

国外暴雨研究最新进展

国家重点基础研究发展规划项目

我国重大气候和天气灾害形成机理与预测理论研究

第二部分(G199804908)

仪清菊 魏凤英 许晨海 等编译

气象出版社

国家重点基础研究发展规划项目

我国重大气候和天气灾害形成机理与预测理论研究

第二部分 (G199804908)

国外暴雨研究最新进展

仪清菊 魏凤英 许晨海 等编译

气象出版社

内 容 简 介

本译文选汇集了近三年来有关国外暴雨研究方面的论文,共19篇,力求反映出近年来有关国外暴雨研究的最新动向和成果,内容包括:大尺度背景、中尺度结构及其数值模拟、特殊观测及其应用、四维同化与集合预报、回顾与评论。

本书可供大气、海洋以及如水文学学科的研究人员和业务人员参考。

国外暴雨研究最新进展

仪清莉 魏凤英 许晨海 等编译

责任编辑:俞卫平 李太宇 终审:纪乃晋

责任校对:王永忠

气象出版社出版

(北京市海淀区中关村南大街46号 邮编:100081)

* * *

北京市宏远兴旺印刷厂印刷

新华书店总店北京发行所发行 全国各地新华书店经销

开本:889×1194 1/16 印张:14.25 字数:442千字

2001年2月第1版 2001年2月第1次印刷

印数:1~600

ISBN 7-5029-3093-0/P·1091

定价:30.00元

前 言

中国是世界上多暴雨国家之一。据民政部门统计,近 10 年来中国大陆每年遭受洪涝的经济损失平均约 1169 亿元,死亡 3166 人。1998 年汛期,长江流域发生了 20 世纪以来仅次于 1954 年的又一次全流域性的大洪水。我国自 1975 年 8 月河南省特大暴雨发生后,通过“75.8”河南省特大暴雨、1991 年江淮暴雨、1994 年华南特大暴雨等过程及成因的专题分析研究,为大范围特大暴雨预报准确率的提高奠定了基础,使我国的暴雨研究和暴雨预报有了长足的进展。但目前我国暴雨预报的准确率远不能满足国民经济可持续发展的需求,国际上也是如此,据联合国公布的材料,1947~1980 年因暴雨洪水造成的死亡人数多达 19.6 万人。据 Internet 网上报导,美国和日本的气象专家和学者将以“暴雨预报——21 世纪面临的挑战”为主题,召开暴雨等局地强烈气象现象预报的学术讨论会。因此,暴雨等重大天气灾害的机理和预测研究将是当今世界的重大的科学研究课题之一。

国家重点基础研究发展规划项目“我国重大天气灾害形成机理和预测理论研究”的全程启动,标志着中国大气科学工作者向国际大气科学研究的热点问题一开始新冲击。正值该项目运行初期,我们组织力量,编译了《国外暴雨研究最新进展》,这将有助于我们广泛借鉴国外科学家在该领域已经完成和正在进行的工作中的大量成果,为我所用。

本译文选汇集了近 3 年来国外有关暴雨研究方面的论文,共 19 篇。主要包括:暴雨的大尺度背景、中尺度结构及其数值模拟、特殊观测及其应用、四维同化与集合预报、回顾与评论等五个方面。其中特别突出了暴雨中尺度结构和特殊观测的应用。这不但对了解国内外发展概况和探讨其未来发展趋势,而且还对创建新一代中尺度强暴雨数值预报模式和进行中尺度强暴雨外场观测,都将有一定的参考意义。

由于时间紧迫,在本译文选的选题和翻译上,以及编排方面可能存在着不足之处。但在译文后均附有大量的参考文献,您会很容易地找到自己更需要的其他论文。

参与本译文选组织、翻译和出版过程的许多同志,为此投入了大量的精力,付出了辛勤的劳动。朱福康、张育仲和陈咸吉等同志负责了本译文选的总校阅。对此一并感谢!

倪允琪

(首席科学家)

2000 年 11 月

目 录

• 大尺度背景 •

1991 年夏季风期间与中国强降雨有关的中国和南海上空的水汽收支	(1)
从逐时降水观测分析美国强降雨气候学	(14)

• 中尺度结构及其数值模拟 •

科罗拉多复杂地形的 β 中尺度锋面过境的多尺度分析	(22)
边界层 γ 中尺度对流结构的转换: 观测个例研究	(39)
中尺度对流系统中的多尺度对流翻转: 观测、模拟和理论	(53)
SAIPEX96 期间新西兰中尺度降水预报特性与敏感性研究	(71)
美国海军研究实验室的海-气耦合中尺度预报系统(COAMPS)	(84)

• 特殊观测及其应用 •

地闪与 1990 年夏季美国土桑地区暴雨和流量的关联——探索性研究	(100)
偏振调谐的 $R(Z)$ 关系和雷达测雨方法的比较	(111)
用卫星资料估算 1993 年季风期青藏高原地区降水量特征	(121)
由下投式探空仪资料得到的次生气旋三维结构(摘译)	(133)

• 四维同化与集合预报 •

并行集合卡尔曼滤波的资料同化方法	(144)
卫星云图和地面观测资料同化对云覆盖地区环流的改进	(155)
短期集合天气预报	(170)

• 回顾与评论 •

美国强局地风暴室近 25 年强风暴预报准确率的改进	(183)
业务预报面临的新时代 水文气象概率预报	(196)
区域实时数值天气预报: 现状和未来	(204)
欧洲 COST-73 计划以后的天气雷达的发展	(214)
TRMM 测雨雷达: 机遇与挑战	(218)

