的密切联系等,使热带气旋警报中心保持高效率。按照第二次热带气旋国际讨论会的调查,目前大约有75%的受热带气旋影响的国家没有设置致力于热带气旋问题的专家岗位。

6.3 通讯:资料接收

在一份警报制作和分发之前,必须严格按时间表收集资料,填绘图表并提交给预报员使用,这期间的时间是宝贵的商品。预报员能用于评估热带气旋的最新情报和预报其未来状态的时间表(A)可以用下列表达式来表示:

$$W - O = T + D + A + P$$

式中:W = 警报发布时间

O = 观测时间

T = 热带气旋警报中心获得观测资料所需的时间

D = 资料加工并提供给预报员所用的时间

A = 预报员分析、评估和做预报的时间

P = 警报电文制作所用的时间

对预报员最理想的情况是A要尽可能地大。为此,T、D和P必须尽可能地小。热带气旋警报中心的管理者应该不断试验各种办法以减少上述业务所用的时间,给预报员留出尽可能多的时间去分析形势并做出稳妥而理由充分的预报对策。

例如,0300UTC的天气观测传输到热带气旋警报中心需要30分钟(T=30)。为了把这些观测资料提供给预报员使用,必须把它们填在一张图上(除非预报员能够熟记电码并能设想出观测资料相对于热带气旋中心的位置)。具体时间随信息量的容量而定,手工填图需时45分钟时,如用机器填图所需时间可大大减少。手工填图结束后,预报员一般就可在0415~0430UTC之间收到这张图,天气形势的评估和警报制作大约还有90分钟的时间(警报在0600UTC发布)。如果观测资料直接进入工作站,则会使D进一步减少。

地球静止卫星在0300UTC(观测时间)进行观测,一般在0330UTC就可被热带气旋警报中心接收(T=30)。如果卫星资料直接传入工作站,那么云图能立即提供给预报员分析(D=0)。如果资料必须进行一些人工处理(例如洗印摄影底片),那么D可能要显著延长。

在热带气旋警报中心设有雷达站或者通过雷达观测网直接与热带气旋警报中心的电路连通的情况下,雷达观测在很短的时间内就能到达预报员手中并被加工,这一过程使T+D变小。在这种情况下,观测也可以频繁地被接收。这样就使预报员即使在制做警报电文期间也能几乎连续地监视热带气旋的动向。

6.3.1 天气图资料

第二次热带气旋国际讨论会的调查表明,55%的热带气旋警报中心用手工填图,其余的用机器填图,在这些用机器填图的警报中心中,有30%也经由工作站接收天气资料。用手工填图的警报中心没有一个使用工作站查阅资料的。

当接收到的资料是用手工填图时,大多数热带气旋警报中心的出图时间都大大地推迟了。这样,评估天气形势可用的时间(D或处理资料的时间很大)就减少了,特别是在那些资料相对丰富的地区,情形更是如此。对于大多数的热带气旋警报中心来说,应该考虑时间的重要经济价值而引进机器填图或者使接收到的资料直接进入工作站(或者两者都使用)。

用机器填图还具有其它几个明显的优点:字迹一致,图面整洁,保证全部资料都能被填上,填图速度快。

引进机器填图也存在几个问题,这些问题必须尽早发现并适当解决。资料格式必须正确,否则机器就不承认。因此,对资料仍然要进行必要的人工干预以修正误差,而且对迟到的观测资料机器是填不上的。

6.3.2 卫星观测

所有在第二次热带气旋国际讨论会期间被调查的对象都指出,他们的热带气旋警报中心接收卫星云图。其中有42%接收每小时一次或更短时间间隔的卫星资料,另外有42%的中心接收三小时一次的静止卫星云图(类似McBride和Houand的结果,1987)。目前,全部热带气旋活动区域都处在地球静止卫星的监视之下。然而,尚有16%的热带气旋警报中心没有直接接收地球静止卫星云图,而仍必须依靠极轨卫星监视热带气旋的活动。有几个警报中心,特别是斐济、毛里求斯和留尼旺岛还不能用地球静止卫星云图来监视其全部热带气旋责任区。

应选用静止地球卫星云图分析来监视热带气旋的移动和强度变化,因为静止卫星进行的连续性观测是单独用极轨卫星所不能完成的。

卫星云图以多种途径提供给预报员。云图的纸拷贝仍很有用。因此复制的质量越高,越有利于使用。目前,有20%的热带气旋警报中心只能利用低质量的纸拷贝,70%的警报中心用高质量的纸拷贝。有一半的热带气旋警报中心使用微机工作站分析卫星云图,这样就可以使用更复杂的技术在微机工作站上对卫星照片进行有用的处理,例如数字化增强显示、动画(对静止卫星)和通道控制(通过改进的甚高分辨率辐射仪接收的资料)。

第二次热带气旋国际讨论会的调查显示,62%的热带气旋警报中心拥有图像增强设备,58%的中心应用了图像放大技术,54%的中心能够做云图的时序循环显示。有1/3的热带气旋预报中心没有这些设备供预报员使用。有一半的答复者说在他们的热带气旋警报中心接收由卫星测云的移动推导出来的风的资料。

在未来的几年内,最新的卫星技术——微波云图可望投入业务使用。美国空军的专用传感器微波/图像(SSM/I)系统已经安装在一颗极轨卫星上(Negri等,1989)。这种微波传感器实质上提供了一幅“轮廓比较模糊的”雷达照片,它能帮助预报员确定强度不强或发展中的热带风暴的中心位置,因为这类热带风暴在常规的卫星云图上是不能展现其眼区特征的(Velden等,1989)。该系统也显示出有改进降雨预报(Olson等,1989)的能力,还可以改进强降雨区外部小于30~50海里/小时的地面风的估计(Rappaport和Black,1989)。

6.3.3 雷达观测

对于热带气旋预报员来说,雷达是一种强有力的探测工具,但是,有25%的被调查的热带气旋警报中心说他们没有接入雷达显示器,有一半的中心表示他们能接收电码型式的雷达情报,30%的答复者说他们的预报台所在地配备有雷达,其余的调查则是收集来自远离中心所在地的雷达站的图像,仅25%的热带气旋警报中心在他们的工作站上有雷达图像显示。

微机技术能把来自遥远雷达站的高质量的数字化雷达图像引入热带气旋警报中心,这些图像可被加工处理用来有效地监视热带气旋的活动(澳大利亚的RAPIC系统就是一个很好的实例)。

为了热带气旋警报中心雷达的未来发展,美国国家气象局雷达系列的下一代多普勒雷达(NEXRAD)将增加一个功能用于热带气旋监视(Doviak和Zrnica,1984)。

从90年代初期到中期,美国将在墨西哥湾和大西洋沿岸设置一个多普勒雷达网,用来获取热带气旋登陆前和在内陆上移动时的风场和风场变化的有用情报(Woods和Marks,1989),从而使警报发布得更准确。Sheets(1990)设想,到那时飓风警报的发布仍将目前的情况类似,下一代天气雷达(NEXRAD)系统将被地方气象台用于提供雨带逼近、破坏性大风和龙卷风可能袭击某地的短期警报。NEXRAD系统也将有助于改进降雨强度的预报,这样内陆河流洪水警报也将发布得更好。

雷达资料显示的关键性要求是热带气旋警报中心的接收设备需要尽可能靠近做气旋预报的预报员,并且应该是一部交互式的雷达显示器。

6.3.4 飞机侦察资料

由于开展飞机侦察业务花费昂贵,因此在整个热带气旋区这项业务开展得并不普遍。第二次热带气旋国际讨论会的调查表明,约有20%的国家使用飞机探测资料。这些国家都集中在大西洋海域,使用美国空军侦察飞机和美国国家海洋大气局研究飞机的资料。

飞机获取的实时资料起初是通过无线电广播/话路信道传输到美国国家飓风中心的,这样极大地限制了被传输的信息量。后来,发展了飞机卫星资料连接(ASDL)(Pifer等,1978;Parriah等,1984)已可把更多的资料适时的传到预报员手中。此外,在不远的将来适时的飞机平台多普勒雷达资料有望提供给预报员使用。这些系统能提供飞行路线上几英里范围内完整的资料场(Jorgensen,1984;Marks和Houze,1987)。

如果关于费用与效益比的可靠的经济论据提交给政府部门并被接受的话,在世界的其它地区扩展使用飞机探测业务还是能做到的,但预算紧张的、严酷的经济现实限制了政府的支出,使人们对开展这项业务望而生畏;因为开展这项新的资料来源的开支是公开的、可衡量的,而这项业务带来的利益却大都是隐含的,很难直接测量(Woodcock,1989)。

提倡使用具有长续航时间的遥控飞机来观测热带气旋的替代办法已经提出。Perseus(Emanuel和Anderson,1991)已经设计出了飞行高度可达18公里,并定时把探空仪(可负载100个)下投到热带气旋中去的飞机。自控航空探空器(Holland等,1992)是一架其重量不足20公斤的更小的飞机,飞机上装有气象探测器用于在风暴眼区内的飞行轨道上进行观测,其质量达到了无线电探空观测水准。轻的载荷以及通讯和导航电子设备方面显示出的技术,很可能使这种具有高效益费用比的观测体系成为未来资料的一个来源。

6.3.5 数值指导产品

最近几年,三维数值模式有了重大的发展。不但有限区模式(LAMs),全球模式也用于制作热带气旋移动的适时预报。用于热带气旋预报的现行主要模式已在其它章节中讨论。

数值模式输出已经成为专业预报员愈来愈可信的指导产品。第二次热带气旋国际讨论会的调查显示,目前有50%的国家接收全球模式的指导产品,其中包括几乎没有什么计算能力的少数国家。英国气象局经常每天两次发布热带气旋移动的普通预报指导。Morris和Hall(1989)展示了英国气象局模式对北大西洋和北太平洋热带气旋(最大风速超过50海里/小时)的预报性能。他们的研究指出,模式的最高技巧出现在2~5天的预报时段内。

Reed等(1988)以及Chan和Lam(1989)讨论了欧洲中期数值预报中心(ECMWF)数值指导产品在热带气旋移动方面的应用情况。在业务中将数值预报产品的预报位置填在一张区域图上,主要是向预报员提供关于热带气旋移动路径的基本指导(图6.2)。这一过程可使预报员对不同时刻模式输出的预报结果的一致性进行检查,并且可对不同的模式(包括统计——相似和常规技术)所给的预报趋势进行相互比较。

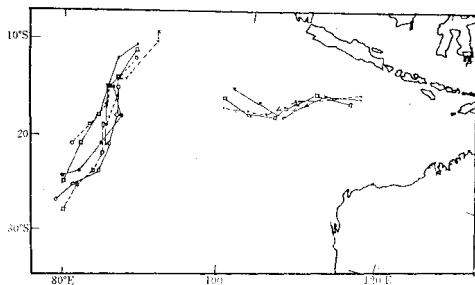


图 6.2 用英国气象局的普通指导产品绘出的预报路径(1990年1月)。

少数国家可以接收这样的全球数值指导产品

当同时有几个不同的预报时,要考虑执行Leslie和Fraedrich(1990)提出的那种解决办法,即将独立制作的预报进行组合来减小位置预报误差。

由于原始传输的资料能被快速处理成可用的型式,因此通过应用工作站可使数值指导产品更有效地进入热带气旋警报中心。

6.4 工作站

即使在最近召开的第一次热带气旋国际讨论会期间,在每一个热带气旋警报中心以使用计算机的基础的工作站只能是一种梦想,但是由于微机的日臻完善和费用的降低,这一梦想很快变成了现实,甚至在中等预算的天气服务台也负担得起,更重要的是它已成为实际上开展天气预报业务的基础。

第二次热带气旋国际讨论会的调查指出,尚有约 50% 的国家在其预报台内没有微机。希望在以后的几年中,这一统计数字会迅速缩小。

美国和澳大利亚最早使用工作站,因此各国在设计和发展用于热带气旋预报的工作站时,将不必花费宝贵的资源了。

美国海军和空军联合台风警报中心(JTWC)要求海军环境预报研究室(NEPRF)研制这样一个系统。海军的自动热带气旋预报系统(ATCF)自 1988 年在联合台风警报中心投入业务使用(Miller 等,1990)。这个在 IBM-XT 计算机上或更高功能的微机上业务运行的系统有如下特性:

1. 数据库管理系统;
2. 图形场的重叠;
3. 图形场的循环显示;
4. 制作路径预报指导的气候持续性(CLIPER)方法和气候模式;
5. 场分析功能;
6. 及时的用户接口。

澳大利亚热带气旋工作站(ATCW)近期得到发展,并考虑到它的硬件需求和先进的技术业务水平都要有很大的灵活性。澳大利亚的热带气旋工作站的未来计划将包括如下功能:

1. 热带气旋源地的高分辨率图形库。
2. 气旋路径和地图集成显示的彩色图像、轨迹及固定类型的识别器,并具有根据图上的状况显示气旋的距离和方位的能力。
3. 自动检验方案。
4. 警报制作能力。
5. 风暴潮模式、正压模式等数值模式。
6. 其它集成应用,包括风暴袭击概率和 CLIPER 预报以及大风区半径估算等。
7. 专家系统,包括本书中介绍的几个决策树形网络。

人工智能(AI)和专家系统的发展对包括热带气旋预报在内的气象学有重要的影响。Conway(1989)综述了专家系统在天气预报方面的应用,专家系统的导论见 Jackson(1986)和 Hayes-Roth 等人(1983)的著作。关于人工智能的比较基本的读物是 Winston(1984)写出的。

专家系统是一个使用计算机来完成通常需要人工进行判断的工作,由于这个原因,它为热带气旋预报的决策提供了一个新工具。某些热带气旋事件可能发生得相当偶然,因而将超出预报员的经验。采用恰当的专家系统可以补偿热带气旋警报中心经验方面的任何欠缺并提供必要的指导。与经验考虑完全不同,在业务预报中着重考虑的预报规则和手段很难发现甚至被忽略。它经过严格设计并且装入工作站的专家系统(不论是主动还是被动地)可用于

咨询,特别是当预报员对预报决策犹豫不决的时候。可以向专家系统输入信息和“规则”并能对特定区域进行调整。

引入热带气旋预报室的微机工作站是为热带气旋方面的应用而专门设计的,而且具有及时的用户接口,这是在相对较短的时间内全面提高业务预报效率方面取得重要进展的一个有效方式。这样的一个系统将使预报员获得高技术 and 现代的预报技巧,并将提高信息制作效率。

在迈阿密美国国家飓风中心是在预报室内成功地使用工作站技术的另一个实例(Sheets, 1990),该中心在1983年就拥有了威斯康星大学研制的人机交互数据存取系统(Mc IDAS)(Suomi等,1983)。在澳大利亚,Mc IDAS系统被改用在微机上使用(Le Marshall等,1987),从1988年起,该系统在三个热带气旋警报分中心作为重要的预报工具使用,特别是应用于卫星资料分析方面。它的功能包括对卫星资料的处理、显示、增强和动画,还包括诸如对数值模式场的资料叠合等。然而,使该系统运转需要有较强的计算能力。

6.5 预报的分发

当警报制备以后,快速分发非常重要。警报的传送方式是各国通讯系统的基本职能。在业务上,警报发布以后预报员的工作并没有结束。为了热带气旋警报中心的整体效率,预报员应参与警报的传播过程,一般的规则是在分发的过程中人工干预越少越好。如果为通讯传输准备手写的警报文本,这样就会占用不少宝贵的时间,工作站技术能够消除这些缺点。在工作站上制作的警报能与警报中心的通讯系统工作室联接而直接进行传输。

然而,不是所有的警报都能从热带气旋中心通过工作站与通讯系统相联接的。本节将讨论所使用的每种主要的通讯体系最有效的途径。

6.5.1 电话

所有的气旋警报中心都应建立录音信息服务。用磁带一次录制一个警报比对不同用户必须重复许多次有效得多。为了应付一般性的查询,香港皇家天文台用英文和中文各自在两条线路上录制了警报。将来随着声音合成系统的发展,在最少人工干预的情况下将警报内容更有效地直接转换为录音电话信息。

6.5.2 无线电

要促使广播当局将热带气旋警报做为预定广播节目定时播送,使人们知道在哪里能够获得这些情报。例如,在澳大利亚,热带气旋多发区的公众知道警报在规定时间内(多数情况下是在正点后15分钟)由当地广播站广播,而且在广播前有明显的警告声,它可以非常有效地提请人们注意;最新的气旋情报马上就要广播了。

气旋警报的无线电广播是一种最普遍的形式,同时也是传达情报最有效的途径之一,因为它有相对快的响应时间,而且具备传播到偏远地区的能力。购买无线电收听器是很便宜的,使用电池的无线电收音机即使在正常电源中断时照样可以收听警报。

6.5.3 电视

第二次热带气旋国际讨论会的调查显示,利用电视传播警报信息的国家占70%以上。

电视的直观效果使它成为传播情报非常有效的工具。只要有可能,热带气旋警报中心就应该充分利用它。电视播报的警报信息有以下四种形式:

1. 在新闻节目中直接播报气旋事件。
2. 在电视屏幕底部通过字幕形式显示最新警报的细节。
3. 最新警报内容的图形图像显示(包括使用显示热带气旋情况的雷达照片和卫星云图)。
4. 新闻记者采访预报员。

6.6 与新闻媒介的联系

好的热带气旋预报员具有扎实的气象科学知识与实践经验。但是,一个“完全的”热带气旋预报员也应该是一个出色的传播员。仅仅当人们觉得自己听到的信息是准确的话,他们才会对警报做出反应。一个好的传播员将是使气旋警报具有可信赖的一个因素。

预报员直接介入新闻媒介有两大好处。首先,这样做可以减少警报内容引起的误解(因为大部分广播员的气象基础知识有限,而容易发生这种情况)。同时,这样做在预报员和受热带气旋影响的公众之间就建立起了直接的联系。

与好的通讯传播相比,推荐热带气旋警报中心的高级职员出现在新闻媒体上显得更加重要。预报员与新闻媒体相互合作的趋势正在发展,特别是当重大天气事件出现时,预报员做好充分的准备非常重要。

对新闻媒介来说,热带气旋事件是一种高度概括的新闻。热带气旋活动期间,新离媒介(特别是电视)要设法捕捉热带气旋警报中心刺激而紧张的工作场面。欲达此目的,他们需要得到警报工作室的动态图像,甚至是正处于乱糟糟的情景,而不是一些静止的、死气沉沉的照片。这就意味着新闻记者将不同程度地闯入业务工作区,使业务人员在手头任务已经压力很大的情况下又加进了外界的干扰。

美国国家飓风中心采取了对新闻媒介开放的策略,在飓风活动期间,记者可以自由地进入预报室并采访所有的工作人员,尤其是高级决策者。这样,人们将看到飓风中心的高度公开的形象,从而保证了在飓风活动期间有一条高效而直接的传输情报的通道。当然,这样做必将一定程度地影响预报员的工作。

澳大利亚的经验是新闻记者不能大量地参与预先录制采访,而采取让被访问的预报员增加对着摄像机讲解天气形势的时间。一些澳大利亚的警报中心采取了在工作量最少的时段,安排能抽出时间的高级人员接待电视台记者的采访,以期减少对工作人员的干扰。采访的地点一般不在主要预报工作区内,但有一台能够显示雷达或卫星图像的工作站可用。采访结束后,电视台的记者可自由行动,以获得预报中心业务的“视觉”形象,作为在节目播出之前编辑新闻的背景。热带气旋事件的电视实况报导并不经常发生,因为它们并不是一般的自然现象。

一些较小的气象台(如牙买加的热带气旋警报中心)对新闻媒介采取了更多的限制,并且大大限制与高级人员的预约采访。而且,他们还限定这种采访在热带气旋警报中心最方便的时间内进行。香港皇家天文台对新闻媒介的采访限制得更严格。新闻记者不能随便进入预报工作区,对高级人员的采访是在皇家天文台一个单独的房间内进行的。不过,他们准备了台风事件的图形介绍以满足记者的需要。

关于如何处理与新闻媒介的关系,对任何警报中心不存在一成不变的规则。它始终是一个与热带气旋发生时的环境情况有关的问题,并且与各国的传统和文化背景有关。但必须强调与新闻媒介直接接触是警报信息传播的一种非常有效的方式,如果处理得当,也将显示出有价值的在经济上的可信性。为此,应该积极推荐高级职员提高社交技能。如有可能,热带气旋警报中心可试着制定一项协议书,使预报员在处理热带气旋问题而紧张工作的情况下尽量减少新闻媒介的打扰,而且又能显示热带气旋警报中心是一个有效的、可信的机构。如果能在热带气旋警报中心的设置计划中,配置一个专门用于会见新闻记者的单独房间的话,那么对中心办公室的日常业务的干扰就能减少到最低限度。不过,这样做应该与新闻传媒协商,使他们明白耗资设立这样的地点而他们又不愿意加以利用的话是浪费资源,因为新闻记者已经习惯于在热带气旋警报中心内自由活动,可能不乐意使用这种设施,而且可能看不到这样做对他们有什么好处。

与媒体的相互合作应该审慎处理,并被列入热带气旋警报中心的日常工作计划中,而不要作为临时的或看成是一种麻烦,因为可从警报信息的有效传播中获得巨大好处。

6.7 季节前的准备

作为热带气旋警报中心业务策略的一部分,做好热带气旋季节到来之前的工作计划非常有必要,尤其是预报员必须做好准备等待季节中第一个热带气旋的出现,而不要当第一个热带气旋到来之时才有所反应。在季节开始之前,负责人就应该意识到要进行诸如系统、人员的准备工作和公众教育等。

6.7.1 热带气旋警报中心系统的准备

热带气旋警报中心基本工作所需的每一台设备都很重要。这就需要有一个系统的检修和监视方案,所需费用应该仔细计算并列入天气服务的年度预算中。在热带气旋警报中心的季前准备计划中,如下的几点值得注意:

1. 要有一个有效而现代的业务计划。如果发现在气旋警报系统中有任何缺陷,那么应该将计划进行修正;

2. 资料探测系统是可行的,例如雷达的测试、遥控自动天气站的维护、观测场的检查(气压表、流速表、风速表等)和卫星设备的维修;

3. 所有的计算机系统是可行的,例如绘图机、工作站等;

4. 警报实施和工作室设备有足够的供应;

5. 要测试全部通讯设施,例如资料接收和通讯线路向外传送(传真、自动电传打字电报、单边带无线电等),对警报电文的试验性分发,以确保警报的接收者有所准备,警报分发地址名单是现时的;

6. 应该有应付偶然事件的计划(不要忘记 Murphy 的规律,它对于热带气旋很有用——8.2),在主要设备出现故障时,备份的能继续维持一定水平的服务。对热带气旋警报中心设备的每一个组件都应该提问“如果它出了毛病怎么办?”

7. 气旋季节的计划必须有足够的经费支持以保证正常工作,例如进行补充观测的额外费用以及在需要的时候支付支援人员的费用。

6.7.2 预报人员的准备

所有的工作人员都应该充分认识他们自己在气旋事件中的作用。季节前的短期培训是季前准备的一种有效方式,虽然会出现由于工作人员轮班工作而不能使所有的人在同时参加会议等问题。要努力克服这类问题。确保工作人员做好准备是一项重要任务,应该强调,在热带气旋警报中心要指定专人去协调这类问题。

预报员应当熟悉业务工作程序,特别要熟悉那些已引进业务的新流程或新技术。同时要修正那些已经确立的技术(如 Dvorak 有关热带气旋形成的判据、移动技术、风暴潮计算等)。应该向预报员指出热带气旋警报中心的正常水平(例如上个季节的预报误差)或预期达到的目标,还应介绍一般的气候趋势和在即将到来的热带气旋季节中,应该学习有经验的预报员的有成效的预报指标或规则等。

工作流程表应该及时制定出来,使热带气旋警报中心的职责明确并且能在气旋事件中系统地运转(表 6.1)。这样可以尽量避免在工作压力很大时漏掉工作任务。

表 6.1 在热带气旋活动期内使用的工作时间表举例

热带气旋警报中心工作时间表(时间为世界时)	
0001	发布逐时警报(如果合适) 向关岛发送地面雷达天气观测报告(如果雷达能观测到气旋) 传卫星公报给毛里求斯(如果有用) Dvorak 强度分析
0100	发布更新的热带气旋消息(如果合适) 将监视/警报电文、电视文稿发送到 GWN 对船舶发布大风/风暴/飓风/警报 制作 TCILC 警报并录音,气旋警报录音
0200	发布逐时警报(如果合适)
0300	发布逐时警报(如果合适) 向关岛发送地面雷达天气观测报告(如果雷达能观测到气旋) Dvorak 强度分析
0400	将警报电文、电视文稿发送到 GWN 对船舶发布大风/风暴/飓风/警报 制作 TCILC 警报并录音,气旋警报录音
0500	发布逐时警报(如果合适) 向国家气象中心提供用于运行 TOPEND 的资料 运行气候持续性方法
0500	发布逐时警报(如果合适) 发送地面雷达天气观测报告给关岛(如果雷达能观测到气旋) 传卫星公报给毛里求斯(如果合适) Dvorak 强度分析
0620	发送热带气旋公报给达尔文
0700	发布更新的热带气旋消息(如果合适) 将监视/警报电文、电视文稿发送到 GWN 对船舶发布大风/风暴/飓风/警报 制作 TCILC 警报并录音,气旋警报录音
0800	发布逐时警报(如果合适)
0900	发布逐时警报(如果合适) 发送地面雷达天气观测报告给关岛(如果雷达能够观测到气旋) Dvorak 强度分析
1000	将警报电文、电视文稿发送到 GWN 向船舶发布大风/风暴/飓风/警报 制作 TCILC 警报并录音,气旋警报录音
1100	发布逐时警报(如果合适) 向国家气象中心提供用于运行 TOPEND 的资料 运行气候持续性方法

一种非常好的季前准备方式是在微机工作站上(Holland 等,1985)利用各方面专家制作的电视教育的培训模块,来做气旋“游戏”(热带气旋事件的业务模拟)。这是轮班工作人员克服困难的非常有效的方法,使他们也能够熟悉业务流程和有关技术。

后勤保障人员也必须知道他们在气旋事件中的职责。工作时间表应该是为所有的工作人员准备的,以便外围工作不被忽视或遗忘,确保总体工作有序的进行。

6.7.3 公众教育方案

除非警报的接收者明白警报说了些什么并做出适当的反应,否则就不能表明警报服务有效果。因此,气象部门应参与公众教育活动,并且意识到帮助公众克服在热带气旋方面的无知是有好处的,公众教育领域的不足使热带气旋服务工作更难进行,也是在热带气旋威胁过后招致批评的根本原因。换言之,即使热带气旋的实际预报技能保持不变而只是公众的热带气旋知识水平提高了,天气服务对社会的价值也能有显著的增长。

气象部门也许可以自己实施公众教育计划,但是如果能与国家的减灾部门合作进行,一般会有更好的效果。公众教育方案必须有高级职员专心投入。气旋教育活动应该做到以下几点:

1. 向公众集中展示气象部门及其业务工作的面貌,使公众明白气象局不是一个只有虚名的机构,它发布的预报也不是代表个人的;
2. 气象部门的人要告诉公众热带气旋带来的危险,什么是热带气旋,热带气旋是怎样形成和移动的以及热带气旋预报涉及的问题;
3. 使公众了解热带气旋警报中心是如何工作的,怎样发现和追踪热带气旋以及怎样制作警报;
4. 要努力减少公众的麻痹情绪,特别是在那些较长时间没有受到热带气旋严重影响或流动人口聚集的地区;
5. 教育公众应与当地的减灾组织紧密联系,以便使关键人员能从那里获得有关热带气旋和热带气旋警报中心工作的信息。

6.8 性能检验

热带气旋警报中心的另一项重要任务是对预报信息进行日常检验。强烈建议每个气象局都应实行严格的预报能力检验。第二次热带气旋国际讨论会的调查结果显示,60%以上的国家在他们的预报中没有实行日常的误差分析。日常检验工作能够评估预报技巧方面的实际改进情况,并且能提出最节省资源的办法直接用于改进预报。美国天气局(特别是在国家飓风中心)长期以来一直对预报进行日常工作检验,以评估其预报技能(Neumann, 1981)。这种长期的检验结果已经能够证实预报误差正逐步减小。关岛联合台风警报中心(JTWC)为了支持其预报业务工作而做了综合误差统计,统计结果登载在他们的热带气旋年度报告中。

第二次热带气旋国际讨论会的调查表明,有2/3的国家在热带气旋事件过后分析其最佳路径,这样,除掉这部分工作之外,预报检验只需做很少的工作。任何气象部门的检验工作至少应评估12和24小时路径的位置预报和强度预报。但最理想的是一个业务单位应该对其在警报中所使用的参数都进行检验。最常用的参数应该包括位置、强度、大小、风速风向(对于警报地点或对于岛屿的专门警报)、降雨、风暴潮、警报中的登陆地段和登陆时间。

性能检验是一项耗费时间的工作,它将花去工作人员不少的时间,一些国家也许要经过努力才能做到。然而,工作站的出现意味着这些检验过程可以自动完成。随着数据库管理系

统在正常业务工作状态下运行,预报资料可被有效地存储并被用于检验程序,进而产生出所需要的检验结果,这样做大大地节省了人力,还应建议气象部门对他们在制作警报时使用的各种预报指导产品进行效果检验,这样的检验资料将帮助确定各种预报技术和产品的相对可用性。

6.9 预报员的业务策略

以上几节概述了在业务条件下可以发挥效能的几个领域。这些包括办公室布局和人员配备、观测系统、工作站的使用、警报分发系统、预报检验和公众教育方案的必要性。有些方面到目前为止还没有在本章中加以讨论,或许需要进行探讨的是在热带气旋活动期间,预报员实际上干什么。热带气旋警报中心的业务策略应该是什么?也就说预报员是单独地坐在小预报室内工作,还是一个预报组在热带气旋警报中心主要工作室内值班这个问题应该十分明确。当一个热带气旋逼近时,预报员能否将工作重点转移到热带气旋事件上来,并且得到他们应该干些什么的信息。

本节的副标题可以写成“你在工作台上或值班或负责的岗位上工作时需要做些什么”。下述几点可以做为热带气旋警报中心预报员的一般性指导,亦即给出了一张该做些什么的清单。

6.9.1 了解工作计划

你的政府可以对基于最强的责任心和根据所有可利用的资料所做出的预报产生的误差而进行比较容易的辩护,但是要为由于工作过程疏忽造成的失误或在一定程度上,由于工作不熟练犹豫不决而导致的预报失误辩护就不那么容易了。预报员应该熟知业务计划并且坚持按照业务计划工作。

6.9.2 通晓本职任务

在工作时间表上有一张任务清单。这样你就可以更有效地运用你可利用的时间。没有什么比不能在规定的时间内做出警报更坏的事情了,尤其当延误是可以避免的时候。

6.9.3 熟悉所用设备

从前,所有的气旋预报员都需要知道怎样才能保持铅笔尖锐利。今天,技术的进步使预报员必须无条件地熟悉所有业务设备的复杂性,尤其是以工作站为基础的计算机。虽然这些系统设计有健全的记忆功能,但是谁也不能消除系统“崩溃”的可能性,而且“崩溃”事件最容易在工作繁忙的形势下发生。一个预报员需要有使系统迅速恢复正常的技能(假定不涉及硬件问题)。季节前熟悉一下设备非常重要。

6.9.4 尝试预测热带气旋的生成

这本手册的第二章谈到了估计热带气旋形成的技术。如果某一区域有可能在12~24小时内出现8级大风,那么提前发布的大风警报将对航海业务和减灾机构大有帮助。如果这个天气系统并没有发展,则这个警报很容易被取消,但只要存在形成热带气旋的可能,就应当适度地向用户发出警告。对一个没有发展的天气系统取消一次警报是比较容易的,并且一般

不会有很大麻烦,但对一个发展中的天气系统缩短发布警报的准备时间则要困难得多。

6.9.5 尽可能有效地确定系统中心

要使每一次定位与以前的位置协调一致,就必须利用最新资料对以前的位置进行修正,总会得到一条连续的路径。要熟悉每一种定位技术的定位误差(参见 3.2 有关定位分析的内容),确保你已经利用了全部可利用的定位资料。

6.9.6 使用全部可利用的预报技术

第二章提到了强度变化技术,第三章讨论了路径预报技术。要懂得这些技术并知道在你的责任区这些技术的缺点。预报员需要知道哪些技术在某种环境条件下效果好。在热带气旋警报中心工作几年后就能得到这种能力,它也许可称为“经验”,但若将它们用文字记载下来,这些有用的知识则可传给别人。

6.9.7 记工作日记

如果时间允许,记工作记录或日记(例如,记载采取某种策略的理由,对某种路径预报技术“打折扣”的原因,或者确定某个系统中心的根据)能有很大收益。根据每个人所记录的理由,有的人(气旋专家)可以通过事后分析发现你为什么对了或者为什么犯了错误。通过这个过程,可以使以后的业务工作取得进步。预报员由于不记录自己的业务活动可能会浪费大量的经验与知识。如有可能,可规定一段时间(大概在轮班结束后)给预报员用来诠释自己的笔记。

6.9.8 发布“现时”警报

在一份警报电文中,总要给出警报发布时气旋的位置,或者是最接近警报发布时间 1 小时前的位置。例如,气旋的最新定位是在 2100UTC,下一次警报发布的时间是 2400UTC。那么警报应该使用外推法得到热带气旋在 2300UTC 或 2400UTC 的位置。使用外推法在总体上存在较小的误差,但它将增加整个警报电文的及时性和可信度,用户一般对明显的“过去时间”的信息不大关心。在警报中还要有下一个警报发布的时间,这样,用户会对下一次警报更新的内容(而且是严格按照预定时间表发布的)确信无疑。

6.9.9 熟知热带气旋可能影响的危险区域

预报员应该知道何时热带气旋将要对公众造成威胁。在 24 小时前研究并定出热带气旋进入的地区并对公众造成的影响,这一地区被定为“危险地带”,提醒预报员注意将会发生什么情况。应用袭击概率例行业务可以判断出一个热带气旋可能造成威胁的等级(参见第 7 章概率预报一节)。

6.9.10 对警报内容进行“复查”

在热带气旋威胁下紧张工作的时候,容易出现差错,简单的差错诸如把警报的发布时间搞错了,把日期写错了、使用了错误的位置坐标或者在热带气旋情报中丢掉了重要的内容。简单地说,这些本来可以避免的差错将影响气象部门在用户中的可信程度。建议采取这样一条措施,即在每一份警报向外发布之前进行复查。如有可能,应该让另一些工作人员去

检查警报文本,因为另一双眼睛一般会更加有效地发现错误。在这最终的核查上花费些时间是值得的。

6.9.11 迅速做出反应

如果预报可能发生较大变更(例如,热带气旋改变了其移动方向,热带气旋的中心位置有明显的重新定位或者强度突然加强),要知道发给哪些主要联系的外部单位负责人,并且尽可能早地把这种新动向优先由下一次警报发给他们。在这一阶段,节省时间、迅速做出反应非常重要。

6.10 总结

本章的主题是建立一个把先前各章提出的知识和技术综合在一起的体系,将它们运用于有效的热带气旋警报服务。如果系统不是有效的,或者它们应用于热带气旋问题时在某些方面尚存在不足,那么在生命和财产方面就要付出不能容忍的高代价。

我们已经讨论了在一个热带气旋警报中心内发挥最佳效益的途径和方法,指明了气象台组织方面的实际改进能够在某种程度上补偿预报进展的相对缓慢的理由。

如果发现在预报工作室的布置方面存在某些缺陷时,气象部门的负责人就应该考虑对这种布置进行修改。当资料信息能够通过线路传给预报员而不是要由预报员自己出去查找才能得到的话,就可以有效地节省时间,这也就间接地使警报本身得到了改进。在进行热带气旋警报中心工作室的设计时,也需要涉及职工的健康和安全问题。诸如减小周围噪音和使用适宜的照明灯光等方面的问题也应充分予以考虑。

