

热带天气研究集刊

(4)

广东省热带海洋气象研究所编

内 容 简 介

本集刊选编了我所 1981 年部份研究成果，包括有台风、暴雨和低纬环流等方面的内容。

可供有关气象专业人员和院校师生参考。

一九八二年十月

目 录

专题评述

- 我国热带环流与台风关系研究十年进展.....韦有暹、杨亚正 (1)
- 西南季风及南海附近跨赤道气流对华南降水的影响.....徐蕾如 (19)

论文

- 夏季南海海区赤道西风与台风路径的初步分析.....刘伯汉 (32)
- 试用Fisher准则作南海热带气旋发展与不发展的预报.....谢玲娟 (40)
- 改进的广东前汛期暴雨落区预报方法.....薛惠娴 (46)
- 一次混合型强雷暴天气的分析.....杜 杰、薛惠娴 (52)
- 1981年6月29日至7月1日广东一次特大暴雨过程的天气尺寸分析
.....容广坝、薛惠娴 (66)
- 利用积云数值模式探讨雷州半岛春早期人工增雨的潜力.....甘春玲 (77)
- 垂直切变气流中热带波动的结构.....薛纪善 (84)
- 茂名地区气象特征与大气扩散参数.....吴艳标 (91)
- 低纬大气双周振荡的若干基本事实.....杨亚正、杜笑霞 (103)

我国热带环流与台风关系研究十年进展

韦有暹 杨亚正

前 言

一些外国气象学家往往把六十年代初期看成是热带气象学发展进程中的一个分水岭,在那以前是所谓“卫星时代前的”或“古典的”热带气象学,以后则是“卫星时代的”或“现代的”热带气象学^[1,2]。其标志据说主要是由于气象卫星的投入使用、大气环流模拟的出现和不同尺度间相互作用的研究吸引了广大气象工作者(特别是理论气象学家)的注意力,使他们把大量精力投入研究热带天气,从而导致热带气象学在近20年来进入了“知识爆炸”阶段。

在我国国内,由于众所周知的原因,损失了将近十分之一世纪的时间,这条分水岭(假设它也存在)也就变成了从六十年代中期一直延续到七十年代初期那样一条过渡带。尽管如此,当我们回顾台风科研协作十年的进展的时候,仍然可以为我们的“小知识爆炸时期”感到欢欣鼓舞。本文只涉及热带环流与台风关系研究方面的进展,在进入正文之前,先对过渡带前的十七年作一简略的回顾。

从五十年代中期到六十年代中期,不少气象工作者就注意研究大气环流与台风生成的关系。章基嘉(1958)研究了西太平洋台风频率与北半球大气环流分型多年变化之间的联系,指出在中高纬盛行纬向环流的年份,由于经向交换弱,西风急流及副热带高压脊位置偏北,有利于台风生成,故台风频数偏多,两者之间的相关系数高达0.98^[3]。陶诗言和董克勤(1963)进一步研究了台风活动多与少月份大气环流的特征,也得出北半球盛行纬向环流时台风活动频繁,北半球径向环流显著时台风活动稀少的相同结论^[4]。

台风多数形成于热带辐合带内^[5]。因此,与热带辐合带有直接联系的低纬环流研究也引起了重视。朱抱真等(1966)指出,东南亚地区热带辐合带北侧的东风气流是副热带高压南部的偏东风,当位于我国东南沿海的副热带高压东移与日本海的副热带高压合并时,由日本、琉球群岛经台湾、广东一带的东风将加强^[6]。陶诗言等(1964)认为西太平洋副热带高压的变化与对流层高层南亚高压的变化有关,如果在80°E附近有西风带长波槽发展,则南亚高压将破坏,东移至110°E附近建立一脊,而引起对流层中低

层太平洋副热带高压西伸^[7]。汪国瑗(1960)则提出,如原在 110°E 的高空西风槽东移至日本海附近重新发展,则槽后脊前的暖平流可促使西太平洋副热带高压脊西伸^[8]。当西太平洋高压脊加强西伸时,无疑其南侧偏东气流也会加强而导致热带辐合带加强,有利于台风生成。

热带辐合带南侧的偏西气流是促使辐合带强度发生变化的另一个因素,因而也与台风是否生成关系密切。但对这支气流则存在较大的分歧意见。李宪之(1956)^[9]、上海中心台(1958)^[10]在讨论台风生成问题时都认为这支气流是南半球寒潮爆发、冷空气向北输送,跨越赤道后折向而成的西南季风。陶诗言与董克勤(1963)^[4]在分析了一些个例后指出西北太平洋多台风活动时期,相对应南半球为经向环流占优势,澳大利亚附近寒潮活动频繁,支持了上述论点。但谢义炳等(1963)^[6]、朱抱真等(1966)^[8]对此则持异议,认为东南亚热带辐合带南侧的偏西气流是赤道西风,它是北半球上的一支独立风系,主要来自印度,与南半球东南信风关系不大,因此它的变化主要受北半球副热带环流系统活动的制约。下文我们将会谈到,这个问题的分歧一直持续到今天。

文献〔5〕〔6〕的作者还发现,这支偏西气流的强度具有振荡性。在东南亚,其振动周期约为一个月,每次高值期(有人称之为“季风潮”)维持约5—10天。由于这支气流偏北、偏强,东伸范围大时,台风发生的机会较多,故此其强度变化的准周期性,可供制作台风发生频率的中期预报时参考。

台风发展的高度可达对流层上部,因此热带高层环流情况与台风生成的关系,也引起人们注意。尽管有人认为高层辐散流场并不是台风形成的条件而是台风形成后上升气流造成的结果^[5-11],但也有人认为高空辐散流场迭加在低层热带扰动之上,确实有利于扰动发展成台风^[12-6]。他们特别强调,南海台风是在低空为深厚的赤道西风,高空为热带强东风控制下的产物。并指出东南亚的高空热带东风从500mb向上逐渐增强,急流轴位于150mb附近,范围也随高度逐渐从赤道向北扩大,至100mb可北扩到 30°N ,风速的水平分布愈近赤道愈强。沿着东风急流有一种高空东风波状扰动自东向西传播。当它越过菲律宾进入南海时,如果海面上预先有热带低压存在,则波状扰动前部的辐散作用将促使低空的热带扰动发展成为台风^[6]。

以上是我国“卫星时代前”关于热带环流与台风关系研究的概述。其中不少工作是有创见和有指导意义的。但是,其中也有些观点是在资料不够充分的情况下推论出来的,有些仅是根据个例分析时发现的现象,因而包含有不够成熟的成份或局限性,有待于继续深入。