大尺度背景

1991年夏季风期间与中国强降雨有关的 中国和南海上空的水汽收支

Kozo Ninomiya

(日本东京大学,气候系统研究中心)

提 要

本文使用日本气象厅全球天气预报模式的24小时预报资料,研究了1991年5~7月与中国强降雨有关的中国中部地区上空的水汽收支。

边界为 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 范围(C区,中国的主要部分)上空的水汽收支表明,此区域内水汽通量辐合主要是由于穿过南边界的偏南的水汽流入。6月初,随着偏南的水汽流入突然增加,此区域内降雨随之增强,这一区域内的降雨量与穿过 20°N 的偏南水汽流入有很高的相关。

为了讨论流入到C区域内偏南的水汽流与热带水汽收支的关系,进一步研究了 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 范围(S区,包括季风槽区在内的南海)的水汽收支。在S区,越赤道水汽流入的变化明显小于穿过S区北边界的水汽流出。在S区,纬向水汽通量辐合与穿过 20°N 纬圈的偏南水汽通量有很高的相关。太平洋副热带反气旋南偏东风流与季风偏西气流间的季风槽区内可以看到这种纬向水汽通量辐合。虽然S区本身不是一个水汽源区,但季风槽区起了从 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 区向北输送水汽的通道作用。季风槽、季风偏西气流和北太平洋副热带反气旋的东西季内摆动对中国降雨和偏西水汽输送具有很强的影响。

7月初中国上空的降雨特征是在长江流域有一条狭窄的强降雨带。此期间的水汽通量场表明降雨带中有强水汽通量辐合。

1 引言

亚洲夏季风季节期间,亚洲许多地方出现大量的降雨。在中国和日本,把东亚的夏季季风降雨称为“梅雨”。这些地区的夏季季风降雨具有集中在东西向狭窄雨带中的强降雨特征,这条雨带形成在梅雨锋的静止锋内。从不同观点,比如大尺度和中尺度环流系统、半球和区域尺度的水汽收支等对梅雨已经作了广泛的研究。

许多作者(如陶诗言和陈隆勋,1987;丁一汇,1991和1992)指出,尽管 $90^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 越赤道气流比索马里急流弱得多,但它仍对中国夏季季风起着重要作用。这支越赤道气流与澳大利亚和东亚环流紧密相连。强的越赤道气流期间,澳大利亚上空冷的反气旋是强的,中国南海上空的季风槽也是明显的。还指出,在季风期间,孟加拉湾和南海强的西南水汽输送是中国强降雨的重要条件之一。当印度偏西季风和来自澳大利亚的越赤道气流汇集时,这些地区的西南水汽输送明显增强。

Lau等(1988)依据东亚地区降雨量和OLR的气候学状况确定了中国两个主要季风雨的开始期。第一个是6月初在中国中部入梅,而第二个是7月末中国北部开始的降雨。这两个开始期与季节内振荡和季节变化的相位同步有关。有些作者(如丁一汇,1992;Hirasawa等,1995;Kato,1985和1989;Murakami等,1984;Nakazawa,1992;Ninomiya,1989;Ninomiya和Muraki,1986;Ueda等,1995;Ueda和Yasunari,1996)对中国和日本上空的夏季季风雨的季节转变也有相似地发现。

几个作者(如Akiyama,1973和1975;Matsumoto等,1971;Ninomiya,1984;Ninomiya和Akiyama,1992;Ninomiya和Murakami,1987)指出中国和日本夏季季风降雨的主要部分产生在梅雨锋内。由于太平

洋反气旋外围以低空西南气流为主,并在变形场中产生锋生,由于当低层温度平流不同产生对流不稳定和由于向锋面强水汽通量的耦合,使锋面和强降雨得以维持,从而可推断太平洋副热带反气旋周围的环流是维持东亚夏季季风雨的关键性因子之一。许多文章(如 Akiyama,1984 和 1989;Ninomiya 和 Akiyama,1992;Ninomiya 等,1988)认为梅雨锋上的强降雨是与不同的大环流系统影响下生成的中尺度对流扰动相联系的,进一步强调了夏季季风降雨的多尺度特征。

在对 1991 年亚洲夏季风大尺度环流系统和大尺度水汽收支方面的最新研究中,Ninomiya 和 Kobayashi(1998 和 1999)指出中心位于热带印度洋和印度尼西亚地区上空的两个顺时针环流系统对从热带向印度次大陆和东南亚输送水汽上起着重要的作用。太平洋副热带反气旋环流将热带地区的水汽向东亚季风降雨区输送,他们还指出从南半球输送到整个季风区的水汽不能很好地解释季风期间降雨的增强。他们强调在大尺度下沉区形成的水汽源地是夏季风的一个重要特征。

1991 年夏季季风特征是中国出现了强降雨(丁一汇,1993;Si 等,1995),本文作者打算对 1991 年 5、6 和 7 月中国上空水汽输送和水汽收支特征进行研究。

2 资料及其质量

像以前的大尺度研究一样,本文用了日本气象厅数值预报处全球谱模式(GSMT106)中每天 00 和 12UTC 两次获得 24 小时数值预报资料,这些资料是以 2.5 个经纬度间隔存储的。GSMT106 简要描述及其所用预报资料的理由已由 Ninomiya 和 Kobayashi(1998)给出,本文仅注重每个预报气象参数,如垂直速度、水蒸汽的混合比、降雨和下垫面对大气的水汽供应相互间的一致性。如果预报是准确的,只根据数值模式中的物理定理在时间积分过程中订正这些气象参数。