为了应付一个热带气旋事件,应该有足够的供使用的工作人员。挑选合适的专家在整年的时间内专门从事于热带气旋问题,这样做有很大的好处。

通讯是热带气旋警报中心有效业务运行总体的一部分,对资料获取和警报信息向外发送两部分内容已经进行了讨论。我们检验了主要资料类型并讨论了同化这类资料使其进入热带气旋警报中心的最有效的办法。对大多数资料类型而言,接收资料最有效的方式是使用工作站技术。资料以易于存取的格式快速接收,为预报员考虑天气形势提供了更多的时间。减缓了预报员的紧张程度,使他们可以更有理由地作出预报结论,使所发布的警报避免失误。

微机工作站正在快速地变得更易于接受,而且也买得起,它最终将成为开展高效业务的必需设备。电脑应用软件特别是在热带气旋预报应用方面的发展使其最有希望成为热带气旋警报中心未来业务重大进展的先锋。

如果一个热带气旋警报中心想使其工作有效,警报的分发是一个很重要的问题。应该发展分发系统,以随时的方式发布警报并且使警报尽可能快地传到用户手中。这就意味着要尽量减少人工干预(警报链的中间环节越少越好)。我们还论证和讨论了发送警报的主要方式。在发送警报时要求预报员直接与新闻媒体接触。好的媒介传播技能将增加警报的可信度并在一般公众中产生良好的反应。

热带气旋警报中心必须在热带气旋季节到来之前做好各种准备工作。对于一个警报体系的工作,必须被所涉及到的每一个人,包括预报员自身、减灾组织成员及普通百姓所了解。在热带气旋警报中心内部应该鼓励举办预报员短训班。应该保持与灾害管理部门的密切联

络。气象部门的人员参与公众教育方案非常重要。同时,在热带气旋季节开始之前,对设备和系统应该进行充分的测试。

必须强调热带气旋警报日常检验的重要意义。应该承认采用人工检验技术是令人厌烦的,在热带气旋工作站上检验软件并与资料库管理系统连接,这一事实展现给我们实现日常检验的远景。

最后,我们试图把业务热带气旋预报员应该执行各类策略罗列出来(一般性的、并不是特指某一区域),这些根本性的条文对从事预报工作的人员是具有系统性的,它涉及到能够保证整个警报系统尽可能地有效。这项工作比其它任何事情都至关重要。

7 警报对策

7.1 引言

依据管理学理论(Koontz等,1984),对策的目的就是通过一个由主要目标和策略组成的系统,决定和传递一个概念,即如何能够完成一个组织的主要任务。对策侧重于获取和调度(物质的、人的和信息的)资源。因此,可以把警报、响应和预防对策描述成:

应急计划指南——促进对危险性天气威胁的现状和趋势的客观评价;
一系列行动和通告——提供给受影响的社会作出最适当及时的响应。

所以,对策提供了一个指南框架,以帮助决定如何应付临近的热带气旋的威胁。例如:当热带气旋威胁沿海易损地区时,一开始,由于预报的时效较长,误差较大,危险的不确定度也较大。随着气旋的移近,不确定度减小,但同时可用于预防的时间也随之缩短。因此,有效的警报和响应对策应是:初期,警报和响应要既慎重又不失警惕,然后,随着危险的加大,充分利用各种资源,使预防工作逐步升级,不必要的响应会造成浪费,预防不当又会酿成严重的后果,警报对策应当均衡考虑这两个方面。例如:对于那些响应较慢、风险极大的地区,明智的做法是尽早撤离,以避免重大人员伤亡;而对于那些具有快速响应条件的地区,则可以采用不同的对策。

因此,完整的国家级警报服务的主要目标或任务是:促进有效的社会响应、避免可能发生的灾害,从而把生命财产损失以及灾害对环境和社会的破坏减少到现实可行的最小程度。

避免可能的灾害是该使命的核心,同时也必须注意减少对已列入国家发展计划的国家资源的耗费,和随之造成的一系列对国家繁荣诸多不利的社会经济影响。

对热带气旋而言,对策可分为三个密切相关的部分:

预报对策:包括观测资料的收集,尤其着重收集气旋附近的资料;专门的分析方法;预报准备,即针对不同形势选用最适当的预报方法。

警报对策:包括清楚地理解预报不确定度,在可能的警报区域内判断出最易损和敏感的社区,这是保证不发生严重灾害、使不幸降到最小的好办法;针对通讯能力和社会状况选择警报发布的最佳时机。

响应对策:包括旨在确保社会良好响应的公众教育和意识计划;开发能够对付威胁的基础设施,保证预防措施与受威胁社区相适应,以确保即充分响应又无不必要的过度反应;采取紧急行动,如建立紧急行动中心和实施有秩序的撤离;调度有效资源应付威胁和用于灾后响应。

热带气旋警报对策的主要目的应是为创新的计划提供重要的基础,促使关键性决策更加有效。该计划应根据气象条件、设施、通讯能力以及社会对危险响应的熟练程度而有显著的不同。不难理解,检验警报对策的效果不仅要从国家气象局的角度的,也要考虑参与减灾活动的其它部门的观点,主要包括那些重灾区的幸存者和警报对策的受益者。因而,某一国家的经验可能容易、也可能不容易用于另一个国家。然而本章提到的经验和教训也许值得注意,这些经验和教训是从最近大量严重的具有全球意义的热带气旋灾例中获得的。

本章内容取自已发表和未发表的有关资料,并加入了作者自己的实践经验。特别参考了下列三个很容易找到的文献,即:Elisbury等(1987),WMO(1990)和WMO(1983b)。不熟悉资料管理的现代概念、原则和实践的读者请参阅两个最新出版物ADB(1991,1992)。

7.2 警报和响应的特性

警报和响应密切相关、缺一不可。它们是可以量化的行为,包括:

警报:一种明确的行为指向的刺激,它提醒人们可能威胁他们安全的危险事件和情况在该地即将发生,要求给予适当响应;

人的适度的响应:对警报刺激有组织的反应程度,它使个人和社会之间能够合理地合作,以避免和减轻可察觉到的威胁。

为了获得最大效益,警报中心须提醒公众正面临风险,明确通报危险的性质、潜在危险和紧迫性,并且提出避免或预防措施。这种警报和提醒刺激可以采用多种声像形式和措施发布,具体发布办法根据警报对象的类型而确定。

7.2.1 有效的重大危险警报应遵循的原则

警报发布的渠道通常是新闻媒体,但咨询和反馈受到限制。在这种情况下,通常采用下列原则:

- * 警报要有吸引力,并能唤起及时合理的响应;
- * 将威胁的性质、严重性和紧迫性分类,并与相关的警报发布阶段相一致;
- * 参考众所周知的地名或界标,用它们来划分受威胁的区域;
- * 根据受威胁的程度和紧迫性,推荐最佳避免或预防措施;
- * 警报术语应是绝大多数人都熟悉的语言,其内容的详细程度要有分寸;
- * 消息中较关键的内容,特别是需要有紧急响应行为的,应提高到最优先等级;
- * 随着威胁的增加,要增加警报发布和更新的频率(因为警报是容易过期的“产品”);
- * 要考虑到对过去行为响应的分析、社会经验的等级和受威胁地区的易损性;
- * 说明如何、何时、何处可以得到进一步的信息。

充分发挥所选警报媒介的优势至关重要。例如:电台可在警报前加一段特别的鸣笛或乐曲,电视则可以使用特定的背景画面或受影响区域的地图以增强效果。

7.2.2 对警报的响应:行为因素

响应者的层次为:(a)个人、(b)家庭、(c)邻里或村庄、(d)地方自治委员会、(e)地区、(f)省、(g)行政区或州、(h)国家、(i)区域或国际(全球)。响应的即刻性从(a)到(i)减小,但可以获得的有效响应所需要的资源从(a)到(i)增加。警报传递所用的语言和通讯方式与响应者的层次有关。

许多气旋灾害的研究、调查和观测表明,影响人类对热带气旋警报响应的因素很多。对这些因素的专门综述可参见WMO(1983)。每次气旋灾害都表明有效的社会响应明显不足,这种不足是由许多原因造成的,有些并不一定与正常的警报信息的效用有关。

根据经验,响应因素一般可归纳为三类(互有重叠):

人的(个人)因素:年龄、性别、健康状况、流动性、受教育程度、职业、对危险的理解力、家

庭和邻居的影响、文化或宗教态度、经历、财产和经济状况、房屋和家畜的安全性、居住在城镇还是乡村等；

危险因素：危险的性质、严重性和紧迫性、危险发生的频率、最近的经历（包括警报性能、警报服务的可信度、已出现的危险迹象、警报清晰度、社会易损性等）；

社会方面：提供的基础设施、可用的安全掩体和防灾福利、公布的疏散计划范围、防洪通路、对抗灾机关的信心、可信的应急计划、传播媒介对信息升级的合作、社会救生服务的完善程度、社会意识水平等。

图 7.1 和图 7.2 描述了警报内容、个人理解、决策过程、警报确认和影响警报响应和个体行为信任之间的关系。

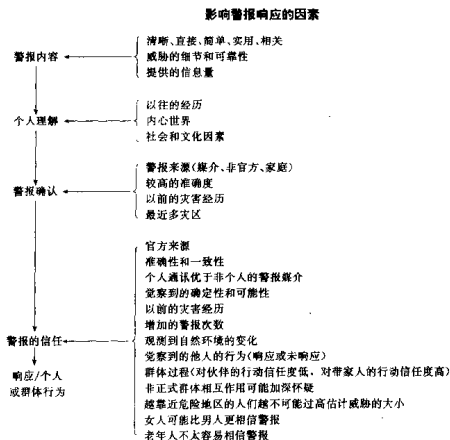


图 7.1 影响人类对警报响应的因素(取自 Mileu 等, 1975)

7.2.3 基于多学科的警报对策

许多热带气旋专家和预报员很少有机会去思考他们提供的危险和警报信息在整个灾害管理环节中的作用。绝大多数身临自然灾害和参与减灾活动的人也是这样。

图 7.3 和图 7.4 给出了包括支持组织、科学、技术、教育和其它管理领域等对减灾有兴趣的各方面的主要作用的估计。多数灾害管理者认为,尽管警报是非结构性预防措施中很重要的部分,但其作用有限,这种几乎可以没有警报的非结构性措施常需等到危险发生时才实施。在这一点上,应用热带气旋警报可看作是整个预防工作的一种特殊补充。

以下引文说明了对警报对策的不同理解和评论,由此,专家们不难看到热带气旋警报系统的效用:

警报响应的决策过程

迫在眉睫的危险的可靠预报

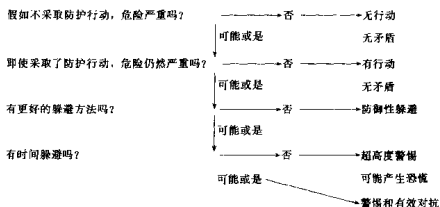


图7.2 警报响应的决策过程(取自Janis和Mann, 1977)

“对热带气旋警报服务基础机构有效性的检验要考虑不同的观点,而这些观点在很大程度上取决于发表意见者的关心点和他所在机构在警报-产生-分发-利用-响应过程中所处的位置。气象学家关心是否有效地利用了从巨大的科技投入中获得的地球物理信息。社会学家研究的是在不同的社会、地理和文化条件下,群体和个体对各种警报刺激的响应行为,系统分析家可能希望检验在热带气旋登陆这样一个危险时刻,人类相互作用的组织理论,而灾害专家可能把警报响应系统的各方面与其它自然灾害时的情况作对比。政治家可能会利用系统暴露出的不足,为其竞选服务。政府的经济学家可能急于比较花费和效益的比率,即警报系统的不同输入与相应的输出之比,使其预算方案合理化。这些以及许多其它不同部门的兴趣对全面评价热带气旋警报系统的有效性具有重要的作用(WMO,1990)。”

对热带气旋警报响应最重要的影响因素是社会意识水平(意识到气旋灾害具有极大危险)、对警报权威性的信任程度和对官方利用资源实施预防措施能力的信心。因此,警报对策的目标必须考虑到许多发生兴趣的各个方面,并应使各部门联合起来,促进人们对气旋警报作出响应并采取减灾措施。

7.3 热带气旋警报和响应系统的业务对策

没有一个热带气旋警报和响应系统能做到完全协调、面面俱到。事实上,处于环境中的每个热带气旋生命周期都不会象已出现的,而有其独特的物理性质和可预报性,多数受威胁地区的人文和自然地理特征也在不断变化。因此,警报对策必须足够的灵活,使预报员、辅助服务人员和受了影响的公众在缺乏精确的预报模式、可能造成的危险又不断变化的情况下能够有效地响应。然而,与许多其它自然灾害不同,热带气旋有其生命周期和发生的季节性,这有助于人们合理计划和调度所需资源。在发生热带气旋时,人口统计和经济易损性评价以及社会响应能力方面的坚实努力是一项非常好的投资。

7.3.1 警报和响应系统

警报和响应系统有三重目的:提醒社会有潜在危险,指明可能影响的区域和号召公众根

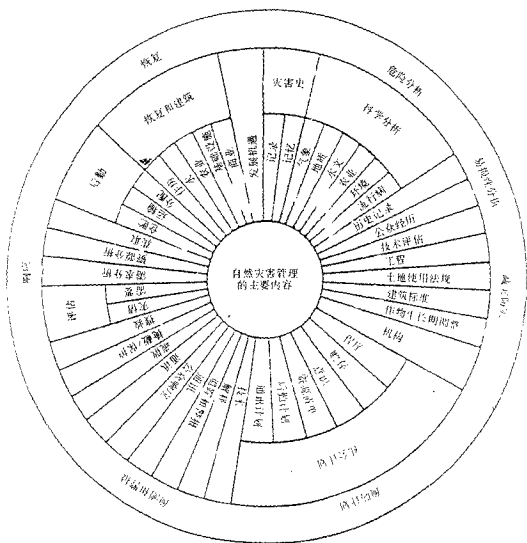


图 7.3 灾害管理环(Fred Cole,个人通信)

据警报内容与专门的行动建议来采取措施。所采用的对策遵循 7.2 节所述的原则,采取渐进的、有说服力的步骤,首先,在热带气旋季节前实施教育和意识计划;当存在可能但不肯定威胁时,发布早期警戒;随着热带气旋移近或发展,伴以发布更加详细和紧急的信息;最后是对系统的回顾,为达到这些目的,警报和响应系统必须承受的主要任务是:

热带气旋预报:科学地预测热带气旋未来的位置、移动、强度和主要参数。这些预报必须使用有利于向公众推出警报的形式发布,并且能够被客观地检验。

热带气旋警戒:一份紧急的热带气旋预报是由几个阶段组成的。“早期警戒”:48 小时后有潜在的威胁(特别是针对工业部门和应急服务部门发布);“监视”:24 小时后,热带气旋可

能影响当地；“警报”：24小时内热带气旋天气即将出现。这种分级系统包括通俗易懂的警报用语（它通报了正在来临的气旋的破坏性要素对个人的威胁），唤起社会的受威胁意识，提请、最终要求根据威胁的紧迫性和严重性进行积极的响应。

利用：根据受威胁区域的应急计划，接收者将警报改编成所需采取的预防措施和通告。

紧急响应：在有关抗灾组织的协调下实施社会应急计划。

系统评价：对整个系统进行回顾和评价，找出警报和响应两个方面工作的不足及需要改进的方面。

因此，警报和响应系统包含几个相关部分，每部分都必须有效地运作并且相互补充，才能保证整个系统高效运行，没有响应组织的存在，再完备的警报也毫无用处。客观的方法（图 7.5）是把警报输入的实施和社会响应组织效率分别分为 1~10 级，然后相乘，得到整个警报-响应系统的效率百分率。对一个效率为 9 的杰出的警报来说，如果公众响应很糟，为 1 则系统效率只有 9%。如果结果十分满意，每个因素

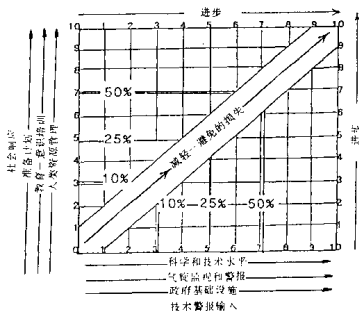


图 7.5 由警报和响应两个因素组成的系统效率

的所有实际结果均为 9，则系统效率为 81%。这就要求一种协调的方式，包括下列措施：

- * 提高官方、公众和特殊用户对气旋威胁性质的认识，并已准备了测量这种威胁的计数器。
- * 评估受气旋威胁的局部地区的灾害风险和易损性，特别是要考虑到对公众生命线^①设施和服务的保护。
- * 制定紧急行动计划使气旋危机中的决策（包括分配所需资源、明确任务和每项责任）更加有效。
- * 对模拟气旋过程进行培训和演习，检验人员和物质资源调度计划的效果。
- * 调拨资金和资源，支持部门和公众的响应。
- * 开发或建立长期减灾计划，把短期预防措施难以避免的损失减少到最小程度。

7.3.2 警报和响应阶段

如第 6 章所讨论的，有效的警报-响应对策包括从季前检查和准备直到事后评价的所有环节。从预报员的角度，可划分为 10 个主要阶段：

^① 公众生命线是指对受严重自然灾害威胁影响的公众的有效响应和迅速恢复至关重要的公众设施和服务。

(1) 季前检查阶段:对系统的各方面进行检查和回顾,包括:观测和通讯装备、业务流程、应急服务组织合同及其修订工作。可用预报方法的改进,预报员对自己使用的方法进行检查。与抗灾机构联合开展社会意识强化活动。

(2) 日常监测阶段:国家气象中心或国家热带气旋警报中心保持每天两次的连续监视(或多次,视需要而定),用科学的手段检查是否有气旋活动的迹象。

(3) 气旋信息阶段:当热带气旋在警报责任区内或附近生成,但在一定时效内(通常是48小时)预报尚不会带来危险天气时,向媒介和防灾机构通报情况。这种低调的声明每天1~2次,旨在引起初步的关注、产生一个印象,预示警报系统将进入下一阶段。对高度易损的地区(如海上石油开发和渔业等)提供特殊的信息。

(4) 监视气旋或警戒阶段:当36~48小时,而不是24~36小时内有热带气旋出现或可能受到威胁时,警戒阶段开始。目的是要唤起公众意识,威胁正在增大。在此初期阶段,受预报能力所限,暂不作明确的预报。警报发布的频率增加到每6小时一次,但只提供一般性的内容。例如:考虑到预报的不确定性,预报的登陆地段应是气旋大风(8级或10级)范围的几倍。此时可以开始实施昂贵的公众抗灾计划,如组成紧急救援中心和开始调度资源。建议的预防措施包括:渔船回港、居民进行初步预防。

(5) 气旋警报阶段:预计24小时内,强风(一般指8级以上)将袭击易损的地区,警报阶段开始。有些地区可能需要更长的时效。该阶段开始时,必须把600~800公里的海岸线考虑为可能遭破坏性大风袭击的地区,甚至还要加上200公里的边缘部分作为监视地段。对于以锐角方向移近海岸的热带气旋,警报/监视区域要大得多。作为一个普遍的对策,应在警报中用两个众所周知的地名指明气旋将受影响的扇区。这是警报系统运行的最高等级,所有的单位都会付出很大的代价。灾害业务中心在实施紧急行动计划前24小时配备好人员,在比较暴露的区域开始进行疏散。社区应立即作好安全和保卫,商业和工业开始停业。

警报逐渐增加到每3小时一次。在实际工作中,如果可以利用雷达定位,要通过媒介每小时发布一次摘要性的警报。这样,警报系统就得到了充分的扩充,能够对热带气旋移动和结构的变化作出迅速反应。根据7.2节中的警报对策原则,通过增加更具说服力的信息和进行广播,加强公众的紧迫感、促进公众在正缩短的有效安全期内进行响应。随着登陆期的临近,发布关于气旋破坏力的更明确的信息和异常风暴潮的警报,把注意力吸引到风暴的异常特征上来,如:异常的强度或移动速度。

(6) 立即登陆阶段:在警报的这个高级阶段,大风或更强的风力即将出现或已经出现,并伴有暴雨、狂浪和高潮,居民应在预期的登陆时间前6~8小时内进入掩蔽体。装备齐全的应急服务人员检查最易损区域人们的安全情况,公众生命线设施由少数几个未进入掩体的人继续运转。

广播的警报包含最重要的信息,包括气旋对最易损区域的影响。预计的破坏性气旋核心登陆区域应精确到50~100公里,但是必须强调破坏性风雨范围并不对称,确保居民不要只把注意力集中在中心附近。可以在沿岸和河谷地区发布初步的洪水警报。在此阶段风力逐渐加大,监视和预测应侧重于临近预报。这时的预报通常是基于持续性和当时的地面天气状况。

由于气旋的路径和结构在临近登陆时可能发生变化,Simpson(1971)提出要发布警报到最后一分钟,以“不留后悔”。这里假定最严重的影响将发生在最易损的地区和城镇。最易损区受灾越轻越好。如果形势不够明朗,就应在警报中使用较高一级的气旋强度或公众警报

信号,同样,通常应当避免在即将登陆通告中发布气旋正在减弱的消息,以免引起误解,而导致灾难性后果。

对于 24~36 小时内将要影响本地的破坏性气旋,如果是第一次紧急通告,而以前没有发布过警戒时,应采用最高优先级,加上“爆发性气旋警报”(Flash Cyclone Warning)的前缀。当气旋的路径和强度突变,并可能严重影响易损的公众时,也应使用爆发性气旋警报。

(7) 登陆后阶段:在气旋登陆后 12 小时内每 3 小时发布一次警报,通报登陆地点、登陆后的路径、减弱率、是否可能发展(如:重新入海)。如果必要,警报的重点应侧重于洪水暴涨、暴洪、龙卷。

必须与抗灾组织协商后,才能发布最后一次警报,指明气旋已过境,建议逐步恢复正常的公众活动,把医疗和工程队调到重灾区。

(8) 影响评价阶段:一旦气旋消亡或进入到另一个警报责任区时,马上进入评价阶段。气象官员和专门负责自然灾害的人员一起访问受影响地区,收集有关资料,与人民和官员讨论警报-响应系统的效能。

(9) 文件阶段:包括从气旋生成、相继的警报阶段、直到气旋消亡或移出警报责任区。收集所有有关的气旋信息,包括警报复印件、剪报和灾情照片、批评和事件纪要,作为灾害档案用于汇报和存档。选择资料摘要存储于计算机内供查询和研究。高级气象学家应作日志为以后的对策计划作准备。

每年进行台风季节活动总结。对主要气旋灾害和影响的专门报告应广泛分发给感兴趣的团体。

(10) 系统总结阶段:在气旋季节结束后,对警报和响应系统的效能进行全面回顾。这通常在年终总结会上讨论,主要涉及内部工作和与抗灾部门的联络。如前面提到的,每个热带气旋都会产生新的经验,这些经验应在制定警报程序或应急计划中加以考虑。

国家级程序的较大改动应在实施前广泛地试验其可行性。在某些情况下,如:当某一地区多年没受热带气旋的影响。警报和响应过程有一些重要缺陷时,应对系统进行全面的评价。

7.4 限制——警报对策面临的挑战

气象学、气候学、区域性和人类理解力等方面的不确定性限制了警报对策的应用。这些不确定性包括气旋预报的不确定性,热带气旋具有区域性和季节性变化特征、预报本身也具有难度,语言和传播的意思不明确也会导致对警报内容的误解。

7.4.1 预报不确定性

大气是非线性的,所有预报都存在某种程度的不确定性或误差,警报对策中必须加以考虑。预报不确定性可以用平均预报误差来定量表示(参见第 3 章),预报误差通常每 12 小时增大 100 公里。Pike 和 Neumann(1987,参见第 1 章)曾使用 CLIPER 方法的预报难度指数来定义预报不确定性,结果表明,大西洋和太平洋的预报不确定性明显不同。预报不确定性也存在显著的季节变化和经向差异。

在许多情况下,实际预报误差要小于预报难度指数所指示的误差,这是因为预报员在作预报时综合运用了多种方法并加入了职业判断和经验,同时,观测资料也可能比平常

得到的观测资料要好。而在另外一些例子中,警报对策中必须说明最坏的情况,如:当热带气旋可能转向时,预报的不确定性较大。

因此,警报对策需要说明气旋的区域性特征和目前的状况,指明时效,然后给出慎重的误差限度。在警戒或监视阶段,应当通知较大范围的沿海区域,然后随着气旋登陆期的临近和预报可信度的增强,逐步缩小并集中预报区域。

必须注意,警报中应现实和谨慎地保留一定的预报不确定性。灾害管理者容易把偶然的精彩预报当成可以达到的预报性能,以后,一旦达不到这一水平,很快就将预报失误批评为明显的监视疏忽。预报员也倾向于过高估计自己的实际预报能力,提前几天就在警报中过分自信地宣布预报登陆地区,结果将是作重大修正、混乱,甚至可能酿成悲剧。过去20年,预报的改进相当平缓,平均每年仅提高约1%(Neumann, 1981)。如果考虑到沿海地区人口的不协调增长、滥用土地和投资的易损性,那么,从人和经济条件来看,预报的这点儿改进几乎不能有效地改善响应措施。

下面给出从设在迈阿密的美国国家飓风中心获得的最可能高的预报技巧指标,在这里,预报专家们使用了最佳的初始位置和路径预报方法。1975~1984年10年间的平均预报误差如下(Neumann, 1985):

预报时效(小时)	12	24	48	72
平均误差(公里)	104	205	414	633
准确率上限(公里)		110	250	360

同时,目前的研究和模式开发(见第3章)表明:预报准确率正在发生实质性的改进,可以有根据地预计:最佳预报的误差将大于上面列出的平均误差的一半,这应当在未来的警报对策中加以考虑。

7.4.2 袭击概率预报

将特定形势下预报不确定性量化的一个办法是发布袭击概率预报(第3章),然而,许多预报员并未意识到这些统计值的实际意义,而是使用另外的标准来判断预报的正确、部分正确或不正确。因此,受威胁区的居民难以把对或错的概率与适当的预防措施联系起来。

在美国,为了确定飓风袭击概率,认定:如果实际登陆点落在预报登陆点左右100公里内,对合适地制定预防决策而言,则判断登陆预报是成功的。这一近似的海岸线长度是热带气旋核心具有严重破坏力的强风和风暴潮的可靠范围(Carter, 1983)。更严格的解释应考虑到大风移动造成的左右不对称性。前述给定时效的平均预报误差所代表的登陆点预报成功的概率为:

预报时效(小时)	72	48	36	24	12
最大概率(%)	10	13~18	20~25	35~45	60~70
报错/报对	9:1	7:1	5:1	2:1	2:3

因此,36小时以上时效的登陆点预报成功的可能性很小。直到登陆前近12小时,才有较大的成功概率。

应当注意,美国使用的报对和报错评定指标很严(假定成熟气旋的破坏力在沿海为通过其中心的200公里范围内),亚洲和其它区域的评定指标也许能宽些。亚洲的气旋尺度大于北大西洋气旋(Merrill, 1985)。在发展中国家,从成熟风暴中心向外300公里范围内的大风会显著破坏传统建筑材料的房屋。同样,8~10级风引起的大浪足以给在近海捕鱼的大部分小船造成危害。

7.4.3 异常与正常

正如第3章所强调的,热带气旋的“正常”路径是指直线移动或沿着光滑的抛物线进入副热带地区,同时,气旋按照标准的Dvorak气候曲线发展,实际上,这种“正常”才是例外。绝大多数热带气旋都具有一定的异常特征。异常性和警报制作的困难包括:

- * 移动和强度突变;
- * 监测困难,特别是对气旋内核区的观测、不清楚风切变的作用和强风环流的异常不对称性;
- * 在初始移动趋势不明朗的情况下作长时效明确的路径预报,可能出现较大误差(如:孟加拉湾);
- * 多个热带气旋相互作用(Fujiwhara效应),并且同时威胁同一警报责任区(如:菲律宾和中国大陆);
- * 临近登陆的准静止气旋(如:中国、澳大利亚和美国);
- * 气旋在靠近有人居住的海岸线和群岛时发展和加强,或者起源(即前期扰动)于陆地(如:澳大利亚、太平洋海岛、加勒比海、菲律宾);
- * 气旋以锐角移近一个易损的海岸线时,较小的预报误差会引起较大的登陆点的不确定性(如:印度、美国大西洋海岸、澳大利亚西部);
- * 气旋发生于非气旋旺季或发生在气旋季节的最初或最晚期,或者袭击一个十几年没有严重气旋灾害的地区(泰国湾、斯里兰卡、夏威夷);
- * 气旋威胁的地区正处于繁忙季节,如:收获季节、节假日(吸引从非气旋影响区来的流动人口和旅游观光者);
- * 由于不规则的海岸构造具有不同的自然条件、不同的易损性,热带气旋同时对同一国家相邻海岸区域的威胁会显著不同(如:泰国湾);
- * 当热带气旋在温带重新加强时,由于热带气旋中心结构的消失,监测受到影响(如:澳大利亚西南部、新西兰、日本、美国东北部);
- * 气旋的物理特征明显不同于紧接着的前一个气旋。

在警报对策中,必须对这些“异常”特征加以适当考虑。特别是必须使公众理解,气旋可能会有古怪特征,警报中的不确定性正是考虑了这种古怪特征。

7.4.4 警报内容和术语

在一个有效的热带气旋警报系统中,警报的内容至关重要。必须将警报信息转化成令人信服的危险图像,说明威胁正在降临,在关心预防 and 责任感各异的人们中形成预期的气氛,使其采取响应行动。在那些拥有通讯和传播媒介基础设施的国家,能够提供由专家起草解说词的电视节目,从技术上阐述警报信息并不难。但是,在大多数受热带气旋影响的国家,对普通公众的基本警报信息常必须迎合用户的不同需要。最好能满足为主要社会-经济团体提供有限的半特制(准专用)的消息。有时,消息要经过电话和单边带无线广播等的几次转发,信息可能被删略或歪曲,甚至丢失一些基本的内容。

警报的格式、内容和术语应由下列因素决定:警报阶段、用户类型、公众理解水平、受威胁地区的易损性、用于分发的传播媒介以及有关标准程序的区域协议。主要困难在于,专家们起草的警报即便是最简单的技术术语也可能在公众中引起显著混淆。因此,必须慎重使用

关键词,由此可见,公众教育计划是很重要的。

对许多不同的警报服务部门发布的警报调查表明:警报风格具有广泛的多样性,或重实效、或重叙述,但在引入劝导性内容的新样式和侧重于最关键信息的格式方面做得还不够。不同风格的警报例子可参见 WMO(1983b,1990)和 Elsberry 等(1987)。

有关热带气旋警报通告的最佳设计(包括声像信号)的详细讨论参见 WMO(1990)。该讨论考虑了用户的不同需求和有效通讯方式。Norton(1975)认为在起草消息时可以按优先级分别说明主要事实、其它的重要事实,然后是细节和解释。特别应考虑大多数人有限的注意力和抓住信息重点的能力。可以通过调查灾害专家、传播媒介和公众,来决定什么是必不可少的信息。采纳信息专家和通讯专家的意见是可取的。

7.5 危险、易损性和风险评价

如 7.3 节所讨论的,由于存在预报不确定度,在初期,热带气旋威胁广大区域和众多人口。最终则只有一个中等范围受严重破坏性的影响,而生命财产的最大损失通常发生在一个小的区域,它只是初期大范围受威胁区域的一小部分。警报的任务是令人信服地劝导人们警惕并对发展中的威胁进行响应。因此,警报系统的开发应从评价当地政府管理范围的灾害风险和局地易损性开始。集中起来就得出了系统、地区、省和国家各个方面的总的易损性。但是,每幢房子都有自己的易损性,只有通过持续的社会计划才有希望解决街区层次和政府较高层次的防灾形式之间的差异。

在先进国家,特别是美国,最初是气象学家自己进行灾害风险和易损性评价,这已在气旋多发地区进行了多年。这项工作以与等深和地形风险图一致的 SPLASH 和 SLOSH 风暴潮模式的业务运行为基础,并借助于最易损地区社会行为响应的研究成果,有助于实施详细的疏散计划。在美国,沿海官方天气服务部门根据国家飓风中心具有权威性的全国飓风通告制作当地的飓风消息,在消息中,建议适当的响应行为。因暴雨径流会加重预报的风暴潮淹没的程度,详细的地形图有可能使疏散计划的建议详细到街区一级。

遗憾的是,尽管绝大多数其他国家发布气旋发生频率的信息,并且有些国家还计算了各种强度的气旋的重现期或气旋参数统计,但只有极少数国家进行综合的易损性评价,特别是在公众社区一级。这也许是因为缺乏适当的灾害图和技巧。使得这些国家缺乏局地紧急行动计划,影响了警报改进的效果,也阻碍了警报对策的运用。

7.5.1 风险的量化

易损性和风险分析提供了有组织的分析步骤以识别和量化危险,并估计危险发生的概率和后果。必须强调,绝对危险是危险度和社会易损性的复杂的多元函数。可示意性地表示为:

$$\text{灾害风险} = \text{危险} \times \text{易损性}$$

如果把危险和易损性分为 1~5 级,那么对一个具有高的易损性和危险度(均为 5)的公众而言,其风险(25)是低值(1)的许多倍。

7.5.2 危险评价

尽管许多国家使用指定的气旋警报等级或阶段,但可以想象得到很少有国家采用热带

气旋强度参数与相应的典型灾情相结合的等级。这种分类方法的例子包括美国的 Saffir—Simpson 等级和澳大利亚气旋严重性等级(见 8.5 节),都是采用 1~5 级。我们建议所有受热带气旋威胁的国家都使用这种分类等级。

危险分量可以用特定地区某一强度等级的重现期频率值来估计。这一方法对那些没有详细观测资料的国家特别有用,并且根据从已知的热带气旋统计值中推出的参数能很好地进行评估。另一方面,也可以开发和计算特定气旋参数(如:最大阵风、风暴潮高度、河流洪水水位、雨强)的重现期。后者对工程建筑减灾措施有利。总之,为了提供每一海岸扇区的气旋危险度的客观指标,在任何情况下都要求估计每一强度级别的气旋重现期频率。

为了普通居民预防,最强灾害定为 30 年的重现期是合理的。如果据此制定适当的紧急行动计划,在社会易损性未增加的情况下,弱于该强度的气旋应当不会造成预期不到的大的有害影响。保护必要的公众生命线设施(如:医院、水电供应、通讯系统、气象雷达跟踪站、气旋掩蔽体、业务中心等)要求更长重现期的设计标准。

通常由国家标准协会决定地区工程设计的抗风指标。作为示例,下面给出澳大利亚的气旋严重性等级或分类,该等级适用于澳大利亚东海岸从道格拉斯港到弗雷洛岛、深入内陆 50 公里宽的区域(SAA,1989):

类别	2 级 <170 公里/小时	3 级 170~225 公里/小时	4 级 226~280 公里/小时	5 级 >280 公里/小时
发生次数/年	1/3	1/6	1/30	1/100

这里只统计了直接影响沿海地区的气旋。间接影响的气旋分类是上表中各级别值的两倍。安得拉邦和西孟加拉邦(可代表孟加拉国的情况)热带气旋参数的重现期指标是由 Jayanthi 和 Sen Sarma(1985)根据 95 年资料算出的。包括下列最大风速和风暴潮高度的统计值:

重现期(年)	10	25	50	100	200
安得拉邦	104 海里/小时 3.8 米	113 海里/小时 4.2 米	119 海里/小时 4.8 米	125 海里/小时 5.2 米	129 海里/小时 5.6 米
西孟加拉邦	90 海里/小时 4.5 米	105 海里/小时 6.3 米	116 海里/小时 7.8 米	125 海里/小时 9.2 米	135 海里/小时 10.9 米

1977 年和 1990 年两个热带气旋影响安得拉邦几乎相同的地区,1970 年、1991 年也有两个热带气旋袭击了孟加拉国,它们具有相似的强度,位于表中 25~50 年的重现期。两个例子说明了重现期统计值的实际应用。在孟加拉国的两个气旋灾害的死亡人数分别是 30 万和 14 万,在安得拉邦的两个气旋灾害的死亡人数分别是 1 万和 1 千,这些数字说明了在这两个地区警报响应系统取得了进展。

7.5.3 易损性评价

易损性涉及到环境中的人及其在气旋灾害中的暴露程度。省、地区、局地易损性的地理的和自然的成分可以通过综合灾害风险图、详细的等深图以及有关公众基础建筑和设施的信息来评估。这种评估可由卫星遥感、飞机照像、地面调查员、工程师和城乡规划者完成。好的调查将提供下列细节:

- * 公众生命线设施(包括通道)的位置和总体结构;
- * 易损的、部分抗气旋的和抗气旋的居民住宅、商业建筑和市场所占的比例;

- * 气旋防护工程、河流、海堤、排水系统和公共掩蔽体的存在和维持状况；
- * 防护林的情况(能削减风力、浪和潮的能量)。

居民区易损性的非自然的社会经济方面也需要评估。其中包括利用军队资源和组织有效的公众响应行动应付气旋的发生。这些可以评估的要素包括：

* 地方防灾委员会和有装备的紧急业务中心实体,已经完成、执行和演习过气旋应急行动计划；

- * 气旋的公众意识计划的执行情况。

一个社会的易损性指标,可以从该社会对前一个热带气旋的表现(并考虑到此后的改进)中看出。

亚洲灾害预防中心(ADPC)制定了一个长远的综合培训计划,并以曼谷的亚洲理工学院为基地,开办了“改进气旋警报响应和减灾”培训班。ADPC通过让参加者评估城乡易损性,向他们介绍了实际经验。这种学习使学员从已有的危险图中吸取好的经验。学员们参观了可能发生灾害的地形、公众生活和设施,并采访了有气旋和洪水灾害经验的官员和居民,调查了预防措施的状况、当地通讯和警报的安排。参加培训班的学员包括气象学家、水文专家、灾害管理者、工程师、制定计划的人员和技术人员。他们互相交流了经验,并对大会报告(报告中使用了图表和摘要)进行了讨论,这些报告已出版。培训班还利用一天多时间进行了总练习。

这些练习显然包含了十分主观的成分,但参加者还是在短期内总结出大量的居民防灾经验,并且获得了80%的用于易损性评估的环境、物资、社会和经济的消息。参加者立即理解了公众灾害意识和抗气旋知识以及主要生命线设施的维持标准。

最近的发现(PAHO,1992)指出:一个国家防灾、抗灾和减灾的效率与其经济活动水平有关。这表明:现行社会经济指数(如:人均收入)可为前面提到的方程中的量化易损性提供客观基础。

最近的灾害经验对易损性指数应有所补充。如:可以清楚地注意到,1991年4月影响孟加拉国的气旋灾情与20种社会经济活动有关(BCAS,1992)。该气旋使1080万人受到影响,总经济损失21亿美元,人均210美元(FEER,1993)。这一简单的分析可详细划分到局地并标准化为1~5级,对死亡人数和经济损失分别进行量化。

对于那些缺少新的灾情统计的地方,或许可以用当前人均收入作为和其它区域的经济和社会影响量化对比统计的客观基础。

7.5.4 潜在灾害风险等级

尚无客观方法把气旋危险和易损性综合成类似于Saffir-Simpson强度等级的灾害风险等级。建立这样的等级首先要开发如前所建立的合适的易损性等级,然后要有将之与危险尺度结合的方法。几乎可以肯定,风险是危险度和易损性的多重结合,但需要研究最佳结合的方法。

这样的等级能明显简化和改进警报和响应对策、改善减灾措施。它可以提供全球一致的灾害风险指标。风险等级可以印制成图,也可以在计算机工作站上显示,以指示受正在逼近的气旋威胁的几百个地方政府管辖地区的相对易损性。制作和分发国家潜在灾害风险图,指出实际危险的客观程度,并与先前气旋比较,从而促进采取预防措施。根据协议,热带气旋警报中心将这类信息和每个社区潜在风险预报一起加入警报中,以提醒的方式发布飓风袭击

美国的概率。

7.6 警报和响应对策(以菲律宾为例)

就热带气旋影响的频率、强度、危害范围,以及社会经济状况而言,菲律宾对热带气旋影响的易损性超过了几乎所有国家。这里概要介绍菲律宾所采用的警报-响应对策,说明一个资源有限的易损国家如何对付热带气旋灾害。

菲律宾拥有 7000 多个岛屿,全国 7000 万人口居住在其中的 3000 多个岛屿上。有 14 个行政区、数百个省、省辖若干个大小城市,最高长官为专员,然后是省长、选举产生的市长。在居民区一级,有大约 45000 个地方自治组织——巴伦盖(Barangay)。每个巴伦盖占地 5 平方公里,大约 1000 人,选举产生自己的领导人。警报和防灾人员每年都面临约 20 个热带气旋,其中,8 个左右的热带气旋在菲律宾登陆。菲律宾的警报责任区为 $5\sim 24^{\circ}\text{N}$ 、 $115\sim 135^{\circ}\text{E}$ 。考虑到 24、48 和 72 小时平均路径预报误差分别为 200、400 和 600 公里,不难证明,热带气旋在菲律宾登陆之前 72 小时,整个菲律宾都面临热带气旋登陆的威胁;同样,登陆前 48 小时,大部分比较易损的中北部地区面临威胁,即使在登陆前 24 小时也会有数个岛屿和居民区面临威胁。如果再考虑扰动的边缘影响,所扩大的范围和可能出现的较大预报误差,发生在这一区域($5\sim 24^{\circ}\text{N}$ 、 $115\sim 135^{\circ}\text{E}$)的所有热带气旋都可能直接威胁菲律宾的大部分地区。

根据总统令,菲律宾政府通过其民防管理局制订了一个国家灾难和危害预防计划。该计划于 1987 年由 OCD 出版,以后进行了多次修订。根据该计划建立了一个高度分散的防灾组织和业务机构,灾害协调委员会实施同一运作程序,并且,每个灾害协调委员会都有自己的紧急业务中心。这个全国性的组织从设在马尼拉的国家级指挥总部到行政区、省和城市协调委员会,直至巴伦盖。一个大城市周围可能有 20 多个巴伦盖。由于菲律宾的多山地形以及长而不规则的海岸,即使相邻的巴伦盖也可能具有明显不同的易损性,因此,应有自己的灾害应急计划。尽管有了进步,但所取得的成就还远未达到能够在现行社会经济条件下,依靠自己的力量(即在巴伦盖一级拥有自己的培训、自愿者和工作人员等资源),按照成文的和演习过的地方应急计划来响应台风警报。

菲律宾大气、地球物理和天文服务管理局(PAGASA)下属的国家气象局通过实施公众响应调查、灾害意识和教育计划,在促进公众对警报系统的理解方面取得了显著的进步。他们特别重视分散的广播媒介和报刊在帮助发布警报中的作用。PAGASA 的一个指导原则是:意识计划必须对潜在灾害危险做到针对每个社团、每种灾害、每位听众。这就要求地方警报的形式相似,并且要使受影响的公众完全理解警报内容。通过与官方和非官方团体协商,经过社团试验,PAGASA 最近修改了国家级警报格式,包括重新设计了公开的风暴警报信号(由 3 个增至 4 个)。最近,台风给菲律宾造成的生命和财产损失有增加的趋势,为此,进行了这些改进。改进的目的是加深人们对预防信息的印象,特别是随着危险程度的增加,提供足够的预防时间和唤醒人们的灾害意识。

修订后的公开的警报分 3 个阶段:当热带气旋位于责任区以外或边缘时,每天下午 3 点钟发布天气公报;当热带气旋位于责任区内,但 36 小时内无威胁的,每天上午 11 时和晚上 11 时发布热带气旋警戒的危险天气公报;当热带气旋在 36 小时内威胁本地时,每天上午 5 时、11 时和下午 5 时、11 时发布热带气旋警报的危险天气公报。

在每次发布热带气旋警报的同时,使用下述 4 个中的 1 个或多个公开的风暴警报信号。

这些信号定义如下:

第1号:热带气旋将影响本地,36小时内风力小于60公里/小时;

第2号:热带气旋将影响本地,24小时内风力可达60~100公里/小时;

第3号:热带气旋将影响本地,18小时内风力可达100~185公里/小时;

第4号:极强台风将影响本地,12小时内将出现非常强的大风,风力超过185公里/小时。

新设计的数字信号系统包含3类信息:

(a) 规定的时效内预计出现的气象状况;

(b) 给定风力范围对普通物体(如树、作物和建筑物)的影响,使人们能根据经验了解可能的影响;

(c) 危险严重性的声明,公众应采取的预防措施和给防灾组织提出的建议。

本章附录中给出了每种信号的完整说明和注释,供在公开的警报中并不使用这样的系统,或者使用更复杂的海洋服务系统的国家气象局参考。

风暴警报信号并不一定是指悬挂信号,而是指通过电台公开发布的通告有函义的代码。在居民区也通过鸣响警报器来发布信息。作者在菲律宾举办热带气旋预防研讨班期间的经历表明,公众通过辨认各种准备措施(如学校停课),很快学会了区别各种信号表示的危险程度。下面是一个包含了公开的警报信号的典型的PAGASA警报公报:

危险天气公报第12号。今天(1991年10月27日)上午5时发布台风(Trining)警报(有效期至今天上午11时)。

台风(Trining)略有减弱,移向已经改变,目前正在向卡加延移动。

今天(1991年10月27日)上午10时,台风(Trining)的中心位于卡加延的阿帕里以东大约130公里处,即18.4°N、123.0°E,中心附近最大风力205公里/小时,阵风达240公里/小时。过去5小时台风中心以19公里/小时的速度向西移动。

预计台风将继续以19公里/小时的速度向西西北方向移动。今天下午在卡加延登陆;明天上午8时,台风中心将位于卡加延的阿帕里西北280公里或拉瓦格市西西北方向180公里处,即19.0°N、109.3°E。今天夜间台风开始向西西北方向移动,可能在12小时内减弱。

公开的风暴警报信号第4号,现在的影响区为巴坦群岛、卡加延北部,包括加拉耶和巴布延群岛。上述地区今天将出现风暴天气,风力超过185公里/小时。沿海海面对所有船舶都很危险。

公开的风暴警报信号第3号对卡加延的其余地区、卡林加阿巴尧、北伊罗戈省、伊莎贝拉、阿布拉、Mt省和南伊罗戈省的影响继续有效。

公开的风暴警报信号第2号对吕宋岛北部的其余地区的影响继续有效。

信号3和信号2的区域今天将有风暴天气,海面有非常大的浪,对各种船舶都很危险,信号4、3、2区域的居民应当采取抗强风的预防措施,那些住在沿海的居民应当预防大的海浪。

公开的风暴警报信号第1号对大马尼拉和吕宋岛其余地区继续有效。这些地区今天有时有雨和阵风,沿海有大浪。

劝告有关公众和灾害协调委员会采取适当的行动并注意接收今天下午5时发布的下一次公报。

PAGASA 使用一个标准文件格式和流程图命名为“台风预报和警报流程”,详细说明气旋的分析、诊断、预报和警报的流程及格式。这有助于快速地编制新的用于专业和公众目的的公报,包括为农民和农场提供的警报和咨询以及洪水预报。

宣传新的公开的气旋信号号码的海报和传单在1991年底台风季节前广泛分发到菲律宾全国各地。在教科书中也有介绍台风和其它自然灾害的内容。在公众灾害活动中,利用生动的木偶录像向儿童讲述台风、洪水、地震、火山爆发等自然灾害。

附 录

菲律宾大气、地球物理和天文服务管理局(PAGASA)风暴警报信号系统

1. 公开的风暴警报信号第 1 号(PSWS#1)

气象状况:热带气旋将影响本地。预计 36 小时内风力可能达到 30~60 公里/小时,或出现阵雨(当热带气旋离本地很近时,将在警报公报中明确指出大风开始出现的时间)。

风的影响:折断小树的枝干;一些香蕉作物可能倒伏;一些屋顶很轻的房屋(棕榈叶和茅针屋顶)部分揭顶;除非警报信号升级,热带气旋可能对所有的居民区只有很轻微的或没有危害;但是,处于扬花期的水稻可能遭受明显的危害。

预防措施:如果热带气旋较强或正在加强并移近,信号可能升级;沿岸海浪逐渐发展且越来越大越高;劝告人们注意收听新的危险天气公报,该公报由 PAGASA 发布,每六小时一次。同时,除非有洪水发生,否则照常工作,进行防灾准备并进入警戒状态。

2. 公开的风暴警报信号第 2 号(PSWS#2)

气象状况:热带气旋将影响本地。预计 24 小时内风力可能达到 60~100 公里/小时。

风的影响:一些椰子树倾斜,少量的折毁;少数大树被连根拔起;许多香蕉树倒伏;对水稻和玉米有不利影响;大量棕榈叶和茅针屋的屋顶部分或完全被揭掉;一些旧铁皮屋顶被吹跑;一般来说,会给居民区带来轻到中等程度的毁坏。

预防措施:对小船而言,海面状况比较危险;当热带气旋可能加强和移向本地时,应特别注意风暴的最新位置、移向移速和强度;提醒公众特别是进行航海航空旅行者避免不必要的冒险;小孩应停止户外活动;在信号升级前做好财产保护工作;防灾部门(组织)行动起来,促使居民处于戒备状态。

3. 公开的风暴警报信号第 3 号(PSWS#3)

气象状况:热带气旋将影响本地。18 小时内风力可达 100~185 公里/小时。

风的影响:许多椰子树折毁;所有棕榈叶和茅针屋揭顶或毁坏,对中等强度的建筑物也有相当的破坏力;供电和通讯破坏严重;一般来说,特别是对工农业区,可能造成中等到严重破坏。

预防措施:受危害(影响)地区面临危险;对各种船舶而言,海面状况非常危险;旅行(特别是航海和航空)是非常危险的;劝告人们寻找坚固建筑物作为掩蔽体,从低洼地区和海岸河堤撤离;注意观察台风过境,通常表现为非常恶劣的天气和强北风过后,突然出现好天气,台风眼袭击时,不要冒险离开安全掩蔽体,因为 1~2 小时后,通常伴随非常强烈的偏南风,最恶劣的天气将卷土重来;学校停课,小孩应呆在坚固的建筑物内,防灾和响应部门(组织)进行适当的响应,以应付紧急情况。

4. 公开的风暴警报信号第 4 号(PSWS#4)

气象状况:热带气旋将影响本地。预计 12 小时内风力将超过 185 公里/小时。

风的影响:椰树园将遭受严重毁坏;许多大树被连根拔起;水稻和玉米遭受严重损失;多数混合结构的住宅和公用建筑物可能被严重毁坏;供电和通讯设备被严重破坏;总的说来,灾情可能非常严重。

预防措施:可能面临毁灭性的灾害;应当取消所有旅行和户外活动,应当已经撤退到非常安全的掩蔽体中,否则就太晚了,第 4 号信号表明台风眼很可能直接袭击本地。随着台风眼的移近,天气渐趋恶劣,风力增至最大,通常为北风。然后天气突然变好,大风停止。这意味着台风眼正处于本地。好天气持续的时间取决于台风眼的直径和移速,一般持续 1~2 小时。随着台风眼移出本地,最坏的天气会突然出现。此时,通常是极强的南风;有关的灾害协调委员会和其它灾害响应组织这时应全力处理紧急情况,并充分准备应付可能发生的灾难。

附注：要特别注意新的公开的风暴警报信号号码的首次启用。这时，相应的气象状况在本地尚未出现。这是因为信号的目的是要警告人们：这种气象状况即将发生。也必须注意：每个信号号码给出的风力预期出现的时间是从信号首次发布算起的。因此，当第1号信号开始发布时，相应的气象状况出现的时效至少是36小时；第2号信号至少是24小时；第3号信号至少是18小时；第4号信号至少是12小时。在信号号码有效期内，随着热带气旋的移近，发布的警报公报中，预期出现的时间相应缩短。

应当牢记，PAGASA 发布警报时，热带气旋通常是移动着，并且一般是移向菲律宾。因此，某一受威胁（影响）地区的公开的风暴警报信号号码可能升（降）级。当一个非常强的台风移近时，第1号信号可能升为第2号，然后是第3号、第4号；相反，如果该台风离本地而去，信号将降级。然而，如果热带气旋明显减弱或加速移出本地，天气迅速变好，此时，信号可以跳级降格。如第3号信号降为第1号，第2号信号降至解除警报信号。

给定信号号码的区域是根据警报公报发布时间和热带风暴（或台风）的强度、环流尺度、移向移速来确定的。这些参数变化也决定了给定地区 PSWS 信号号码的变化。

8 数值路径预报模式

8.1 引言

由于空间尺度和物理过程内容的多种多样,从多方面来讲,热带气旋预报问题代表着热带数值天气预报应用的最终检验。近年来,计算机能力的迅猛发展使数值模式具有足够高的分辨率,使得能够处理像热带气旋这种尺度的系统。这些模式显示出具有能够较好地做出移动预报的能力,并且有潜力解决气旋的生成问题。但是,仅有很少几个高分辨率研究模式(例如 Tuleya, 1988)能够反映气旋的结构(包括强度)。

目前的研究模式和研究计划意味着热带气旋的数值模式预报将继续发展。随着计算机能力和内存能力的继续扩大及价格的下降,使解决细网格结构的能力增强了,从而使热带气旋数值预报将得到改善。

预报员在业务中具有了解数值模式的构造、基本物理过程以及模式的局限性的能力是很重要的。因此,这一章专门讲述数值模式的概况和特征,包括资料分析和热带气旋人造资料形成的方法。然后,我们将介绍一下目前的全球和区域的业务预报模式。本文所提供的为适用于1993年的信息,应该强调一点,所有业务模式的细节都是在不断更新的。想知道最新信息的读者可参阅气象文献,或者直接与有关预报中心联系。欲想详细了解这些路径预报模式的性能可以读 Elsberry(1993)的文章。

8.2 数值模式方法概述

数值模式是利用完整地描述大气流体的动力学和热力学方程组中的一个子集。用于热带气旋路径预报的各子集有正压无辐散方程;浅水波方程;载波的斜压和完整的原始方程模式。这些系统的主要因素包括:

1. 用网格点的大气参数来表示(格点模式),或者一系列能够近似表示大气场的多项式或谱函数(谱模式);
2. 垂直方向为一层或多层;
3. 用分析同化循环获得初始场;
4. 用人造观测资料的方法在资料稀少区提供额外信息;
5. 模式方程时间上向前积分的方法;
6. 物理过程参数化形式,把使用网格点或谱函数不能解决的较少系统的影响包括进去;
7. 处理模式边界压强的方法。

这些过程的详细说明已超出本指南的范围,可以在例如, Haltiner 和 Williams(1979)等的教材上获得。本文仅给出这些物理过程的要点和要求。

8.2.1 模式网格

所有的业务模式,包括谱模式,首先把大气场作成规则格点阵,以表达需描写的大气参

数。模式格点分布可为任意形状,并不一定是规则的或者正方形的。网格可采用不同类型的地图投影方式,例如经纬点阵、兰勃脱正形网格或极射赤道投影。在特定区域或感兴趣的系统附近,可以采用变形网格以获得较高的分辨率。另外,高分辨网格可以通过多重嵌套来提供一种把高分辨率聚集在感兴趣地区的嵌套效果。所用网格可以是把所有参数都写在共同的格点上的正规型,也可以是把参数分别写在两个重叠格点之间的跳点型。

8.2.2 模式垂直结构

模式垂直层次由所使用的某种形式的垂直坐标决定, σ 坐标是一种常见的选择,其形式为:

$$\sigma = \frac{(P - P_t)}{(P_s - P_t)} \quad (8.1)$$

其中, P_s 和 P_t 分别为地球表面和模式顶的大气压。这种坐标的优点是可以把不同高度的地形调整到 $\sigma = 0$ 的“平面”上。大多数业务模式都采用与此相似的考虑地形的坐标。

大幅度改变垂直方向的分辨率是正常的,特别是在那些垂直梯度较大的地方需要提供较高的分辨率,例如:在大气边界层和高层流出区。

8.2.3 分析和同化

分析和同化是指接收所有可用的资料,并把它转换为一种适于模式积分的形式。资料可以从各种来源和多种仪器获得,包括从无线电探空仪直接获得的温度、湿度和气压,通过泰勒斯业务垂直探测器得到的遥感温度,卫星云迹风资料等等。为了使模式初始积分时的噪音降到最低,所有这些资料必须综合在一起,形成一个不同大气场之间相互平衡而且内部协调一致的初始分析场。对于具有高协调和低误差的观测相对于并存的较低质量的观测需要给予高优先级。

这种资料处理的循环过程是以某种形式对输入观测资料的明显错误进行质量检查开始的。例如,这些检查包括对无线电探空廓线中存在不合理的垂直梯度,与同一时刻的短期模式预报结果存在大的令人难以接受的差别,或者与距离较近的观测资料在数值上差别太大等等(通常称之为邻近点检验)。

观测资料的分析有许多途径可利用模式网格来完成。一种典型的方法就是把模式预报场或以前的分析场作为第一猜测场。所有观测资料减去这一猜测场形成一组差值资料,然后,按照已知的误差特征获取权重(例如,无线电探空观测就比泰勒斯业务垂直探测器的温度反演资料的权重大)。接着,这些资料通过使用某种形式的统计插值(Seaman 和 Hutchinson, 1985)或平面拟合程序(Ooyama, 1987)转换到模式网格。每一个观测记录的水平和垂直影响程度由经验和该地区的观测点数决定。例如,周围没有测站的单站观测资料可给以较大的影响范围。同样,一个强风观测资料记录可给以一个以风向为长轴的椭圆形影响范围。

这种分析方法可以是一元的,也可以是多元的。一元分析对每一个变量的处理都是独立的。而在多元分析中,处理一个变量却要依赖于一个或其它多个变量的分析。例如:分析风场时必须保持气压或高度场的平衡。一般来讲,一元分析多用于风压场平衡较弱的热带和中尺度系统。多元分析则多用于天气尺度的中纬度环流。

观测和分析资料可一并直接输入到预报模式,这称为模式的“冷启动”。然而,在这种情况下,各要素场并不要求满足模式的平衡状态。这会导致模式产生初始噪音,这种噪音随着

系统的调整而递减。一种比较好的途径是把观测或分析资料直接与模式进行同化。

同化可通过许多不同的方法进行,这是目前数学研究方面的一个尖端课题。目前,模式采用“连续”或者“间断”方式对资料进行同化。在连续同化中,随着模式向前积分,在积分到达或邻近时间的观测资料以较小的增量输入到模式中。间断同化是指在特定时间内,通常为每6小时使模式停止积分,把新的资料和分析结果引进模式,然后再进行积分。上述过程中得到的分析资料通常存在质量和风场之间的不平衡。这种不平衡能够在模式积分的初期产生高频重力波。

许多模式都设有某些形式的初始化程序,以减小上述那种不需要的波动。最常用的方法称为非线性正交模初始化。张弛逼近也可用于间断同化过程;即在最新的一次分析时刻之前的某一时间启动模式并向前积分,促使模式逼近分析场。同时,在观测到有对流活动区,利用对流参数化过程提供加热场,其结果则形成一个与最新一次分析尽可能接近的,同时又满足模式平衡要求的初始场。

另一种同化形式就是应用以前的模式分析场根据卫星观测的辐射资料导出垂直温度廓线。已经证明,这种方法可以成功地减小根据气候信息中做上述推导造成的系统性偏差和偶然误差。业务预报的显著进展已在Miller(1992)的文章中阐述。

8.2.4 人造观测资料

在资料稀少地区,利用人工插值或经验关系来人造一些反映重要天气型的观测资料有时是很有用的,而这些天气系统是观测不到的。这里我们描述两种在热带气旋预报中已经成功了的方法:水分和气旋涡旋的人造资料。

8.2.4.1 水分的人造资料

相对于高纬很强的锋面梯度而言,热带的温度场还是相对均匀的。但是水分场变化较大,而要做出确切的对流云预报,需要把它精确地表示出来。日本气象厅首先推出了一项技术,即推导出从地球静止卫星得到的黑体温度(包括温度的变化)和从现用的无线电探空仪上获得的水汽廓线(Mills和Davidson,1987)之间的经验关系。把这种经验关系应用于目前的卫星云图上,可以在分析循环中提供一组人造的水分观测资料。这种人造水分资料,在澳大利亚和日本已投入业务应用,并取得了非常好的效果。

8.2.4.2 热带气旋的人造资料

因为大多数热带气旋及其周围的观测资料很少,一般天气分析经常漏掉热带气旋或分析的很粗略,从而导致中心很难确定和定位的错误。显然,这种初始误差会给气旋路径的预报带来重大影响,在人造的涡旋近似地表示实际气旋方面已有许多尝试。Elsberry(1987)提出热带气旋的移动并不过分依赖于其内部的具体结构,该理论和观测事实对于人造热带气旋的资料很有帮助。但是,对气旋的尺度、外部结构,尤其是气旋附近的环境气流等方面必须格外小心。

大多数业务预报中心都采用某些形式的热带气旋人造资料。所有这些资料都要用到卫星云图估测气旋的定位和强度,再加上利用当前对热带气旋结构的认识和任何其它可能得到的观测资料来形成能够代表该人造系统的质量和风的资料。

在表示人造热带气旋结构方面有两种基本方法:通过解析方法确定气旋环流或者用模式来激发一组标准气旋。下面用日本气象厅、美国国家气象中心和美国海军舰队天气中心的做法为例对这两种方法加以说明。

日本气象厅的构造过程。日本气象厅台风模式中的构造方法包括以下步骤(Iwasaki等,1987);

1. 利用1952年藤田经验公式计算出的轴对称海平面气压分布;
2. 在高度场平衡情况下,合并为一个轴对称气旋性涡旋;
3. 在对流层高层(云顶)引入一个反气旋;
4. 初始气旋的移动定为非对称风分量。

美国国家气象中心的构造过程:美国国家气象中心的业务准拉格朗日模式也包含初始涡旋的详细结构(Mathur,1991)。在与日本气象厅相类似的初始涡旋构造之后,再将与 β 涡旋(Fiorino和Elsberry,1989a,b)类似的一对涡旋引进内部引导气流,Mathur(1991)的研究结果表明,这一对涡旋的加入可显著减小西移风暴的路径预报误差。1992年后,美国国家气象中心的全球模式也加进了这种人造资料。

美国海军舰队天气中心的构造过程:利用预报模式激发一组人造气旋。与此同时,把去掉平均气流的兰金涡旋、平均的热带探空资料和定常海平面温度场(310K)作为模式的初始条件,然后把模式积分到稳定状态,此时,1600公里范围内的风场、高度场、温度场、水分场和海平面气压场就被用来做要构造的气旋。在不同的纬度,使用几种不同构造的气旋。

把选好的构造气旋加入分析过程中去是很困难的,目前使用的两种方法都不是最优的。其一是把气旋平缓地叠加到初始分析中去(例如:日本气象厅和美国国家气象中心),其二是用构造的气旋环流形成一组观测资料,然后把把这些观测资料引入到资料的分析循环中去(例如:美国海军和澳大利亚国家气象中心)。

上述两种方法都有不足之处。人造涡旋的直接叠加会在模式积分初期对系统产生显著的冲击,这会影响到以后的模式预报。而在第二种方法中,人造资料以及风暴周围的任何常规资料会受到客观分析方案的排斥。这种排斥来源于与分析过程中用到的第一猜测场之间存在着令人难以接受的偏差。在气旋附近应用更合适的结构函数和误差临界值可使上述的排斥有某种程度的减轻,但是问题仍然存在。

气旋构造中还有一个主要问题就是必须去掉第一猜测场中不够精确的分析和存在的涡旋,如果这一环节做得不好,猜测场中的这个涡旋“幽灵”就会严重地影响路径预报。除此之外,应该最恰当地利用气旋附近区域的所有可能得到的资料。最近的研究工作表明(Kurihara等,1993),对气旋附近的要素场进行初始平滑后再利用非线性平衡方程把涡旋加入模式分析过程可以解决“幽灵”涡旋问题,同时加入一个较好地平衡过的涡旋可减少对模式的冲击。

在指定具有较高不对称性的对流层上部流出层时,也存在着很大的局限性。最近,Wang和Holland(1993)以及Holland和Wang(1993)的工作表明,最好的出路就是只指定对流层低层的气旋性涡旋,而对流层高层的环流则利用较丰富的云迹风资料让模式自己去激发。

8.2.5 物理过程参数化

所有的数值模式或是建立在有限网格上,或是用有限数目的波来描述谱特征。因此,它们都不能充分描写小尺度特征,诸如积云对流或海表面和海洋之间的能量交换。这些次网格过程会严重影响预报结果,可以通过参数化把小尺度过程对大尺度过程的影响包括进去。

这种参数化是建立在早期莫宁-奥布霍夫边界层近似等理论上,以及由W.Gray首先提出并由Yanai,Esbenson和Chu(1973)定量表示了对流活动的观测诊断。实质上,一些

可分辨的大气特征都与次网格过程的发展有关。由于这些过程的影响,有必要建立一套独立的关系式对大尺度场加以调整。

我们就以积云对流为例,众所周知,这是一个涉及到对流层低层的大尺度辐合和对流性不稳定程度的问题。有一类方案叫做“对流调整”,当对流不稳定发生到一定量时,把大气调整回到某直减率。另一种方案则是同时依赖于大气条件性不稳定和局地辐合。一旦这些条件得以满足,假设对流就要发生,同时参数化方案就开始起作用。这样的方案可以是较简单的,仅以水汽辐合程度的数量来确定相应的垂直加热廓线(如 Kuo, 1974)。当然也可以相当复杂,建立在各类云团之间的平衡条件下(Arakawa 和 Schubert, 1974)。在任何情况下,参数化的目的都是给模式提供一种模式不能处理的对流活动所引起的变化。

8.2.6 边界条件

有限区数值预报模式中,边界条件(见 Errico 和 Baumhefner, 1987)的好坏是非常重要的。这是由于边界产生的大气波动和扰动能够迅速传遍整个积分区域,并把模式预报结果搞乱。因此,必须小心处理以下的两类边界:地球表面和大气顶部实际存在的边界;另外就是因用于业务预报中的计算机能力所限而造成的假水平边界。在地球表面,模式通过许多相互很接近的层次来对如局地地形和海平面温度等地表效应进行最佳模拟。对一个每边都有几千公里的地区来讲,积分 2~3 天之后,模式的水平边界条件将影响整个区域的模式预报结果。由于这个原因,有限区预报模式经常嵌套于全球模式的预报系统中。

8.3 业务数值模式

业务数值模式可提供与其他技术相当的路径预报指导。由于当前的科学研究已经转向为对模式的改进,这些模式系统有潜力显著地提高预报准确率。在此,我们给出目前的一些业务模式系统的主要特征,以帮助预报员对预报结果作出解释。Elsberry(1993)曾提供了一个详细的调查报告,有关预报中心的最近的信息来自于世界气象组织(WMO, 1993年)。信息的截止期为 1993 年中期。由于业务预报模式更新很快,这部分的信息将会发生变化,要获得更新的信息,读者可参阅有关文献。

8.3.1 全球模式

全球模式的分辨率有所提高,象热带气旋这样的小尺度系统外部环流已能表现出来。表 8.1 列出了 1993 年几个广泛使用的全球模式的特征。除英国气象局之外,其余的预报中心用的都是谱模式。

所有的全球模式都有不同程度详细的物理过程参数化方案(表 8.2)。其中有些过程是所有模式共有的。如积云对流参数化,大尺度凝结,地表通量,详细描述的行星边界层,云的诊断,辐射传输,地表水文学,以及水平和垂直扩散等等。物理过程参数化的改进已经显著地影响到热带地区(Tiedtke 等, 1988)和热带气旋(Bender 等, 1987; Bender 和 Kurihara, 1987; Puri 和 Miller, 1990a, b)的模式预报性能。

所有的预报中心都应用了某种形式的同化技术资料。欧洲中期天气预报中心、日本气象厅和美国国家气象中心使用以 6 小时间隔进行分析的间断同化。英国气象局使用观测资料按观测时间进入同化循环的连续同化。

表 8.1 全球业务数值模式的特征

预报中心	垂直层次	水平分辨率	物理格点	时间积分
英国气象局	20	0.83 纬度 1.25 经度	0.83 纬度 1.25 经度	显式分离格式
日本气象厅	21	T106(1.12°)	130 公里	
美国国家气象中心	18	T126(0.94°)	105 公里	半隐式
欧洲中期天气预报中心 Miller(1992)	31	T213(0.56°)	65 公里	半拉格朗日格式
美国海军舰队数值海洋学中心 Goerss 和 Jeffries(1993)	18	T79(1.5°)	1.5 纬度	半隐式

表 8.2 全球业务模式的物理过程

预报中心	对流	表面通量
日本气象厅	郭晓岚方案	莫宁-奥布霍夫近似理论
美国国家气象中心	郭晓岚方案 浅对流、大尺度凝结	莫宁-奥布霍夫近似理论 (稳定性由计算得到)
欧洲中期天气预报中心 Miller(1992)	质量通量 大尺度凝结	莫宁-奥布霍夫近似理论 (稳定性由计算得到)
美国海军舰队海洋学中心 Goerss 和 Jeffries(1993)	荒川-舒伯特方案, 大尺度凝结	

表 8.3 日本气象厅模式和持续性方法的 12~48 小时
对相同样本组预报误差的比较,海里(千米)

	12 小时	24 小时	36 小时	48 小时
台风模式	54(101)	103(191)	151(282)	213(397)
亚洲谱模式	75(139)	119(222)	173(323)	235(439)
全球谱模式	89(166)	140(262)	190(354)	282(525)
持续性方法	28(52)	86(160)	160(299)	263(489)
样本数	61	59	51	46

没有根据相同的资料组,对所有的全球模式进行比较,给出一个全面的评估,但近来的研究(Goerss 和 Jeffries, 1993; Fiorino 等, 1993; Miller, 1992; Shun, 1992; Muroi 和 Sato, 1992)给人们的印象是所有的全球模式都能为热带气旋的路径预报提供有用的指导(例如表 8.3)。仅英国气象局在南半球的热带季节,每天两次用日常业务公报向世界气象组织第 V 区协(西南太平洋)成员提供热带气旋的路径预报。(表 1-1)

8.3.2 有限区模式

尽管全球模式有了改进,主要由于有限区模式具有较高的分辨率,且能较快提供预报结果,因此,大多数业务预报中心仍继续使用有限区模式进行热带气旋的预报。在这一部分,将对日本气象厅、美国海军舰队数值海洋学中心、美国国家气象中心和澳大利亚国家气象中心的有限区热带气旋预报模式的基本特征(表 8.4、表 8.5)加以说明。

Iwasaki 等(1987)给出了台风模式的详细介绍,该模式的初始条件有一个非常重要的特点,即气旋周围地区的环流由人造资料确定。不论一个气旋何时影响责任区,台风模式都将做出以 0000 和 1200 世界协调时的初始资料作出 60 小时的业务预报。

应用台风模式和其它别的日本气象厅模式所做的许多个例研究(Ueno, 1989)表明预报区域的大小、水平分辨率和对流方案都能显著地影响气旋的路径预报。而且研究表明,谨慎地确定人造气旋的非对称部分对路径预报是非常重要的。台风模式持有一种使气旋明显向

极地方向偏离观测路径的趋势。

表 8.4 有限区业务路径预报模式的特征

预报中心	垂直层数	水平分辨率	时间积分	边界条件
日本气象厅, 台风模式 Tateumi(1986)	8	50 公里 (5400×5400 公里)	半隐式	单向, 全球 12 小时更新
美国海军舰队数值海洋学 中心海军区域业务分析和 预报系统 Hodur(1987)	12	在海域内, 不定的为 80~130 公里 (109×82 公里)	显式分离格式	珀基-克雷斯特格条件 (美国) 海军全球业务分析和预报系统
美国国家气象中心, 准拉格朗日 模式 Mathur(1991)	16	40 公里 (4400×4400 公里)	准拉格朗日格 式	单向, 全球
澳大利亚国家气象中心, 热带分析预报系统 Puri 等(1992)	8	100 公里(45°×45°)	半隐式	单向, 全球 12 小时更新

表 8.5 有限区业务模式的物理过程

预报中心	对流	地面通量
日本气象厅, 台风模式 Iwasaki 等(1986)	郭晓岚方案 大尺度凝结	海洋上总体地面仅有的动量
美国海军舰队数值海洋学中心, 海军区域业务分析和预报系统	郭晓岚方案 大尺度凝结	莫宁-霍布霍夫近似理论
美国国家气象中心, 准拉格朗日模式 Mathur(1991)	郭晓岚方案 大尺度凝结	海洋上总体地面上无
澳大利亚国家气象中心, 热带分析预报系统 Puri 等(1992)	郭晓岚方案 大尺度凝结	总体