从七十年代初期先后开始的台风科研协作和热带天气科研协作,为这方面的工作创造了条件,并起了良好的促进作用。下面我们分几方面的问题来加以概括介绍。

一、低纬大气环流的中期变化与台风盛衰期

近年来,对热带地区气象要素时间序列的谱分析^[18-17],揭示了热带扰动的平均特征和系统活动之间的联系。目前已发现的扰动周期大致有3—5天、一周、双周以及一个多月的准周期振动,其中双周的准周期振动最引人注目。这种双周振动在东南亚和西太

平洋地区低层表现为澳洲冷高加强和减弱,以及南半球东南信风的加强和衰退,导致北半球西南季风活动的活跃和中断不断交替的过程。在对流层高层则主要表现为南亚高压的东西振荡和热带东风跨赤道气流的加强和衰退的交替过程。杨义碧(1980)^[18]分析了西太平洋信风振动,根据西太平洋赤道附近200mb上空高空东风气流中自北向南的越赤道气流双周振动,与低空信风气流双周振动在位相上的一致性,认为准周期振动在热带地区主要表现为季风环流圈的双周振动。这个季风环流圈的上升是位于北半球ITCZ,澳洲冷高为下沉气流区。季风环流圈双周振动的启动有两种情况:一种是由澳洲冷高爆发引起的,季风环流圈加强引起ITCZ加强,而产生强烈的台风天气系统,这种情况占多数;另一种则由北半球东北信风加强引起,它促使ITCZ加强,诱使澳洲冷高爆发。陈隆勋等(1980)^[19]则用赤道西太平洋地区低层东西风分量,作为热带环流指标,来描述该地区的环流状态。四年的统计结果表明指标呈现2—3周的准周期变化,西太平洋台风绝大部分(86%)发生在环流指标低转高和高值时期。

北京大学和国家海洋局(1974、1980)^[20-22]用赤道两侧地区“气压指标”研究了5—7周振动。把过程分为:低指标、低转高、高指标和高转低等四个阶段。配合气压场的中期振动,夏季亚洲和西太平洋地区地面流场形势呈现季风槽与西太平洋ITCZ(西太平洋副高与赤道缓冲带)连接(分离)→分离(连接)的交替过程(图1)。而两交叉线的交汇地区正是台风的活跃生成区。1973—1977年、6—9月的统计结果表明:72%的台风发生在低指标和低转高(即副高脊与赤道缓冲带分离,而季风槽与西太平洋ITCZ相连接)的阶段。而高指标阶段中台风生成甚少(10%)。并指出高指标阶段中台风生成的类型是西太平洋低纬盛行西风,这类台风生成位置偏北(约20°N附近)。余志豪、霍志聪等(1977)^[23]也指出南海—西太平洋的赤道西风有较明显的5—7周的准周期变动,与之相对应南海台风盛衰期交替出现。

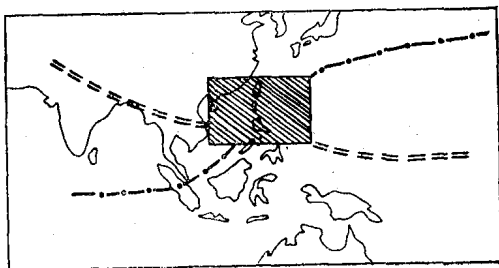


图1 低纬5—7周气压中期振动模式示意图,引自文献[20]

这些低纬环流中期变化的周期分析,多数建立在拥有一定数量气象资料的基础上,并应用了比较严谨的谱分析等技术方法进行统计归纳,因而能够发现多种长度不等的周期,也比较可信。对制作台风生成的中期预报将有一定的帮助。

二、热带辐合带(ITCZ)及其多台风生成的环流背景

近年的研究进一步证实,绝大多数的西太平洋和南海台风发生在ITCZ中,强ITCZ时期经常在南海、菲律宾以东洋面和马里亚纳群岛一带同时生成台风。此时西南季风向东扩展到160°E附近。西太平洋副高呈东西向带状,一直西伸到我国西南地区。160°E附近往往是西南、东南和东北三支气流的交汇处,不少涡旋扰动就是最先在那里出现的^[24]。丁一汇等(1974、1979)指出西太平洋ITCZ云带有两种可能的形成和加强类型:

(1) 爆发性ITCZ云带。由于南半球环流的调整,赤道西南太平洋东南信风向北爆发,使赤道高压在西太平洋地区或南海南部发展,ITCZ云带就在赤道高压形成和加强北移中发展起来。但由于赤道高压形成的地点不同,其天气过程会有所差别。如赤道高压先在西太平洋发生,它将迅速北上西伸,与日本东南方副高环之间形成ITCZ,西风先在西太平洋建立,然后向西扩张与中南半岛的西风汇合;如赤道高压先形成于南海南部,则随着它的东移北上,西风迅速东扩,同时东北信风从大洋中部西展,在 $20-30^{\circ}\text{N}$ 建立东风带,并由于“三交点”东侧不断产生涡旋,使ITCZ相应东伸到 160°E 附近的最东位置。(2) 由一系列的赤道高压西移相继推动形成的ITCZ云带。每次赤道高压的西移,其西侧和北侧的西风都有一次加强,台风在ITCZ云带东端西南和东南气流的交汇处接连发生,而出现台风活跃期。这类云带发生在西太平洋,维持时间比第一类更长^[24-25]。许健民等(1979)也认为:(1)夏季对流层下层流型的调整主要表现为赤道西风的扩张加强和收缩减弱。前者(经向型)是西太平洋ITCZ的加强型,往往是一系列台风发生或多台风同时发生的环流背景;后者(纬向型)对应ITCZ的减弱型。(2)对流层上部流型的调整主要表现为TUTT—付赤道高压复合体的建立和破坏,分别对应着ITCZ的减弱和加强类型^[26]。但对流层上部和下部的流型,经、纬向型并不总是相互对应的,所以增加了复杂性。随着ITCZ中台风的北上,赤道西风逐渐移出低纬度,ITCZ和副高都会产生一次更替,其过程往往是副高东移南下与北上发展的赤道高压合并,在较低的纬度上重建和加强。ITCZ也在低纬度重新建立。这种过程是造成ITCZ减弱的主要类型^[26-28]。ITCZ的加强可以通过一侧的气流加强实现,如两侧同时加强则更有利^[30],尤其是如董克勤等(1979)所指出的ITCZ两侧或一侧出现明显的大尺度对流层中低空急流,将构成扰动迅速发展成台风的有利条件^[31-32]。除此以外,关于南海ITCZ的形成,广东省热带海洋气象研究所(1976)^[33]、广西区台和中山大学(1974)^[34]还分别强调了(1)在东北季风始建和衰减两个时期东北季风与赤道西风间形成ITCZ的特殊类型(将放在下文冷空气的双重作用一节中讨论);和(2)赤道西风上因热带东风下传到地面形成ITCZ的情况。