由于本研究是在相对小的范围内进行的,与 Ninomiya 和 Kobayashi(1999)的工作比较,为了有效地使用预报资料,需要对预报资料作某些验证。为了证实预报资料,使用了 Si 等(1995)提供的中心位于约 34°N,117°E 约 500 km² 范围的淮河流域实验(HUBEX)的面平均降雨。图 1 是 1991 年 5、6、7 月淮河流域实验范围内每 10 天观测的面平均降雨量(见表 1 中 5、6、7 月各旬)和降雨预报的面平均雨量对比图。从中可见预报降雨和观测值有很好的-致性,这就说明了本研究用的数值预报资料可靠性,也讨论 10 天和约 106 km² 的平均值。

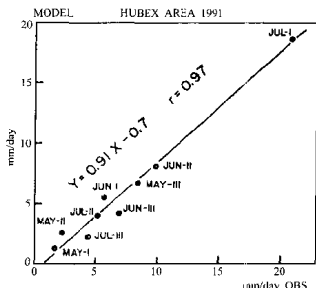


图 1 1991 年 5、6、7 月淮河流域实验(HUBEX)期间每旬观测的面平均降雨量和预报的面降雨量对比图
mm/d OBS — 观测 MODEL — 模式

表 1 1991 年 5、6、7 月各旬及其主要特征表

小时段	日期	40°~110°E 特征	110°~150°E 特征
5月上旬	5月1~10日	季风期前	季风前降雨
5月中旬	5月11~20日	季风期前	季风前降雨
5月下旬	5月21~31日	季风期前	梅雨前带形成
6月上旬	6月1~10日	印度季风爆发	梅雨强盛
6月中旬	6月11~20日	印度季风中断	第一次偏西季风爆发
6月下旬	6月21~30日		梅雨高锋期
7月上旬	7月1~10日	季风第二次峰值	梅雨高锋期
7月中旬	7月11~20日	季风第二次峰值	第二次偏西季风爆发
7月下旬	7月21~31日		梅雨前带消失

3 本研究中所用符号和分析概述

以下讨论中所用符号如下:

可降水分: $W = 1/g \int q dp$, 其中 q 表示水汽的混合比, 从地面气压积分到 300 hPa。

垂直方向上总水汽输送 Q 和其纬向、经向分量 Q_u 和 Q_v : $Q = 1/g \int V q dp$, $Q_u = 1/g \int u q dp$ 和 $Q_v = 1/g \int v q dp$, 其中 V, u 和 v 分别表示全风速、纬向和经向风速。

在某点的水汽平衡方程: $(\partial W / \partial t) + \text{div} Q = e - r$, 其中 e 和 r 分别表示下垫面蒸发量和降雨量。

为了分析两条经纬线圈定的范围, 面总水汽平衡方程 $\Delta = Mt + D = E - R$, 其中 M 是面积内总的可降水分, R 是降雨量, E 是蒸发量, Mt 分别由 $M = \int W dS$, $R = \int r dS$, $E = \int e dS$ 和 $Mt = \partial M / \partial t$ 确定。

面积总水汽通量散度: $D = \int \text{div} Q dS = \oint Q_n ds = \sum (F_u \text{ 和 } F_v)$, 其中 Q_n 是 Q 正交于 ds 的分量。面积因子 ds : $ds = R \cos \phi d\phi d\lambda$, 其中 R, ϕ 和 λ 分别是地球半径、纬度和经度。

穿过区域边界的纬向和经向水汽通量 F_u 和 F_v 由 $F_u = \int Q_u R \cos \phi d\lambda$ 和 $F_v = \int Q_v R \cos \phi d\lambda$ 计算。流入区域内的总水汽由 F_i 表示, 而从区域流出的水汽由 F_o 表示。

下几节中我们将讨论表 1 所给的 9 个旬的平均水汽收支特征。

4 1991 年中国降雨的时间和经向变化

图 2 是 1991 年 5、6、7 月 9 个旬的 $110^\circ \sim 125^\circ \text{E}$ 旬平均降雨量的经向分布图。从中可见: 5 月份主要降雨在 $20^\circ \sim 30^\circ \text{N}$, 6 月初尽管梅雨已经产生, 图中雨带呈季节性向北移动, 但这年梅雨开始时的雨量增强是渐进性的, 雨带北移也是渐进性的。相反, 6 月份 $20^\circ \sim 30^\circ \text{N}$ 内的最大雨带发生南—北摆动, 7 月上旬强降雨出现在约 30°N , 而 7 月中旬约在 15°N 。1991 年的情况是否是特殊, 目前尚不清楚。但从实验可知这种“季节变化”确实罕见。

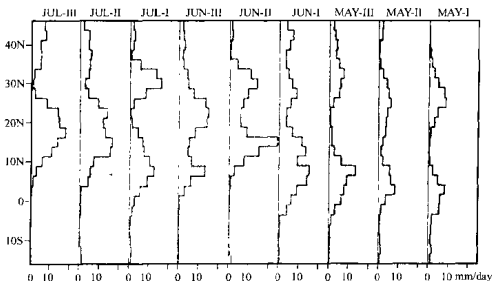


图 2 1991 年 5、6、7 月 $110^\circ \sim 125^\circ \text{E}$ 间每旬平均降雨量经向分布图

5 中国降雨和来自南方的水汽流入

已有许多文章指出中国上空降雨与来自中国南海的水汽输送有密切关系。为了了解前面所提的特征,不仅要阐明中国上空的水汽收入,而且还要阐明在南海上空的水汽收入情况。我们将进一步研究 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 所围的 C 区(约 $3.2\times 10^6\text{ km}^2$, 位于中国大陆)和由 $0\sim 20^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 所围的 S 区(约 $3.6\times 10^6\text{ km}^2$, 南海)水汽收支状况。5, 6, 7 月各旬穿过 C 区和 S 区各边界的纬向(F_u)和径向(F_v)水汽通量示于图 3 中。