类似于台风模式, 美国海军区域大气业务预报系统的一个重要工作就是在初始分析中利用人造资料构造热带气旋。它的一个显著特征就是应用了 12 小时资料同化循环。

准拉格朗日模式的一个显著特征为, 对一个气团水平移动的时间微分是利用准拉格朗日方法计算的。这样, 全加速度和非线性平流项的计算准确度的量级比较高。象其它中心一样, 准拉格朗日模式也应用了人造涡旋, 该模式的初始网格资料(不包括该涡旋)来自国家气象中心的航空业务初始分析。准拉格朗日模式近来对北大西洋热带气旋的预报(表 8.6)的成就大体表示了区域预报模式的能力。

热带分析和预报系统也应用了人造水分资料和人造热带气旋资料, 这些人造资料被作为观测资料加入模式分析, 该模式的另一个特征是应用了动力张弛逼近(8.2.3 对此有过描述)。在动力张弛逼近的过程中, 由日本 GMS 卫星云图估算的非绝热加热被用来在初始状态中激发实际的垂直移动。

表 8.6 1990 年, 北大西洋飓风活动期间, 用准拉格朗日模式, 国家飓风中心(迈阿密)90 和气候与持续性方法做的相同的 12~72 小时预报误差(公里)的比较(Mathur 和 Ruess, 1993)

	12 小时	24 小时	36 小时	48 小时	72 小时
准拉格朗日模式	117	194	265	312	431
国家飓风中心(迈阿密)90	107	181	291	396	663
气候与持续性	115	224	357	474	761
样本数	111	101	88	77	56

9 便览

9.1 缩略语

ADPC	亚洲防灾中心(亚洲理工学院)
AI	人工智能
AOR	管辖区
ASDL	飞机卫星数据链路
ASM	亚洲谱模式
ATCF	高级热带气旋预报系统
ATCW	澳大利亚亚热带气旋工作站
AVHRR	改进的甚高分辨率辐射仪
AVN	航空模式
AWS	自动气象站
BAM	β 和平流模式
BF	带状特征
BMD	孟加拉国气象局
CAPPI	等高平面位置显示器(雷达显示)
CCC	中心冷覆盖
CDO	中心浓云(区)
CF	中心特征
CI	现时强度数
CLIPER	气候和持续性(偶尔也写作 CLIP)
CMB	中央气象局 ^① (中华人民共和国)
CPHC	中太平洋飓风中心(美国国家海洋大气局, 位于美国檀香山)
CSC	云系中心
CSUM	科罗拉多州立大学统计模式
CYCLOGUE	气旋模拟
DLM	深层平均
DT	资料 T 指数
EA	眼调整数
ECMWF	欧洲中期天气预报中心
ECT	隐嵌云顶
EIR	增强红外卫星云图
ENSO	厄尔尼诺和南方涛动

^① 现称中国气象局(China Meteorological Administration)其缩写为 CMA——译者注

EOF	经验正交函数
ESCAP	亚洲及太平洋地区经济与社会问题委员会 ^① (联合国)
FBAM	美国海军舰队数值海洋学中心 β 和平流模式
FDL	预报困难程度
FNOC	美国海军舰队数值海洋学中心
GOES	地球静止业务环境卫星(美国海洋大气管理局)
GTS	全球电信系统(世界气象组织/世界天气监视网)
hPa	百帕
HPAC	半持续性和气候方法
HURISK	国家飓风中心飓风风险分析计划
HURRAN	飓风模拟
IDNDR	国际减灾十年(1990~1999年, 联合国)
IF	热带气旋发展的抑制因素
IR	红外辐射
IWTC	热带气旋国际讨论会(世界气象组织)
JMA	日本气象厅
JSM	日本谱模式
JTWC	联合台风警报中心(美国, 位于关岛)
LAM	有限区域数值模式
LEB	前缘带
LLCC	低层环流中心
McIDAS	人机对话数据存取系统
MCS	中尺度对流系统
MEOW	最大增水包络线
MET	模式估测 T 指数
MJO	Madden-Julian 涛动
MPI	热带气旋的最大可能强度
MRF	中期预报模式
MSLP	平均海平面气压
MSU	微波探测装置
MUSIC	整层气流的多层引导
MWS	最大风速
NEPRF	海军环境预报研究中心(现称海军海洋和大气研究实验室)
NEXRAD	下一代雷达
NGM	嵌套网格模式
NH	北半球
NHC	国家飓风中心, 迈阿密(也是区域专业气象中心迈阿密飓风中心)
NMC	国家气象中心(华盛顿、北京、墨尔本)

^① 中文略写为“亚太经社会”——译者注

NOAA	国家海洋大气管理局(美国)
NOARL	海军海洋和大气研究实验室(美国)
NOGAPS	(美国)海军全球大气分析和业务预报系统
NORAPS	(美国)海军区域大气分析和业务预报系统
NWS	国家天气局
OBA	外围区
OHR	水平雷达上空
OTCM	单向影响的热带气旋模式
PAGASA	菲律宾大气、地球物理和天文服务管理局
PBL	行星边界层
PC	个人计算机
PER	持续性
PPI	(1) 雷达屏幕上平面位置显示器 (2) 雷达屏幕上平面示位图
PRC	中华人民共和国
PT	类型 T 指数
BO	准两年周期振荡
QLM	准拉格朗日模式
RADAR	雷达; 无线电定向与测距装置
RAPIC	雷达图象显示系统
RHI	雷达屏幕上的距离和高度显示器
RMW	最大风速半径
RSMC	区域/专业气象中心(世界气象组织/世界天气监视网)
ROCI	外围闭合等压线半径
SANBAR	Sanders 正压模式
SF	热带气旋发展的天气学因子
SH	南半球
SI	切变指数
SLOSH	飓风引起的海、湖和陆地的风暴潮
SOI	南方涛动指数
SPECTRUM	台风转风和异常移动的特殊试验(亚洲及太平洋地区经济与社会问题委员会/世界气象组织台风委员会)
SPLASH	给出飓风涌浪幅度的专用程序
SSMI	微波/图象专用感应器
SST	海洋表面温度
STI	上海台风研究所
STY	超级台风
TAPS	热带分析和预报系统
TAPT	台风加速预报技术
TBB	红外辐射的温度、黑体

TC	热带气旋
TC	亚洲及太平洋地区经济与社会问题委员会/世界气象组织台风委员会
TCM-90/92	热带气旋移动试验(1990/1992,美国)
TCWC	热带气旋警报中心
TD	热带低压
TIROS	电视及红外辐射观测卫星(美国国家海洋大气管理局)
TOVS	泰勒斯业务垂直探测器
TRMM	热带降水测量任务
TS	热带风暴
TUTT	热带对流层上层的槽
TY	台风
TYAN	台风相似预报技术
TYM	台风模式
UKMO	英国气象局
UTC	世界协调时
VHRR	甚高分辨率辐射仪
VIS	可见光
WC	壁云
WMO	世界气象组织
GRTMR	热带气象研究小组
RA 1 - v	第一至第五区域协会(见表 1.1)
TCP	热带气旋计划
TMRP	热带气象研究计划
WWW	世界天气监视网

9.2 词汇

名词及其含义或者在本书中的其他解释^①。

绝热过程:系统与其环境之间没有热量交换时发生的热力转换。在绝热过程中,绝热冷却伴随膨胀,绝热增温伴随压缩。

相似法:假定现时的天气形势将与过去相似的天气形势以相同的发展方向而发展的预报方法。(例如,从气候学档案中选择一个与目前正在考虑的热带气旋具有相似特征的热带气旋。)

同化:任何一种把观测资料或分析加进数值模式的预报循环过程中去的方法。

澳大利亚热带气旋强度等级:分五类指出强热带气旋的可能的损害程度(详见 9.5)。

斜压:垂直结构上,密度、温度和风具有变化的形式。斜压数值模式,除有水平格点外,在垂直方向上也有许多层(第 8 章)。

正压:单层,没有垂直结构。目前的数值模式趋向于使用正压涡度方程(无辐散模式)或

^① 其它术语的定义详见世界气象组织《国际气象学词汇》(1992年,世界气象组织出版)

者浅水波方程(自由表面,有散度)。

正压涡度方程:涡度方程中没有水平散度和垂直移动。在这种情况下,气块的绝对涡度是守恒的,即 $\frac{d}{dt}(\sigma + f) = 0$, σ 是相对涡度, f 是科氏参数。

海域:具有一致地势的海洋区域(如:北印度洋海域),或者是指用于风暴潮数值模式的一组测深数据。

蒲福风级:最初是根据海面状态而确定的,用 0~12 表示的风力等级标准(详见 9.4)。

最佳路径:经过事后分析,由气旋预报部门官方颁布的路径作为最终的气旋路径。

双热带气旋:两个热带气旋同时存在,并且距离足够近,其中每个热带气旋的移动都影响到另一个热带气旋(另见藤原效应)。

人造气旋:在分析过程中,引入一个预先构造的涡旋,在数据稀少的地区,为数值模式提供一个合理的、近似的热带气旋。

人造资料:为把大气中实际存在而自动数据加工系统捕捉不到的那些天气特征表示出来,并且通过该系统处理以影响到该系统的加工产品而引进自动资料处理系统的人为构造数据。(例如:从间接途径,如人为插值或经验关系——利用云场,得到的虚假观测资料。用来在资料稀少区为分析提供额外的信息。)

边界条件:在数值模式的边界上列出的外力的方法(见 8.2.6)。

中心浓云区:覆盖在热带气旋中心上空的很高且冷的卷云区域。(Dvorak,1985)。

热带气旋中心:(业务服务)云眼的几何中心,如不好辨别云眼,为风眼中心。(其它情况根据不同的分析方法而不同:一般是指云的几何中心,气压最低,风速为零,或者是螺旋云带的末端)。

合成温带转换:热带气旋移入高纬度,与已经存在的斜压气旋合并,并使其加强。

诱发温带转换:热带气旋移入高纬度,并诱发出新发展的气旋,如同锋区波动。

费用-损失:一种客观方法,用于根据预报命中概率和计算采取预防措施预期费用与潜在可能的损失之间的比率;如只从经济角度考虑,当上述比值小于 1 则意味着不应采取防备措施。

深/浅水:用于重力波的情况,水的深度要达到几个波长;对于海洋波浪(波长几十米)则大 100 米就构成了深水,而在大陆架的任何地方,对于风暴潮(波长几十公里)则是浅水。

非绝热过程:在热力转换过程中,系统向其周围环境放出热量或从周围环境中接收热量。(例如:非绝热加热——外界加热,如在云内的太阳辐射或潜热释放)。

直接观测:在气象台站,从轮船和飞机上,所使用诸如无线电探空仪来探测对气象要素进行就地观测。

多普勒效应:由于被观察物与观察者之间有相对移动,被观察的声波或电磁波频率发生变化。(例如:向多普勒雷达移动的雨点使反射的微波的频率变大,从而能够计算雨点的速度)。

隐嵌云顶:在卷云覆盖的地区中很冷的上冲云顶区。

欧拉坐标系:指各时刻的流体特征都能用空间点表示,而从一个时刻转为另一时刻时不必追踪个别流体块的任何坐标系(本文中是指建立在地球表面上的坐标系)。

温带气旋:(业务服务)在热带地区以外的纬度上发展的低压系统。另一种解释:天气尺度的低压系统最初是从已经存在的水平温度梯度的有效潜能中获取能量。

风浪区长度：在具有风向风速大致相同的较大范围的水面轨迹的长度。

藤原效应：造成绕其几何中心作气旋性旋转的两个双生气旋之间的相互作用。它由藤原(Fujiwhara)于1921年首先在实验室中的实验而命名。

充分发展的海：是指处于准稳定状态下的海。在此状态下，海水以风引起的波浪中获得的能量近似与因波浪崩溃或别的机制造成的能量消耗相等。

重力波：稳定大气在其静力平衡面上的垂直位移形成的波动。(例如：垂直密度不连续或有梯度处的扰动，此时的回复力为重力，像海浪、风暴潮等。大气中只要质量场和风场发展之间出现不平衡就会产生重力波，这是数值模式初始积分中存在的一个主要问题(见8.2.3)。

居住层：大气边界层中人类生存所处的薄层(Simpson和Riehl,1981)。

危险事件^①：因其发生而可能会造成生命损伤或财产和环境破坏的事件。

危险损失图：一种详细的人口统计图表，其中包括当地公共设施，风暴潮可影响范围等等。用于热带气旋逼近时，随时提供参考以显示处于危险中的居民和设施。

间接观测：遥感得到的气象要素的定量估测值。尽管这种估测值在实际应用中常通过统计方法得到，估计变量与观测值之间存在着相关性。例如：通过卫星探测得到的温度和湿度反演，卫星云图的云迹风，从雷达和微波辐射仪估测的降水率等等。

推断估算：这种对某气象要素的估计是基于与该要素有经验关系但却无任何直接物理关系的其它量的遥测观测值。利用Dvorak方法从卫星观测得到的云顶高度的温度来估计热带气旋中心气压和风速就是推断估算的例证。

强度：热带气旋底层的最大持续风速或者最低海平面气压。

倒气压表效应：在热带气旋中心由于对这里的低气压进行动力调整而导致的水面抬升现象，大约海平面气压每下降一百帕，海平面将上升一厘米，但由于局地测深技术的相互作用，抬升会明显的增强。

等露点线：相同露点的连线。

卡尔曼(Kalmen)滤波：一种用于对资料序列进行平滑并根据以前时间序列得到未来时刻预报的自回归滤波。这种方法考虑了以前时刻的分析误差(见Titus和Jarrel,1985)。

拉格朗日坐标系：一种以流体质点作为参考点的坐标系。在这个坐标系中，质点的位置或属性变化都是随着移动同时而发生的变化。(例如以一个热带气旋为坐标中心，整个坐标系并随此热带气旋的移动而移动)。

前缘云带：热带气旋前部的第一条对流云带。

马尔科夫(Markov)链：一种用于估算一个时间序列中不同范围或类别间转移概率的技术方法；例如：一个移速在5~10米/秒的范围内，并将在下一个12小时内加速到移速为15~20米/秒气旋移动的概率(见Leslie等,1992)。

马斯顿(Marsden)方块：地球上的任一区域，其四边分别具有相同的经距数和纬距数。

中尺度：大气层的水平范围在几公里到几十公里。

蜿蜒移动：热带气旋中心较长时段内的平均路径的准振荡移动；也见摆动移动。

中尺度对流系统：范围比单个雷暴大得多的深对流系统；经常以几百公里宽、广泛伸展在对流层中高层的层状云砧为标志。(典型的中尺度对流系统是直径为几百公里的、较小的、生命史较长的云团)。

^① 灾害管理术语，见9.2附录

蒙特卡罗(Monte Carlo)方法:用随机数或随机序列来解决一些对于用纯粹系统性方法解决不了的数值问题(就本文来讲,利用数值模式做多次预报,每做一次都稍改变一下初始条件,这样做对指明初始条件中误差快速增长的地区是有用的)。

多元分析:利用多个变量组合进行分析的方法。例如:保持风场和气压场之间的平衡。

墨菲(Murphy)定律:任何不可能出错的都有可能出错。这一规律有两条很有用的推论:

1. 某事出现错误的机率与承担的风险量成正比;2. 墨菲是个充满信心的人。

外圈区:热带气旋中所有外圈对流云区的边缘。

参数化:数值模式中应用可以直接计算的变量来近似表示次网格尺度的过程。(例如:积云参数化可把对流云的次网格强迫作用计入数值模式,见 8.2.5)

非充分发展的海:由于外部施加的风的条件尚未达到一种稳态,而仍在维持发展的海。

泊松分布:用于在有限区域内,对气旋间断发生状况的描述。(见 9.7)

潜在强度:在当前环境条件下,可以承受得住的理论上最大可能的强度;该值一般与海洋温度、对流层顶的高度和温度有关(Emanuel,1986)。

雷达:在某一单站,用来测定某一物体的方位和距离的无线电方法。距离是通过由该站发出的信号到达远处的物体并返回的整个过程所耗费的时间来决定。雷达(RADAR)这个词来源于词组无线电方位和范围(Radio Direction And Ranging)。描述:从旋转天线向外发射微波范围内具有脉冲电磁能的锥形射束。空中水凝结物和其它大气散射物质发出的向后散射能量被同一个天线接收后并从平面位置显示器(PPI)显示,或是经垂直距离高度指示器(RHI)显示出来。一些雷达显示系统具有对用不同光束仰角的多次扫描得到的立体资料进行综合的能力。其中一种方法就是用等高平面位置显示器 PPI(CAPP)显示。

最大风速半径:从一个气旋中心到最大风速带的平均位置的半径距离。

兰金涡旋:一种特殊类型的涡旋,其最大风速半径之外的地区,涡度为零,也称其为位势涡旋或涡旋斑(纹)。兰金(Rankine)涡旋经过某些修改后,有时可用作热带气旋的一种分析上的近似。(见 9.7.2)

重复肌肉损伤:通常是由诸如按键操作等重复性活动引起的腕、肘和肩膀处受到的损伤。

重现期:预计某一事件,譬如具有特定强度的热带气旋,严重洪水灾害或特定强阵风重新发生的时段。重现期可以用作经验方法或者蒙特卡罗方法和假想的极端事件分析来求得。解释这种统计结果时必须小心;对一个特定重现期,比如 50 年的重现期并不意味着下一次相似事件就一定在 50 年之后再现,它可能在第二年就发生,虽然这种可能性很小。

风险:将会给生命带来损伤或对财产环境造成损坏的发生概率。(见 9.2 附录)

罗斯贝数:指在旋转流体的某一特定流场中,惯性力与科氏力的无量纲比率(R_o),表示为

$$R_o = u/fL$$

其中 u 为特征速度, f 为科氏参数, L 为某一特征长度。(见 9.7, 俄国也称罗斯贝数为 Kibble 数。它表示离心加速度与柯氏加速度的相对大小。其几种情况的近似划分为:

$R_o < 1$ 地转流动,

$R_o > 1$ 梯度流动,

$R_o > 50$ 旋衡流动。)

罗斯贝变形半径:扰动从产生地区到最远处之间的侧向距离的有效长度;表示为

$$L_R = (gh)^{\frac{1}{2}} f$$

其中 f 为柯氏参数, g 为重力加速度, h 为高度。相应的重力波的模的速度与局地涡度的比值, 或者相当于布伦特-维赛拉频率与惯性频率之间的比值, 见 9.7。这一尺度反映重力波所得到的能量, 类似于风的惯性加速度。某一局地长度尺度 L 和罗斯贝变形半径 L_R 之间的关系如下:

相对值	质点扰动的响应	风加速度的响应
$L \ll L_R$	几乎全产生重力波	质量场向风场调整
$L \approx L_R$	惯性加速度起决定的作用	质量场仅部分地向风加速度调整
$L \gg L_R$	几乎没有重力波产生	无质量场调整的惯性振荡

沙佛-辛普生(Saffir-Simpson)飓风等级: 按热带气旋的潜在危害可把它们分为五类, 具体详见 9.5。

σ -坐标系: 一种用于数值模式的特殊的垂直坐标系(8.1式), 该坐标系通过把地面气压作为基准而使不同的地形高度得以“平滑”。

气旋尺度: 热带气旋环流的范围, 一般由大风(8级风)范围或外围闭合等压线半径决定, 虽然这样处理具有任意性。

谱函数: 一种把变数场, 如水平风或温度时间序列, 表示为一系列正弦或多项式的方法。谱模式(见 8)使用谱函数形式来表示所需的大气变量。

天电(Spherics): (atmospherics 的缩写)大气中放电现象(闪电)引起的电磁波。

统计插值: 以一种统计学的最优方法, 利用已知误差和空间相关特征, 把随机观测资料分析到规则网格上的方法。

引导气流: 一般位于对流层中上层的气流, 其方向对低层扰动密切相关。(在本书中这一精确的术语是指热带气旋所隐嵌的气流(见 3.3.4)。

风暴潮: 在气象扰动(风暴波浪)的影响下, 水面实际高度与没有气象扰动(即天文潮汐)时水面高度之间的差值。

风暴波浪: 受天气扰动影响的实际海面高度。风暴波浪包括通常的天文潮汐和风暴潮。

击中概率: 某一特定地区将被一时热带气旋直接影响的概率。目前, 一般用气候学和持续性预报来计算, 尽管现在还可以利用数值模型的蒙特卡罗预报提供另一种方法(见“费用-损失”)。

余摆移动: 气旋中心的一种短时间内的振荡移动, 可用余摆移动方程来近似表示。(余摆线: 在水平面上滚动的车轮上某一固定点的轨迹)。

热带气旋: 是一种生成于热带或副热带洋面上, 具有有组织的对流和确定的气旋性地面风环流的非锋面性的天气尺度气旋的通称。该词也用于在西南印度洋上, 最大持续风速约在 64~90 海里/小时的范围和在南太平洋和东南印度洋上, 最大持续风速大于 34 海里/小时的风暴(见 1)。(研究方面: 一个天气尺度到中尺度的低气压系统, 其主要的能量来源为: 1. 取自于存在, 强风和低压海面上的蒸发; 2. 汇集于气旋中心附近的对流云的凝结)。

一元分析: 对每一个变量, 如气压或纬向风分量的分析与其它变量无关(见 8.2.3)。

易损性: 一套包括物理的、地理的、人口统计的、社会经济的或政治因素在内的主要的或相应的条件, 其可增加社会对灾害的敏感性, 或者反过来影响社会对某些事件的反应能力。

壁云: 绕成熟台风眼四周的深厚云区。

波高:波脊和波谷之间的垂直距离。

波长:两个波峰之间的水平距离。

周期:相邻两个波峰经过某一固定点所需的时间(波长除以波速)。

拍岸浪:破碎的波浪将水推向海岸(见 4.3.2)。

显著波高/周期:在风波的样本中,所有波浪中前三个的平均波高/周期。

涌浪:从初始生成的地区已传播较长一段距离的平缓的且具有规则空间分布的波浪。

风浪波:由风而起的局地性方向多变的混乱波动。

维伯尔(Weibull)分布:用于描述降水、风速和流场资料的统计分布函数(用于对极端事件的估测,比如气旋重现期)。

平均风或持续风:一般指 10 分钟内的平均风,美国的用法则例外,它对西半球的热带气旋使用 1 分钟内的平均风;1 分钟换算为 10 分钟的平均风的因子为 0.871(见 1.3.3)。

最大持续风:热带气旋中的最大平均风(见前面的平均风)。

阵风:最强的爆发风,一般取 1 秒钟的值。

Z-R 关系:降水的雷达反射率(Z)和降水率(R)之间的关系。它随降水的种类和性质而变。(本文中是以 dBZ 为单位的雷达反射信号的强度(Z)与地面降水(R)之间的经验关系,源于 Battan, 1973)。根据对流强度、冰的存在与否,以及假定的雨滴的分布情况而有许多相互关系。

附录:灾害管理术语^①的层次

1. 减灾

1.1 危险评估

1.1.1 危害性评估

1.1.2 易损性评估

1.2 防灾

1.2.1 有组织措施

1.2.2 无组织措施

1.3 防灾准备

1.3.1 紧急计划

1.3.2 警报和疏散

注解:

1.1.1 监测、强度带划分,发生概率

1.1.2 面对危险所有要素的易损性、损害限额、损害发生概率、预期危害带来的损失以及易损性资料。

1.1.2.1 抗灾或保护性设施(堤岸、分洪墙、渠、水坝等等)

1.1.2.2 土地利用和建筑规划,灾害立法,公众教育和报导,灾害保险。

1.3.1 灾害情况的行动计划、特殊团体和个人培训、应付意外事故计划、灾情报告的检查

^① 系指联合国人道事务部门的专用语。

1.3.2 发展灾害预报方法和建立警报系统,包括通讯设施,避难所和疏散规则

2. 灾害响应

2.1 救助

2.1.1 寻找和救助

2.1.2 避难所的准备

2.1.3 食物供给

2.1.4 医疗救护

2.1.5 消除废墟

2.1.6 运输

2.1.7 部分或全部疏散

也就是说要在几天或几周内立时采取行动

2.2 恢复:社会各种基本功能的恢复,为期几周到数月。

2.3 重建:全部恢复到受灾前的状况,包括所有的防灾措施和城市布局的现代化、工业、基础设施等等的现代化,为期数月到数年。

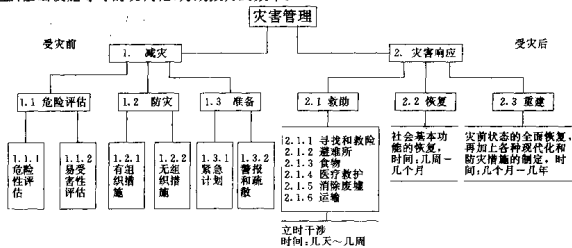


图9.1 灾害管理—术语体系

1.1.1 监测,强度划分,发生概率

1.1.2 受灾害威胁的所有因子的易受损害性,即:与影响强度有关的受灾比率;根据灾害和易受损害性计算的预估损失

1.2.1 特殊建筑代码,抗灾结构、堤坝、高度、堤岸、水渠、防洪堤

1.2.2 法规、公众教育、保险、土地利用计划

1.3.1 针对灾害的行动计划、阶段培训、应急计划、避难和疏散计划

1.3.2 灾害预报方法和发展、建立以及模拟练习

9.3 单位换算

用表中所给的数字乘以行上的单位得到列上的单位;例如,第一行上的12英寸为第二列上的1英尺,时间换算表上最后一行的24小时为第4列的1天。表中只列出向数值大的方向的转换值。单位转换过程中要注意只能把数据转换成原来观测所能达到的精确度;如根据海面状态得到的20海里/小时的船舶估测风速应该转换成10米/秒,而严格地换算为10.256米/秒是不对的。

长度单位换算

	英寸	英尺	英里	海里	毫米	米	千米	纬度
英寸	1	12	6.336×10^4	7.30×10^4	*	39.37	39370	4.38×10^5
英尺	*	1	5280	6080	*	3.28	3281	364320
英里	*	*	1	1.15	*	*	*	69
海里	*	*	*	1	*	*	*	60
毫米	25.4	304.8	1.61×10^6	1.85×10^6	1	10^3	10^6	1.11137×10^8
米	*	*	1609	1853	*	1	10^3	1.11137×10^5
千米	*	*	1.61	1.853	*	*	1	111.137

时间单位换算

	秒	分	时	天
秒	1	60	3.6×10^1	8.64×10^4
分	*	1	60	1.44×10^2
时	*	*	1	24

速度单位换算

	千米/小时	英里/小时	海里/小时	米/秒
千米/小时	1	1.61	1.85	3.6
英里/小时	*	1	1.15	2.24
海里/小时	*	*	1	1.95

摄氏温度与华氏温度的换算:

$$F = \frac{9}{5}C + 32 \quad C = \frac{5}{9}(F - 32)$$

开氏温度与摄氏温度的换算:

$$C = K - 273$$

9.4 蒲福风力等级^①表

多年来,有些人对蒲福风力等级提出了修改的建议,如 Pielke(1991)和 Dull 与 Miller(1964),其他人也做过一些工作,如 Black 与 Adams(个人通讯)和 R. Simpson(个人通讯)。这些建议差别很少。

蒲福 风级	描述的 术语	风速相当量		对于观测的详细说明(在船上向海观测)
		米/秒	海里/小时	
0级	静风	0.0~0.2	<1	海面如镜
1级	软风	0.3~1.5	1~3	海面出现鱼鳞状的波纹,但没有泡沫浪花
2级	轻风	1.6~3.3	4~6	海面出现小波,但波长很短,且很明净;浪花透明,不破碎
3级	微风	3.4~5.4	7~10	海面出现波长较大的小波;浪花开始破碎;浪花透明,或许散发出一些浪花
4级	和风	5.5~7.9	11~16	海面出现小的波浪,波长越来越大,常见白浪花
5级	劲风	8.0~10.7	17~21	海面出现中等波浪,波长很长,更为明显;形成许多白浪(偶尔有浪花)
6级	强风	10.8~13.8	22~27	开始形成大浪,到处有更大的白色泡沫浪花(有时有浪花)
7级	疾风	13.9~17.1	28~33	海面如丘,由破碎的波浪出现的白色泡沫顺着风向呈现条纹
8级	大风	17.2~20.7	34~40	海面出现波长更大的中等波峰,浪头边缘开始出现泡沫,顺风方向的泡沫呈明显的条状
9级	烈风	20.8~24.4	41~47	海面出现很强的大浪,顺风方向的泡沫呈浓密的条状,浪头开始摇摆,塌陷、翻滚,浪花可以影响能见度
10级	狂风	24.5~28.4	48~55	海面出现很强的大浪,波峰长而倒量,顺风方向的泡沫呈浓密的白色条状,从整体来看,海面是白色的;海面猛烈翻滚,似乎在震荡;能见度受影响
11级	暴风	28.5~32.6	56~63	海面出现异常高的大浪(有时可以看到在波峰后隐没的中小船只);顺风方向,海面被一块长而白色的泡沫掩盖;能见度受影响
12级	飓风	≥32.7	≥64	空气中充满了泡沫和浪花,海面翻腾着白色浪花,能见度受到严重的影响

^① 本表发表在 WMO 手册上(WMO 1990a 和 WMO 1988b),均作为 WMO 技术规定的附录,根据大会通过的决议颁发一校注

9.5 常用的热带气旋参数

为了方便起见,下面列出了本书主要章节中的一些表格,如表2.1和表4.2。

9.5.1 热带气旋强度等级

沙佛-辛普生飓风强度等级(Simpson 和 Riehl, 1981; WMO, 1988)根据飓风当时的强度,对飓风与其相联系的风暴潮对沿岸可能造成的洪涝和财产损失作出估测,共分为1~5个级别,这一标准在美国使用。具体如下:

1级: 风力74~95英里/小时(64~83海里/小时,119~153千米/小时,33~42米/秒),对建筑物没有造成实际的破坏,主要是对不牢固的活动房屋、灌木丛和树木有损坏。

2级: 风力96~110英里/小时(84~96海里/小时,154~177千米/小时,43~49米/秒),对建筑物的屋顶、门和窗有一些损坏,对草木等植物、露天的活动房屋及码头等有较大程度的损坏,没有进行锚定保护的小飞机,锚链被吹断。

3级: 风力111~130英里/小时(97~113海里/小时,178~209千米/小时,50~58米/秒),一些小的居民住宅的某些建筑物被摧毁,少数公共建筑的护墙受到损坏,活动房屋受到彻底摧毁。

4级: 风力131~155英里/小时(114~135海里/小时,210~247千米/小时,54~69米/秒),小居民住宅的整个屋顶以及大量的护墙等完全被破坏。

5级: 风力大于155英里/小时(135海里/小时,249千米/小时,69米/秒),许多住宅区和工业建筑的整个屋顶完全倒塌,一些整个的建筑物遭到破坏,小的公用建筑被吹倒或吹跑。

根据当地的情况,澳大利亚采用了一种与上述等级相似的标准:

飓风或强热带气旋 等级	最大持续风	
	沙佛-辛普生等级	澳大利亚等级
	1分钟平均(海里/小时)	10分钟平均(公里/小时)
1	64~83	63~90
2	84~96	91~125
3	97~113	126~165
4	114~135	166~225
5	>135	>225

我们强烈地推荐全球均采用上面的等级。

9.5.2 阵风系数

阵风系数就是指在不同的开蔽程度和在平均时间内,当风速至少达到飓风强度时,10米高度处的2秒钟极大风速与平均风速的比率。括号内为阵风系数的范围。本表参考了 Atkinson(1974), Spillance 和 Dexter(1976)及 Padya(1976)的有关内容。

	海洋	平坦的草地	森林/城市
1分钟平均	1.25 (1.17~1.29)	1.35(1.29~1.45)	1.65(1.61~1.77)
10分钟平均	1.41(1.37~1.51)	1.56(1.51~1.70)	2.14(1.89~2.14)
海面上10分钟平均	1.41	1.31	1.21

9.5.3 Dvorak 强度关系

表2.1 通用强度系数(CI),最大的一分钟持续风速(MWS,单位:海里/小时)和热带气旋的中心气压(单位 hPa)之间的经验关系,西北太平洋热带气旋的中心气压值取自 Shewchuck 和 Weir 的有关论述(1980年)

CI	MWS (海里/小时)	中心气压		CI	MWS (海里/小时)	中心气压	
		(大西洋)	(西北太平洋)			(大西洋)	(西北太平洋)
0.0	<25			4.5	77	979	966
0.5	25			5.0	80	970	954
1.0	25			5.5	102	960	941
1.5	25			6.0	115	948	927
2.0	30	1009	1000	6.5	127	935	914
2.5	35	1005	997	7.0	140	921	898
3.0	45	1000	991	7.5	155	906	879
3.5	55	994	984	8.0	170	890	858
4.0	65	987	976				

9.6 常用的常数

9.6.1 通用常数

阿伏加德罗常数 N_A	$6.02247 \times 10^{23} \text{ kmol}^{-1}$
自然对数底数 e	2.71828
玻耳兹曼常数 k	$1.381 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1} \text{ molecule}^{-1}$
重力常数	$6.673 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2 \text{ kg}^{-2}$
π	3.1415927
普朗克常数 h	$6.6262 \times 10^{-34} \text{ Js}^{-1}$
光速 c	$2.998 \times 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
0°C大气中的声速	$340 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
斯蒂芬-玻耳兹曼常数	$5.6696 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$
通用气体常数 R	$8.3143 \times 10^3 \text{ JK}^{-1} \text{ kmol}^{-1}$

9.6.2 地球的常数

地转角速度 Ω	$7.292 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
地表面重力加速度 g	$9.81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$
平均半径 R_E	6370km
赤道半径	6379km
极地半径	6357km
体积	$1.083 \times 10^{21} \text{ m}^3$
表面积	$5.1 \times 10^{14} \text{ m}^2$
质量	$5.988 \times 10^{24} \text{ kg}$
平均密度	$5.529 \times 10^3 \text{ kgm}^{-3}$

距月球的平均距离	$3.8 \times 10^5 \text{ km}$
距太阳的平均距离	$1.49 \times 10^8 \text{ km}$
绕太阳公转速度	$2.977 \times 10^4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
赤道方位速度	$465 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
太阳辐照度	$1.38 \times 10^3 \text{ Wm}^{-2}$

9.6.3 大气的常数

0°C, 1000hPa 时干空气密度	1.29 kgm^{-3}
通用气体常数	$8.31436 \times 10^3 \text{ JK}^{-1} \text{ kmol}^{-1}$
干空气气体常数 R_d	$287 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
大气质量	$5.3 \times 10^{18} \text{ kg}$
干空气分子量	$28.966 \text{ kg kmol}^{-1}$
干空气定压比热 c_p	$1004 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
干空气定容比热 c_v	$717 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
标准海平面气压 P_s	1013.28 hPa
标准海平面温度 T_s	288.16 K
标准海平面密度 ρ_s	2.225 kgm^{-3}
标准海平面声速 c_s	$331.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

9.6.4 水的常数

水密度(0°C)	$1.0 \times 10^3 \text{ kgm}^{-3}$
冰密度(0°C)	$0.917 \times 10^3 \text{ kgm}^{-3}$
水汽气体常数 R_v	$461.5 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
水汽分子量	$18.016 \text{ kg kmol}^{-1}$
水汽定压比热	$1810 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
水汽定容比热	$1350 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
0°C 液态水比热	$4218 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
0°C 冰比热	$2106 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
0°C 汽化潜热	$2.5 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$
100°C 汽化潜热	$2.25 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$
0°C 融解潜热	$3.34 \times 10^4 \text{ Jkg}^{-1}$
0°C 升华潜热	$2.83 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$