关于ITCZ的结构,过去由于海上资料缺乏,所以了解甚少。最近,随着资料密度的增加,重新引起了注意。广西区台和中山大学(1974)^[34]指出:中南半岛的ITCZ大多数随高度向南倾斜,少数近于垂直,北倾的极少,且坡度低层大于高层。ITCZ附近高低层散度场配置相反,高层辐散中心位于北侧。高低层均以正涡度为主,其最大中心在低层南侧。两侧温差小,但北侧温度相对高于南侧,高空150mb以上冷中心通常位于ITCZ的南侧,且往往与高空东风急流中心相配合。两侧湿度场多呈舌状分布,其伸展高度北侧高于南侧,但湿值则是南侧大于北侧。沈如金等(1978)^[35]对一次西太平洋ITCZ上三个不同地区(低涡区、南侧多云区和北侧少云区)进行比较后指出:低涡区和多云区的高低空散度场与少云区的配置相反,虽然少云区低层具有更大的不稳定性,然而由于低层辐散下沉,压制了对流发展。所以主要的云区和上升运动位于ITCZ南侧。其温度场也是北侧高于南侧,而且南侧温度是低层冷中高层暖的结构。同时还发现ITCZ的附近和北侧对应200mb有一个弱反气旋,一条切变线将它与北边副高分开,其南侧是强的东北气流。这个反气旋在ITCZ形成初期并不存在,所以是ITCZ发展加强的结果。

其刻划的垂直经圈环流(图2)显示出在ITCZ与副高之间,对流层下部是经圈正环流,其上部还有一反环流。ITCZ南侧是季风环流圈,其下沉运动位于缓冲带北侧。这个模式与作者得到的南海台风发展时的定性模式^[86]有些相似。但我们认为台风发生发展时热带东风南支急流约在 5°N 上空,所以季风环流圈的下沉支应在南半球副高的纬度带上。而且ITCZ北侧对流层上部的经圈反环流会与平流层东风下传有关,所以很可能是平流层与对流层相互作用的一个纽带。看来在ITCZ台风的发展过程中,应加倍地对跨赤道气流的加强和东风的下传这两类过程引起注意。

ITCZ强和弱时期低纬大气环流特征有明显的、几乎是全球性的差别。陈隆勋、罗绍华(1976)^[87]指出:西北太平洋ITCZ的强弱是全球环流,尤其是全球低纬环流的反映,两时期的环流特征几乎是相反的。强时期,西太平洋副高脊线和ITCZ位置偏北;印度季风不活跃或中断;澳洲为强冷高控制,苏拉威西附近跨赤道气流强,赤道缓冲带反气旋明显;高空南亚高压东缘位置偏东,大洋中部槽槽底偏东、偏北;南亚东风急流弱,且在 5°N 附近存有南支东风急流;存在赤道太平洋东部上升西部下沉的东西向纬圈环流,经圈是ITCZ附近上升赤道附近下沉的反环流。弱时期则相反,副高脊线与ITCZ位置偏南,有时西太平洋无ITCZ存在;印度季风活跃;澳洲为低槽控制或出现东高西低形势,跨赤道气流不明显,无赤道缓冲带反气旋;高空南亚高压东缘气流萎缩,大洋中部槽偏西偏南,南亚东风急流强,无南支急流;纬圈环流是太平洋西部上升,中或东部下沉的正环流,经圈环流则是赤道附近上升副高区下沉的Hadley环流。强(弱)ITCZ时期的环流特征与多台(少台)时期的环流特征是一致的。丁一汇(1979)通过1967年和1969年夏季低纬环流形势的对比分析,也得到与上述强弱ITCZ时期基本相同的结果。他强调认为:(1)热带西太平洋盛行东信风还是西南季风这是决定该年台风多少的一个重要因子;(2)多台时期,大洋中部槽位置偏东;少台时期它呈东西向的横切变,槽线一直延伸到关岛附近。槽中常有冷涡产生,其中有些可在低层诱生出热带波,个别波动在适宜条件下可发展成台风,在多台时期则没有这种情况。另外还提到西太平洋多台时期副高主体在中太平洋,中高纬盛行纬向环流,赤道槽异常发展;少台时期副高比多台时期庞大,西部一直伸展到我国大陆,中高纬经向环流占优势,赤道槽主要位于南亚地区。由于ITCZ西伸位置少台期比多台期约偏西20个经度,所以相应台风分布也表现出类似的偏西特征^[88]。值得注意的是,南海台风生成的环流背景与西太平洋地区差别甚大,许多基本特征几乎相反。我们的研究^[89]指出:南海多台时期西南亚西北季风湿弱,索马里急流和南海南部的跨赤道气流强;澳洲经向环流发展,冷高中心偏西;加里曼丹附近有明显的赤道缓冲带反气旋中心;日本东南方的副高环强盛;大洋中部槽呈东西向伸向我国东部海区;南亚热带东风稍偏弱,且其急流中心偏西位于阿拉伯海上空附近。少台时期则相反,西南亚西北季风强;索马里急流弱而偏东;南海南部的跨赤道气流和缓冲带反气旋不明显;东印度洋和西太平洋跨赤道气流则强盛;澳洲以纬向环流为主,冷高活动偏东;副高主体在中太平洋;大洋中部槽位于 160°E 以东,南亚热带东风在孟湾有个中心且急流轴偏北;南半球中印度洋很明显有一个反气旋;200mb印度洋跨赤道气流的主要通道在马达加斯加东侧附近,远比多台时期偏西;总之是属于南亚季风不活跃或中断形势。卫星云图联合分析组(1974)还指出南海多台时期夏季南海海温

持续偏高，东太平洋海温持续偏低，因此Walker环流相应向西扩张，使西太平洋低层东风加强并西展，所以认为南海台风生成于东风西展后西风自南海东扩的时期^[40]。比较南海和西太平洋台风的生成环流背景（图3），说明南海多台风的环流背景在许多特征上与西太平洋弱ITCZ、少台风时期的特征相似。我们认为支配低纬大气环流、影响ITCZ活动的主要有三支气流：低层的赤道西风、副热带偏东信风，和高层的热带东风。强弱ITCZ（或多与少台风）环流特征上的差异，更主要地是反映在这三支气流区域性强度的起伏变化上，它远比北半球低纬主要活动中心位置的变化明显，因此推断除南北半球的相互作用外，低纬大气中可能存在驻波振荡。