首先讨论 C 区的特征。在整个 1991 年 5, 6, 7 月, 穿过 C 区北边界(40°N)的水汽通量是非常小的, 而穿过 C 区南边界(20°N)的水汽通量在 6 月上旬急剧增加。至于 C 区, 在整个 5, 6, 7 月穿过南边界的来自南方的水汽流入比穿过西边界的来自西方的水汽流入大得多。从地形图(图略)可见 C 区以西的高山阻挡了来自孟加拉湾和西印度洋的低层潮湿西风的直接侵入。这就是为什么穿过 C 区南边界的来自南方的水汽流入要比穿过 C 区西边界的来自西方的水汽流入大得多的主要原因。

图 4 是 1991 年 5, 6, 7 月各旬 C 区总降雨量与穿过 C 区南边界的水汽通量相关分布图。就总体而言, 它们的高相关是明显的。从 5 月到 6, 7 月的季节变化对这种高相关有很大贡献, 然而 6 月上、中旬的资料明显偏离回归线。

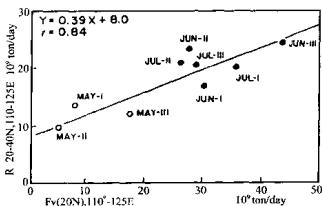


图 4 C 区各旬降雨总量与穿过 C 区南边界的水汽输送相关分布图

我们进一步发现: 图 5 中虽然 7 月中旬资料明显偏离回归线, 但 C 区总水汽通量辐合与偏南流入 C 区仍有高相关。图 5 中线性回归方程系数表明由于水汽通量辐合, 约有 30% 的南边界水汽流入成为降水。图 3 还表明 C 区约三分之二的偏南水汽流入由纬向水汽辐散所抵消。从图 4, 5 清楚地看到 6 月上旬的降

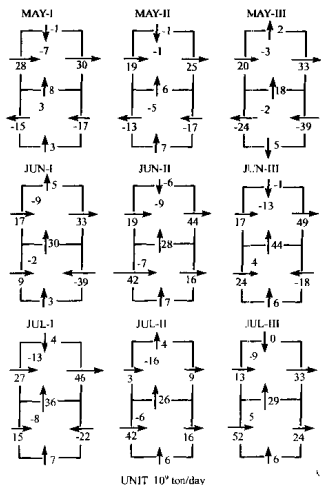


图 3 穿过 C 区、S 区的纬向(F_u)和径向(F_v)水汽通量图。图中斜体数字表示 C 区和 S 区各自的总水汽通量辐合

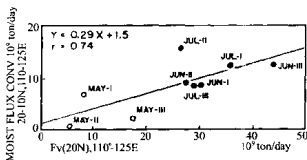


图 5 C 区各旬总水汽通量辐合与穿过南边界的水汽输送量相关分布图

雨、水汽通量辐合及来自南方的水汽流入显著增强是与东亚夏季风开始一致的。

下面将讨论 S 区水汽收支情况。穿过 S 区南边界(赤道)的水汽通量在整个 1991 年 5、6、7 月非常不明显。而穿过 20°N 的偏南水汽通量、穿过西边界(110°E)和东边界(125°E)的纬向水汽通量变化较大。从图 3 可见随着纬向水汽通量辐合增强,穿过 20°N 的偏南水汽通量也增强。在图 6 中,尽管 6 月上旬明显偏离回归线,但还是进一步证明了 S 区纬向水汽通量辐合与穿过 S 区北边界的经向水汽通量间的相关关系。图 6 中的线性回归系数表明 S 区中约 70% 的区域总的纬向水汽通量辐合是穿过 20°N 纬圈向北输送的。

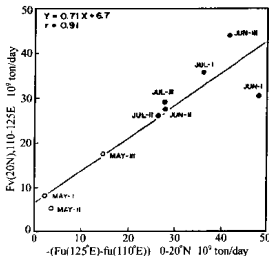


图 6 穿过 S 区北边界的经向水汽通量与 S 区纬向水汽通量辐合相关分布图

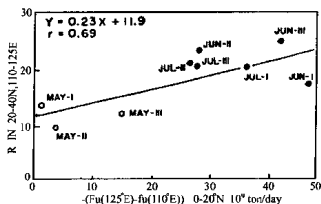


图 7 C 区总降雨量与 S 区的纬向水汽通量辐合相关分布图

图 4、5、6 还表明, S 区内纬向水汽通量辐合,通过增强水汽向北输入 C 区,对 C 区降雨增强起着重要的作用。图 7 中的数字分布实际上就证明了这点。

有趣的是,热带纬向水汽输送对远离热带 2000km 的中国降雨有很强影响。

6 中国和南海上空的水汽收支

就 S 区,根据 0~20°N 纬向水汽输送特征(见图 3),可将 5、6、7 三个月合理地划分为 P, A, B 三个时段。P 时段——5 月上、中、下旬是以偏东水汽输送为其特征,可以看作季风期前阶段。A 时段——6 月上、下旬和 7 月上旬是以 110°E 为偏西水汽输送,125°E 为偏东水汽输送确定的,而 B 时段——6 月中旬和 7 月中、下旬是以东西两边界都为偏西水汽输送为其特征的。从大尺度来看, P 时段与季风前阶段相一致,此阶段中南海以偏东水汽输送为主。A 时段对应于季风槽位于 S 区内阶段,而 B 时段季风槽位于 115°E 以东,换言之, B 时段偏西季风爆发到达 125°E 以东。