9.7 参数的含义

9.7.1 符号的含义

b	经验常数
g	重力波相速
c_p	常压下干空气比热

c_1, c_2	经验常数
e	自然对数底数
f	科氏参数
h, H	均质大气高度
I	惯性频率
k	垂直于地面的单位矢量
L	凝结潜热
L_r	罗斯贝变形半径
\ln	自然对数
M_o	绝对角动量
N	布伦特-维赛拉频率, 样本总数
p	气压
p_c	热带气旋中心(最低)气压
p_a	热带气旋周围有代表性的环境气压
q	比湿
R	通用气体常数
R_d	干空气常数
R_o	罗斯贝数
r	半径
r_m	最大风速半径
T	温度
t	时间
u	风分量, 纬向或经向的
V	速度
v	风分量, 经向或方位角的
v_e	地转风
v_m	最大风速
x	经验参数
z	距地表高度
∇	梯度算子
∂	偏导数
$\bar{\quad}$	上横杠表示平均
$!$	阶乘
ζ	相对涡度
θ	位温
θ_E	相当位温
λ	纬度, 方位角
ρ	空气密度
Σ	求和式
σ	标准偏差
Ω	地转角速度

9.7.2 导出的参数

角动量:

$$M_s = rV + \frac{f_0 r^2}{2}$$

f_0 为热带气旋中心的科氏参数 (Holland, 1983)。

布伦特-维赛拉频率 (静力稳定):

$$N^2 = g \frac{\partial \ln \theta}{\partial Z}$$

科氏参数:

$$f = 2\Omega \sin(\lambda) = 14.584 \sin(\lambda) s^{-1}$$

散度:

一般形式 $D = \nabla \cdot \mathbf{v}$

笛卡尔坐标系中 $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$

圆柱坐标中 $D = \frac{1}{r} \left(\frac{\partial ru}{\partial r} + \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right)$

状态方程:

$$p = \rho RT$$

相当位温:

$$\theta_E \approx T_E \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}}$$

$$T_E = T e^{\frac{Lq}{c_p T}}$$

惯性频率 (惯性稳定度):

$$f^2 = (f_0 + \zeta)(f_0 + \frac{2v}{r})$$

平均:

$$\bar{X} = \frac{\sum x}{N}$$

泊松分布: 离散概率分布

$$p(x) = \frac{\lambda^x e^{-\lambda}}{x!}$$

上式的特征是平均值为 λ , 标准偏差 $\sigma = \lambda^{1/2}$

位温:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}}$$

罗斯贝数:

$$R_o = \frac{v}{f r}$$

罗斯贝变形半径:

$$L_R = \frac{c_g}{\zeta + f} = \frac{\sqrt{gh}}{\zeta + f} = \frac{NH}{f}$$

标准偏差:

$$\sigma = \sqrt{\bar{x}^2 - \bar{x}^2}$$

热成风:

地转风形式 $f \frac{\partial v_g}{\partial \ln p} = -R \nabla T$

圆柱坐标 $(\frac{2v}{r} + f) \frac{\partial v}{\partial \ln p} = -R \frac{\partial T}{\partial r}$

涡度:

一般形式 $\zeta = \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{v}$

笛卡尔坐标中 $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$

圆柱坐标中 $\zeta = \frac{1}{r} (\frac{\partial rv}{\partial r} - \frac{\partial u}{\partial \lambda})$

平衡风:

梯度风 $v = -\frac{fr}{2} \pm \sqrt{\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{f^2 r^2}{4}}$

旋衡风 $v = \pm \sqrt{\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial r}}$

对于气旋,在北(南)半球取“+”(“-”)号

风速廓线(Holland, 1980):

Rankine $v r^c = c_1 \quad r \geq r_m, \quad 0 \leq x \leq 1 \quad v x^{-1} = c_2 \quad r \leq r_m$

Holland $P = P_c + (P_n - P_c) e^{-\left(\frac{r}{r_m}\right)^b}, P \in \text{hPa}$

$$v = \sqrt{\frac{b}{\rho} \left(\frac{r_m}{r}\right)^b (P_n - P_c) e^{-\left(\frac{r}{r_m}\right)^b} - \frac{r^2 f^2}{4} - \frac{r f}{2}}$$

$$v_m \approx \sqrt{\frac{b}{\rho \theta} (P_n - P_c)} \quad 1 \leq b \leq 2.5$$

风压关系 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$):

Atkinson/Holliday(1975) $v_m = 3.14(1010 - P_c)^{0.444}$

Takehashi(1939) $v_m = 6.9 \sqrt{1010 - P_c}$

Kraft(1961) $v_m = 6.3 \sqrt{1010 - P_c}$

Fujita(1971) $v_m = \frac{13.1}{a} \sqrt{1010 - P_c} \quad 1 \leq a \leq 5$

请注意: Fletcher(1955)的公式有误差,它预测的风速大(Myers, 1957)

9.8 热带气旋记录

由于某些天气事件极值的特点,以及有可能损坏了观测设备,对极端数据的记录是一件困难的事情。下面的记录经过了良好的分析处理,被认为是相当可靠的。

9.8.1 全球记录

最大强度: 1979年10月12日; 在西北太平洋用下投式探空仪测得超级台风 Tip 的气压为 870hPa(风速 > 80m/s)(Dunnavan 和 Diecks, 1980年); 据联合台风警报中心的报告称, 在西北太平洋曾记录有12个这种极强的热带气旋。

最大强度变化:在西北太平洋,利用飞机侦察超级热带气旋 Irma 时发现,8小时变化 51hPa,24小时变化97hPa(Holland,1973年)。

最大阵风:1953年9月27~28日,在墨西哥的 Chetumal 出现了78m/s(Dunn 和 Miller,1964年)的阵风。

最大气压梯度:1974年12月24日,在澳大利亚的达尔文 Darwin 测得热带气旋 Tracy 的气压梯度为5.5hPa/km(澳大利亚气象局,1975年)。1966年9月28日,在北大西洋测得飓风 Inez 的气压梯度也是5hPa/km(Hawkins 和 Imbembo,1976年)。

极强风暴潮:1899年澳大利亚北部 Bathurst 海湾的一个飓中心出现了13米高的风暴潮(Whittingham,1958)。该数据是根据受损现场状况及目击报告再分析后得到的,对此数字还存在一些争论(见4开始部分的引证)。

最高风浪:1993年2月6~7日,西北太平洋的 USS Ramapo 出现了34米高的风浪(GBR,1933);1935年9月26日同样在西北太平洋出现25米高的风浪(Arakawa 和 Suda,1953)。

最大降水:几乎所有的最大降水量都发生在 La Reunion(Le Goff,个人通讯,1993年);1966年1月7~8日,热带气旋 Denise 在 Foc-Foc(海拔2290米)的12小时降水1144毫米,24小时降水1825毫米;1958年4月8~10日,Aurere(海拔940米)的48小时降水2467毫米;1980年1月24~27日,热带气旋 Hyacinthe 在 Grand-Ilet(海拔1150米)的72小时降水3240毫米,此热带气旋在18~27日的10天内,使 Commerson(海拔2320米)的降水量达5678毫米。

最高的眼区温度:西北太平洋超级台风 Nora 在700hPa 的眼区温度为30℃(Holliday,1975);超级台风 Marge 在500hPa 的眼区温度为16.6℃(Simpson,1952年)。

最大的垂直移动:从上冲砧状云的观测中计算得热带气旋 Hilda 在珊瑚海时的上升速度达25~35m/s(Ebert 和 Holland,1992年)。

最大半径:1979年10月12日,西北太平洋超级台风 Tip 的大风(15m/s)半径为1100km(Dunnavan 和 Diercks,1980年)。

最小半径:1974年12月24日,在澳大利亚达尔文热带气旋 Tracy 的大风(15m/s)半径为50km(澳大利亚气象局,1977年)。

最小眼区:1974年12月24日,在澳大利亚达尔文,从雷达观测热带气旋 Tracy 的眼区半径为6km(澳大利亚气象局,1977年)。

最大眼区:1979年2月21日,在珊瑚海,从飞机侦察的热带气旋 Kerry 的眼区半径为90km(Sheet 和 Holland,1981年)。

最长生命期:飓风 Ginger 的生命期为30天(北大西洋,1971年;Avila,个人通讯,1993年),1983年在南印度洋的热带气旋 Elinor 的生命期为20天;1972年在西北太平洋的台风 Rita 发布了79个警报(Jeffries 等,1992年)。

最多死亡人数:1970年,臭名昭著的孟加拉国热带气旋造成的死亡人数有几种估计,一些是推测性的,但比较确切的是至少有30万人在低地的三角洲死于与该热带气旋相关的风暴潮中。十九世纪50年代中期长江流域连续灾害性洪水致使数百万人死亡(南方1979)。

最大财物损失:客观地表示出它的数量几乎是不可能的,但可以用一些例子来说明。1974年,热带气旋 Tracy 损坏了澳大利亚达尔文的80%的房屋,在热带气旋经过的地方,许多小的村落被冲毁掉;1992年,热带气旋 Andrew 在美国的路易斯安那州和佛罗里达州造成的损失创下了最高记录,粗浅的估计,损失达250亿美元。

9.8.2 区域记录

这一部分由当地气象部门归入本区域的记录中。

9.9 轶事拾零

飓风块石:1972年10月21日期间,在 Funafuti 环礁上(8°S,179°E),飓风 Bebe 引起的波浪和风暴潮抬起一块高3.5米,宽37米,长18千米的永久石头壁垒(Maragos 等,1973年)。

热气:1979年2月,在珊瑚海,热带气旋 Kerry 眼区外部云带末端13千米处的240hPa 平流层有一温度异常18℃的极暖集中区(Holland 等,1984年),座舱内乘有气象员的波音747 飞机观测这一热带气旋,当飞机的发动机熄火时,引起了较大的恐慌;在西澳大利亚的一次相似的事件中,由于熄火,飞机下降到距地面3000米的高度时才重新发动起来。

最好的船舶观测:1935年9月26日,日本皇家海军官员的船只在西北太平洋遭到一台风的袭击,然而他们收集到第一手的、或许还是最完整的热带气旋海面结构的观测资料(Arakawa 和 Suda,1953年)。

最好的书名:“利用按时间和地点排列好的观测事实得出风暴活动规则的一种尝试;从航海实际应用的角度,指出造成风发生变化的原因。”(Reid,1838)。

气象学(Meteorology):该词似乎是海军上将 FitzRoy(1862)首先引用于其文章的,他希望读者接受这个词作为当时已被人们接受的“Meteorologic”或“Metecological”的缩写。

气旋(Cyclone)=盘绕在一起的蛇(Coiled Snake);Piddington(1855)首先在根据希腊文 κυκλωει 或蛇的盘绕一词的基础上创造了气旋(Cyclone)这个词。该词意味着颇具特色的环流和向心气流。

台风(Typhoon)=大风:“台风”一词似乎是起源于十分接近中国古时官方语言(t'ai fung),以表示大风的意思。

飓风(Hurricane)=发怒的上帝(Angry God):“飓风”一词起源于 Huracan,或中美洲泰诺部落的“魔鬼之王”(Anthes,1982)。

病狂的 Bob:与一般认为的相反,在澳大利亚还把热带气旋称为 Willy Willys,这个名字是沙尘暴的意思。然而,早期西海岸的澳大利亚人经常用这个生动活泼的词病狂的 Bob 来指强热带气旋。

神风:在14世纪,一支在那时可能为最大的蒙古舰队在入侵日本的途中遇到台风而全军覆没,不然这将是一次成功的侵略。这一对日本来说的极大幸事导致了“Kamikaze”一词的诞生,该词即为“神风”之意。

朋友或对手:澳大利亚预报员 Clement Wragge 当他开始按惯例给热带气旋命名时,他偶然用他不满意的政界人物的名字来命名那些特别强的热带气旋。

巧合吗?TCM-90现场实验是继一系列对台风 Abby 作出不成功的预报之后开始的;该实验的组织者名为 Bob Abbey;在关岛现场实验的指挥是 Russ Elsberry,几个月后,关岛遭到了超级台风 Russ 的严重破坏。

参考文献

- Abdullah, A.J., 1966: The spiral bands of a hurricane: A possible dynamic explanation. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 367-375.
- Abe, S., 1987: The looping motion and the asymmetry of tropical cyclone. *J. Met. Soc. Jap.*, **65**, 247-257.
- Abe, S., Y. Nakazawa, 1982: A Statistical Study of the Movement of Typhoon. *J. Met. Soc. Jap.*, **60**, 947-955.
- Abrol, V., 1986: Design basis tropical cyclone for the east coast of India. *Mausam*, **37**, 412.
- ADB, 1991: *Disaster Mitigation in Asia and the Pacific*. Information Office, Asian Development Bank, PO Box 789, 1099 Manila, Philippines.
- ADB, 1992: *Disaster Management - A Disaster Manager's Handbook*. Information Office, Asian Development Bank, PO Box 789, 1099 Manila, Philippines.
- Adem, J., 1956: A Series Solution for the Barotropic Vorticity Equation and its Application in the Study of Atmospheric Vortices. *Tellus*, **8**, 364-372.
- Adem, J. and P. Lezama, 1960: On the motion of a cyclone embedded in a uniform flow. *Tellus*, **12**, 255-258.
- Adler, R.F., D.D. Fenn and D.A. Moore, 1981: Spiral feature observed at top of rotating thunderstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1124-1129.
- Agrenich, E.A., 1984: Effect of ocean surface temperature on trajectory of tropical cyclones. *Meteorologiya i Gidrologiya*, **5**, 57-63.
- Ahmed, M.N. 1978: Forecast five days ahead of the development of low pressure areas and depression/storm over the Northern part of Bay of Bengal during southwest monsoon season. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **29**, 419-424.
- Akima, H., 1970: A New Method of Interpolation and Smooth Curve Fitting Based on Local Procedures. *J. Assoc. Comput. Mach.*, **17**, 589-602.
- Alaka, M.A., 1962: On the occurrence of dynamic instability in incipient and developing hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **90**, 49-58.
- Alexander, G., C.A. George and R. Jambunathan, 1974: Cyclones and depressions of 1973 - Bay of Bengal and Arabian sea. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **25**, 347-362.
- Alexander, G., N.S.B. Rau and R. Jambunathan, 1976: Cyclones and depressions of 1974 - Bay of Bengal and Arabian sea. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **27**, 103-126.
- Alexander, G., V. Srinivasan and R. Jambunathan, 1977: Cyclones and depressions of 1975 - bay of Bengal and Arabian sea. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **28**, 3-20.
- Allen, R.L., 1984: COSMOS: CYCLOPS Objective Steering Model Output Statistics. *Postprints, 15th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami FL, January 9-13, 1984, American Meteorological Society, Boston., 14-20.
- Andersson, E. and A. Hollingsworth, 1988: Typhoon bogus observations in the ECMWF data assimilation system. *ECMWF Tech. Memo. No. 148*, European Centre for Medium Range Weather Forecasting, Reading, Great Britain, 25pp.
- Anjaneyulu, T.S., D.R. Sikka and G. Gurunadham, 1965: Some aspects of Bay of Bengal cyclone of October 1963. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **16**, 539-556.
- Annette, P., 1978: Optimum prediction of the movement of tropical cyclone Tracy (1974) by linear extrapolation. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1619-162.

- Annette, P., 1981: The effect of using an enlarged tropical cyclone data base for analogue retrieval. *Met Note*, 133, Bureau of Meteorology, Australia, 12pp.
- Anthes, R.A., 1970: The role of large scale asymmetries and internal mixing in computing meridional circulations associated with the steady state hurricane. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 521-528.
- Anthes, R.A., 1971: Iterative solutions to the steady state axisymmetric boundary-layer equations under an intense pressure gradient. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 261-268.
- Anthes, R.A., 1972: The development of asymmetries in a three-dimensional numerical model of the tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 461-476.
- Anthes, R.A., 1974a: The dynamics and energetics of mature tropical cyclones. *Revs. Geoph. and Space Physics*, 12, 495-522.
- Anthes, R.A., 1974b: Data assimilation and initialization of hurricane prediction models. *J. Atmos. Sci.*, 31, 702-719.
- Anthes, R.A., 1982: Tropical Cyclones: Their Evolution, Structure and Effects. *Meteor. Monogr.*, Vol 19, Amer. Meteor. Soc. Boston MA (ISBN 0-033876-54-8), 208pp.
- Anthes, R.A. and S.W. Chang, 1978: Response of the hurricane boundary layer to changes of sea surface temperature in a numerical model. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1240-1255.
- Anthes, R.A. and J.E. Hoke, 1975: The effect of horizontal divergence and the latitudinal variation of the coriolis parameter on the drift of a model hurricane. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 757-763.
- Anthes, R.A., S.L. Rosenthal and J.W. Trout, 1971: Preliminary results from an asymmetric model of the tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 744-758.
- Aoki, T., 1979: A statistical prediction of the tropical cyclone position based on persistence and climatological factor in the western North Pacific (the PC method). *Geophys. Mag.*, 38, 17-27.
- Aoki, T. and M.M. Yoshino, 1983: Relation between the frequency of typhoon formations and sea surface temperature. *J. Met. Soc. Jap.*, 62, 122-175.
- Arakawa, A. and W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. *J. Atmos. Sci.*, 31, 674-701.
- Arakawa, H. 1952: Mame-Taifu or Midget Typhoon. *J. Met. Soc. Jap.*
- Arakawa, H. 1958: Coast effect on typhoon movement. *J. Met. Soc. Jap.*, 9, 123-126.
- Arnold, J.P., 1977: Tropical cyclone cloud and intensity relationships. *Dep't. Atmos. Sci. Paper No. 277*, Colorado State University, Fort Collins, Co 80523, 277pp.
- Arunachalam, G. and R. Murlaikrishna, 1976: A radar study of the Copalpur cyclone of 20 to 25 September 1972. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, 27, 299-302.
- Asthana, H.J., 1980: Radar observation of Thunderstorms from a cyclonic disturbance. *Mausam*, 31, 459-600.
- Atkinson, G.D., 1971: Forecaster's Guide to Tropical Meteorology. *Tech Rep. 240*, Air Weather Service (MAC), United States Air Force, 360pp.
- Atkinson, G.D., 1974: Investigation of gust factors in tropical cyclones. *Tech Note, JTWC 74-1*. Fleet Weather Central, US Navy, 20pp.
- Atkinson, G.D. and C.R. Holliday, 1977: Tropical cyclone minimum sea level pressure maximum sustained wind relationship for the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 421-427.

- Atlas, D., K.R. Hardy, R. Wexler and R. Baucher, 1963: The origin of hurricane spiral bands. *Geofs. Int.*, **3**, 123-132.
- Avila, L.A., 1990: Atlantic Tropical Systems of 1989. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1178-1185.
- Ayyar, P.S.H., S.D.S. Abbi and T.G. Changraney, 1975: An assessment of water potential contributed btropical storms of Bay of Bengal during post monsoon period. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **26**, 227-231.
- Baba, A., 1987: Improvement in the estimation method of moisture data from satellite. *JMA/NPD Technical Report No. 16*, 54 pp.
- Baghare, M.M. and R.K Datta, 1970: Can we utilise upper tropospheric winds for tracking storms in the Bay of Bengal? *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **21**, 81-86.
- Balasubramaniam, V. and N. Jayanthi, 1982: Interaction between the two cyclones of November 1977 over Indian seas. *Mausam* **33**, 207-210.
- Balasubramanian, C., 1964: On the distribution of storms and depressions in the Arabian sea. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **15**, 287-288.
- Ballensweig, E. M., 1959: Relation of long-period circulation anomalies to tropical storm formation and motion. *J. Meteor.*, **16**, 121-139.
- Banerji, R.C., 1962: On the microseisms associated with the Bay cyclone - 30 September 1059. *Ijmg* **13**, 550-551.
- Bansal, R.K. and R.K. Datta, 1972: Certain aspects for intensification of tropical storms over Indian ocean area. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **23**, 503-506
- Bansal, R.K. and R.K Datta, 1974: A statistical method of forecasting the movement of cyclonic storms in the Bay of Bengal. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **25**, 391-397.
- Bao, C., R. Wei and C. Huang, 1979: On the activity of the equatorial anticyclone and its influence upon the typhoon track. *Sci. Atmos. Sinica*, **2**, 141-149.
- Barnes, G.M., E.J. Zipser, D.P. Jorgenson and F.D. Marks, 1983: Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125-2137.
- Basu, B.K., 1986: Storm surge associated with the Paradip cyclone of 1982. *Mausam*, **37**, 343-346.
- Basu, B.K. and S.K. Gosh, 1987: A model of surface wind field in a tropical cyclone over Indian seas. *Mausam*, **38**, 183-192.
- Basu, T.K., 1986: The rapid decay of severe cyclonic storm on 28 October 1978 - satellite cloud study. *Mausam*, **37**, 410-411.
- Battan, L.J., 1973: *Radar Observations of the Atmosphere*. University of Chicago Press, 324 pp.
- Baynton, H.W., 1979: The case for Doppler radars along our hurricane affected coasts. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **60**, 1014-1023.
- BCAS, 1991: *Cyclone '91, an Environmental and Perceptual Study*, Bangladesh Centre for Advanced Studies, GPO Box 3971 Dhaka 1205, Bangladesh.
- Beer, T. and L. Gianni, 1980: Tropical cyclone cloud bands. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1511-1520.
- Bell, G.J., 1979: Operational forecasting of tropical cyclones: past, present and future. *Aust. Met. Mag.*, **27**, 249-259.

- Bell, G.J. and C.Y. Lam, 1980: Departures of tropical cyclone movement from geostrophic steering. *Shanghai Symp.*, 110-116.
- Bender, M.A. and Kurihara, Y., 1983: The energy budgets for the eye and eye wall of a numerically simulated tropical cyclone. *J. Met. Soc. Jap.*, **61**, 239-243.
- Bender, M.A. and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of the mountainous terrain of Japan on tropical cyclones. *Short and Medium Range Weather Prediction*. (Editor, T. Matsuno). Meteor. Soc. Japan. 651-663.
- Bender, M.A., R.E. Tuleya and Y. Kurihara, 1984: A numerical study of the effect of a mountain range on a landfalling tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 567-582.
- Bender, M.A., R.E. Tuleya and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 130-155.
- Bengtsson, L., H. Boettger and M. Kanamitsu, 1982: Simulation of hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus*, **34**, 440-457.
- Betts, A.K. and J.S. Simpson, 1986: Thermodynamic budget diagrams for the hurricane subcloud layer. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 842-849.
- Bhattacharjee, P. and A.C. De, 1965: Radar study of the cyclonic storm of 21 September 1962 in the Bay of Bengal. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **16**, 81-84.
- Bhattacharjee, P. and A.C. De, 1976: Cyclonic storm of 14-15 August 1974 in the Bay of Bengal - a radar study. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **27**, 9-14.
- Bhushan, B, 1990: A quantitative approach for determining the movement of depression/cyclone. *Mausam*, **41**, 119-124.
- BIE, 1991: *Report of Task Force on Cyclone and Storm Surge April 29-30, 1991*. Bangladesh Institution of Engineers (Available from R. Southern).
- Black, P.G., 1983a: Tropical storm structure revealed by stereoscopic photographs from Skylab. *Adv. Space Res.*, **2**, 115-124.
- Black, P.G., 1983b: *Ocean Temperature Changes Induced by Tropical Cyclones*. Phd Dissertation, Pennsylvania State University, State College., PA, USA. 278pp.
- Black, P.G. R.A. Anthes, 1971: On the asymmetric structure of the tropical cyclone outflow layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1348-1366.
- Bose, B.L. and D.V. Rao, 1957: Thickness Patterns and intensification of Bay storms. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **8**, 55-60.
- Brand, S., 1970: Interaction of binary tropical cyclones in the western North Pacific Ocean. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 433-441.
- Brand, S., 1973: Rapid intensification and low-latitude weakening of tropical cyclones of the western north pacific ocean. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 94-109.
- Brand, S. and J.W. Belloch, 1973: Changes in the characteristics of typhoons crossing the Philippines. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 104-109.
- Brand, S. and J.W. Belloch, 1974: Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 708-703.
- Brand, S., C.A. Buenafe and H.D. Hamilton, 1981: Comparison of tropical cyclone motion and environmental steering. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 908-909.

Brand, S. and C. P. Guard 1978: Extratropical storm evolution from tropical cyclones in the western North Pacific Ocean. *Tech. Report TR 78-02*, NEPRF, Monterey, CA, 19 pp.

Bretschneider, C.C., 1957a: Revisions in wave forecasting deep and shallow water. *Proc. 6th Conf. Coastal Eng.*, 30-67.

Bretschneider, C.C., 1957b: Hurricane design wave practice. *Proc. A.S.C.E., Waterways and Harbors Div.*, 83 (WWR): paper 1238.

Britten, N.R., 1987: Disaster in the South Pacific: Impact of tropical cyclone "Namu" on the Solomon Islands, May 1986. *Disasters*, 11, 120-133.

Browner, S. P., W. L. Woodley, and C. G. Griffith 1977: Diurnal oscillation of the area of cloudiness associated with tropical storms. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 856-864.

Brunt, A.T., 1966: Rainfall associated with tropical cyclones in the northeast Australian region. *Aust. Met. Mag.*, 14, 85-104.

Bureau of Meteorology, 1977: *Report by Director of Meteorology on Cyclone Tracy, December 1974*. Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, 82pp.

Bureau of Meteorology, 1978: *The Australian Tropical Cyclone Forecasting Manual* (Ed. A.B. Neal and G.J. Holland) Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, 274pp.

Carr, F.H., 1978: The mid-tropospheric cyclone: Numerical experimentation. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, 29, 295-301.

Carr, L.E. III and R.L. Elsberry, 1990: Observational evidence for Beta-induced tropical cyclone motion relative to steering. *Mon. Wea. Rev.*

Carr, L.E., III, and R.L. Elsberry, 1992: Analytical tropical cyclone asymmetric circulation for barotropic model initial conditions. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 644-652.

Carr, L.E. III and R.T. Williams, 1990: Barotropic vortex stability to perturbations from axisymmetry. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3177-3191.

Carrier, 1971: The intensification of hurricanes. *J. Fluid. Mech.*, 49, 145-158.

Carrier, G.F., A.L. Hammond and O.D. George, 1971: A model of the mature hurricane. *J. Fluid. Mech.*, 47, 145-170.

Carter, T.M., 1983: Probability of hurricane/storm conditions: *User's guide for local decision-makers*. NOAA, Department of Commerce, Washington, DC.

Cauchard, G. and R. Pascal, 1984: Le cyclone 'Reva'. *Met-Mar.*, No. 122-1.

CERC, 1973: *Shore Protection Manual, Vol 1*. US Army Coastal Engineering Research Center, (Govt. Printing Office, No D 103.6/5;Sh 7/3/v.1), 516pp.

Chakravorty, K.C., 1950: Characteristics of calm centres of some cyclonic storms which formed in the Bay of Bengal and passed over Calcutta and Sauror Island. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, 1, 252-254.

Chakravorty, K.C. and S.C. Basu, 1957: A note on the factors useful for the prediction of recurvature of storms in the Bay of Bengal. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, 8, 303-308.

Challa, M. and R. Pfeffer, 1980: Effects of eddy fluxes of angular momentum on model hurricane development. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1603-1618.

Challa, M. and R.L. Pfeffer, 1984: The effect of cumulus momentum mixing on the development of a symmetric model hurricane. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1312-1319.

- Chan, J.C.L., 1984: An observational study of the physical processes responsible for tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1036-1048.
- Chan, J.C.L., 1985a: Identification of the steering flow for tropical cyclone motion from objectively analysed wind fields. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 106-116.
- Chan, J.C.L., 1985b: Tropical cyclone activity in the northwest Pacific in relation to the El Niño/Southern Oscillation phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 599-606.
- Chan, J.C.L., 1990: Regional interannual variability of tropical cyclones over the western North Pacific. *Research Report (AP-90-06)*, City Polytechnic of Hong Kong, 40 pp.
- Chan, J.C.L., 1991: Prediction of annual tropical cyclone activity over the western North Pacific. *Research Report (AP-91-05)*, City Polytechnic of Hong Kong, 24 pp.
- Chan, J.C.L. and M.Y. Chan, 1988: Tropical cyclone spinup and intensity change. *Tech. Note*, 77, Royal Observatory Hong Kong, 12pp.
- Chan, J.C.L. and W.M. Gray, 1982: Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1354-1374.
- Chan, J.C.L. and G.J. Holland, 1989: Observing tropical cyclones: Where next. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **70**, 1560-1563.
- Chan, J.C.L. and H. Lam, 1989: Performance of the ECMWF model in predicting the movement of Typhoon Wayne (1986). *Wea. and Forec.*, **4**, 234-245.
- Chan, J.C.L. and R.T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the Beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257-1265.
- Chang, S.W.J., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1255-1270.
- Chang, S.W.J., 1983: A numerical study of the interactions between two tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1806-1817.
- Chang, S.W.J., 1984: Reply to "Comments on A numerical study of the interactions between two tropical cyclones". *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1646-1647.
- Chang, S.W.J. and R.A. Anthes, 1979: The mutual response of the tropical cyclone and the ocean. *J. Phys. Ocean.*, **9**, 128-135.
- Charney, J.G. and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 901-924.
- Cheang, B.K., 1978: Structure of a cyclonic disturbance over the South China sea and the Malaysian region during the winter monsoon. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **29**, 16-25.
- Chen, L., 1988: On the Research of Unusual Typhoon and their Operational Forecast in China. Abstract Volume, International Conference on Tropical Meteorology, Brisbane, Australia (4-8 July).
- Chen, L. and Y. Ding, 1979: *A General Introduction to Typhoons in the Western Pacific*. Academy Press, Beijing (in Chinese), 491 pp.
- Chen, L. and W.M. Gray, 1986: Global view of the upper level outflow patterns associated with tropical cyclone intensity changes during FGGE. *Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 392*, Colorado State University, Fort Collins, CO 80523, 126pp.
- Chin, P.C., 1970: The "Control Point" method for the prediction of tropical cyclone movement. *Tech. Note*, 30. Royal Observatory, Hong Kong, 25pp.

- Chin, P.C., 1972: Tropical cyclone climatology for the China seas and western Pacific. *Tech. Memoir, 11*, Royal Observatory, Hong Kong.
- Choudhuri, S.N.R., Y.H. Subramanyan and R. Chellappa, 1959: Climatological study of storms, and depressions in the Arabian sea. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **10**, 283-290.
- Clark, M., 1986: Quote in *The Penguin Macquarie Thesaurus*. Penguin Books, Australia ISBN 0 14 051182 2, 812 pp plus appendix.
- CMB, 1972: *Northwest Pacific Typhoon Track Maps, 1949-1969*, Beijing, People's Republic of China, (in Chinese), 378 pp..
- Colon, J.A. and W.R. Nightingale, 1963: Development of tropical cyclones in relation to circulation patterns at the 200-mb level. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 329-336.
- Colon J.A., C.R.V. Raman and V. Srinivasan, 1970: On some aspects of the tropical cyclone of 20-29 May 1963 over the Arabian sea. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **21**, 1-22.
- Connor, W.C., R.H. Kraft and D.L. Harris, 1957: Empirical methods for forecasting the maximum surge due to hurricanes and other tropical storms. *Mon. Wea. Rev.*, **85**, 113-116.
- Conway, B.J., 1989: Expert systems and weather forecasting. *Meteor. Mag.*, **118**, 23-30.
- Court, A, 1980: Tropical cyclone effects on California. *Tech. Memo. NWS WR-159*, NOAA, US Department of Commerce, Washington, DC, 41pp.
- Cox, J.L. and G. Jager, 1969: A satellite analysis of twin tropical cyclones in the western pacific. *ESSA Tech. Memo WBTM SOS 5*, US Department of Commerce, Washington, DC, 24pp.
- Cressman, G.P., 1951: The development and motion of typhoon Doris. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **32**, 326-333.
- Crutcher, H.L., 1971: Atlantic Tropical Cyclone Statistics. *NASA CR 61355*, National Aeronautics and Space Agency, George C. Marshall Space Flight Center, Huntsville, AL, 16 pp.
- Crutcher, H.L. and M.L. Nicodemus, 1973: *South Indian Tropical Cyclone Vector Mean Charts*. U.S. Department of Commerce. NOAA/EDS, National Climatic Center, Asheville, NC, 10 pp. + 35 charts.
- Crutcher, H.L. and R.G. Quayle, 1974: *Mariners Worldwide Climatic Guide to Tropical Storms at Sea*. U.S./EDS, National Climatic Center in cooperation with The Naval Weather Service Environmental Detachment, Asheville, NC, 114 pp. + 312 charts.
- Crutcher, H.L. and F.T. Quinlan, 1971: *Atlantic Tropical Cyclone Vector Mean Charts*. NOAA/EDS, National Climatic Center, Asheville, NC, 7 pp. + 35 charts.
- Curry, W.T., R.L. Elsberry and J.C.I. Chan, 1985: An objective determination of tropical cyclone warning positions. *Extended Abstracts, 16th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Amer. Met. Soc., Boston, 92-94.
- Das, P.K., 1972: Prediction model for storm surges in the Bay of Bengal. *Nature*, **239**, 211-213.
- Das, P.K., 1981: Storm surges in the Bay of Bengal. *Indian Acad. Sci. (Engg. Sci.)*, **4**, 269-276.
- Das, P.K., S.K. Dube, U.C. Mohanty, P.C. Sinha and A.D. Rao, 1983: Numerical simulation of the surge generated by the June 1982 Orissa cyclone. *Mausam*, **34**, 359-366.
- Das, P.K., C.A. George and R. Jambunathan, 1972: Cyclones and depressions of 1971 - Bay of Bengal and Arabian sea. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **23**, 453-466.
- Das, P.K., C.A. George and R. Jambunathan, 1973: Cyclones and depressions of 1972 - Bay of Bengal and Arabian sea. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **24**, 327-344.

- Das, P.K., P.C. Sinha, and V. Balasubramanyam, 1974: Storm Surges in the Bay of Bengal. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **100**, 437-449.
- Datta, R.K. and R.N. Gupta, 1975: Tracking tropical storms in the Bay of Bengal and calculation of probabilities of its striking east coast by storm analogue technique. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **26**, 345-348.
- Davidson, N.E. 1992: Tropical prediction using dynamical nudging, satellite-defined convective heat sources, and a cyclone bogus. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2501-2511.
- Davidson, N.E. and G.J. Holland, 1986: A diagnostic analysis of two intense monsoon depressions over Australia. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 380-392.
- Davidson, N.E., K. Puri, R. Bowen, J. Fraser, J. Wadsley and H-M. Wong, 1991: BMRC Real-time analysis of the tropospheric circulation during TCM-90. *BMRC Res. Rep. No 26*, Bureau of Meteorology Research Centre, PO Box 1289K Melbourne, Vic 3001 Australia, 146pp.
- De, A.C. and S.N. Sen, 1959: Cyclonic storm of 13-14 September 1958 in the Bay of Bengal - a radar study. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **10**, 393-398..
- DeMaria, M., 1983: Experiments with a spectral tropical cyclone model. *Dept. Atmos. Sci. Paper No. 371*, Colorado State University, Fort Collins, CO, 80523, 224pp.
- DeMaria, M., 1985: Tropical cyclone motion in a nondivergent barotropic model. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1199-1210.
- DeMaria, M., 1987: Tropical cyclone track prediction with a barotropic spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2346-2357.
- DeMaria, M., S.D. Aberson, K.V. Ooyama, and S.J. Lord, 1992: A nested spectral model for hurricane track forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1628-1643.
- DeMaria, M. and J.C-L. Chan, 1984: Comments on "A numerical study of the interactions between two tropical cyclones". *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1643-1645.
- DeMaria, M. and J. Kaplan 1993: Verification of a statistical hurricane intensity prediction model. *Extended Abstracts, 20th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Amer. Meteor. Soc., Boston, MA.
- DeMaria, M., M.B. Lawrence and J.T. Kroll, 1990: An Error Analysis of Atlantic Tropical Cyclone Track Guidance Models. *Wea. Forec.*, **5**, 47-61.
- DeMaria, M. and J.D. Pickle, 1988: A simplified system of equations for simulation of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1542-1554.
- DeMaria, M. and W.H. Schubert, 1984: Experiments with a spectral tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 901-924.
- Depperman, Rev C.E., 1947: Notes on the origin and structures of Philippine typhoons. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **28**, 399-404.
- Desai, B.N., 1951: Some aspects of tropical meteorology with special reference to the Indian weather - an examination of Malurkar's concepts regarding them. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **2**, 113-120.
- Desai, B.N., 1971: On some aspects of the tropical cyclone of 20-29 May 1963 over the Arabian sea. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **22**, 607-610.
- Desai, B.N., 1972: Examination of statement of Dixit and Jones about the Gujarat low changing from a cold-core to a warm-core tropical cyclone during 2-8 August 1964. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **23**, 93-95.