总之，关于ITCZ的研究，近十年来进展相当大，填补了一些空白。对它的形成、强度变化、云系的发展和结构等方面，有了初步了解和描述。并初步揭示了与之相联系的

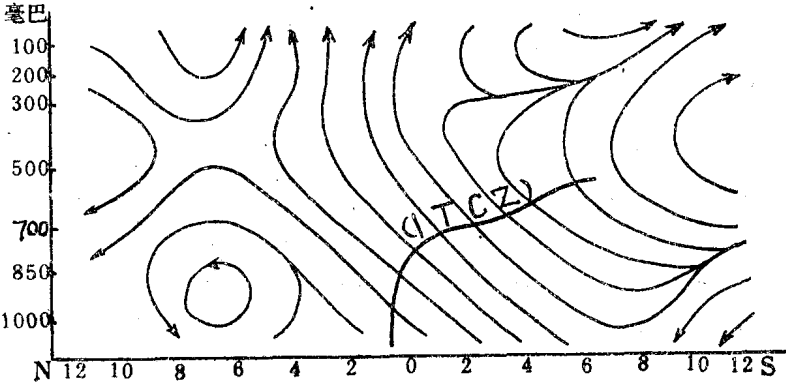


图2 西太平洋ITCZ附近的垂直经圈环流，引自文献[35]

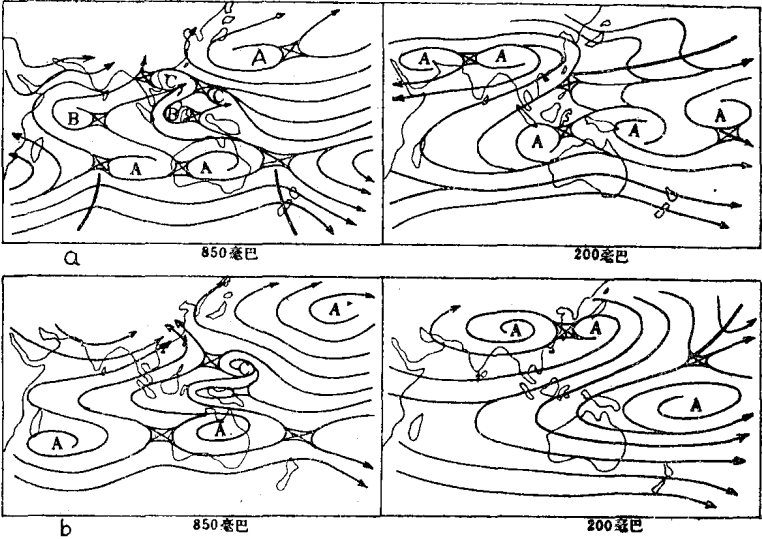


图3 南海（a）和西太平洋（b）有利台风生成的环流示意图。

（a）根据文献[39]，（b）根据文献[37、38]综合而成。

三维空间各种气流的基本状况。另外,对与 ITCZ 密切相关的台风生成多与少的原因,已通过低纬大气环流的对比而作出较全面的分析讨论,并发现在不同海区有各自的特殊性。这些比过去单纯从中高纬环流来分析前进了一大步。当然,这些结论也还是初步的,尚待今后更多的天气事实和理论分析来进一步证实和补充。

三、南半球冷空气活动与跨赤道气流

近年来的研究表明西南季风主要来自南半球,是 β 效应和地形作用的结果。而且来自南半球的跨赤道气流有它相对集中的通道。大气物理研究所热带研究组(1976)^[41]认为影响我国附近低纬地区的热带气流有四支:(1)来自印度的西南季风;(2)起源于澳洲冷高东北侧,经常在加里曼丹到苏拉威西之间越过赤道转向而成的西南气流〔沈如金等(1978)^[35]和罗树森(1975)^[42]也都认为存在这一支跨赤道气流〕。西北太平洋台风以及 ITCZ 活动,大多受这支气流的影响;(3)起源于印度洋高压东北侧在 90°E — 100°E 附近越过赤道转向而成的西南气流,主要影响南海南部和中部(不十分肯定);(4)东南太平洋上一支强东南信风,在中太平洋赤道地区越过赤道,不转向,与太平洋副高南侧东风气流组成辐合渐近线。王作述、何诗秀(1979)^[43]对他们的工作提出疑议,认为在 110°E — 140°E 的赤道地区并不存在一支主要的越赤道气流。提出西南季风主要由二支气流构成:(1)在非洲东岸附近越过赤道,成为东非低空急流经印度南部往下游一直影响到南海南部;(2)在新几内亚东岸附近越过赤道转向成西南气流影响西北太平洋。作者[36.39]则根据五年地面逐月平均资料(测站和不完全的船舶资料)统计,分析得出五条跨赤道气流(图4):(1)在 45°E 跨过赤道的索马里急流,在阿拉伯海中部分为两支,北支影响印度中部,南边的分支则绕过印度半岛南端进入孟湾,尔后影响中南半岛北部;(2)东印度洋跨赤道气流,在 80°E — 85°E 附近跨过赤道后转向为西南气流,影响中南半岛南部和南海中北部,该支在进入孟湾南部之后有与前一条的孟湾分支合并的情况。其位置不太稳定,反映在有些月份 95°E — 100°E 赤道附近还出现一条短而相对较大的风带,逐日天气图上亦可见其摆动现象;(3)南海南部的跨赤道气流,在 105°E — 110°E 过赤道转为西南气流,影响南海中南部和关岛以西洋面;(4)苏拉威西跨赤道气流,在 125°E — 130°E 附近过赤道转为西南风,影响西太平洋;(5)新几内亚跨赤道气流,先经俾斯麦群岛(150°E 附近),然后沿新几内亚地形走向,在 140°E — 145°E 附近跨过赤道,有时不转向,但多数转偏南风甚至西南风,影响西太平洋。后来陈于湘(1980)进一步证实了南海—西太平洋有两个跨赤道气流的固定通道,一个在新加坡附近,另一在俾斯麦群岛附近。至于加里曼丹—苏拉威西一带则认为不存在跨赤道气流通道,因为那里的经向风分量与澳大利亚高压的功率谱之间无共同的周期,故此南北风变化与澳洲寒潮爆发没有什么联系^[10]。杨义碧(1980)也认为,自澳大利亚冷高爆发到北半球低空纬向风加强,其时间相差不大,所以北半球的西南季风潮不能用南半球冷空气直接越过赤道来解释。故提出这种南北半球的相互作用很可能受某种能量频散过程所控制^[18]。但事实上,南海南部西风加大的时间及极大值的位相超