图 8 是 P, A, B 时段 C 和 S 区上空水汽收支综合形势图。穿过这些区域各边界的箭头表示水汽通量 F_u 或 F_v ,而在每个区域里面由 R 或 E 标注的箭头分别表示该区域总降雨量和从下垫面而来的水蒸汽。斜体数字则表示区域总的水汽通量辐合。

从季风前阶段(P 时段)到季风阶段(A, B 时段)S 区的非常显著的季节转换表现为纬向水汽通量辐合的突然增强,其结果导致穿过 20°N 水汽向北输送增强,另外也导致了 S 区内降雨的增加。S 区蒸发增强与偏西季风爆发增强阶段时的强劲低层偏西风有关,这也是值得注意的特征。

5、6、7 月,随着东亚夏季季风开始,降雨明显增强, C 区的蒸发不是很重要。C 区降雨增强主要是由于水汽通量辐合增强,它与穿过 20°N 的偏南水汽输送的加强是同时出现的。

Ninomiya 和 Kobayashi(1999)将下列参数表征为某区域上空的水汽收支:

$$Fi/(Fi + E), \quad \text{水汽流入与总的水汽输入比;}$$

$R/(F_i + E)$, 降雨量与总的水汽输入比;
 F_o/F_i , 水汽流出与水汽输入比;
 $(F_i + E)/M$, 水汽交换比(单位: $1/\text{天}$)。

他们还注意到“水汽流出与总的水汽输入比”由 $F_o/(F_i + E) \approx 1 - R/(F_i + E)$ 近似给出。

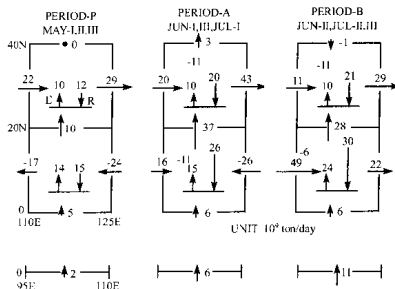


图8 基于 $0 \sim 20^\circ\text{N}$ 大尺度水汽输送归类制作的 C 和 S 区三个时段水汽收支综合特征图。 $95 \sim 110^\circ\text{E}$ 三个时段越赤道的水汽通量也分别在图的下部给出。左图是偏东风水汽输送阶段(P时段, 5月上、中、下旬), 中图是 110°E 为偏西水汽输送, 125°E 为偏东水汽输送阶段(A时段, 6月上旬、下旬和7月上旬), 右图是偏西水汽输送阶段(B时段, 6月中旬和7月中下旬)

本文我们把 $F_o/(F_i + E)$ 定义为“偏南水汽通量比”, 其中 F_o 由 $F_o = |F_o(20^\circ\text{N})|$ 给定。

从表2给出了各区域和各时段的参数值。两区域内降雨量比表明了从季风前阶段到季风阶段有重要的季节性的增大。C区的水汽流入要比S区的大得多, 这表明与C区的蒸发相比, 水汽的流入具有很强的影响, 而S区因包含广阔的海面, 蒸发在水汽收入上有较大的影响。可是, 随着东亚夏季风的开始, 这些区域最重要的特征是偏南水汽通量比突增和很大的季节性增强。

表2 C、S区P、A、B时段水汽收支参数表

区域	时段	$F_o/F_i \times 100$	$F_i/F_i + E$	$R/F_i \times 100$	F_o/F_i	$F_i + E/M$
C区	P	0.24	0.80	0.28	0.89	0.37
	A	0.55	0.85	0.31	0.68	0.48
	B	0.55	0.79	0.42	0.72	0.32
S区	P	0.24	0.68	0.34	0.95	0.24
	A	0.65	0.76	0.42	0.77	0.31
	B	0.35	0.70	0.39	0.91	0.41

尽管S区本身不是水汽源地, 但因其降雨量超过了蒸发量, 所以S区起到了将水汽从 $0 \sim 20^\circ\text{N}$ 地带有效地向北输送的通道作用。

本节的结果表明伴随赤道与 20°N 之间热带地区强纬向水汽通量辐合, 穿过 20°N 偏南水汽通量的增强是中国夏季风降雨的关键性特征。

值得注意的是与穿过 20°N 纬圈偏南水汽输送相比, 在 $110^\circ \sim 125^\circ\text{E}$ 越赤道的水汽流入的变化是微不足道的。因前面的几篇文章(见引言)讨论了中国的降雨与 $90^\circ \sim 110^\circ\text{E}$ 越赤道的水汽通量间的一些密切关系, 我们在图8的下部给出了各时段 $95^\circ \sim 110^\circ\text{E}$ 越赤道的水汽流。与 $110^\circ \sim 125^\circ\text{E}$ 穿过 20°N 纬圈偏南水

汽输送相比,很明显 $95^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 越赤道的水汽通量的变化同样是非常小的。

7 与强偏南水汽输送相联系的大尺度环流

本节将讨论有利于南海出现强偏南水汽输送的大尺度环流形势。图 9 作为 P、A、B 时段典型个例,给出了 5 月中旬、6 月中旬、7 月上旬旬平均水汽输送 Q 。根据 Ninomiya 和 Kobayashi(1998)给出的对流层低层主要环流系统(图 10),讨论了各时段的特征。