- Desai, B.N. and Y.P. Rao, 1954: The severe Nagapattinam cyclone 30 November 1952. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **5**, 200-201.
- Desai, D.S. and N.B. Thade, 1981: Properties of interacting storms over Indian seas and their uses in forecasting. *Mausam*, **32**, 301-306.
- Dhar, O.N. and P.R. Mhaikar, 1973: Areal and point distribution of rainfall associated with depressions/storms on the day of crossing India. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **24**, 271-278.
- Dhar, O.N., P.R. Rakhecha and B.N. Mandal, 1980: Is the number of cyclonic disturbances traversing India during a monsoon season related to the rainfall in that season?. *Mausam*, **31**, 119-124.
- Diercks, J.W. and R.A. Anthes, 1976a: Diagnostic studies of spiral rainbands in a non-linear hurricane model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 959-975.
- Diercks, J.W. and R.A. Anthes, 1976b: A study of spiral bands in a linear model of a cyclone vortex. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1714-1729.
- DiMego, G. J. and L. F. Bosart, 1982a: The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part I: The observed fields and vertical motion computations. *Mon. Wea. Rev.* **110**, 385-411.
- DiMego, G. J. and L. F. Bosart, 1982b: The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part II: Moisture, vorticity, and kinetic energy budgets. *Mon. Wea. Rev.* **110**, 412-433.
- Dong, K., 1987: On the Relationship between Tropical Cyclone Motion and Intensity. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 964-968.
- Dong, K. 1988: El Nino and tropical cyclone frequency in the Australian region and the northwest Pacific. *Aust. Met. Mag.*, **36**, 219-225.
- Dong, K. and C.J. Neumann, 1983: On the relative motion of binary tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 945-953.
- Dong, K. and C.J. Neumann, 1986: The relationship between tropical cyclone motion and environmental geostrophic flows. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 115-122.
- Dorman, C.M.L., 1984: Tropical cyclone wind speeds in Australia. *Civil Eng. Trans.*, **1984**, 132-246.
- Doviak, R.J. and D.S. Zmjc, 1984: *Doppler Radar and Weather Observations*. New York, Academic Press.
- Drosdowski, L. and F. Woodcock, 1991: The South Pacific and southeast Indian Ocean tropical cyclone season 1988-1989. *Aust. Met. Mag.*, **39**, 113-129.
- Dunn, G.E. and B.I. Miller, 1964: *Atlantic Hurricanes* (revised edition). Louisiana State University Press, 377pp.
- Dunnavan, G.,M., and J.W. Diercks, 1980: An analysis of Supertyphoon Tip (October 1979). *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1915-1923.
- Durisch, P., R. Howarth and K. Stevens, 1975: *Cyclone! Christmas in Darwin 1974*. Sydney Morning Herald Publication, 14 Herbert St. Artarmon, NSW, Australia, 64pp.
- Dvorak, V.F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 420-430.
- Dvorak, V.F., 1976: The development of tropical storm Hallie. *Sat. App. Info. Note 11/75-2*, NWS/NESS, 4pp.
- Dvorak, V.F., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech. Rep. NESDIS 11, 47pp.

- Dyson, A., 1983: *From Time Ball to Atomic Clock*. The Royal Observatory, Hong Kong, 138pp.
- Ebert, E.E. and G.J. Holland, 1992: Observations of record deep convection in Tropical Cyclone Hilda. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2240-2251.
- Eliassen, A., 1951: Slow thermally or frictionally controlled meridional circulation in a circular vortex. *Astrophysica Norvegica*, **5**, No 2, 19-60.
- Eliassen, A., 1971: VII. Ekman layer - On the Ekman layer in a circular vortex. *J. Met. Soc. Jap.*, **49**, 784-789.
- Elsberry, R.L., 1979: Applications of tropical cyclone models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**, 750-762.
- Elsberry, R.L., 1987: Tropical cyclone motion. *A Global View of Tropical Cyclones*. (R.L. Elsberry, ed.), Marine Meteorology Program, US Office of Naval Research Arlington, VA, 185pp.
- Elsberry, R.L., 1989: ONR Tropical Cyclone Motion Research Initiative: Mid-year review, discussion and working group reports. *Tech. Rep. NPS-63-88-005*, Naval Postgraduate School, Monterey, CA, 103pp.
- Elsberry, R.L., 1990: International experiments to study tropical cyclones in the western North Pacific. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **71**, 1305-1315.
- Elsberry, R.L., 1993: Advances in dynamic predictions and modelling of tropical cyclone motion. *NPS-MR-93-002*, Naval Postgraduate School, Monterey, CA 93943-5000, USA, 35pp.
- Elsberry, R.L., and R.F. Abbey, Jr., 1991: Recent advances in the understanding of tropical cyclone motion. *Tech. Rep. NPS-MR-91-003*, Naval Postgraduate School, Monterey, CA 93943, 92 pp.
- Elsberry, R.L., and R.H. Bohrer, Jr., 1992: Three-component decompositions of tropical cyclone wind fields: Relation to tropical cyclone motion. *Tropical Cyclone Disasters* (Ed J. Lighthill, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang) To appear.
- Elsberry, R.L. and N.T. Camp, 1978: Oceanic thermal response to strong atmospheric forcing. I. Characteristics of forcing events. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 206-214.
- Elsberry, R.L., B.C. Diehl, J.C.-L. Chan, P.A. Harr, G.J. Holland, M. Lander, T. Neta and D. Thom, 1991: ONR tropical cyclone motion initiative: Field experiment summary. *NPS-MR-91-001*, Naval Postgraduate School, Monterey, CA, 93943, 107 pp.
- Elsberry, R.L. and D.R. Frill, 1980: Statistical post-processing of dynamical tropical cyclone model track forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1219-1225.
- Elsberry, R.L. and R.W. Garwood, 1978: Sea-surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **59**, 786-789.
- Elsberry, R.L. and J.E. Peak, 1986: An evaluation of tropical cyclone forecast aids based on cross-track and long-track components. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 142-155.
- Elsberry, R.L., N.A.S. Pearson and L.B. Corgnati, 1974: A quasi-empirical model of the hurricane boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **79**, 3033-3040.
- Elsberry, R.L. and S.D. Rancey, 1978: Sea-surface temperature response to variations in atmospheric wind forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 881-887.
- Emanuel, K.A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585-604.
- Emanuel, K.A., 1888a: Toward a general theory of hurricanes. *American Scientist*, **76**, 370-379.
- Emanuel, K.A., 1988b: The Maximum Intensity of Hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1143-1155.

- Erickson, C.O., 1967: Some aspects of the development of Hurricane Dorothy. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 121-130.
- Errico, R. and D. Baumfchner, 1987: Predictability experiments using a high-resolution limited-area model. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 488-504.
- ESCAP/WMO, 1992: ESCAP/WMO Typhoon Committee Annual Review, 1991. (Also annual reviews for 1985-1990).
- Evans, J., 1990: Envisaged impacts of enhanced greenhouse warming on tropical cyclones in the Australian region. *Tech. Paper. 20*, CSIRO Division of Atmospheric Research, ISBN 0 643 05111 2. 31pp.
- Evans, J.L., G.J. Holland and R.L. Elsberry, 1991: Interactions between a barotropic vortex and an idealised subtropical ridge: I. Vortex motion. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 301-314.
- Fairall, C.W., J.D. Kepert and G.J. Holland, 1993: The effect of sea spray on surface energy transports over the ocean. *The Atmosphere Ocean System* (In Press).
- Fandry, C.B., L.M. Leslie and R.K. Steedman, 1984: Kelvin-type coastal surges generated by tropical cyclones. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 582-593.
- FEER, 1993: *Asia 1993 Yearbook*. Far Eastern Economic Review. GPO Box 160, Hong Kong.
- Fett, R.W., 1964: Aspects of hurricane structure: New model considerations suggested by Tiros and Project Mercury observations. *Mon. Wea. Rev.*, **92**, 43-60.
- Fett, R.W., 1967: Some unusual aspects concerning the development and structure of typhoon Billie- July 1967. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 637-648.
- Fett, R.W and S. Brand, 1975: Tropical cyclone movement forecasts based on observations from satellites. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 452-465.
- Fiorino, M.J., and R.L. Elsberry, 1989a: Contributions to tropical cyclone motion by small, medium and large scales in the initial vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 721-727.
- Fiorino, M.J. and R.L. Elsberry, 1989b: The role of vortex structure in tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975-990.
- Fiorino, M.J., J.S. Goerss, J.J. Jensen and E.J. Harrison, Jr., 1993: An evaluation of the real-time tropical cyclone forecast skill of the Navy Operational Global Atmospheric Prediction System in the western North Pacific. *Wea. Forecast.*, **8**, 3-24.
- Fitz Roy, Admiral R., 1862: *The Weather Book, A manual of Practical Meteorology*. Longman, Green, Roberts and Green, London. 464pp.
- Fletcher, R., 1955: Computation of maximum surface winds in hurricanes. *Bull. Amer. Meter. Soc.*, **36**, 247-250.
- Foley, G.R., 1989a: Low Frequency and Seasonal Variability Within Ocean Basins Southeast Indian Ocean and Northern Australia. *Rapporteur Reports, IWTC-II, Volume II*, 355-367.
- Foley, G.R., 1989b: Extratropical transition of tropical cyclones. *Topic chairman and rapporteur reports of the second WMO International Workshop on Tropical Cyclones (IWTC-II)*. *WMO/TD 319*, 4.5.1-4.5.23.
- Foster, E.J. and T.J. Lyons, 1984: Tropical cyclogenesis: A comparative study of two depressions in the north west of Australia. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **110**, 105-120.
- Frank, W.M., 1977a: The structure and energetics of the tropical cyclone. 1. Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1135.

- Frank, W.M., 1977b: The structure and energetics of the tropical cyclone. 2. Dynamics and energetics, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1136-1150.
- Frank, W.M., 1977c: Convective fluxes in tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1554-1568.
- Frank, W.M., 1982: Large-scale characteristics of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 572-586.
- Frank, W.M., 1984: A composite analysis of the core of a mature hurricane. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2401-2420.
- Frank, W.M., 1987: Tropical cyclone development. *A Global View of Tropical Cyclones*. (Ed. R.L. Elsberry). ONR Marine Meteorology Program, Arlington VA, 53-90.
- Franklin, J.L., 1990: Dropwindsonde observations of the environmental flow of Hurricane Josephine (1984): Relationships to vortex motion. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2732-2744.
- Fujita, T., 1952: Pressure Distribution Within Typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437-451.
- Fujita, T. and T. Izawa, 1967: A model of typhoons accompanied by inner and outer rainbands. *J. Appl. Meteor.*, **6**, 3-19.
- Fujiwhara, S., 1921: The natural tendency towards symmetry of motion and its application as a principle of motion. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **47**, 287-293.
- Fujiwhara, S., 1923: On the growth and decay of vortical system. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **49**, 75-104.
- Fujiwhara, S., 1931: Short note on the behaviour of two vortices. *Proc. Phys. Math. Soc. Japan, Ser. 3*, **13**, 106-110.
- Futi, H., 1956a: On the oscillatory inertia motion of the atmosphere and the meandering movement of typhoon. *Geophys. Mag.*, **27**, 105-168.
- Futi, H., 1956b: An additional note to "On the oscillatory inertia motion of the atmosphere and the meandering movement of typhoon". *Geophys. Mag.*, **27**, 395-399.
- GBR, 1991: *The Guinness Book of Records*.
- Gentry, R.C., T.T. Fujita and R.C. Sheets, 1970: Aircraft, spacecraft, satellite and radar observations of Hurricane Gladys, 1968. *J. Appl. Met.*, **9**, 837-850.
- George, C.A., 1953: Thermal thickness patterns and tropical storms. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.* **04**, 279-290.
- George, C.A. and M.A. Sharma, 1973: Cyclone movement. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **24**, 109-116.
- George, J.E. and W.M. Gray, 1976: Tropical cyclone motion and surrounding parameter relationships. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 1252-1264.
- Ghosh, S.K., 1977: Prediction of storm surges on the east coast of India. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **28**, 157-168.
- Ghosh, S.K., 1981: The intensity of the Andhra cyclone of 1977. *Mausam*, **32**, 321-322.
- Ghosh, S.K., B.N. Dewan and V. Singh, 1983: Numerical simulation of storm surge envelopes associated with the recent severe cyclones impinging on the East and West coasts of India. *Mausam*, **34**, 399-404.
- Ghosh, S.K. and T.K. Ray, 1990: A cyclonic storm wave model for the Bay of Bengal and the Arabian Sea. *Mausam*, **41**, 371-341.

- Goerss, J.S. and R.L. Jeffries, 1993: Assimilation of synthetic tropical cyclone observations into the Navy Operational Global Atmospheric Prediction System. *Wea. and Forec.*, (In review).
- Gordon, A., 1986: Tropical storm growth and decay in t,k space. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **59**, 435-440.
- Goudeau, D.A. and W.C. Connor, 1968: Storm Surges Over the Mississippi River delta accompanying Hurricane Betsy, 1965. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 118-124.
- Graham, H.E. and G.N. Hudson, 1960: Surface winds near the center of hurricanes (and other cyclones). *NHRP Rep. 39*, (US Govt. Printing Office No. C30.44:39), 200pp.
- Gray, W.M., 1962: On the balance of forces and radial accelerations in hurricanes. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **88**, 430-458.
- Gray, W.M., 1966: On the scales of motion and internal stress characteristics of the hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 278-288.
- Gray, W.M., 1967: The mutual variation of wind, shear and baroclinicity in the cumulus convective environment of the hurricane. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 55-73.
- Gray, W.M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.
- Gray, W.M., 1975: Tropical cyclone genesis. *Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 232*, Colorado State University, Fort Collins CO, USA, 121 pp.
- Gray, W.M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the general circulation. *Meteorology Over the Tropical Oceans*. (D.B. Shaw, Ed.). Royal Meteorological Society, James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berks, RG 12 1BX, 155-218.
- Gray, W.M., 1982: Tropical cyclone genesis and intensification. *Topics in Atmospheric and Oceanographic Sciences, Intense Atmospheric Vortices*, (ed L. Bengtsson and J. Lighthill), Springer Verlag, Berlin (ISPN 3-540-11657-5), 3-20.
- Gray, W.M., 1984a: Atlantic seasonal hurricane frequency: Part 1. El Nino and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1649-1668.
- Gray, W.M., 1984b: Atlantic seasonal hurricane frequency: Part 2. Forecasting its variability. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1669-1683.
- Gray, W. M., 1988: Environmental influences on tropical cyclones. *Aust. Met. Mag.*, **36**, 127-139.
- Gray, W. M., C. Landsea, P. Mielke and K. Berry, 1991: Predicting Atlantic seasonal hurricane activity 0-4 months in advance. *Wea. Forec.*
- Gray, W.H., C.J. Neumann, C.J. and T.L. Tsui, 1990: Assessment of the role of aircraft reconnaissance on tropical cyclone analysis and forecasting. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **72**, 1867-1883.
- Gray, W.M. and D.S. Shea, 1973: The hurricane's inner core region, II: Thermal stability and dynamic characteristics. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1565-1576.
- Gray, W.M. and J.D. Sheaffer, 1991: El Nino and QBO influences on tropical cyclone activity. *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies* (ed M.H. Glantz, R.W. Katz and N. Nicholls), Cambridge University Press (ISBN 0 521 36475 2), 257-284.
- Grody, N.C., C.M. Hayden, W.C.C. Shen, P.W. Rosenkranz and D.H. Staelin, 1979: Typhoon June winds estimated from scanning microwave spectrometer measurements at 55.45 GHz. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3689-3695.

Guard, C.P., 1983: A study of North Pacific tropical storms and typhoons that intensify after recurvature. *Tech Note First Weather Wing US Air Force*, 288pp.

Guard, C.P., L.E. Carr, F.H. Wells, R.A. Jeffries, N.D. Gural and D.K. Edson. 1992: Joint Typhoon Warning Center and the challenges of multibasin tropical cyclone forecasting. *Wea. Forecast.*, **7**, 328-352.

Gupta, G.R., D.K. Mishra and B.R. Yadav, 1977: the Porbandar cyclone of October 1975. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **28**, 177-188.

Gupta, G.R., K.K. Srivastava, H.C. Mehra, and T.C. Jasra, 1979: Forecasting storm rainfall over Bhagirathi catchment due to depressions/cyclonic storms. *Mausam* **30**, 139-156.

Gupta, M.G. and A.M. Sud, 1975: Use of satellite pictures for the estimates of central pressure, maximum wind speed and the storm surge heights associated with tropical storms. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, **26**, 497-500.

Hahn, G.J. and S.S.D. Shapiro, 1967: *Statistical Methods in Engineering*. John Wiley & Sons, New York, NY., 354 pp.

Hall, C.D., 1987: Verification of Global Model Forecasts of Tropical Cyclones During 1986. *Meteor. Mag.*, **116**, 216-219.

Haltiner, G.J. and R.T. Williams, 1979: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology (2nd Ed.)*. Wiley and Sons, NY, ISBN 0-471-05971-4, 477pp.

Harr, P. and E. Elsberry, 1991: Tropical cyclone track characteristics as a function of large-scale circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1448-1468.

Harris, D.L., 1956: Some Problems Involved in the study of storm surges. *NHRP Report No. 4*, U.S. Weather Bureau, 30 pp.

Hasler, A.F. and K.R. Morris, 1985: Hurricane structure and wind fields from stereoscopic and infrared satellite observations and radar data. *J. Climat. Appl. Met.*, **25**, 709-727.

Hastenrath, S., 1985: *Climate and Circulation in the Tropics*. D. Reidel, Boston, MA, 455 pp.

Hastenrath, S., 1986: On climate prediction in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 692-702.

Hastenrath, S., 1990: Tropical cyclone prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 819-825.

Hastings, P.A., 1990: Southern oscillation influences on tropical cyclone activity in the Australian/south-west Pacific region. *I. J. Climatol.*, **3**, 291-298.

Haurwitz, B., 1935: The height of tropical cyclones and the 'eye' of the storm. *Mon. Wea. Rev.*, **63**, 45-49.

Haurwitz, B., 1951: The motion of binary tropical cyclones. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, **A4**, 73-86.

Hawkins, H.F., 1983: Hurricane Allen and island obstacles. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1360-1361.

Hawkins, H.F. and S.M. Imbembo, 1976: The structure of a small intense hurricane. Inez, 1966. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 418-442.

Hawkins, H.F. and D.T. Rubsam, 1968a: Hurricane Hilda, 1964 1. Genesis, as revealed by satellite photographs, conventional and aircraft data. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 428-452.

Hawkins, H.F. and D.T. Rubsam, 1968b: Hurricane Hilda, 1964 2. Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 617-636.

Hawkins, H.F. and D.T. Rubsam, 1968c: Hurricane Hilda, 1964 3. Degradation of the hurricane. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 701-707

- Hayes-Roth, F., D.A. Waterman and D.B. Lenat (eds), 1983: *Building Expert Systems*, London, Addison-Wesley.
- Hebert, P.J., 1978: Intensification criteria for tropical depressions in the western North Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 831-840.
- Heckley, W.A., M.J. Miller and A.K. Betts, 1987: An example of hurricane tracking and forecasting with a global analysis-forecasting system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68** 226-229.
- Hodur, R.M., 1987: Evaluation of a regional model with an update cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2707-2718.
- Hodur, R.M., 1989: Tropical cyclone track prediction in a regional model. *Extended Abstracts, 18th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, San Diego, American Meteorological Society, Boston, 174-175.
- Hodur, R.M. and S.D. Burk, 1978: The Fleet Numerical Weather Central Tropical Cyclone Model: Comparison of cyclic and one-way interactive boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1665-1671.
- Hogan, T.F., and T.B. Rosmond, 1991: The description of the Navy operational global atmospheric prediction system's spectral forecast model. *Mon. Wea. Rev.* **119**, 1786-1815.
- Holland, G. J., 1978: Observations of a vortex embedded in a monsoonal flow. *Aust. Met. Mag.*, **26**, 19-21.
- Holland, G. J., 1980: An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1212-1218.
- Holland, G. J., 1981a: Comments on "Johns and Anwar ali 1980: A storm surge model for the Bay of Bengal". *Quart. J. R. Met. Soc.*, **107**.
- Holland, G. J., 1981b: Lagrangian angular momentum transports in tropical cyclones. *Intense Atmospheric Vortices*, (Ed. J. Lighthill, S. Bengtsson) Elsevier Pub. Co., 51-59.
- Holland, G. J., 1981c: On quality of the Australian tropical cyclone data base. *Aust. Met. Mag.*, **29**, 169-181.
- Holland, G. J., 1983a: Angular momentum transports in tropical cyclones. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **109**, 187-209.
- Holland, G. J., 1983b: Tropical cyclone motion: Environmental interaction plus a beta effect. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 328-342.
- Holland, G. J., 1984a: Tropical cyclone motion: A comparison of theory and observation. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 68-75.
- Holland, G. J., 1984b: On the climatology and structure of tropical cyclones in the Australian/southwest Pacific region: III. Major Hurricanes. *Aust. Met. Mag.*, **32**, 33-46.
- Holland, G. J., 1984c: On the climatology and structure of tropical cyclones in the Australian/southwest Pacific region: I. Data and tropical storms. *Aust. Met. Mag.*, **32**, 1-16.
- Holland, G. J., 1984d: On the climatology and structure of tropical cyclones in the Australian/southwest Pacific region: II. Hurricanes. *Aust. Met. Mag.*, **32**, 17-32.
- Holland, G.J., 1987: Mature structure and structure change. *A Global View of Tropical Cyclones*, (R. L. Elsberry Ed.), ONR Marine Meteorology Program, .
- Holland, G.J., I.J. Berzhins and R.T. Merrill, 1985: The Cyclone Game: Simulation of a tropical cyclone warning centre. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **67**, 1521-1524.
- Holland, G.J. and G.S. Dietachmayer, 1992: On the interaction of tropical-cyclone scale vortices. III: Continuous barotropic Vortices. *Quart. J. R. Met. Soc.* (To appear).

- Holland, G.J. and R.L. Elsberry, 1993: Tropical cyclones as natural hazards - A challenge for the UNDRP *Tropical Cyclone Disasters* (Ed J. Lighthill, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang, Z.), 17-30.
- Holland, G.J. and J.L. Evans, 1992: Interactions between a tropical cyclone and an idealised subtropical anticyclone II: Structure change. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 963-975.
- Holland, G.J., T.D. Keenan and G.D. Crane, 1984: Observations of a phenomenal temperature perturbation in Tropical Cyclone Kerry (1979). *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1074-1082.
- Holland, G.J. and M. Lander, 1993: On the meandering nature of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1254-1266.
- Holland, G.J. and L.M. Leslie, 1993: On the bogusging of tropical cyclones in numerical models: A comparison of vortex profiles. *Wea. Forecast.*, (submitted).
- Holland, G.J., L.M. Leslie and B. Diehl, 1992: comments on "The Detection of Flow Asymmetries in the Tropical Cyclone Environment" by M.J. Reeder, R.K. Smith and S.J. Lord. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2394-2497.
- Holland, G.J., L.M. Leslie, E.A. Ritchie, G.S. Dietachmayer, M. Klink and P.E. Powers, 1991: An interactive analysis and forecasting system for tropical cyclone motion. *Wea. Forecast.*, **6**, 415-423.
- Holland, G.J., J.J. McBride and N.N. Nicholls, 1988. Australian tropical cyclones and the Greenhouse effect. *Greenhouse: Planning for Climate Change*, E.J. Brill, London, The Netherlands, 438-455.
- Holland, G.J., T. McGeer and H. Youngren, 1992: The autonomous Aeronde for economical atmospheric soundings anywhere on the globe. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **73**, 1987-1998.
- Holland, G.J. and R.T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical structural changes. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **110**, 723-745.
- Holland, G.J. and C.S. Pan, 1981: On the broadscale features of tropical cyclone movement in the Australian region. *Tech. Rept. No. 31*, Bureau of Meteorology, PO Box 1289K Melbourne, Vic 3001, Australia, 25 pp.
- Holliday, C.R., 1973: Record 12 and 24 hour deepening rates in a tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.* **101**, 112-114.
- Holliday, C.R. and A.H. Thompson 1979. Climatological characteristics of rapidly intensifying typhoons. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1022-1034.
- Hope, J.R. 1971: Position error of tropical cyclones vs frequency of aircraft fixes. *J. Appl. Met.*, **10**, 1035-1036.
- Hope, J.R. and Neumann, C.J., 1971: Computer Methods Applied to Atlantic Area Tropical Cyclone Climatology. *Mariners Weather Log*, **15**, 272-278.
- Horn, J.D., 1951: On irregular movement of tropical cyclones in the Pacific. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **32**, 344-345.
- Hsu, S.A., 1991: Forecasting Hurricane Waves. *Mariners Weather Log.*, **35**, 57-58.
- Hubbert, G.D., G.J. Holland, J.M. Leslie and M.J. Manton, 1991: A real time storm surge forecasting system for the Australian tropics. *Wea. Forecasting*, **6**, 86-97.
- Hubert, L.F., 1955: Frictional filling of hurricanes. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **36**, 440-445.
- Hughes, L.A., 1952: On the low level wind structure of tropical cyclones. *J. Meteor.*, **9**, 422-428.
- Hunter, H.E., E.B. Rodgers and W.E. Shenk, 1984: An objective method for forecasting tropical cyclone motion using Nimbus and NOAA-2 Infrared measurements. *J. Climate Appl. Met.*, **23**, 668-678.

Huntley, J.E. and J.W. Diercks, 1981: The occurrence of vertical tilt in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1689-1700.

Ishihara, M., Z. Yanagisawa, H. Sakakibara, K. Matsuura and J. Aoyagi, 1986: Structure of a typhoon rainband observed by two doppler radars. *J. Met. Soc. Jap.*, **64**, 923-939

Iwasaki, T., H. Nakano, and M. Sugi, 1987: The performance of a typhoon track prediction model with cumulus parameterization. *J. Met. Soc. Jap.*, **65**, 555-570.

IWTC-II 1990: Proceedings of the second International Workshop on Tropical Cyclones. *WMO/ID No. 361*, 122 pp.

Iyer, H.M., 1960: Microseisms associated with the intense cyclone in the bay of bengal during September 1959. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **11**, 298-300.

Izawa, T., 1964: On the mean wind structure of typhoon. *Tech. Note 2*, Typhoon Res. Lab., Tokyo, 19pp.

Jackson, P., 1986: *Introduction to expert systems*. Addison-Wesley, Wokingham, England.

James, R.W., 1950: On the theory of large-scale vortex motion in the atmosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **76**, 255-276.

Janis, I.L., and L. Mann, 1977: Emergency decision making: A theoretical analysis of response to disaster warnings. *J. Human Stress*, **3**, 33-45.

Jarrell, J.D., 1978: Tropical cyclone strike probability forecasting. *Contract Rep. No. N00228-78-C-3127*, Naval Oceanic and Atmospheric Research Laboratories, Monterey, CA.

Jarrell, J.D., S. Brand and D.S. Nicklin, 1978: An analysis of western Pacific tropical cyclone forecast errors. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 925-937.

Jarvinen, B.R., A.B. Damiano and G.S. Lockett, 1985: A storm surge atlas for Corpus Christi, Texas. *NOAA Tech. Memorandum, NWS, NHC*, 27.

Jarvinen, B.R. and M.B. Lawrence, 1985: An evaluation of the SLOSH storm surge model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **66**, 1408-1411.

Jarvinen, B.R. and C.J. Neumann, 1979: Statistical forecasts of tropical cyclone intensity for the North Atlantic basin. *NOAA Tech. Memo. NWS NHC-10*, 22pp

Jayanthi, N. and A.K. Sen Sarma, 1988: Extreme value analysis and return period of tropical cyclone parameters over maritime states of India. *Mausam*, **39**, 193-196.

Jayaraman, S., 1961: Test of the randomness of the series of occurrences of depressions/cyclones in the Bay of Bengal. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **12**,3,529-530.

Jayaraman, S., T.R. Srinivasan, and N.C.R. Sircar, 1966: Persistence of the movement of the tropical cyclone/depressions in the Bay of Bengal during the pre-monsoon and post monsoon periods. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **17**,3,395-398.

Jeffries, R.A., C.H.P. Guard, L.E. Carr, F.H. Wells, C.R. Sampson, N.D. Gural and D.K. Edson, 1992: Tropical cyclone forecasters reference guide: I. Tropical cyclone warning support. *Tech. Note*, 253, NOARL, Stennis Space Center, Mississippi, 54 pp.

Jelesnianski, C.P., 1966: Numerical computations of storm surges without bottom stress. *Mon. Wea. Rev.*, **94**, 379-394.

Jelesnianski, C.P., 1967: Numerical computations of storm surges with bottom stress. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 740-756.

- Jelesnianski, C.P., 1972: SPLASH (Special Program to list Amplitudes of Surges from Hurricanes). *NOAA Tech. Memo. NWS TDL-46*, 52pp.
- Jelesnianski, C.P. and Barrientos, C.S., 1975: A Preliminary view of storm surges before and after modifications, for alongshore moving storms. *NOAA Tech Memorandum, NWS, TDL-58*, Wash., D.C. 16 pp.
- Jelesnianski, C.P. and J. Chen, 1979: SLOSH (Sea, Lake and Overland Surges from Hurricanes). *Report of Techniques Development Laboratory*, National Weather Service, Silver Spring, MD., 16pp.
- Jelesnianski, C.P., J. Chen and W.A. Shaffer, 1992: "SLOSH" Sea Lake and Overland Surges from Hurricanes. NOAA Tech. Rpt., Dept. of Comm., NOAA. (in preparation).
- Jelesnianski, C.P., J. Chen, W.A. Shaffer and A.J. Gilad, 1984: A hurricane storm surge forecasting model. *Preprints Ocean 84*, Wash., D.C., Marine Tech. Soc. and IEEE/Oceanic Eng. Soc., 314-317
- JMA, 1974: *Forecasting Manual for Typhoons*. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan. 277 pp.
- Jones, R.W., 1977: Vortex motion in a tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1518-1527.
- Jones, R.W., 1986: Mature structure and motion of a model tropical cyclone with latent heating by the resolvable scales. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1019-1027.
- Jordan, C.L., 1953. On the formation of the Masulipatam cyclone of 1949. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **4**, 339-342.
- Jordan, C.L., 1961: Marked changes in the characteristics of the eye of intense typhoons between the deepening and filling stages. *J. Met.*, **18**, 779-789.
- Jordan, E.L., 1952: An observational study of the upper wind circulation round tropical storms. *J. Met.*, **9**, 340-346.
- Jordan, H.M. and D.J. Stowell, 1955: Some small-scale features of the track of hurricane Ione. *Mon. Wea. Rev.*, **83**, 210-215.
- Jorgensen, D.P., 1984a: Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes. Part I: General observations by research aircraft. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1268-1285.
- Jorgensen, D.P., 1984b: Mesoscale and convective scale characteristics of mature hurricanes. Part II: Inner core structure of Hurricane Allen (1980). *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1287-1311
- Joseph, P. V. and B. Liebmann, 1991: Association between the Indian summer monsoon and tropical cyclones of the western North Pacific. *J. Climat.*, (submitted)
- JTWC, 1990: *1989 Annual Tropical Cyclone Report*. JTWC, Guam, 254 pp.
- JTWC, 1992: *1991 Annual Tropical Cyclone Report*. JTWC, Guam, 238 pp.
- Kalsi, S.R. and R.K. Jain, 1989: On some aspects of marginal cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 47-50.
- Kasahara, A., 1957: The numerical prediction of hurricane movement with the barotropic model. *J. Met.*, **14**, 386-402.
- Kasahara, A. and G.W. Platzman, 1963: Interaction of a hurricane with the steering flow and its effect upon the hurricane trajectory. *Tellus*, **15**, 322-335.
- Keenan, T.D., 1981: An error analysis of objective tropical cyclone forecasting schemes used in Australia. *Aust. Met. Mag.*, **29**, 133-141.
- Keenan, T.D., 1982: A diagnostic study of tropical cyclone forecasting in Australia. *Aust. Met. Mag.*, **30**, 69-80.

Keenan, T.D., 1985: Statistical forecasting of tropical cyclone movement in the Australian region. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **III**, 603-615.

Keenan, T.D., 1986: Forecasting tropical cyclone motion using a discriminant analysis procedure. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 434-441.

Keenan, T.D. and S.J. Anderson, 1987: Some examples of surface wind field analysis based on Jindalee skywave radar data. *Aust. Met. Mag.*, **35**, 153-162.

Keenan, T.D. and J.I. Templeton, 1983: A comparison of tropical cyclone, hurricane and typhoon mass moisture structure. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 320-327.

Keenan, T.D. and F. Woodcock, 1981: Objective tropical cyclone movement forecasts using synoptic and track analogue information. *Meteor. Note*, **121**, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia.

Kenny, Constable J.M., 1899: Account of the Bathurst Bay Hurricane. (As published in Whittingham, 1958).

Khairi, A.P., 1984: Comments on the 'Compositional' analysis techniques of tropical cyclone observational data. *Met. I. Gidrol*, **1**, 1984.

Khandekar, M.L. and G.V. Rao, 1975: Interaction between lower- and upper-level circulations in the tropical vortex and its influence on the vortex trajectory. *Arch. Met. Biokl., Ser. A*, **24**, 19-32.

Kiirchhoff, G.R., 1876: *Vorlesungen uber Mathematische Physik*, **1**, Leipzig: Teubner. 466 pp.

Kinsman, B., 1965: *Wind Waves*. Prentice Hall, Princeton, N.J.

Kitade, T., 1980: Numerical experiments of tropical cyclones on a plane with variable coriolis parameter. *J. Met. Soc. Jap.*, **58**, 471-488.

Kitade, T., 1981: A numerical study of the vortex motion with barotropic models. *J. Met. Soc. Jap.*, **59**, 801-807.

Koontz H., C. O'Donnell and H. Wehrich, 1984: *The Essentials of Management*. McGraw Hill, NY.

Koteswaram, P. and S. Gaspar, 1956: The surface structure of tropical cyclones in the Indian area. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **7**, 339-352.

Krayer, W.R. and R.D. Marshall, 1992: Gust Factors Applied to Hurricane Winds. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **73**, 613-617.

Krishnamurti, H.S. Bedi, K.S. Yap and D. Oosterhof, 1993: Hurricane forecasts in the FSU models. *Adv. Atmos. Sci.*, **10**, 121-131.

Krishnamurti, H.S. Bedi, K.S. Yap, D. Oosterhof and G. Rohaly, 1992: Recurvature dynamics of a typhoon. *Meteor. Atmos. Phys.*, **50**, 105-126.

Krishnamurti, T.N. and D. Oosterhof, 1989: Prediction of the life-cycle of a super-typhoon with a high resolution global model. *FSU Report Number 89-2*, Florida State University, 29 pp.

Krishnamurti, T.N., D. Oosterhof and N. Dignon, 1989: Hurricane prediction with a high resolution global model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 631-669.

Kumar, S. and K. Prasad, 1973: An objective method for the prediction of tropical storm movement in Indian seas. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **24**, 1,031-034.

Kuo, H.L., 1950: The motion of atmospheric vortices and the general circulation. *J. Meteor.*, **7**, 247-258.

Kuo, H.L., 1969: Motions of vortices and circulating cylinder in shear flow with friction. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 390-398.