前于中南半岛南部,更超前于印度半岛南部(见文献〔48〕图5),所以南海南部西风主要来源于上游印度西南季风的意见是成问题的,无论用西风动量向下游的平流或频散都无法解释得通。关于跨赤道气流通道的形成原因,我们^{〔30〕}认为主要是由于赤道附近经向气压梯度在纬向上起伏不均匀分布引起的。计算结果说明赤道附近经向气压梯度在纬向上的峰值位置与图4给出的通道的平均位置相符。

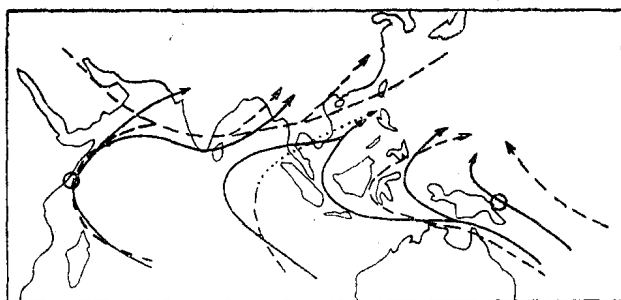


图4 跨赤道气流的通道示意图及各种意见的比较。实线—作者,虚线—取自文献〔41〕和〔92〕,△—文献〔16〕所指位置,○—文献〔48〕同意的的位置。

南海—西太平洋跨赤道气流的加强,澳洲的寒潮爆发可以说虽不是唯一的但却是非常重要的因素。事实上,台风活动与南半球环流型关系密切。中央气象局研究所(1979年7月6日)^{〔44〕}统计了1959年3月—1964年12月澳洲500mb环流型与台风活动的关系,指出纬向型时西太平洋无台风发生,台风都发生在经向型即澳洲冷空气活跃的时期。何诗秀、杨祖芳(1981)^{〔45〕}的研究证实了这点:南半球经向环流型绝大多数与西北太平洋西南气流增强时期相对应,而西南季风减弱则多与南半球转纬向环流型有关。还发现澳洲附近为两槽一脊型时,跨赤道气流的通道集中在150°E和105°E附近;而两脊一槽型时,则在100—130°E之间。说明不同的经向类型,通道位置不尽相同。从而会对台风的生成地区产生影响。跨赤道气流对台风发生发展的作用,我们(1980)^{〔30〕}初步认为有三方面:(1)引起ITCZ南侧西南气流的加强并形成一支低空急流,加大了ITCZ附近的水平切变涡度和辐合,从而促使先期扰动的形成;(2)将先期扰动带入风速垂直切变气候平均小区;(3)提供热带扰动发展成台风所需的能量。还值得注意的是自先期扰动生成至南海台风形成,南半球一般有两次强冷空气活动,引起两次跨赤道气流的加强,所以南海台风的发生发展具有阶段性,而这种阶段性有别于先有正压不稳定机制产生扰动然后有对流潜热释放维持并演变为暖心结构的说法。它是低层的两次激发过程。在多数情况下第一次跨赤道气流的加强与澳大利亚西部海面新生冷高活动有关。大约在跨赤道气流加强后的第二天,先期扰动就在南海缓冲带(或赤道高压)反气旋北突部分的西侧生成。第二次跨赤道气流的加强是由澳大利亚东南部冷高活动所产生的,而且往往是西海岸的新生冷高东移加强的结果。大约在跨赤道气流第二次加强后的1—2天,低压发展成台风。虽然每次台风发生过程澳洲冷空气的活动型式不尽相同,但两次甚至三次激发的阶段性是比较一致的。

前面已经提到,关于西南季风或赤道西风的来源及其突发性加强是否与澳大利亚附近寒潮爆发有关的问题,从六十年代初期起就存在不同的看法。由于使用的资料和研究的方法不尽相同,意见有分歧是正常的。在这里再次提出这个问题,也许会引起更广泛的关注,一起共同研讨。

四、南亚高压、西太平洋副高与热带东风急流

夏季，青藏高原及其邻近地区对流层上部和平流层下部环流的最大特点就是南亚高压和与之相伴的西、东风急流^[46]。

夏季，南亚高压位置偏北，对台风的关系主要是通过其南侧的东风急流来施加影响。秋季由于西风带南压，南亚高压位置相应南移，则对台风的发生发展可能有直接影响。大气所热带气象组(1974)指出，在10—11月，南海地区对流层上部经常有一弱的反气旋中心存在^{*}，当孟加拉湾南支西风槽加深时，该反气旋中心将加强东伸。如此时低层有热带扰动进入此高空反气旋辐散流场下方，则有利于发展成台风^[47]。

南亚高压北侧的副热带急流与台风生成关系的研究较少，丁一汇(1975)曾讨论过副热带急流上南支槽与台风强度变化的关系^[48]。

热带东风急流存在的事实，很早就为人们所知，但近年发现它并非均匀的单一气流。杨亚正(1979)和陈隆勋等(1980)的研究都指出：在东南亚到西太平洋热带东风有两支，南支约位于 5°N 附近的150—200mb上空，北支约位于 $15^{\circ}\text{—}20^{\circ}\text{N}$ 的100mb附近^[49-50]。我们认为北支与南亚高压活动和平流层东风下传有关，南支则与东印度洋(可可斯岛附近)高空反气旋活动有关。在文献〔36〕中，我们已给出一张概图(图5)，指出在南海台风发生前，200mb南半球东印度洋反气旋在澳大利亚西北部海区稳定建立；北半球在我国南部有反气旋中心，比正常位置偏东偏南；夏季6—9月在南(北)半球副高的北(南)缘，大约是 4°N 附近和华南沿海经常分别各有一支高空强东风轴，台风就在这两支强东风轴之间风速垂直切变最小的海区上发生发展。朱翠娟(1979)^[51]给出的南海秋台发生发展概图与我们的图颇相似。说明云贵高压，东印度洋高压和日本上空西风槽构成的区域性环流将对南海台风的生成起重要作用。这是因为(1)日本附近槽的存在构