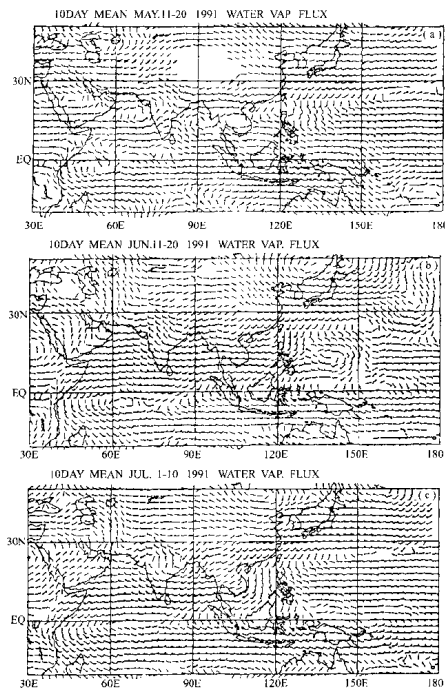


图 9 5 月中旬、6 月中旬、7 月上旬平均水汽输送 Q 图。

· 风羽表示每方厘米 $20 \text{ g}(\text{m/s})$ 的水汽输送

5月中旬(图9a)的特征;0~15°N在CS-2内几乎为偏东湿气流,20°~40°N CS-8内为偏西湿气流的纬向型。除了沿太平洋副热带反气旋西伸脊点的西侧有弱的偏南水汽输送外,水汽从热带地区向北输送到东亚的量很小。季风槽是CS-5偏东气流和CS-3/CS-4偏西气流间的汇合/辐合带,而不是在季风前形成的。

6月中旬(图9b)描述了在夏季风第一次爆发之后,偏西季风爆发的形势。在0~15°N偏西季风的东端到达了约135°E,这样在130°E附近的CS-5偏西季风和偏东气流间的Q场内形成了一个强的季风槽。在120°~130°E上空可以看到强盛的纬向水汽通量辐合和与之有关的大量的偏南水汽通量。

7月上旬(图9c)给出了太平洋副热带反气旋向西伸的典型形势。这一时段主要季风槽形成于CS-4偏西季风和CS-5偏东风间的南海上空。季风槽区内,强的纬向水汽通量辐合导致了在115°E附近很强的偏南水汽输送。

为了证实南海上空偏南水汽输送、偏西季风爆发和太平洋副热带反气旋的东西振动的关系,(图11和12)分别给出了沿10°和20°N纬圈平均水汽输送的经度-时间剖面图。在这些时间剖面图中,断线表示偏西与偏东水汽输送的边界。纬向水汽通量辐合在10°N的季风槽中很强,而20°N季风槽区内的偏南水汽输送较大。

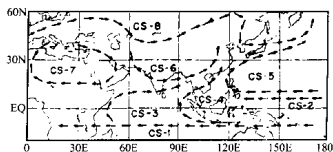


图10 亚洲夏季风对流层低层主要环流系示意图

由于季风槽形成于太平洋副热带反气旋的西南边缘,所以季风槽的变化与太平洋副热带反气旋的东西摆动以及偏西季风区的伸展紧密相关。本文中的反气旋下沉区由“晴空区”确定,它与Ch(高于400 hPa的总云量,由GMS红外资料确定)小于0.1的区域一致。然后我们获得了每旬、10~30°N纬带中每10个经度宽范围内的时间和空间平均晴空区覆盖范围。表3中给出了它们的时空变化。在季风前(5月)晴空区的西边缘伸至110°E。6月中旬第一次偏西季风爆发后晴空区向东明显收缩。在7月上旬,晴空区的西点再次西伸到120°E。7月下旬,第二次偏西季风爆发后晴空区第二次向东收缩。

时间剖面图(图11和12)和表3明显说明,具有南海周围纬向水汽通量辐合变化的偏南水汽输送季内变化是与季风槽的季内东西摆动、偏西季风的伸展和太平洋副热带反气旋相联系。

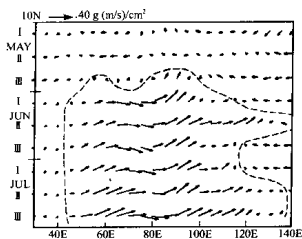


图11 沿10°N 旬平均水汽输送Q的经度-时间剖面图。图中断线表示偏西与偏东水汽输送的边界

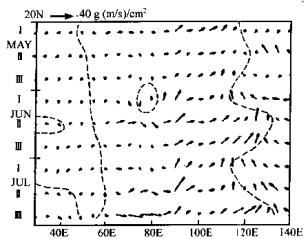


图12 沿20°N 旬平均水汽输送Q的经度-时间剖面图。图中断线表示偏西与偏东水汽输送的边界

表3 晴空区与每10个(经度)20个(纬度)的面积比(%)

	90°~ 110°E	100°~ 110°E	110°~ 120°E	120°~ 130°E	130°~ 140°E	140°~ 158°E	150°~ 160°E	160°~ 170°E	170°~ 180°E	180°~ 170°W
5月上旬	0	1	56	74	94	83	62	86	96	50
5月中旬	2	38	86	58	66	93	94	100	98	88
5月下旬	8	48	78	84	78	65	68	88	70	76
6月上旬	0	0	4	70	90	68	84	92	91	50
6月中旬	0	0	2	44	51	44	36	78	56	32
6月下旬	0	0	0	8	78	100	98	74	54	66
7月上旬	0	8	40	58	82	94	92	92	90	82
7月中旬	0	0	0	12	36	48	70	64	92	90
7月下旬	0	0	0	0	16	52	42	58	70	56