- Kuo, H.L., 1971: Axisymmetric flows in the boundary layer of a maintained vortex. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 20-41.
- Kuo, H.L., 1974: Further studies of the parameterisation of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Kurihara, Y., 1975: Budget analysis of a tropical cyclone simulated in an axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 25-59.
- Kurihara, Y., 1976: On the development of spiral bands in a tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 940-958.
- Kurihara, Y., 1978: Numerical simulation of landfall of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 242-257.
- Kurihara, Y., 1984: Simulation study of the landfall of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 124-136.
- Kurihara, Y. and M.A. Bender, 1982: Structure and analysis of the eye of a numerically simulated tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Jap.*, **60** 381-395.
- Kurihara, Y., M.A. Bender and R.J. Ross, 1993: An initialisation scheme of hurricane models by vortex specification. *J. Atmos. Sci.* (Submitted).
- Kurihara, Y. and R.E. Tuleya, 1974: Structure of a tropical cyclone developed in a three-dimensional numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 893-919.
- Kurihara, Y. and R.E. Tuleya, 1982a: A note on the SST sensitivity of a numerical model of tropical storm genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 2064-2069
- Kurihara, Y. and R.E. Tuleya, 1982b: Influence of environmental conditions on the genesis of a tropical storm. *Intense Atmospheric Vortices*. (ed L. Bengtsson, J. Lighthill) 71-79.
- Kurihara, Y. and R.E. Tuleya, 1983: The energy budgets for the eye and eye wall of a numerically simulated tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Jap.*, **61**, 239-243.
- Kurihara, Y., R.E. Tuleya, M.A. Bender and R.J. Ross, 1992: Advanced modeling of tropical cyclones. *Tropical Cyclone Disasters* (Ed J. Lighthill, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang, Z.), 190-201.
- La Seur, N.E. and H.F. Hawkins, 1963: An analysis of hurricane Cleo (1958) based on data from research reconnaissance aircraft. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 694-709.
- Lahiri A., 1981: A study of cloud spirals of tropical cyclones. *Mausam*, **32**, 155-158.
- Lajoie, F.A., 1976a: On the direction of movement of tropical cyclones. *Aust. Met. Mag.*, **24**, 95-104.
- Lajoie, F.A., 1976b: On the speed of movement of tropical cyclones. *Aust. Met. Mag.*, **24**, 105-110
- Lajoie, F.A., 1981: Cloud-top equivalent black-body temperatures and tropical cyclone forecasting in the Australian region. *Aust. Met. Mag.*, **29**, 73-88.
- Lajoie, F.A., 1982: Location of tropical cyclones from digital IR satellite data. *Tech. Rep.*, **48**, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, 31pp.
- Lajoie, F.A., 1988: Circulation asymmetries around a tropical cyclone and its future direction of motion. *Rep No 10*. Bureau of Meteorology Research Centre, Melbourne, Australia, 34pp.
- Lajoie, F. A. and I. J. Butterworth 1984: Oscillation of high-level cirrus and heavy precipitation around Australian region tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 535-544.
- Lajoie, F. A. and N. Nicholls, 1974: A relationship between the direction of movement of tropical cyclones and the structure of their cloud systems. *Tech. Rep. 11*, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, 22pp.

- Lakshminarayanan, S., 1975: A two dimensional mathematical model of a tropical cyclone. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **26**, 377-382.
- Lakshminarayanan, S., 1978: Use of Kinematical determinant to locate the centre of cyclones and the ring of maximum wind enclosing the centre. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **29**, 655-662.
- Lakshminarayanan, S., 1982: Relationship between horizontal spiralling wind field and pressure field. *Mausam*, **33**, 165-176.
- Lakshminarayanan, S., 1984: Cyclone eye. *Mausam*, **35**, 425-434.
- Lakshminarayanan, S., 1985: A study of transformation of cyclones into waves and vice-versa using kinematical determinant. *Mausam*, **36**, 259-266.
- Lander, M. and G.J. Holland, 1993: On the interaction of tropical-cyclone scale vortices. I: Observations. *Quart. J. R. Met. Soc.*, (In press).
- Landsca, C. W., 1991: West African monsoon rainfall and intense hurricane associations. *Dept. of Atmos. Sci. MS Thesis*, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 80523, 277 pp.
- Landsca, C. W. and W. M. Gray, 1989: Eastern north Pacific tropical cyclone climatology - low frequency variations. Report of WG 5.3 (Northeast Pacific Ocean) of IWTC-II, World Meteorological Organisation, Geneva.
- Landsca, C. W., W. M. Gray, P. Mielke and K. Berry, 1991: Multidecadal variations of Sahel monsoon rainfall and US landfalling intense hurricanes. *J. Climat.* (submitted).
- Lawrence, M.B., 1990: Eastern North Pacific hurricane season of 1989. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1186-1193.
- Le Marshall, J.F., L.J. Stirling, R.F. Davidson and M.J. Hassett, 1987: The Australian Region McIDAS. *Aust. Met. Mag.*, **35**, 55-64.
- Lee, C-S., 1984: The bulk effects of cumulus momentum transports in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 590-603.
- Lee, C-S., 1988: On the typhoon formation and development. *Atmospheric Science*, **16**, 237-252.
- Lee, C-S., 1988: An analysis of typhoon track forecasts over Taiwan area. *Atmospheric Science*, **16**, 133-140.
- Lee, C-S. and G-C. Leu, 1988: An observational analysis of tropical cyclone development in the western North Pacific. *Atmospheric Science*, **16**, 95-116.
- Leftwich, P.W. and C.J. Neumann, 1977: Statistical guidance on the prediction of eastern North Pacific tropical cyclone motion. Part 2. NOAA Tech Memo. *NWS WR-125*, 15 pp.
- Leslie, L.M. and K. Fraedrich, 1989: The reduction of mean position error of Australian region tropical cyclones using optimal combinations of independent forecasts. *Wea. Forec.*, **5**, 672-683.
- Leslie, L.M., G.D. Hess, G.J. Holland, R. Morisson and K. Fraedrich, 1992: Predicting changes of speed, direction and intensity of tropical cyclones. *Aust. Met. Mag.*, **40**, 41-46.
- Leslie, L.M. and G.J. Holland, 1991: Predicting regional forecast skill using single and ensemble forecast techniques. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 425-435.
- Leslie, L.M. and G.J. Holland, 1993: Data assimilation techniques for tropical cyclone track prediction. *Tropical Cyclone Disasters* (Ed J. Lighthill, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang, Z.), 92-103.
- Leslie, L.M., G.J. Holland, M. Glover and F.I. Woodcock, 1990: A climatological-persistence (CLIPER) scheme for predicting Australian region tropical cyclone tracks. *Aus. Met. Mag.*, **38**, 87-92.

- Leslie, L.M. and R.K. Smith, 1970: The surface boundary layer of a hurricane. II. *Tellus*, **22**, 288-297.
- Lewis, B.M. and P.G. Black., 1977: Spectral analysis of oscillations of radar-determined hurricane tracks. *11th Technical Conference on Hurricane and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, 484-489.
- Levy, B.E. and W.R. Peltier, 1981: Propagating mesoscale cloud bands. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1206-1219.
- Ligda, M.G.H., 1955: Hurricane squall lines. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **36**, 340-342.
- Lord, S.J., and J.L. Franklin, 1987: The environment of Hurricane Debby (1992). Part I. Winds. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2760-2780.
- Lourens, R.S. 1981: Tropical cyclones in the Australian region July 1909 to June 1981. *Met. Summary*, Bureau of Meteorology, PO Box 1289K, Melbourne, Vic 3001, Australia, 94pp.
- Love, G. 1985: Cross-equatorial influence of winter hemisphere subtropical cold surges. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1487-1498.
- MacDonald, N.J., 1968: The evidence for the existence of Rossby-like waves in the hurricane vortex. *Tellus*, **20**, 138-150.
- Madala, R.V. and S.A. Piacsek, 1975: Numerical simulation of asymmetric hurricanes on a beta-plane with vertical shear. *Tellus*, **27**, 453-467.
- Maddox, R.A., C.F. Chappell, and L.R. Hoxit, 1979: Synoptic and meso-alpha scale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **62**, 115-123.
- Malkin, W., 1959: Filling and intensity changes in hurricanes over land. *NHRP Rep.*, **34**, NOAA Hurricane Research Division, Miami, Florida, 18pp.
- Malkus, J.S., 1958: On the structure and maintenance of the mature hurricane eye. *J. Meteor.*, **15**, 337-349.
- Malkus, J.S. and H. Riehl, 1960: On the dynamics and energy transformations in steady-state hurricanes. *Tellus*, **12**, 1-20.
- Malkus, J.S., C. Ronne and M. Chaffee, 1960: Cloud patterns in hurricane Daisy. *Tellus*, **13**, 9-30.
- Mandal, G.S., 1991: Tropical cyclones and their forecasting and warning systems in the north Indian Ocean. *WMO/TD No. 430, TCP Rep. TCP-28*, World Meteorological Organization, Geneva.
- Mandal, G.S., S.C. Gupta and S.K. Saha, 1984: Kinetic energy of an Arabian Sea cyclone in June 1979. *Mausam*, **35**, 145-150.
- Mandal, G.S., A.V.R.K. Rao and S.C. Gupta, 1981: Characteristics of an Arabian sea cyclone. *Mausam*, **32**, 139-144.
- Mandal, J.C., S.R. Kalsi, K. Veeraraghavan and S.R. Halder, 1990: Some aspects of Bay of Bengal cyclone of 29 January to 4 February 1987. *Mausam*, **41**, 385-392.
- Marks, D.G., 1989: The Beta and Advection Model for tropical cyclone track forecasting. *Extended Abstracts 18th Technical Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, (San Diego), American Meteorological Society, Boston, 38-39.
- Marks, F.D., 1985: Evolution of the structure of precipitation in hurricane Allen (1980). *Mon. Wea. Rev.* **113**, 909-930.
- Marks, F.D. and R.A. Houze, Jr., 1984: Airborne Doppler radar observations in hurricane Debby. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **67**, 569-582.

- Marks, F.D. Jr. and R.A. Houze, 1987: Inner core structure of hurricane Alicia from airborne radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1296-1317.
- Martin, J.D., 1988: Tropical cyclone observation and forecasting with and without aircraft reconnaissance. *Atmos. Sci. Paper No 428*, Colorado State University, Fort Collins, 114pp.
- Matano, H. and M. Sekioka, 1971: On the synoptic structure of typhoon Cora (1969) as the compound system of tropical and extratropical cyclones. *J. Met. Soc. Japan*, **49**, 282-295.
- Matano, H. and M. Sekioka, 1974: On the dynamical consequence of the horizontal dimension of a typhoon. *Arch. Met. Biokl. Ser. A.*, **23**, 29-54.
- Mathur, M.B., 1975: Development of banded structure in a numerically simulated hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 512-522.
- Mathur, M.B., 1983: A quasi-Lagrangian regional model designed for operational weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2087-2098.
- Mathur, M.B., 1988: The NMC quasi-Lagrangian hurricane model. *NWS Tech. Proc. Bull.*, **377**, U.S. Department of Commerce, 10pp
- Mathur, M.B. 1990: Numerical prediction of tropical cyclone motion. *Mausam*, **41**, 321-324.
- Mathur, M.B., 1991: The National Meteorological Center's quasi-Lagrangian model for hurricane prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1419-1447.
- Mathur, M.B. and J. Ruess, 1993: Further evaluation of the quasi-Lagrangian model's forecast track guidance. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1514-1530.
- Mathur, M.B. and A.M. Shapiro, 1992: A Procedure to reduce northward drift of tropical storms in a numerical model. *NOAA Technical Memorandum NWS NMC 71*, 20 pp plus figures.
- Matsumoto, C.R., 1984: A statistical method for one to three-day tropical cyclone track prediction. *Atmospheric Science Paper 379*, Department of Atmospheric Science, Colorado State Univ., Fort Collins, CO, 201 pp.
- McBride, J.L., 1981a: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part 1: Basic description of data sets. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1117-1131.
- McBride, J.L., 1981b: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part 3: Budget analysis. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1152-1166.
- McBride, J.L. and G.J. Holland, 1987: Tropical Cyclone Forecasting: A worldwide summary of techniques and verification statistics. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **68**, 1230-1238.
- McBride, J.L. and T.D. Keenan, 1982: Climatology of tropical cyclone genesis in the Australian region. *J. Climate*, **2**, 13-33.
- McBride, J.L. and H.E. Willoughby, 1986: Comment: An interpretation of Kurihara and Kawase's two-dimensional tropical cyclone development model. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3279-3283.
- McBride, J.L. and R. Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part 2: Comparison of non-developing versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1132-1151.
- McEwan, A.D., 1976: Angular momentum diffusion and the initiation of cyclones. *Nature*, **260**, 126-128
- McRae, J.N., 1956: The formation and development of tropical cyclones during the 1955-1956 summer in Australia. *Proc. of The Tropical Cyclone Symposium*, Brisbane, December 1955, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, 233-262.

- Meighen, P.J., 1987: Radar observations of tropical cyclones. *MS Thesis*, Melbourne University (available from the author at Bureau of Meteorology, PO Box 2789K, Melbourne, Vic. 3001, Australia).
- Merrill, R.T., 1983: A comparison of large and small tropical cyclones. *Atmos. Sci. Paper No. 352*, Colorado State University, Fort Collins, Co 80523, 75pp.
- Merrill, R.T., 1984: A comparison of large and small tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1408-1418.
- Merrill, R.T., 1986: A statistical tropical cyclone motion forecasting system for the gulf of Mexico. *NOAA Tech. Memo. NWS NHC 14*, 19pp.
- Merrill, R.T., 1987: An Experiment in Statistical Prediction of Tropical Cyclone Intensity Change. *NOAA Technical Memorandum NWS-NHC 34*, 33 pp.
- Merrill, R., 1988: Environmental influences on hurricane intensification. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1678-1687.
- Merritt, E.R. and R. Wexler, 1967: Cirrus canopies in tropical storms. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 111-120.
- Middlebrook, M.G., 1988: Investigation of tropical cyclone genesis and development using low-level aircraft flight data. *Atmos. Sci. Pap. No 429*, Dept. Atmos. Sci., Colorado state University, 94pp.
- Mileti, D.S., T.E. Drabek, and J.E. Haas, 1975: *Human Systems in Extreme Circumstances: A Sociological Perspective*. University of Colorado Institute of Behavioural Sciences, Boulder Co, USA.
- Miller, B.I., 1958: On the maximum intensity of hurricanes. *J. Meteor.*, **15**, 184-195.
- Miller, B.I., 1964: A study of the filling of hurricane Donna (1960) over land. *Mon. Wea. Rev.*, **92**, 389-406.
- Miller, B.I., 1965: A simple model of the hurricane inflow layer. *Tech. Note 18-NHRI-75*, 16pp.
- Miller, M.J., 1992: The analysis and prediction of tropical cyclones by the ECMWF global forecasting system. Progress, problems and prospects. *Tropical Cyclone Disasters (Ed J. Lighthill)*, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang, Z.), 220-231.
- Miller, R.J., 1989: Microcomputer Technology in Regional Forecast Centers. *Topic 8.2, JTWC-II, Tropical Meteorology Research Program Report Series, Report No. 33*.
- Miller, R.J., T.L. Tsui and A.J. Schrader, 1988: Climatology of North Pacific Tropical Cyclone Tracks. *NEPRF Technical Report TR 8810*, Naval Environmental Prediction Research Facility, Monterey, CA 93943, 490 pp.
- Mills, G.A. and N.E. Davidson, 1987: Tropospheric Moisture Profiles from Digital IR Satellite Imagery. System Description and Analysis/Forecast Impact. *Aust. Met. Mag.*, **35**, 109-118.
- Milton, D., 1978: The rainfall from tropical cyclones in Western Australia. *Geowest, 13*, Department of Geography, University of Western Australia, Perth, 61pp.
- Mishra, D.K. and G.R. Gupta, 1976: Estimation of maximum wind speed in tropical cyclones occurring in Indian seas. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **27**, 285-290.
- Mishra, D.K. and M. Raj, 1975: A satellite study of intensities of cyclonic storms in the Bay of Bengal. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **26**, 455-464.
- Mishra, D.K. and M.S. Singh, 1977: A study of monsoon depression intensifying into cyclonic storm over land. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **28**, 321-327.
- Misra, P.K. 1981: Computation of surface winds in tropical cyclones. *Monsoon*, **32**, 357-364.
- Molinari, J. and S. Skubis, 1985: Evolution of the surface wind field in an intensifying tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2865-2879.

Molinari, J., and D. Vollaro, 1989: External influence on hurricane intensity. Part I: Outflow layer eddy angular momentum fluxes. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1093-1105.

Mook C.P., 1955: The distribution of peak wind gusts in Hurricane Hazel 1954. *Weatherwise*, 92-96.

Mooley, D.A., 1981: Increase in annual frequency of the severe cyclonic storms of the Bay after 1964 - possible causes. *Mausam*, **32**, 35-40.

Mooley, D.A. and C.M. Mobile, 1983: A study of the cyclonic storms incident on the different sections of the coast around the Bay of Bengal. *Mausam*, **34**, 139-152.

Mooley, D.A. and C.M. Mobile, 1984: Cyclonic storms of the Arabian Sea, 1877-1980. *Mausam*, **35**, 127-134.

Morikawa, G.K., 1960: Geostrophic vortex motion. *J. Meteor.*, **17**, 148-158.

Morikawa, G.K., 1962: On the prediction of hurricane tracks using a geostrophic point vortex. Proc. Int. Symp. on NWP (S. Syono ed.), Meteorological Society of Japan, Tokyo.

Morikawa, G.K. and E.V. Swenson, 1971: Interacting motion of rectilinear geostrophic vortices. *Physics of Fluids*, **14**, 1058-1073.

Morris, R.M. and C.D. Hall, 1988: Forecasting of the Tracks of Tropical Cyclones with the UK Operational Global Model. *ESCAP/WMO Typhoon Committee Annual Review, 1987*. Typhoon Committee Secretariat, UNDP, P.O. Box 1864, Manila, Philippines, 102-112.

Morris, R.M. and C.D. Hall, 1989: Forecasting the tracks of tropical cyclones with the U.K. operational global model. *The Marine Observer*, **59**, 27-33.

Moss, M.S., 1978: Low-layer features of two limited-area hurricane regimes. NOAA Tech. Rep. *ERL NHEML-1*, 47pp.

Moss, M.S. and R.W. Jones, 1978: A numerical simulation of hurricane landfall. NOAA Tech. Memo. *ERL NHEML-3*, 15pp.

Moss, M.S. and S.L. Rosenthal, 1975: On the estimation of planetary boundary layer variables in mature hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 980-988.

Mukherjee, A.K., A.K. Chaudhury and R. Jambunathan, 1983: Cyclones and depressions over Indian Seas in 1981. *Mausam*, **34**, 1-8.

Mukherjee, A.K., D.S. Desai, and N.B. Thade, 1982: Heavy rains in coastal Andhra Pradesh due to distant effect of storm/depression in southwest bay. *Mausam*, **33**, 411-416.

Mukherjee, A.K., H.V. Gupta and G. Gurunadham, 1979: On interaction between tropical cyclones over Indian seas and neighbourhood. *Mausam*, **30**, 457-462.

Mukherjee, A.K. and P.K. Misra, 1968: Satellite study of a Bay cyclone. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **19**, 295-304.

Mukherjee, A.K., A.L. Narasimham, T.R. Sivaramakrishnan and H.V. Gupta, 1978: Swell over Bombay high area due to storms in the Arabian sea. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **29**, 535-540.

Mukherjee, A.K. and K.P. Padmanabham, 1977: Simultaneous occurrence of tropical cyclones on either side of the equator in the Indian ocean area. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **28**, 211-222.

Mukherjee, A.K. and K.P. Padmanabham, 1980: Rainfall over Bombay associated with cyclonic storms striking Saurashtra coast. *Mausam*, **31**, 45-50.

- Mukherjee, A.K., A.R. Ramakrishnan and R. Jambunathan, 1981: Cyclones and depressions over the Indian seas in 1979. *Mausam*, **32**, 115-126.
- Mukherjee, A.K., A.R. Ramakrishnan and R. Jambunathan, 1982: Cyclones and depressions over the Indian seas in 1980. *Mausam*, **33**, 3-12.
- Mukherjee, A.K. and T.R. Sivaramakrishnan, 1981: A relationship between wind speed and wave height in cyclone and depression field in Arabian sea. *Mausam*, **32**, 371-374.
- Mukherjee, A.K. and T.R. Sivaramakrishnan, 1983: Waves in a cyclone field. *Mausam*, **34**, 263-266.
- Mukherjee, A.K. and S.K. Subramanian, 1977: Some features of Porbandar cyclone of October 1975. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **28**, 439-446.
- Mukherjee, A.K., D.V. Subramanian and C.E.J. Daniel, 1976: Possibility of diurnal variation and formation of secondary vortices in the cyclone field as revealed by radar study of Arabian sea cyclonic storm of June 1976. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **28**, 311-320.
- Mundell, D.B., 1991: Tropical cyclone intensification. *Preprints, 19th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, 511-515.
- Muramatsu, T., 1985: A study on the changes of the three-dimensional structure and the movement speed of the typhoon through its lifetime. *Tech. Rep. 14.*, Meteorological Research Institute, Japan, 117pp.
- Muramatsu, T., 1986: The structure of polygonal eye of a typhoon. *JMSM*, **64**, 913-921
- Muroi, C.A. and N. Sato, 1992: Intercomparison of tropical cyclone track forecasts by ECMWF, UKMO and JMA operational global models. *Tech. Rep., 30*, Numerical Prediction Division, JMA (in press).
- Murphy, K., 1988: Correspondence. *Aust. Met. Mag.*, **36**, 259-260. Myers, V.A., 1957: Maximum hurricane winds. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **38**, 227-228.
- Myers, V.A., 1954: Characteristics of United States hurricanes pertinent to levee design for Lake Okechobee, Florida. *Hydromet. Rep.*, **32**, Dept. of Commerce, Washington, DC, 126pp.
- Myers, V.A., 1959: Surface friction in a hurricane. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 307-311.
- Myers, V.A. and W. Malkin, 1961: Some properties of hurricane wind fields as deduced from trajectories. *NHRP Rep.*, **49**, NOAA/AOME Hurricane Research Division, Miami, 45pp.
- Namias, J., 1955: Secular fluctuations in vulnerability to tropical cyclones in and off New England. *Mon. Wea. Rev.*, **83**, 155-162.
- Narayanan, M.S. and B.M. Rao, 1981: Cloud top temperature structural changes during the life-cycle of Saurashtra cyclone (1978). *Mausam*, **32**, 1-10.
- Natarajan, R. and K.M. Ramamurthy, 1975: Estimation of central pressure of cyclonic storms in the Indian seas. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **26**, 65-66.
- Nedangadi, T.M.K., 1962: Satellite tracking of cyclonic storm. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **13**, 552-554.
- Neuman, S. and J.G. Boyd, 1962: Hurricane movement and variable location of high energy spot in wall cloud radar echo. *Mon. Wea. Rev.*, **90**, 371-374.
- Neumann, C.J., 1972: An alternative to the HURRAN tropical cyclone forecast system. NOAA Tech. Memo. *NWS SR-62*, 24pp.
- Neumann, C.J., 1979: A guide to Atlantic and Eastern Pacific models for the prediction of tropical cyclone motion. NOAA Tech. Memo. *NWS NHC-11*, 26pp.

- Neumann, C.J., 1981: Trends in forecasting the tracks of Atlantic tropical cyclones. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **62**, 1473-1485.
- Neumann, C.J., 1985: Trends in forecasting the tracks of Atlantic tropical cyclones: An update through 1984. *Preprints, 9th AMS Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Science*, American Meteorological Society, Boston, 109-115.
- Neumann, C.J., 1987: The National Hurricane Center Risk Analysis Program (HURISK). NOAA Technical Memorandum *NWS NHC 38*, 56 pp.
- Neumann, C.J., 1988: The National Hurricane Center NHC83 model. NOAA Technical Memorandum *NWS NHC 41*, 44pp.
- Neumann, C.J., J.R. Hope and B.I. Miller, 1972: A statistical method of combining synoptic and empirical tropical cyclone prediction systems. NOAA Tech. Memo. *NWS SR-63*, Washington, DC, 32 pp.
- Neumann, C.J., B.R. Jarvinen, A.C. Pike and J.D. Elms, 1987: Tropical cyclones of the North Atlantic Ocean, 1871-1986., *Historical Climatology Series*, National Climatic Center, Asheville, NC, 186 pp.
- Neumann, C.J. and M.B. Lawrence, 1975: An operational experiment in the statistical-dynamical prediction of tropical cyclone motion. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 665-673.
- Neumann, C.J. and G.S. Mandal, 1978: Statistical prediction of tropical storm motion over the Bay of Bengal and Arabian sea. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **29**, 487-500.
- Neumann, C.J. and C.J. McAdie, 1990: Revisions to the National Hurricane Center NHC83 model (NHC90). *NOAA Technical Memorandum*.
- Neumann, C.J. and J.M. Pelissier, 1981a: Models for the prediction of tropical cyclone motion over the North Atlantic: An operational evaluation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 522-538.
- Neumann C.J. and J.M. Pelissier, 1981b: An analysis of Atlantic tropical cyclone forecast errors, 1970-1979. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1248-1266.
- Neumann, C.J. and M.J. Pryslak, 1981: Frequency and motion of Atlantic tropical cyclones. NOAA Technical Report *NWS 26*, 64 pp.
- Newton, C.W. and E.O. Holopainen, eds. 1990: *Extratropical Cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume*. American Meteorological Society, 262 pp.
- Nicholls, N., 1979: A possible method for predicting seasonal tropical cyclone activity in the Australian region. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1221-1224.
- Nicholls, N., 1984: The southern oscillation, sea-surface-temperature, and interannual fluctuations in Australian tropical cyclone activity. *J. Climat.*, **4**, 661-670.
- Nicholls, N., 1985: Predictability of interannual variations of Australian seasonal tropical cyclone activity. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1144-49.
- Nicholls, N., 1992: Recent performance of a method for forecasting Australian region tropical cyclone activity. *Aust., Met., Mag.*, **40**, 105-110.
- Norton, G., 1947: *Hurricane Forecasting (A Soliloquy)*. Unpublished Manuscript in the Archives of the National Hurricane Center, Miami.
- Norton, J.L., 1975: *Clear Weather Writing*. NOAA. NWS, Fort Worth, USA, 60pp.
- Novlan, D.J. and W.M. Gray, 1974: Hurricane spawned tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 476-488.

OCD, 1987: *Calamities and Disaster Preparedness Plan*. Department of National Defense, Quezon City, Philippines.

OFCM, 1990: National Hurricane Operations Plan. *FCMP12-1990*, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, DC.

Ohnishi, 1992b: How to improve typhoon motion forecast. *Tropical Cyclone Disasters* (Ed J. Lighthill, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang, Z.), 202-206.

Ooyama, K.V., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geophys. Int.*, **4**, 187-198.

Ooyama, K.V., 1969: Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3-40

Ooyama, K.V., 1981: On basic problems in theory and modeling of the tropical cyclone. *Intense Atmospheric Vortices*, (Ed. J. Lighthill, S. Bengtsson) Elsevier Pub. Co.

Ooyama, K.V., 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Met. Soc. Jap.*, **60**, 369-380.

Ooyama, K.V., 1987: Scale-controlled objective analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2479-2506.

Padya, B.M., 1975: Spatial variability and gustiness of cyclone winds, Gervaise, Mauritius, February 1975. *Aust. Met. Mag.*, **23**, 61-69.

PAHO, 1992: *Natural Hazard Reduction, A Caribbean IDNDR Meeting, Kingston Jamaica, May 1992*. Pan American Health Organization, Washington, DC.

Palmen, E. and H. Reihl, 1957: Budget of angular momentum and energy in a tropical storm. *J. Meteor.*, **14**, 150-159.

Palmer, T.N., Č. Branković, P. Viterbo and M.J. Miller, 1992. Modelling interannual variations of summer monsoons. *J. Climat.*, **5**, 399-417.

Pan, Y. 1981: The effect of the thermal state of eastern equatorial Pacific on the frequency of typhoons over western Pacific. *Acta Meteorologica Sinica*, **40**, 24-32 (In Chinese).

Pandey, M.K., J. Singh, P.C. Sharma, and S. Niranjana, 1989: Satellite and radar study of Sriharikota severe cyclonic storm of November 1984. *Mausam*, **40**, 425-430.

Pant, T.S., A.R. Ramakrishnan and R. Jambunathan, 1980: Cyclones and depressions over the Indian seas in 1977. *Mausam*, **31**, 337-358.

Pant, T.S., V. Srinivasan, A.R. Ramakrishnan and R. Jambunathan, 1979: Cyclones and depressions in the Indian seas in 1976. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **29**, 613-628.

Parrish, J.R., R.W. Burpee, F.D. Marks, Jr. and R. Grebe, 1982: Rainfall patterns observed by digitized radar during the landfall of Hurricane Frederic (1979). *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1933-1944.

Parthasarathy, K., K. Veeraraghavan and V. Prakash, 1960: Area intensity relationship of storm rainfall. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **11**, 19-24.

Peak, J.E. and R.L. Elsberry, 1986: Prediction of tropical cyclone turning and acceleration using empirical orthogonal function representations. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 156-164.

Pearce, R.P., 1981: A dynamical analysis of hurricane intensification. *Contr. to Atmos. Physics*, **54**, 19-42.

Pearce, R.P., 1981: The factors determining radial flow and eye formation in an intensifying tropical cyclone. *Intense Atmospheric Vortices*, (Ed. J. Lighthill, S. Bengtsson) Elsevier Pub. Co., 132-146.

- Peng, B.-F. Jeng and C.-P. Chang, 1993a: forecast of typhoon motion in the vicinity of Taiwan during 1989-1990 using a dynamical model. *Wea. and Forec.*, (in press).
- Peng, M.S., and R.T. Williams, 1990: Dynamics of vortex asymmetries and their influence on vortex motion on a beta-plane. *J.Atmos.Sci.*, **47**, 1987-2003.
- Perloth, I., 1967: Hurricane behaviour as related to oceanographic environmental conditions, *Tellus*, **19**, 258-268.
- Perloth, I., 1969: Effects of oceanographic media on equatorial Atlantic hurricanes. *Tellus*, **21**, 230-244.
- Perrone, T.J. and P.R. Lowe, 1986: A statistically derived prediction procedure for tropical storm formation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 165-177.
- Petrova, L.I., 1980: Some features of the tropical cyclone over the Arabian sea in 1977. *Met. i Gid.*, **4**, 17-27.
- Pettersen, S. and S. J. Smebye 1971: On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97**, 457-482.
- Pfeffer, R.L., 1958: Concerning the mechanics of hurricanes. *J.Meteor.*, **15**, 113-120.
- Pfeffer, R.L., 1963: Dynamics of hurricane motion. *Geofisica Internacional*, **5**, 119-129.
- Philip, M.N., V. Srinivasan and K. Ramamurthy, 1973: Low-pressure areas, depressions and cyclonic storms in the Indian Ocean during pre-monsoon season. *Forecasting Manual (FMU Rep. III.2.1)*. India Meteorological Department, New Delhi.
- Piddington, H., 1855: *The Sailor's Horn-Book for the Law of Storms*. Williams and Norgate, London (2nd Edition). 360 pp.
- Pike, A.C., 1972: Improved barotropic hurricane track prediction by adjustment of the initial wind field. NOAA Tech. Memo. *NWS SR-66*, Washington, DC, 16 pp.
- Pike, A.C., 1985: Geopotential heights and thicknesses as predictors of Atlantic tropical cyclone motion and intensity. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 931-939.
- Pike, A.C. and C.J. Neumann, 1987: The variation of track forecast difficulty among tropical cyclone basins. *Wea. Forec.*, **2**, 237-241.
- Pisharoty, P.R. and B.J. Srivastava, 1961: On the microseisms associated with the Bay cyclone - 30 September 1959. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **12**, 676-678.
- Powell, M.D., 1980: Evaluations of diagnostic marine boundary layer models applied to hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 758-766.
- Powell, M.D., 1982: The transition of the hurricane Frederic boundary-layer wind field of the open Gulf of Mexico to landfall. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1912-1932.
- Powell, M.D., 1987: Changes in the low-level kinematic and thermodynamic structure of Hurricane Alicia (1983) at landfall. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 75-99.
- PRC, 1972: *Northwest Pacific Typhoon Track Maps, 1949-1969*. Central Meteorological Bureau, People's Republic of China, Beijing. 378 pp.
- Puri, K., 1990: The ECMWF analysis/forecast system during AMEX, Part I: Performance of the ECMWF analysis/forecast system during AMEX. *ECMWF Technical Report Number 65*, 7-81.
- Puri, K. N.E. Davidson, L.M. Leslie. and L.W. Logan, 1992: The BMRC tropical limited area model. *Aust. Met. Mag.*, **40**, 81-104.

- Puri, K. and P. Lönnberg, 1990: The ECMWF analysis/forecast system during AMEX. Part III: Use of high resolution structure functions and modified quality control in the analysis of tropical cyclones. ECMWF Technical Report Number 65, 143-166.
- Puri, K. and M.J. Miller, 1990a: Sensitivity of ECMWF analysis/forecasts of tropical cyclones to cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1709-1742.
- Puri, K. and M.J. Miller, 1990b: The use of satellite data in the specification of convective heating for diabatic initialization and moisture adjustment in numerical weather prediction models. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 67-93.
- Raghavan, S., 1965: Co-existence of tropical storms. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **16**, 69-74.
- Raghavan, S., 1977: Structure of an immature cyclonic storm in the bay of Bengal as revealed by radar. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **28**, 223-232.
- Raghavan, S 1990: Structure of tropical cyclones in the Bay of Bengal. *Mausam*, **41**, 325-328.
- Raghavan, S. and N.S. Rajagopalan, 1980: The Andhra cyclone of 12 May 1979: the radar meteorologist's point of view. *Mausam*, **31**, 573-580.
- Raghavan, S. and B. Ramakrishnan, 1981: Streamers giving heavy rainfall in the rear of cyclone. *Mausam*, **32**, 206-207.
- Raghavan, S., S. Rengarajan, V. Natarajan and V. Ramaswami, 1985: Accuracy of radar fixes of a tropical cyclone - a case study. *Mausam*, **36**, 111-112.
- Raghavan, S., S. Rengarajan, V. Ramaswami and S.W. Premkumar, 1989: Some structural features of a Bay of Bengal tropical cyclone. *Mausam*, **40**, 65-72.
- Raghavan, S., S. Rengarajan and V.M. Varadarajan, 1980a: Radar study of the Bay of Bengal cyclone of 19 November 1977. *Mausam*, **31**, 229-240.
- Raghavan, S., S. Rengarajan and V.M. Varadarajan, 1980b: Some experience of radar observations of cyclonic storms in the southern Bay of Bengal. *Mausam*, **31**, 81-92.
- Raghavan, S. and K. Veeraraghavan, 1979: Radar-synoptic study of the Nagapattinam cyclone of 12 November 1977. *Mausam*, **30**, 21-30.
- Raghavendra, V.K., 1973: A statistical analysis of the number of tropical storms and depressions in the Bay of Bengal during 1890 to 1969. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **24**, 125-130.
- Rajeevan, M., 1989: Post monsoon tropical cyclone activity in the North Indian Ocean in relation to the El Nino/Southern Oscillation phenomenon. *Mausam*, **40**, 43-46.
- Rajeevan, M. and P.P Butala, 1990: A preliminary study on the variability of post monsoon tropical cyclone activity over the North Indian Ocean. *Mausam*, **41**, 409-414.
- Ramage, C.S., 1959: Hurricane development. *J Meteor.*, **16**, 227-237.
- Ramage, C.S. 1974: The typhoons of October 1970 in the South China Sea: Intensification, decay and ocean interaction. *J. Appl. Met.*, **13**, 739-751.
- Ramamurthi, K.M. and R.N. Keshavamurthy, 1964: Synoptic oscillations of Arabian anticyclones in the transition season. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **15**, 227-234.
- Raman, S., 1965: The severe cyclonic storm of 11-12 June 1964 in the Arabian sea and some of its surface characteristics. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **16**, 623-630.
- Ramasastri, A.A., A.K. Chaudhury and N.C. Biswas, 1984: Cyclones and depressions over the Indian sea in 1982. *Mausam*, **35**, 1-10.