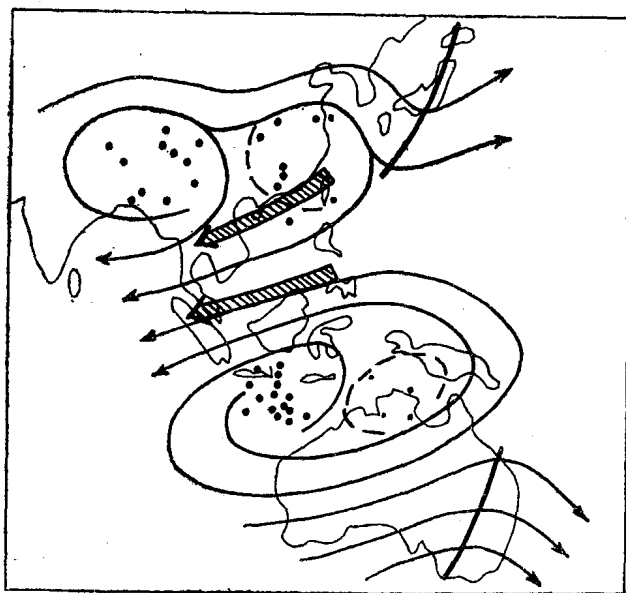


图5 南海台风生成前的200mb区域性环流概图。圆点副高中心位置，双箭矢为东风轴，引自文献〔36〕。

• 很可能是南亚高压带内的一个闭合反气旋——本文作者注。

成了正涡度平流输入南海的有利形势；(2)云贵高压东南缘南海中北部上空常维持有辐散气流；(3)东印度洋副高东北突进入北半球的部份，位于菲律宾东侧洋面，成为赤道波槽，南海台风就在它的前下方发展起来。而且它的北突与南支东风急流的加强北移，从而促进季风环流加强也有关系；(4)北支东风的下传过程中，经常见到有中层东风波扰动移入南海，与原在南海的先期扰动合并加强。广东省气象台(1974)⁽⁶⁸⁾在研究五、六月南海邻近地区的东风急流后也指出：过渡季节热带东风急流强的年份，锋面活动偏北，ITCZ活动偏北，南海台风出现早。而且急流的南北摆动过程与低层西南季风进退关系密切，当它北进时有台风出现。中大、广西区台(1974)⁽⁶²⁾还曾指出东风急流对于南海台风的生成，起到一种类似于副热带急流施加于大西洋飓风那样的激发作用。他们认为，当南海热带低压处在东风急流北侧，距离急流轴4—8纬距时，对低压发展成台风有利；如果急流轴与热带低压环流中心相距4纬距以内，甚至通过低压中心，则对低压发展不利。

热带东风急流对西太平洋ITCZ和台风的发展的作用也同样显著。大气所和福建省台(1975)⁽⁶⁴⁾就曾指出过：ITCZ云带生成、加强，通常发生于100mb南亚高压东进的时候，这时高空东风急流中心东移、扩展，坛强了它上游的风速辐散。最近，对南亚高压东西振荡过程的研究⁽⁶⁵⁾和转盘试验⁽⁶⁶⁾都证实南亚高压从东部型转为西部型时，我国东部上空东西风带风速同时加强，而高原两侧东西风速是减弱过程；西部型转东部型时，情况基本相反。而每次东部型的建立，可引起高压带及其南侧东风急流向东伸展1000公里以上的大型环流变化，自日本南部—我国东南一带100mb上东风增强(平均增量6m/s以上)。南亚高压活动与西太平洋台风路径亦有统计上的联系⁽⁶⁷⁾：当南亚高压中心位于100°E以东我国东部时，能阻挡台风转向；当南亚高压中心位于高原、且我国东部大陆上空无高压单体存在时，影响我国的台风往往会北上转向，但与海上转向台风则关系不明显。

西太平洋副高的活动在很大程度上制约着台风的移行。副高除自身的活动规律外^(68,69)，还受南亚高压、TUTT、西风槽等系统的影响，这里我们只提一下有关南亚高压与副高活动内容。大气所热带研究组⁽⁶⁰⁾指出它们之间的演变关系有两种情况：(1)环流调整，促使两高压相向或相背而行；(2)青藏高压东移与稳定的西太平洋副高合并，从而促使副高加强。模拟试验⁽⁶⁰⁾证实：在南亚高压东伸后，在高压轴以南的偏东气流的中下层，常可诱导出一个反气旋环流，促使副高588线西伸或北跳。关于副高与台风的关系，王志烈(1978)⁽⁶¹⁾指出西太平洋高压环的变化存在半周期为6—10天的准周期变化，它与台风路径趋势关系密切。统计结果表明在高度曲线降转升时期出现的台风，一般都在我国沿海登陆，少数纬度偏低的台风在南海西行；峰后出现的台风一般都在海上转向。而且台风的逐日平均移向和高度曲线变化之间也有一定关系。华南台风科研协作组(1978)⁽²⁰⁾研究了副高南落与台风路径关系。指出副高南落其南缘反气旋流场逐渐南伸并穿过赤道进入南半球，脊线呈东北—西南走向，伸向台风南侧，赤道西风明显增强，会使台风逐渐右偏到西北行线抛物线式路径。顾强民(1979)⁽⁶²⁾指出在分析副高南落与台风转向路径的关系时，还应注意台风北侧副高脊的强度和南落脊的强度变化，如前者减弱后者加强则有利于台风迅速转向。

关于南亚高压和热带东风急流的研究,近年来的进展是巨大的。南亚高压已有专著。热带东风急流的成因、结构、活动规律及其对台风生成的作用等均比过去有更深入的了解,特别是东风急流的分支现象与台风发生的关系,近年来引起了我国气象工作者的关注。至于副高活动与台风生成关系的研究尚较薄弱,可能需要考虑加强。