在本节结束时,我们将再次讨论在图2和8中看到的A和B时段间的差异。非常清楚,A时段穿过C区东边界的偏西水汽流出比B时段大得多。在图2中还可看到A时段的最大降雨区往往出现在22.5°~30°N,而B时段的最大降雨区往往出现在15°~17.5°N附近。这是季内变化,即季风槽的东西摆动不仅对穿过20°N偏南水汽通量及中国的降雨量有很强影响,而且对最大降雨带的南北摆动和20°~40°N区域的偏西水汽输送有很大的影响。

8 7月上旬长江流域强降雨带的特征

集中在长江和淮河流域狭窄雨带上的持续降雨是1991年7月上旬中国的降雨特征(丁一汇,1993; Ninomiya and Kobayashi,1998)。本节将简明地讨论雨带与太平洋副热带反气旋西北侧偏南水汽输送间的关系。图13给出了7月上旬旬的平均降雨量,700 hPa上的垂直速度 ω 和500~850 hPa层间的垂直稳定度($\partial\theta_e/\partial p$)。图14给出了该旬平均Ch云顶高于400 hPa层的分量的分布。

下沉区(图13a)对应于太平洋副热带反气旋控制下的晴空区(图14)。持续的降雨带的扩大可看作为图13a中的最大的降雨量带,还可看作为图14中最大的云量带。降雨带和云带沿太平洋副热带反气旋下沉晴空区的西北侧伸展。还可看到强盛的西南水汽输送控制着反气旋的西和西北侧(图9C)。

700 hPa上垂直速度 ω (图13b)表明下沉运动不仅产生在雨带的南侧(太平洋副热带反气旋中)而且还出现在雨带的北侧。这表示集中的上升运动存在于雨带中,而在雨带的两侧存在补偿的下沉运动。另一个重要的事实是雨带内空气状态不是处于强盛的对流不稳定,而是弱的对流不稳定或者差不多是中性的层结,这一点也是梅雨降中强降雨事件的许多个例研究者(Akiyama,1984; Ninomiya,1984; Ninomiya and Akiyama,1992)所指出的。这表明由于强降雨区中对流云的连续发展,对流不稳定已释放。

另外,除研究如C区这种大尺度范围的水汽收支外,还想研究降雨带周围水汽输送的详细特征。图15,16给出了相对于降雨带轴线的旬平均水汽输送的法向和切向分量。有趣的是侧向水汽通量辐合在最大降雨区南侧的是大的,而经向水汽通量辐散位于强降雨核区的前面。最大降雨区前面的雨带内的经向水汽输送表明,雨带在强降雨区向东的水汽输送中起了通道作用。

降雨的时间系列资料(Si等,1995)和卫星云图表明本时段中强降雨是由降雨带中连续移动的中尺度或称天气尺度降雨系统造成的。所以,旬平均场的水汽收支分析并不能够表现出极端降雨事件的主要特征。为了阐明强降雨事件的本质,需要更详尽地分析水汽收支状况。

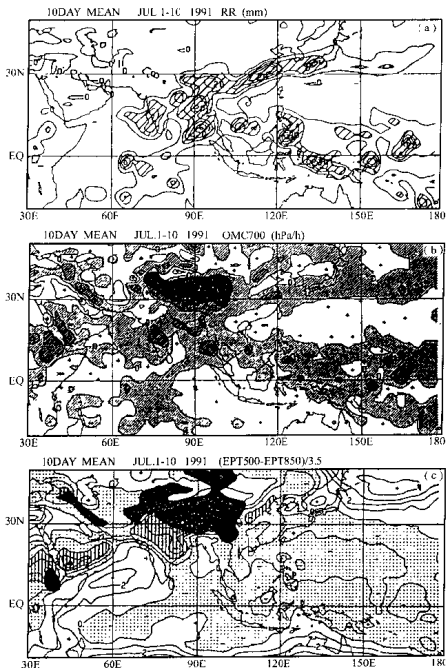


图 13 a: 7 月上旬平均降雨量图。等雨量线以 5 mm/d 间隔给定, 降雨量大于 10 mm/d 的区域用斜线表示; b: 7 月上旬 700 hPa 层平均垂直速度 ω 。黑色区域表示高于 3000 m 的高原, 等值线以 4 hPa/h 间隔给定, 点画线表示上升运动区, 上升运动大于 4 hPa/h 的区域由斜线表示; c: 7 月上旬 500~850 hPa 层平均垂直稳定度。黑色区域表示高于 1500 m 的高原, 等值线以 1 K/(100 hPa) 间隔给定, 对流不稳定区由点组成区给出, 稳定度小于 2 K/(100 hPa) 区由实线表示

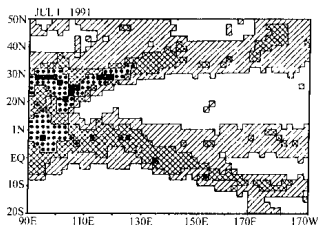


图 14 7 月上旬平均 Ch (云顶高于 400 hPa 层的云量) 分布图。黑色区、点区、方格区和斜线区分别表示 Ch 大于 0.7、0.5、0.3 和 0.1 的区域。白色区域表示 Ch 小于 0.1, 这就是本文认定的晴空区