- Ramasastri, A.A., A.K. Chaudhury and N.C. Biswas, 1985: Cyclones and depressions over the Indian seas in 1983. *Mausam*, **36**, 1-6.
- Rao A.D., 1987: Comments on paper "Storm Surge Associated with Paradip Cyclone of 1982" by B.K. Basu. *Mausam*, **38**, 369.
- Rao, B.M., M.S. Narayanan and A.V.S.R.K. Sharma, 1980: A preliminary study of the saurashtra cyclone from NOAA-5 VHRR imageries. *Mausam*, **31**, 225-228.
- Rao, D.V., 1965: On the influence of heat fluxes on storms. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **16**, 421-428.
- Rao D.V., 1967: On the ellipticity and gyration of the radar eye of a Bay storm. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **18**, 491-496.
- Rao, G.V., 1969: Role of differential friction and asymmetry of the total flow on hurricane movement. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 502-509.
- Rao, G.V., 1970: An analytical study of the differential frictional effect on vortex movement. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 132-135.
- Rao, K.N. and S.I. Javaranan, 1958: A statistical study of frequency of depressions/cyclones in the Bay of Bengal. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **9**, 233-250.
- Rao, N.S.B. and S. Mazumdar, 1966: A synoptic study of Rameswaram cyclone of December 1964 and the storm wave caused by it. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **17**, 171-178.
- Rao N.S.B. and K.P. Ramakrishnan, 1955: Some features of the Kakinada storm, May 1955. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **6**, 367-370.
- Rao, M.R. A.S. Ramanathan and V. Srinivasan, 1967: Satellite study of the cyclonic storm activity in the Indian seas between 24 September and 4 October 1966. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **18**, 485-490.
- Rao, P.K., 1980: Life history of the 12 May 1979 tropical cyclone as seen by tiros-n satellite. *Mausam*, **31**, 31-44.
- Rao, P.R., V.K. Chopra and R.C. Saxena, 1987: A radar study of 2-6 October 1983 Bay cyclone. *Mausam*, **38**, 134-135.
- Ray, C.L., 1935: Relationship of tropical cyclone frequency to summer pressure and ocean surface water temperatures. *Mon. Wea. Rev.*, **63**, 10-12.
- Ready, S. and F. Woodcock, 1992: The South Pacific and southeast Indian Ocean tropical cyclone season 1989-1990. *Aust. Met. Mag.*, **40**, 111-121.
- Reddy, E.V.S., 1989: Synoptic study of the October 1982 Bay cyclone. *Mausam*, **40**, 263-266.
- Redfield, W.C., 1831: Remarks on the prevailing storms of the Atlantic coast of the North American States. *Amer. J. Sci.*, **20**, 17-51.
- Reeder, M.J., R.K. Smith, and S.J. Lord, 1991: The detection of flow asymmetries in the tropical cyclone environment. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 848-854.
- Reid, W., 1838: *An Attempt To Develop The Law of Storms By Means of Facts, Arranged According To Place and Time; and Hence To Point Out A Cause For The Variable Winds With The View To Practical Use In Navigation.* John Weale, London, 436 pp.
- Renard, R.J., 1968: Forecasting the motion of tropical cyclones using a numerically driven steering current and its bias. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 453-469.

- Renard, R.J., S.G. Calgon, M.J. Daley and S.K. Rinard, 1973: Forecasting the motion of North Atlantic tropical cyclones by the MOHATT scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 206-214.
- Revell, C.G., 1981: Tropical cyclones in the southwest Pacific November 1969 to April 1979. *Misc. Pub. 170*, New Zealand Meteorological Service, Wellington, NZ, (ISSN 0110-6937), 53pp.
- Revell, C.G., 1987: The 1986/87 hurricane season in the South Pacific. *Weather and Climate*, **7**, 38-54.
- Revell, C. G. and S. W. Gouler, 1986a: Lagged relations between the Southern Oscillation and numbers of tropical cyclones in the South Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2669-2670.
- Revell, C.G. and S.W. Gouiter, 1986b: South Pacific tropical cyclones and the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1138.
- Richardson, L.F., 1922: *Weather Prediction by Numerical Processes*. Dover, NY (1965 reprint), 236 pp.
- Riehl, H., 1954: *Tropical Meteorology*. McGraw Hill, NY, 392pp.
- Riehl, H. 1959: On production of kinetic energy from condensation heating. *The Atmosphere and the Sea in Motion (B. Bolin, ed)*, Rockefeller Institute Press, 381-399.
- Riehl, H., 1963: Some relationships between wind and thermal structure of steady state hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 276-287.
- Riehl, H., 1972: Intensity of recurved typhoons. *J. Appl. Met.*, **11**, 613-615.
- Riehl, H. and N.M. Burgner, 1950: Further studies of the movement and formation of hurricanes and their forecasting. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **31**, 244-253.
- Riehl, H. and J.S. Malkus, 1961: Some aspects of Hurricane Daisy, 1958. *Tellus*, **13**, 181-213.
- Ritchie, E.A. and G.J. Holland, 1993: On the interaction of tropical-cyclone scale vortices. II: Interacting vortex patches. *Quart. J. R. Met. Soc.*, (In Press).
- Ritchie, E.A., G.J. Holland and M. Lander, 1993: Contributions by mesoscale convective systems to movement and formation of tropical cyclones. *Tropical Cyclone Disasters* (Ed J. Lighthill, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang, Z.), 286-289.
- Robock, A., 1975: On the eddy structure of hurricanes. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **101**, 657-663
- Rodgers, E.B. and R.F. Adler, 1981: Tropical cyclone rainfall characteristics as determined from a satellite passive microwave radiometer. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 507-521.
- Rooney, W., 1981: The Australian tropical cyclone season 1980-81. *Aust. Met. Mag.*, **29**, 143-153.
- Rosendal, H.E. and S.L. Shaw, 1982: Relationship of maximum sustained winds to minimum sea level pressure in Central North Pacific tropical cyclones. NOAA Tech. Memo, *NWSTM PR-24*, 8pp.
- Rosenthal, S.L., 1961: Concerning the mechanics and thermodynamics of the inflow layer of the mature hurricane. *NHRP, Rep 47*, NOAA/AOML Hurricane Research Division, Miami, 31pp.
- Rosenthal, S.L., 1962: A theoretical analysis of the field of motion in the hurricane boundary layer. *NHRP, Rep 56*, NOAA/AOML Hurricane Research Division, Miami, 12pp.
- Rosenthal, S.L., 1971: Response of a tropical cyclone model to variations in the boundary layer parameters, initial conditions, lateral boundary conditions. and domain size. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 414-426.
- Rosenthal, S.L., 1977: Numerical simulation of tropical cyclone development with latent heat release by the resolvable scales I: Model description and preliminary results. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 258-271.

- Ross, R.J., and Y. Kurihara, 1992: A simplified scheme to simulate asymmetries due to the beta effect in barotropic vortices. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1620-1628.
- Rossby, C.G., 1948: On displacements and intensity changes of atmospheric vortices. *J. Mar. Res.*, **7**, 175-187.
- RSMC, Tokyo, 1989: *Annual Activity Report*, Regional Specialized Meteorological Center, Tokyo, Japan Meteorological Agency, 128 pp.
- SAA, 1989: *SAA Loading Code. Part 2: Wind Loads*. Standards Association of Australia, PO Box 1055, Strathfield, NSW 2135.
- Sadler, J.C. 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1266-1278.
- Sadler, J.C., 1978: Mid season typhoon-development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1137-1152.
- Saha B.P., 1964: An account of short period microseisms recorded during three Indian cyclones. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **15**, 475-482.
- Saha K., 1965: Note on probable development of a transverse force on a tropical cyclone due to its interaction with the steering current. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **16**, 603-606.
- Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1985: Structure of a typhoon rainstorm in the middle latitudes observed by Doppler radar. *J. Met. Soc. Japan*, **63**, 901-922.
- Sampson, C.R., R.J. Miller, R.A. Kreitner and T.L. Tsui, 1990: Tropical cyclone track objective aids for the microcomputer: PCLM, XTRP, PCHP. *NOARL Tech. Note 61*, NOARL, Monterey, CA 93943-5006, U.S.A. 14pp.
- Sanders, F. and R.W. Burpee, 1968: Experiments in hurricane track forecasting. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 313-323.
- Sanders, F. and J.R. Gyakum 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "bomb." *Mon. Wea. Rev.* **108**, 1589-1606.
- Sanders, F., A.C. Pike and J.P. Gartener, 1975: A barotropic model for operational prediction of tracks of tropical cyclones. *J. Appl. Met.*, **14**, 265-280.
- Sarma, V.V. and V.C. Bedekar, 1962: Midget cyclone over Madras - 20 November 1960. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **13**, 472-480.
- Saxena, R.C. and T.K.V.J. Rao, 1985: The first storm tracked by Machilipatnam CDR. *Mausum*, **36**, 114-116.
- Schauss, C.E., 1962: Reconstruction of the surface pressure and wind fields of hurricane Helen. *NHRP, Rep. 59*, NOAA/AOML Hurricane Research Division, Miami, 45pp.
- Schloemer, R.W., 1954: Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okechobee, Florida. *Hydromet. Rep.*, **31**, Dept. of Commerce, Washington, DC, 49pp.
- Schubert, W.H. and J.J. Hack, 1982: Inertial stability and tropical cyclone development. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1688-1697.
- Schubert, W.H. and J.J. Hack, 1983: Transformed Eliassen balanced vortex model. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1571-1583.
- Schubert, W.H., J.J. Hack, P.L. Silvia Dias and S.R. Fulton, 1980: Geostrophic adjustment in an axisymmetric vortex. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1464-1484.
- Seaman, R.S., R.L. Falconer and J. Brown, 1977: Application of a variational blending technique to numerical analysis in the Australian region. *Aust. Met. Mag.*, **25**, 3-23.

- Seaman, R.S., and M.F. Hutchinson, 1985: Comparative real data tests of some objective analysis methods by withholding observations. *Aust. Met. Mag.*, **33**, 37-46.
- Sekioka, M., 1970: On the behaviour of cloud patterns as seen on satellite photographs in the transformation of a typhoon into an extratropical cyclone. *J. Met. Soc. Japan*, **48**, 224-233.
- Sen, A. K., 1984: Interaction between two tropical storms over western Pacific Ocean. *Mausam*, **35**, 115-117.
- Sen, P.N., N.C. Biswas and A.K. Banerjee, 1984: Influence of a cyclonic storm on another in Bay of Bengal, South China Sea and west Pacific. *Mausam*, **35**, 517-520.
- Sen, S.N., 1959: Influence of upper level troughs and ridges on the formation of post-monsoon cyclones in the Bay of Bengal. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **10**, 7-24.
- Sen, S N. and C.A. George, 1952: An analysis of the Masulipatam cyclone of October 1949. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **3**, 264-277.
- Sen Sarma, A.K., 1983: Tropical cyclone movement and prediction problem. Recent Indian work. *Vayu Mandal*, **2**, 30-34.
- Sen Sarma, A.K., 1986: A catalogue of storm surges in India. *Pre-published Scientific Report No. 86/1*, Indian Meteorological Department, New Delhi. 25pp.
- Senn, H.V. and H.W. Heiser, 1959: On the origin of hurricane spiral wind bands. *J. Meteor*, **16**, 419-426.
- Shaffer, A. R. and R.L. Elsberry, 1982: A statistical-climatological tropical cyclone track prediction technique using an EOF representation of the synoptic forcing. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1945-1954.
- Shapiro, L.J., 1977: Tropical storm formation from easterly waves: A criterion for development. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1007-1021.
- Shapiro, L.J., 1982a: Hurricane climatic fluctuations I. Patterns and cycles. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1007-1013.
- Shapiro, L.J., 1982b: Hurricane climatic fluctuations II. Relation to large-scale circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1014-1023.
- Shapiro, L.J., 1983: The asymmetric boundary-layer flow under a translating hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1984-1998.
- Shapiro, L.J., 1984: Sampling errors in statistical models of tropical cyclone motion: A comparison of predictor screening and EOF techniques. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1378-1388.
- Shapiro, L.J., 1987: Month-to-month variability of the Atlantic tropical circulation and its relationship to tropical storm formation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2598-2614.
- Shapiro, L. J., 1989: The relationship of the quasi-biennial oscillation to Atlantic tropical storm activity. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1545-1552.
- Shapiro, L.J., 1992: Hurricane vortex motion and evolution in a three-layer model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 140-153.
- Shapiro, L.J. and C.J. Neumann, 1984: On the orientation of grid systems for the statistical prediction of tropical cyclone motion. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 188-199.
- Shapiro, L. J. and K.V. Ooyama, 1990: Barotropic vortex evolution on a beta plane. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 170-187.
- Shapiro, L. J., and H. E. Wiloughby, 1982: Response of balanced hurricanes to local sources of heat and momentum. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 378-394.

Garw, N., 1926: *Manual of Meteorology, Vol.1, Meteorology in History*. Cambridge University Press, Cambridge, 343 pp.

Shea, D.J. and W.M. Gray, 1973: The hurricanes's inner core region: Symmetric and asymmetric structure. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1544-1564.

Sheets, R.C., 1981: Tropical cyclone modification: The Project Stormfury hypothesis. *NOAA Tech. Rep. ERL 414-AOML 30*, 52pp.

Sheets, R.C., 1982: On the structure of hurricanes as revealed by research aircraft data. Topics in atmospheric and oceanographic sciences. *Intense atmospheric vortices*. (Ed. by L. Bengtsson and J. Lighthill) Springer-Verlag, Berlin. (ISPN 3-540-11657-5) 35-49

Sheets, R.C., 1985: Hurricane tracking using a Mass Field Envelope approach. *Extended Abstracts, 16th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, 38-39.

Sheets, R.C., 1990: The National Hurricane Center - past, present and future. *Wea. and Forec.*, **5**, 185-232.

Sheets, R.C. and P. Grieman, 1975: Evaluation of the accuracy of tropical cyclone intensities and locations determined from satellite pictures. *Tech. Memo., ERL WMFO-20*, NOAA Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratories, Miami, FL, USA, 36pp.

Sheets, R. C., and G. J. Hollaad, 1981: Australian tropical cyclones Kerry and Rosa, February-March 1979. *NOAA Tech. Memo. ERL AOML-46*. Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratories, Miami, FL, USA, 138 pp.

Sherman, L., 1956: On the wind asymmetry of hurricanes. *J.Meteor.*, **13**, 500-503.

Shore Protection Manual, 1973: U.S. Army Coastal Engineering Research Center, Vol. I, Washington, DC.

Shuman, F.G., 1957: Numerical methods in weather prediction. II: Smoothing and filtering. *Mon. Wea. Rev.*, **85**, 357-361.

Shun, C.M., 1992: Performance of the ECMWF model in tropical cyclone track forecasting over the western North Pacific during 1990-1991. *Tech. Memo., 184*, ECMWF, Shinfield Park, UK, 32 pp.

Shutts, G.J., M. Booth and J. Norbury, 1988: A geometric model of balanced, axisymmetric flows with embedded penetrative convection. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2609-2621.

Sikka, D.R., 1971: Development of tropical cyclones in the Indian seas as revealed by satellite radiation and television data. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **22**, 317-324.

Sikka D.R., 1975: Forecasting the movement of tropical cyclones in the Indian seas by non-divergent barotropic model. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **26**, 323-325.

Sikka, D.R. and R. Suryanarayana, 1972: Forecasting the movement of tropical storms/depressions in the Indian region by a computer oriented technique using climatology and persistence. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **23**, 35-40.

Sikora, C.R., 1976: A re-evaluation of the changes in speed and intensity of tropical cyclones crossing the Philippines. *Fleweacen Tech. Note JTWC 76-2*, Joint Typhoon Warning Center, Guam, 11pp.

Silva Dias, P.L., W.H. Schubert, and M.DeMaria, 1983: Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2689-2707.

Siriu E. and R.H. Scanlon, 1978: *Wind Effects on Structures*. Wiley-Interscience. New York, NY, 458 pp.

Simpson, R.H., 1971: A reassessment of the hurricane prediction problem. *ESSA Tech. Memo. WBMT SR-50*. NOAA, Washington. 16pp.

Simpson, R.H. and H. Riehl, 1981: *The Hurricane and Its Impact*. Louisiana State Univ. Press, Baton Rouge (ISBN 0-8071-0688-7) 396pp.

Singh, M.S. and C.L. Agnihotri., 1982: Recurvature of tropical cyclones in the Indian seas. *Mausam*, **34**, 411-416.

Singh, M.S., A.V.R.K. Rao and S.C. Gupta, 1981: Development and movement of a mid-tropospheric cyclone in the westerlies over India. *Mausam*, **32**, 45-50.

Singh R. 1983: Heights of tropopause in some tropical cyclones over the Indian areas. *Mausam*, **34**, 303-308.

Singh R., 1989: On the development of the cyclonic storms and their rain bands during October-December 1987. *Mausam*, **40**, 403-408.

Singh, R. and A.K. Banerjee, 1980: On the formation structure and decay of a monsoon cyclonic storm near Delhi - a case study. *Mausam*, **31**, 65-74.

Singh, R. and C.P. Thorat, 1987: Cyclonic storm of October 1983 in the Bay of Bengal - a diagnostic study. *Mausam*, **38**, 345-352.

Sircar, N.C.R., 1956a: A climatological study of storms and depressions in the Bay of Bengal. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **7**, 157-160.

Sircar, N.C.R., 1956b: A note on the vertical structure of a few disturbances of the Bay of Bengal. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **7**, 37-42.

Sivaramakrishnan, T.R., 1983: Vorticity and divergence in a cyclone field. *Aust. Met. Mag.*, **31**, 199-200.

Sivaramakrishnan, T.R., 1987: Pressure distribution in a cyclone field. *Mausam*, **38**, 366.

Sivaramakrishnan, T.R. and A.K. Mukherjee, 1984: Surface winds in the cyclone field. *Mausam*, **35**, 181-182.

Sivaramakrishnan T.R., Sridharan S., 1989: Wind observations from Bay cyclone of November 1984. *Mausam*, **40**, 344-345.

Smith, R.K., 1968: The surface boundary layer of a hurricane. *Tellus*, **20**, 473-484.

Smith, R.K., 1980: Tropical cyclone eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1227-1232.

Smith, R.K., 1981: The cyclostrophic adjustment of vortices with application to tropical cyclone modification. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2021-2030.

Smith, R.K, 1991: An analytic theory of tropical cyclone motion in a barotropic shear flow. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **117**, 685-714.

Smith, 1993: On the theory of tropical cyclone motion. *Tropical Cyclone Disasters* (Ed J. Lighthill, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang, Z.), 264-279.

Smith, R.K. and W. Ulrich, 1990: An analytic theory of tropical cyclone motion using a barotropic model. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1972-1986.

Smith, R.K., W. Ulrich and G.D. Dietachmayer, 1990: A numerical study of tropical cyclone motion using a barotropic model. I: The role of vortex asymmetries. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **116**, 337-362.

Smith, C.L., 1974: On the intensification of hurricane Celia (1970). *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 131-148.

Solow, A. and N. Nicholls, 1990: The relationship between the Southern Oscillation and tropical cyclone frequency in the Australian region. *J. Climate*, **3**, 1097-1101.

- Spillane, K.T., and P.E. Dexter, 1976: Design waves and wind in the Australian tropics. *Aust. Met. Mag.*, **24**, 37-48.
- Srinivasan, V., and K. Ramamurthy, 1973: Weather over the Indian Ocean during the post-monsoon season (October-December). *Forecasting Manual (FMU Rep. III-4.1)*, Indian Meteorological Department, New Delhi.
- Srinivasan, V., A.R. Ramakrishnan and R. Jambunathan, 1980: Cyclones and depressions in the Indian seas in 1978. *Mausam*, **31**, 495-506.
- Starr V.P., 1954: Some aspects of the dynamics of cyclones. *M.I.T. Rep. Contract AF 19(122)-153*. Massachusetts Institute of Technology, Boston, 251-259.
- Starr, V.P., 1954: An investigation of the integrated momentum equation. *M.I.T. Rep. Contract AF 19(122)-153*. Massachusetts Institute of Technology, Boston, 285-295.
- Steranka, J., E.B. Rodgers and R.C. Gentry, 1985: The relationship between satellite measured convective bursts and tropical cyclone intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1539-1546.
- Subbaramayya, I. and S. Fujiwhara, 1979: A note on the relationship between maximum surface wind and central pressure in tropical cyclones in western North Pacific. *J. Met. Soc. Japan*, **54**, 358-360.
- Subbaramayya, I. and S. Fujiwhara, 1981: On the maximum wind in tropical cyclones. *Met. Mag.*, **110**, 87-91.
- Subramanian, D.V., 1981: Radar observations of cyclones in the Arabian sea and the Bay of Bengal. *Mausam*, **32**, 189-194.
- Sutyryn, G.G., and A.P. Khain, 1984: On the Influence of the Ocean-Atmosphere Interaction on the Intensity of Moving Tropical Cyclones. *Izv. Acad. Sci., USSR Atmospheric and Oceanic Physics*, **20**, 787-794.
- Swaminathan D.R., 1967: Formation, intensification and unusual movement of the storm of 8 November 1965. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **18**, 197-204.
- Syono, S., 1951: On the structure of atmospheric vortices. *J. Meteor.*, **8**, 103-109.
- Syono, S., 1955: On the motion of a typhoon (I). *J. Met. Soc. Japan*, **33**, 245-261.
- Takeda, T. and K. Seko, 1986: Formation and maintenance of band-shaped convective radar echoes. *J. Met. Soc. Jap.*, **64**, 941-956.
- Takehashi, K., 1939: Distribution of pressure and wind in a typhoon. *J. Met. Soc. Jap.*, **17**, 417-42.
- Tangri, A.C., 1966: Computation of streamlines associated with a low latitude cyclone. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **17**, 401-406.
- Tatsumi, Y., 1986: A spectral limited area model with time-dependent lateral boundary conditions and its application to a multilevel primitive-equation model. *J. Met. Soc. Japan*, **64**, 637-663.
- Taylor, K.A., 1986: An analysis of the biases in traditional cyclone frequency maps. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1481-1490.
- Templeton, J.I. and T.D. Keenan, 1982: Tropical cyclone strike probability forecasting in the Australian region. *Tech. Rep. 49*, Bureau of Meteorology Research Centre, Melbourne, Australia, 18pp.
- Thiruvengadathan, A., 1976: Climatological behaviour of storms and depressions in the Arabian sea. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **27**, 205-206.
- Tiedke, M., W.A. Heckley and J. Slingo, 1988: Tropical forecasting at ECMWF: The influence of physical parameterisation on error structure of forecasts and analyses. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **114**, 639-664.

Titus, H.A. and J.D. Jarrell, 1985: Use of Kalmen filtering to track hurricanes. *Extended Abstracts, 16th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, 40-44.

Tojo, S., 1953: The dynamics of a vortex embedded in a constant zonal current. *J. Met.*, **10**, 175-178.

Tsui, K.S., G.J. Bell and P.C.W. Fung, 1977: Change in intensity of typhoons which develop cloud-plume outflow aloft. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **103**, 151-156.

Tsui, T.L., R. Brojy and S. Brand, 1982: A technique for predicting surface wind distributions of tropical cyclones in the western North Pacific. *NAVENVPREDRSCHFAC Tech. Rep. TR 82-05*, 40pp

Tsui, T.L. and R.J. Miller, 1986: Evaluation of JTWC Tropical Cyclone Objective Forecast Aids (1978-1985). *NEPRF Technical Report TR 86-05*, NOARL, Monterey, 44pp.

Tuleya, R.E., 1988: A numerical study of the genesis of tropical storms observed during the FGGE year. *Mon. Wea. Rev.* **116**, 1188-1208.

Tuleya, R.E., M.A. Bender and Y. Kurihara, 1984: A simulation study of the landfall of tropical cyclones using a movable nested-mesh model. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 124-136.

Tuleya, R.E. and Y. Kurihara, 1975: The energy and angular momentum budgets of a three-dimensional tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 287-301.

Tuleya, R.E. and Y. Kurihara, 1978: A numerical simulation of the landfall of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 242-257.

Tuleya, R.E. and Y. Kurihara, 1981: A numerical study on the effects of environmental flow on tropical storm genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2487-2506.

Tuleya, R.E. and Y. Kurihara, 1984: The formation of comma vortices in a tropical numerical simulation model. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 491-502.

Ueno, M., 1989: Operational bogussing and numerical prediction of typhoon in JMA. *JMA/NPD Tech. Rep.*, **25**, Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan, 48pp.

Ueno, M., 1991: Typhoon track forecast by JMA NWP models and current practice for improvement in the track forecast. *Tech.Doc. WMO/TD No. 426*, World Meteor. Organ., Geneva, 87-97.

Ueno, M., and K. Ohnogi, 1992: A change of the operational typhoon bogussing method. *Tech. Doc. WMO/TD No. 472*, World Meteor. Organ., Geneva, pp. II.21-II.27.

Ushijima, T., 1958: Outer rainbands of typhoons. *J. Met. Soc. Japan*, **36**, 1-10.

van Delden, A., 1989: On the deepening and filling of balanced cyclones by diabatic heating. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **41**, 127-145.

Veeraraghavan, K. and G.K. Bahuguna, 1990: A study of the Bangladesh cyclone of May 1985 as seen from INSAT satellite imagery. *Mausam*, **41**, 403-408.

Veeraraghavan, K. and V.S. Tiwari, 1984: Tracking of a cyclone over Arabian sea by enhanced satellite pictures. *Mausam*, **35**, 67-70.

Veeraraghavan, K., V.S. Tiwari and S. Prasad, 1983: A cyclonic storm as seen from enhanced AVHRR satellite imagery. *Mausam*, **34**, 313-316.

Veiden, C.S. 1987: Satellite observations of Hurricane Elena (1985) using the VAS 6.7- μm "water-vapor" channel. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **68**, 210-215.

Velden, C.S. 1989: Observational analysis of North Atlantic tropical cyclones from NOAA polar-orbiting satellite microwave data. *J. Appl. Met.*, **28**, 59-70.

- Velden, C.S., 1993: The relationship between tropical cyclone motion, intensity and the vertical extent of the environmental steering layer in the Atlantic basin. *Extended Abstracts, 20th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society, Boston.
- Velden, C.S., B.M. Goodman, and R.T. Merrill, 1991: Western North Pacific tropical cyclone intensity estimation from NOAA polar-orbiting satellite microwave data. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 159-168.
- Velden, C.S. and L.M. Leslie, 1991: The relationship between tropical cyclone intensity and the depth of the environmental steering layer in the Australian region. *Wea. Forecast.*
- Velden, C.S., W.S. Olson and B.A. Roth, 1989: Tropical cyclone center-fixing using DMSP SSM/I data. *Extended abstracts, 18th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, J36-J39.
- Venkataraman, K.S., 1954: Vertical motion in the northern sector of two cyclones. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **5**, 164-168.
- Venkataraman, K.S., H.N. Srivastava and B.K. Chawla, 1963: Radio refractive index variations associated with the passage of two tropical cyclones. *Indian J. Met., Hydrol., Geophys.*, **14**, 331-333.
- Visher, S.S., 1925: Tropical cyclones of the Pacific. *Bulletin 20*, Bernice P. Bishop Museum Hawaii, 163pp.
- Wang, J. and C.J. Neumann, 1985: A Markov-type analog model for the prediction of typhoon motion in Northwestern Pacific. *Sci. Sinica*, **28**, 517-526.
- Wang, Y. and G.J. Holland, 1993: On some baroclinic aspects of tropical cyclone motion. *Tropical Cyclone Disasters* (Ed J. Lighthill, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang, Z.), 280-285.
- Wang, Y. and Y. Zhu, 1989a: The influence of binary flow on the interactions between binary vortices. *J. Trop. Meteor.*, **5**, 194-200.
- Wang, Y. and Y. Zhu, 1989b: Interactions of binary vortices in a nondivergent barotropic model. *J. Trop. Meteor.*, **5**, 105-115.
- Wang, Y. and Y. Zhu, 1991: A numerical study of the influence of the β -effect on the interactions of binary tropical cyclones. *J. Atmos. Sci. Res. Appl.*, (To appear).
- Weatherford, C. and W.M. Gray, 1988a: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part I: Data analysis and climatology. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1032-1043.
- Weatherford, C., and W.M. Gray, 1988b: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part II: Structural variability. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1044-1056.
- Weir, R.C., 1982: Predicting the acceleration of northward-moving tropical cyclones using upper-tropospheric winds. *NOCC/JTWC Tech. Note 82-1*, Joint Typhoon Warning Center, Guam, 40pp.
- Wexler, H., 1945: The structure of the September 1944 hurricane when off Cape Henry, Virginia. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **26**, 156-159.
- Wexler, H., 1947: Structure of hurricanes as determined by radar. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, **48**, 821-844.
- Whittingham, H.E., 1958: The Bathurst Bay Hurricane and associated storm surge. *Aust. Met. Mag.*, **23**, 14-36.
- Williams, S.W., 1883: *The Middle Kingdom*, The Chinese Commercial Guide, Hong Kong (as referenced in Dyson, 1983).
- Willoughby, H.E., 1978a: The vertical structure of hurricane rainbands and their interaction with the mean vortex. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 849-858.

Willoughby, H.E., 1978b: A possible mechanism for the formation of hurricane rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 838-848.

Willoughby H.E., 1979a: Forced secondary circulations in hurricanes. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3173-3183.

Willoughby, H.E., 1979b: Excitation of spiral bands in hurricanes by interaction between the symmetric mean vortex and a shearing environmental steering current. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1226-1235.

Willoughby H.E., 1979c: Some aspects of the dynamics in Hurricane Anita of 1977. *NOAA Tech. Memo. ERL NHEML-5*, NOAA/AOML/HRD, 4301 Rickenbacker Causeway Miami, Florida 33143, U.S.A., 30pp.

Willoughby, H.E., 1988: Linear motion of a shallow-water barotropic vortex. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1906-1928.

Willoughby, H.E., 1990: Temporal changes of the primary circulation in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 242-264.

Willoughby, H.E., J.A. Clos and M.G. Shoreibah, 1982: Concentric Eye Walls, Secondary Wind Maxima, and the Evolution of the Hurricane Vortex. *J. Appl. Sci.*, **39**, 395-411.

Willoughby H.E., D.P. Jorgensen, R.A. Black and S.L. Rosenthal. 1985: Project Stormfury: A scientific chronicle 1962-1983. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **66**, 505-514.

Willoughby, H.E., F.D. Marks, and R.J. Feinberg. 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189-3211.

Willoughby, H., J. M. Masters and C. W. Landsea, 1989: A record minimum sea level pressure observed in hurricane Gilbert. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2824-2828.

WMO, 1973: Weather reporting: observing stations, volume A. *WMO-No. 9*, World Meteorological Organization, Geneva. New edition 1993.

WMO, 1978: Present techniques of tropical storm surge prediction. *WMO-No. 500*, World Meteorological Organization, Geneva.

WMO, 1979: Operational techniques for forecasting tropical cyclone intensity and movement. *WMO-No. 528*, (TCP), World Meteorological Organization, Geneva. Reprinted 1989.

WMO, 1983a: Tropical cyclone operational plan for the southwest Indian Ocean. *WMO-No. 618*, (TCP-12). World Meteorological Organization, Geneva. New edition 1990.

WMO, 1983b: Human response to tropical cyclone warnings and their content. *TCP-11*, World Meteorological Organization, Geneva. Reprinted 1992.

WMO, 1986: Tropical cyclone operational plan for the Bay of Bengal and the Arabian Sea. *WMO/TD-No. 84*, TCP-21, World Meteorological Organization, Geneva. New edition 1993.

WMO, 1987: Typhoon Committee operational manual, meteorological component. *WMO/TD-No. 196*, TCP-23, World Meteorological Organization, Geneva. New edition 1993.

WMO, 1988 (1979): Regional Association IV (North and Central America) Hurricane operational plan. *WMO/TD-No. 494*, TCP-30, World Meteorological Organization, Geneva. New edition 1993.

WMO, 1986: Manual on codes, Vol. II - International codes, WMO-No.306. World Meteorological Organization, Geneva.

WMO, 1989: Tropical cyclone operational plan for the South Pacific and southeast Indian Ocean. *WMO/TD No. 292*, TCP-24, World Meteorological Organization, Geneva. New edition 1993.

WMO, 1989: Topic chairman and rapporteur reports of IWTC-II. *WMO/TD-No. 319*. *TMRP 33*. Vols. 1 and 2. World Meteorological Organization, Geneva.

- WMO, 1990a: Tropical cyclone warning systems. *WMO/TD 394, TCP-26*, World Meteorological Organization, Geneva.
- WMO, 1990b: Proceedings, Second International Workshop on Tropical Cyclones, Manila, Nov 27-Dec 8 1989. *WMO/TD-No.361. TMRP-37*, World Meteorological Organization, Geneva.
- WMO, 1990c: Manual on marine meteorological services. Vol. I. *WMO-No.558*. World Meteorological Organization, Geneva.
- WMO, 1991: Tropical cyclones and their forecasting and warning systems in the North Indian Ocean. *WMO/TD-No.430, TCP-28*, World Meteorological Organization, Geneva.
- WMO, 1992 (1982): Guide on the Global Data Processing System. *WMO-No. 305*. World Meteorological Organization, Geneva. New edition 1993.
- WMO, 1992: International Meteorological Vocabulary. *WMO-No.182*. World Meteorological Organization, Geneva.
- WMO, 1993: Numerical weather prediction progress report for 1992. *WMO/TD No. 548. NWPP-19*, World Meteorological Organization, Geneva.
- WMO, 1993: Will there be a tropical cyclone with your name? Fact Sheet No.11. World Meteorological Organization, Geneva.
- Woodcock, F.W., 1989: The cost-effectiveness of tropical cyclone forecasts. Topic 9.5, IWTC-II. *TMRP-33*, World Meteorological Organization, Geneva.
- Wu, Z. and A. Chu, 1990: Catastrophic phenomena in tropical cyclone motion. *Tropic. Oceanology*, 9, 18-25.
- Xu, Q., 1983: Unstable spiral inertial gravity waves in typhoons. *Sci. Sinica*, 26, 70-80.
- Xu, Y. and C.J. Neumann, 1985: A statistical model for the prediction of western North Pacific tropical cyclone motion. (WPCLPR). NOAA *Tech. Memo. NWS-NHC 28*, National Hurricane Center, Miami, FL, 30pp.
- Xu, Y., C.J. Neumann and A.C. Pike, 1988: The influence of different initial conditions on the prognostic tracks of typhoons. *Acta Meteorologica Sinica*, 46, 97-101.
- Xue, Z. and C.J. Neumann, 1984: Frequency and motion of western North Pacific tropical cyclones. NOAA *Tech. Memo. NWS NHC-23*, National Hurricane Center, Miami, FL, 89 pp.
- Yamamoto, R., 1963: A dynamical theory of spiral rain band in tropical cyclones. *Tellus*, 15, 155-161.
- Yamasaki, M., 1977a: The role of surface friction in tropical cyclones. *J. Met. Soc. Japan*, 55, 559-572.
- Yamasaki, M., 1977b: A preliminary experiment of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection. *J. Met. Soc. Japan*, 55, 11-31.
- Yamasaki, M. 1983: A Further study of tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection. *Meteor. and Geophysics*, 34, 221-260.
- Yamasaki, M., 1986: A three-dimensional tropical cyclone model with parameterized cumulus convection. *Papers Meteor. Geophys.*, 37, 205-234.
- Yamasaki, M., 1987: Parameterization of cumulus convection in a tropical cyclone model. *J. Meteor. Soc. Japan, Special issue*, 665-678.
- Yamasaki, M., 1992: A study of tropical cyclone motion with a nested-grid model including rain water prediction. *Papers Meteor. Geophys.*, 43, 61-77.

- Yanai, M., 1961: A detailed analysis of typhoon formation. *J. Met. Soc. Japan*, **39**, 187-214.
- Yanai, M., S. Esbenson and J. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611-627.
- Yeh, T.-C., 1950: The motion of tropical storms under the influence of a superimposed southerly current. *J. Meteor.*, **7**, 108-113.
- Zehr, R. 1987: The diurnal variation of deep convective clouds and cirrus with tropical cyclones. *Preprints, 17th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami, FL, 7-10 April, 276-279.
- Zehr, R. M. 1992: Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. *NOAA Tech. Report NESDIS 61*, 181pp.
- Zhu, Y.-T., 1992: Recent advances in numerical simulation of tropical cyclone activities in China. *Tropical Cyclone Disasters* (Ed J. Lighthill, K. Emanuel, G.J. Holland and Zhang, Z.), 207-219.