五、热带对流层高层槽(TUTT)及其高空冷涡

TUTT是北半球夏季环流特征之一。常有两种状态:(1)槽线呈东北—西南走向,一直伸展到低纬地区;(2)呈东西向的切变线,与其南边的副赤道脊组成复合体,沿 20°N 伸向西太平洋西部甚至南海。大气所热带组(1974)^[68]指出:夏季太平洋TUTT平均位置的西部常有天气尺度的槽脊系统活动,它们有规律地西移,产生一次次系统替换。西移的槽区往往与大陆高压东缘构成气流散开区,有利于云团对流的发展。与高层波动相伴随,下层700mb东风带中存在明显的风速扰动,表现为一次次强东风区往西传播,其波长、周期和波速与200mb槽脊系统相似。大部分强东风区位于200mb波脊区及500mb副高的南侧和西南侧。其活动有时伴有一次副高的增强。对西太平洋台风生成有两种影响过程:(1)高低空扰动系统追赶上西边的扰动云团促使其发展;(2)低空风速扰动本身的云团发展成台风。他们在另一篇研究^[69]中还指出TUTT和西太平洋副高活动关系密切。当TUTT在太平洋中部其平均位置稳定或重建时,副高较稳定,强度增强,并逐渐西伸。它的重建常表现为“不连续后退”,即原槽东移减弱,新槽在其西部加深。如新槽在 150°E 以东建立,此时副高西伸控制我国大陆,强度最强。如重建新槽在 $130^{\circ}\text{—}140^{\circ}\text{E}$,则副高强度减弱,断裂成两环,其主体东撤。王友恒、许建民(1979)^[64]统计分析了12次连续3天以上位于 20°N 以北的东西向TUTT活动过程,指出其中有11次与西太平洋低层的强西风过程或台风活动有关,而且TUTT的建立平均比台风、低层东风转西风或强西风建立要早。TUTT的破坏也比低层西风转东风时间早。当TUTT呈东—东北—西—西南向且其西段位于 26°N 以南时,低纬常为东风控制,赤道西风一般均处弱的阶段,不会有台风生成。方宗义(1975)也根据卫星云图指出TUTT西伸与南亚高压间构成高空气流辐散区,扰动位于其下方时有利于发展,但槽底的急流云系对热带扰动的发展有两重性:(1)距扰动云系较远(>6 纬距),并与扰动上空反气旋流出气流相接时,有利于扰动发展;(2)距扰动云系近(<6 纬距)且呈半环状,与台风云系之间无明显辐散卷云,则台风减弱^[66]。以上结果联系上文强ITCZ和多台风时的环流背景,可提出两点看法:(1)TUTT呈经向时,西太平洋地区(尤其是关岛以西)高层自北向南的跨赤道气流明显,有利于季风环流圈的加强和维持,是西太平洋强ITCZ、多台风的环流背景。TUTT呈纬向时,西太平洋高层自北向南的跨赤道气流不明显,甚至还会出现自南向北的跨赤道气流,此时西太平洋ITCZ弱,低层盛行东风。尽管TUTT中有天气尺度扰动西移,低层伴有东风波(或风速)扰动,但仍处台风发生的低潮期,这说明东风波对台风发展处于次要地位。然而TUTT纬向西伸明显时,其槽端西侧的东风气流有较大的偏北分量,并且日本附近高层的槽也往往很活跃,所以自我国东南沿海到菲律宾附近的一带高层将出现明显的自北向南的跨赤道气流。这正是南海和菲律宾东侧洋面台风活跃的阶段。显然由TUTT中天

气尺度扰动西传而引起的西太平洋副高加强西伸、低层偏东信风西进到南海北部,与南海台风的发生发展有密切关系。(2)槽底附近的环流特征对台风的生成影响最明显。多数研究把TUTT附近台风的生成解释为槽与南亚高压东缘之间的辐散气流的影响。但事实上,南海台风发生前高空常存在南北两支热带东风急流,扰动上空是正涡度,所以利用二层斜压模式就不能得到扰动上空的高层辐散对扰动发展有利的结论,而我们最近提出的高空正涡度平流向扰动输送⁽⁶⁹⁾,倒可以把各类情况统一起来,高空辐散起码在扰动发展的初期看来不是主要的。

高空冷涡从其源地可分成两类:(1)大陆中纬度西风槽向低纬延伸被切断而成;(2)主要来源于TUTT内的热带冷涡。关于大陆冷涡的结构,丁一汇、范惠君(1974)曾作过分析,它基本上是一种“干涡”,不产生什么明显天气⁽⁶⁹⁾。但也有个别的冷涡变性发展成台风的例子⁽⁶⁷⁾。然它们对台风路径则产生重要影响。陈联寿(1974)⁽⁶⁸⁾认为台风与冷涡遭遇,台风的移动将受到冷涡外围气流的牵引。就主要的作用还是互旋⁽⁶⁹⁻⁷²⁾,使海上台风路径突然西折。许建民、王友恒(1979)分析了热带冷涡,根据云型指出其中常位于低层副高脊线附近,且无气旋性环流相配合的冷涡,其结构与大陆冷涡类同。他们主要分析了冷涡中心以东和以南有大范围对流云团的类型,指出冷涡的东南象限下方低层有东风波槽系统相配合。结构分析表明在冷涡的外部云带里是天气尺度的上升运动和穿过对流层中部的高 θ_{se} 通道。而在冷涡中心附近的少云区里则是补偿下沉运动。冷涡的外云带在高层对应着副赤道高压脊,是多方向的外流区,加强了扰动上空的抽气作用⁽⁷⁶⁾。在他们的分析时段中有14个后来发展成台风的扰动,其中就有13个是从冷涡的外部云带里发展起来的。这类扰动也主要是发生在大陆反气旋东缘的鞍型区内。杨祖芳(1978)分析了一个冷涡下传诱生出强台风的例子,发现是由于冷涡的变性引起的。并认为对流层中下层与冷涡对应的地方,如是正涡度产生和集中的地区,则对冷涡下传十分有利,否则不利⁽⁷⁴⁾。目前发现由冷涡变性发展成台风的例子还不多,这方面的研究尚有待继续进行。

六、赤道缓冲带和赤道高压

赤道缓冲带是低层赤道地区的大型环流系统,夏季在北半球它实际上是个高压脊。有时加强北移出现闭合中心,成为赤道高压。它的维持、加强北移与跨赤道气流的加强与维持紧密地联系在一起,并对ITCZ和台风活动产生影响。据梁必琪等(1980)⁽⁷⁵⁾统计,南海—西太平洋在台风季节平均每月出现2—3次缓冲带过程。他们还提出赤道反气旋的生长方式有四种类型:(1)缓冲带北侧西南气流南折形成;(2)由热带低压向南伸的槽切割而成;(3)西太平洋副高脊在低纬度被切断而形成;(4)缓冲带北上演变而成。包澄澜等(1979)⁽⁷⁶⁾普查了南海—西太平洋地区赤道反气旋活动,指出平均每年出现8次,集中出现在6—9月,71.6%都出现在 $0-16^{\circ}\text{N}$ 、 $108-180^{\circ}\text{E}$ 范围内。其生命史一般为4—9天,空间尺度比副高小一量级。强调绝大多数在缓冲带发展北上中形成,少数则由于副高南伸脊断裂出的小高压单体向南移入低纬而成。刘伯汉(1979)⁽⁷⁷⁾分析了赤道缓冲带结构,指出它是个暖性系统,形成从低层开始,脊线附近是辐散、