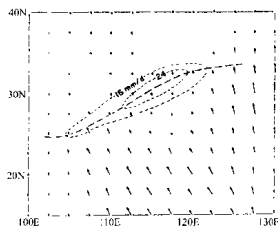


图 15 7 月上旬相对于降雨带轴线的旬平均水汽输送 Q 的法向分量图。最大降雨带轴线由粗断线表示, 图中每天 24 和 16 mm 等雨量线由细断线表示

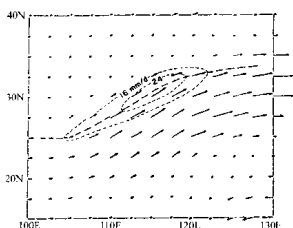


图 16 7 月上旬相对于降雨带轴线的旬平均水汽输送 Q 的切向分量图。最大降雨带轴线由粗断线表示, 图中每天 24 和 16 mm 等雨量线由细断线表示

9 结语

本文使用日本气象厅全球数值天气预报的 24 小时预报资料, 研究了 1991 年 5、6、7 月与中国强降雨时的中国中部和南海上空水汽收支特征。

由 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 为边界的 C 区内水汽收支的研究表明: 1991 年 5、6、7 月期间, 流入这一区域的水汽主要是穿过它的南边界 20°N 的偏南水汽输送。水汽通量辐合的季节变化和此区域中的降雨量与偏南水汽流入紧密相关。

为了弄清偏南流入 C 区的水汽与中国南海季风槽区水汽输送的关系, 进一步研究了 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 、 $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ (S 区) 中的水汽收支。在 S 区, 越赤道的水汽通量变化与穿过 20°N 偏南水汽通量相比是很小的。研究发现 S 区穿过 20°N 纬圈的偏南水汽通量与 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 纬向水汽通量辐合间有明显的相关关系。在偏西季风和太平洋副热带反气旋南侧偏东气流之间的汇合区内, 可以看到纬向水汽通量辐合。尽管 S 区本身不是水汽源区, 但季风槽区起到了从 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 地区向北输送水汽的通道作用。季风槽的季内东西摆动对中国的季风降雨及 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 偏西水汽输送有很强的影响。还表明 $95^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 越赤道上的水汽通量变

化比 $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 穿过 20°N 偏南水汽通量的变化也小得多。

我们比较过本文和引言所列以前的研究结果。与以前的结果不同的是:我们的结论是,穿过 $95^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 和 $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 赤道上空的水汽通量对中国降雨的影响明显小于 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 地带的纬向水汽辐合的影响。

1991 年的偏西季风及北太平洋副热带反气旋季内变化的基本特征与其它年份的基本特征是相一致的。另外,我们强调中国的降雨和中国南海上空季风槽的季内变化有着重要的相关关系。

1991 年中国的降雨、水汽收支及南海上空的水汽收支特征与其它年份夏季是否有共同的特征。已发现 1979 年(Ninomiya 和 Muraki, 1986),还有 1982 年(Akiyama, 1989)东亚夏季季风期间的特征与 1991 年类似。地形对水汽输送的影响(图略)当然不随时间而变。从上述,本文作者推断 1991 年的基本特征也将在其它年份中找到。但是,由于水汽收支特征年年都有变化,我们需要研究不同年份的水汽收支特征以进一步证实这一问题。

虽然 7 月上旬强降雨阶段平均水汽通量场表明水汽通量辐合集中区位于持续狭窄雨带西南侧,但为了明了降雨带重要特征,还需要更详尽地研究中尺度系统。

参考文献

- Akiyama, T., 1973: The large scale aspects of the characteristics of the Baiu front. *Paper Meteor. Geophys.*, **24**, 157—188.
- Akiyama, T., 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 301—318.
- Akiyama, T., 1981: A medium scale cloud cluster in a Baiu front. Part II: Thermal and kinematic fields and heat budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 305—321.
- Akiyama, T., 1989: Large, synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part I: Cloud features. *Meteor. Soc. Japan*, **67**, 57—81.
- Ding, Y. H., 1991: *Monsoon over China*, Kluwer Academic Press, 419pp.
- Ding, Y. H., 1992: Summer monsoon rainfalls in China. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 373—396.
- Ding, Y. H., 1993: *Study on the Persistent Heavy Rainfall over the Yangtze River Valley and the Huaihe River Basin in 1991*, China Meteorological Press, 255pp. (in Chinese).
- Hirasawa, N., K. Kato and T. Takejo, 1985: Abrupt changes in the characteristics of the cloud zone in subtropical East Asia around the middle of June. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 221—239.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent at late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 20—36.
- Kato, K., 1989: Seasonal transition of the lower level circulation systems around the Baiu front on China in 1979 and its relation to the northern summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 249—265.
- Lau, K. M., G. J. Yang and S. H. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1837.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristics of the Baiu front with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 267—281.
- Murakami, T., T. Nakazawa and J. Ho, 1981: On the 40—50 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer. Part II: Heat and moisture budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 169—184.
- Nakazawa, T., 1992: Seasonal phase lock of intraseasonal variation during the Asian monsoon season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 597—611.
- Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 880—894.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 167—195.
- Ninomiya, K., 1989: Cloud distribution over the East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 639—658.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988: Evolution and fine structure of a long lived meso-scale convective system in Baiu frontal zone. Part I: Evolution and meso- β scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 331—350.
- Ninomiya, K. and C. Kobayashi, 1998: Precipitation and moisture balance of the Asian summer monsoon in 1991. Part I: Precipitation and