负涡度、下沉运动, 两侧则是辐合、正涡度、上升运动。

赤道反气旋对台风的发展, 特别是对路径会产生一定影响^(28, 29, 75-78)。概括起来有如下几个方面: (1) 副高南落与缓冲带打通, 抑制台风发展; (2) 当有明显的赤道反气旋北上发展时, 会出现赤道西风爆发, 有利于台风特别是台风群的生成; (3) 深厚而强大的赤道反气旋将对台风路径产生重要影响, 尤其在副高共同作用时(包括打通)易使台风出现北翘、右抛等路径。

七、北半球冷空气对台风强度影响的两重性

讨论北半球冷空气对台风发生和强度变化影响的研究较多⁽⁷⁶⁻⁸¹⁾。总的认识是弱冷空气有利于台风加强, 强冷空气侵入台风内部破坏其暖心结构, 则使台风减弱填塞或变为温带气旋。通过实例分析, 北京大学地球物理系(1979)⁽⁷⁹⁾还提出了一个连结中高纬西风带锋系与ITCE. 热带气旋相互作用的综合环流模型。

这里, 将着重提一下南海锋面切变低压发展成台风的过程。华南台风研究协作组(1976, 1979)^(80, 82)分别对秋季和初夏冷空气影响南海低压发展的问题进行了一些天气学的综合分析, 结果表明: (1) 秋季, 先决条件是地面冷高压要强, 足以抵销500mb副高对低压发展的抑制。此外, 各层形势配置、冷空气强度、路径等方面尚需满足一定的条件。(2) 初夏, 在低压前后约一周内, 至少有两次冷空气活动。前一次西路使南海锋面切变线形成或再生; 后一次东路, 使切变线北侧的偏东风继续维持或增强, 从而加强了低层的气旋式切变及辐合作用。并需满足低层是东高西低, 500mb上高脊位于 110°E 以东的我国大陆等条件。福建省台、大气所和南京气象学院(1976)在对近海台风发生发展的分析中, 也得到相类似的结论⁽⁸³⁾。至于冷空气对台风发生发展的具体作用, 据初步分析可有以下几个方面⁽⁸⁴⁻⁸⁹⁾: (1) 加强热带低压北侧东北气流, 使低压气旋性切变涡度加大, 同时高低空的垂直切变则减小; (2) 加大了水平温度梯度, 斜压位能释放, 对热带低压发展有利; (3) 暖湿空气受到强迫抬升, 凝结潜热能的释放, 有利于形成暖心结构。与此同时, 也存在一些分歧。范惠君和丁一汇(1974)⁽⁸⁴⁾根据卫星云图特征认为: 冷锋云带与低压云系相联结, 常出现一条干舌伸入低压内部, 低空急流和冷空气的激发促使低压发展。然而广东省热带海洋气象研究所(1976)⁽⁹⁰⁾在分析了地面要素场后提出了相反意见, 认为冷空气加强南下, 干冷平流侵入台风附近, 常使台风暖心结构受到破坏, 导致台风减弱。还强调了受冷空气影响后海温下降对台风的减弱作用。黄耀香(1980)⁽⁹¹⁾对受冷空气影响下南海低压发展与否的海气潜热交换量进行了计算和比较。指出该量增加时, 低压将发展, 相反则减弱消失。实际上支持了海温急剧下降对台风起削弱作用的观点。

我们认为由冷空气的影响主要体现在斜压位能的释放, 引起低层辐合加强, 而导致正涡度加大的过程。所以即使强冷空气促使台风填塞, 其刚开始影响的阶段, 也应该包含上述作用过程。事实上受冷空气影响而最终填塞的台风, 都经常可观测到在受冷空气影响的初期, 其强度是加强的。

结论与展望

热带环流与台风关系是一个比较复杂的问题,它牵涉到热带大气的基本理论以及各种不同尺度的相反作用。十年来的进展成绩是巨大的。对高低空的相互作用,南北两半球环流之间的相互作用以及不同尺度的相互作用的重要性,认识愈来愈深刻。研究范围比过去扩大了,揭露了不少新的事实,某些新的手段和方法被引入,并发挥了应有的作用。

但是,由于缺乏先进的探测手段和技术装备,我们至今尚未能正式参加,更不用说单独组织海洋上的热带试验,模拟实验也仅限于极少数几个有条件的单位,而其设备装置也有待于进一步提高。因此,对下列问题的了解还是很肤浅的,有些几乎还一无所知:

(1)在西太平洋和南海热带扰动的源发性机制是什么?它和大尺度环流系统的确切关系到底是怎样的?

(2)热带扰动和热带环流之间的能量交换过程是怎样的?热带环流是怎样满足热带扰动的必要而充分的条件从而令其发展加强成为台风的?

(3)支配热带大气运动的基本方程及其约束条件。各种相互作用的理论知识及具体应用。

(4)热带大气环流对台风运动的影响机制以及台风对热带环流的反馈作用。

如果在最近的将来各方面的条件(包括观测网、人力、物力和技术)有明显改善,则关于热带环流与台风关系乃至整个热带气象学研究的更大进展,是可以期待的。

参 考 文 献

- [1] Garstang, M., A review of hurricane and tropical meteorology, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **53**, PP. 612—630, 1972 [译文见《台风及其预报》, 科学出版社, 1975年]。
- [2] Yanai, M., Tropical meteorology, *Rev. Geophys. Space Phys.* **13**, 685—710, 1975. [译文见《热带气象译文(摘编)》, 广东省热带海洋气象研究所印, 1978年]。
- [3] 章基嘉, 西太平洋台风频率多年变化及其与大气环流型多年变化之联系, *气象学报*, 29卷, 135—138页, 1958。
- [4] 陶诗言、董克勤, 西太平洋台风活动频数与大气环流的联系, 《中国夏季副热带天气系统若干问题的研究》, 科学出版社, 1963。
- [5] 谢义炳等, 东南亚基本气流与台风发生的一些事实的统计与分析, *气象学报*, 33卷, 206—217页, 1963。
- [6] 朱抱真等, 《东南亚和南亚的大气环流和天气》, 科学出版社, 1966。
- [7] 陶诗言等, 夏季亚洲南部100mb流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系, *气象学报*, 34卷, 385—396页, 1964。
- [8] 汪国瓊, 夏半年东亚环流模型和中长期预报(摘要), *天气月刊* 1960年第4期, 18—22页, 1960。