崔晓鹏. 2009. 地面降水诊断方程对降水过程的定量诊断 [J]. 大气科学, 33 (2): 375-387. Cui Xiaopeng. 2009. Quantitative diagnostic a-nalysis of surface rainfall processes by surface rainfall equation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (2): 375-387.

地面降水诊断方程对降水过程的定量诊断

崔晓鹏

中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室,北京 100029

摘 要降水,尤其是强降水(暴雨),对国家经济发展、社会建设以及人民生活影响巨大,然而由于同降水相关的物理过程非常复杂,因此,对降水的研究与预测十分困难。过去有关降水的研究大多关注水汽及水汽辐合(输送)的影响,对与降水有关的水汽收支研究较多。Gao et al. (2005a)率先将大气中水汽和云中水凝物(云水、雨水、云冰、雪及霰等)的变化方程结合起来,得到一个地面降水诊断方程,从而可以将与降水有关的大气中水汽和云的演变过程在同一框架下定量地分析研究。本文利用一套 21 天长度的热带云分辨尺度模拟资料,通过计算地面降水诊断方程中的局地水汽变化、水汽辐合辐散率、地面蒸发率以及云的变化率等各项,分析了这些物理过程对降水的贡献,指出局地水汽和云的变化率、水汽辐合率,地面蒸发率等均对地面降水有重要贡献。区域平均资料分析表明,若水汽辐合与局地大气变干共存,则产生强降水;若存在水汽辐合但局地大气增湿或者存在水汽辐散但局地大气变干,则引起中等强度降水;若水汽辐散与局地大气增湿共存,则造成弱降水。将降水划分成对流和层状降水进行分析发现,对流降水率一般大于层状降水率,水汽辐合是对流降水最主要的水汽源,而局地大气增湿则发生在对流云区和晴空区;最强的局地云的消散发生在层状云区,而最强的局地云的发展发生在对流云区。 关键词 地面降水诊断方程 地面降水过程 诊断分析

文章编号 1006 - 9895 (2009) 02 - 0375 - 13 **中图分类号** P426 **文献标识码** A

Quantitative Diagnostic Analysis of Surface Rainfall Processes by Surface Rainfall Equation

CUI Xiaopeng

Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Rainfall, especially heavy rainfall (torrential rain), has great impact on economy, society and people's routine life. While owing to the complicated physical processes related to rainfall, the studies and predictions of rainfall are rather difficult. Previous relevant studies mainly focused on the impacts of water vapor and its convergence. Gao et al. (2005a) proposed a so-called surface rainfall equation by combining the tendency equations of water vapor and hydrometeors (cloud water, rain water, cloud ice, snow and graupel), which can be used to study quantitatively the water vapor variation and cloud evolution related to surface rainfall together.

In this article, 21-day tropical cloud-resolving simulation data are used to calculate the local change and conver-

收稿日期 2008-06-24, 2008-10-17 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划资助(课题编号:2009CB421505),国家自然科学基金资助项目 40775036,中国科学院知识创新工 程领域前沿项目 IAP07214

作者简介 崔晓鹏,男,1973年出生,博士,主要从事中尺度动力学、中尺度和云尺度数值模拟以及地面降水过程等方面研究。 E-mail:xpcui@mail.iap.ac.cn gence rates of water vapor, surface evaporation rate and cloud variation rates in the surface rainfall equation, and their impacts on surface rainfall are discussed. The results show that local change rates of water vapor and cloud hydrometeors, water vapor convergence rate and surface evaporation rate all have great influence on surface rainfall. The co-existence of water vapor convergence and local vapor loss leads to heavy rainfall, and the co-existences of water vapor convergence and local vapor gain or water vapor divergence and local vapor loss lead to medium rainfall, and the co-existence of water vapor divergence and local vapor gain leads to weak rainfall. The partition of convective and stratiform rainfalls shows that the convective rain rate is normally bigger than the stratiform rain rate. Water vapor convergence is the main water vapor source for convective rainfall, while local vapor loss is the main vapor source for stratiform rainfall. Model domain mean local vapor loss mainly occurs in the raining stratiform region, while the strongest local vapor gain occurs in the convective and clear sky regions. The strongest local hydrometeor loss occurs in the stratiform region, while the strongest local hydrometeor gain occurs in the convective region. **Key words** surface rainfall equation, surface rainfall processes, diagnostic analysis

1 引言

降水,由于其不言而喻的重要性,历来受到气 象学家高度重视。对降水的研究从气象学诞生一刻 开始就成为气象科研与预测中最重要的组成部分。 针对大气中的降水过程,气象学者们开展了大量有 意义的科研工作(陶诗言,1980;周晓平等,1984; 黄美元等,1987;胡志晋等,1987;丁一汇,1993; Chen et al., 1998; 郭学良等, 1999; Peng et al., 2002; 刘奇俊等, 2003; 胡朝霞等, 2007; 高守亭 等,2008)。1999年和2004年,我国先后启动两项 有关强降水(暴雨)的973项目:"我国重大天气灾 害形成机理和预测理论研究"和"我国南方致洪暴 雨监测与预测的理论和方法研究",可见国家对强 降水 (暴雨) 研究的高度重视和努力提高预报水平 的巨大决心。然而,由于降水与大气热力、动力、 云微物理过程以及辐射过程等均有关,是各种物理 过程非线性相互作用的结果,因此对降水的研究与 预测十分复杂和困难。

实际大气中的降水过程基本上由大尺度水汽输 送、辐合到凝、冻结产生云和由云产生降水这两个 主要过程组成。其中,从大尺度水汽输送、辐合到 凝、冻结产生云的过程可以由大气水汽方程来描 写:水汽的局地变化由水汽的水平和垂直辐合辐 散、地面蒸发和凝、冻结等过程决定。而从云到降 水的过程则可以由云(云中水凝物:云水、雨水、 云冰、雪和霰等)的变化方程来描写:云(云中水 凝物)混合比的局地变化由云的水平和垂直辐合辐 散、降水和降雪以及凝、冻结等过程决定。可见, 若想细致全面地研究降水过程,就需要将以上两个 主要部分结合起来分析。因此,推导一个同时包含 这两部分的地面降水诊断方程变得很有必要。Gao et al. (2005a)从大气中水汽和云(云中水凝物)变 化方程出发,推导出一个地面降水诊断方程。这个 看似非常简单的方程恰好让我们有机会从定量化的 角度将与降水有关的水汽和云的过程放在同一框架 下进行分析和研究,是降水过程定量化研究的一个 十分有利的诊断工具(Gao et al., 2008)。

为了细致、定量化地研究降水过程,除了上述 地面降水诊断方程之外,还需要高分辨率的资料。 从目前常规天气观测来看,由于对云没有直接观 测,加上现有观测资料分辨率不足等问题,很难做 到水汽守恒方程收支平衡(Li et al., 1999),也就 是说,降水过程很难用常规的天气观测资料进行精 确的定量诊断分析。而数值模拟恰恰可以弥补上述 观测资料的不足,可以用来进行降水物理过程的诊 断研究。现有的数值模式中,由于水平格距问题, 全球和中尺度数值模式往往同时使用积云对流参数 化方案和云微物理显式方案来描述云和降水过程 (例如,美国 NCEP 的全球和中尺度数值模式)。最 初的参数化方案仅考虑水汽收支,而不考虑云的守 恒关系,即假定水汽源(一般为水汽辐合与地面蒸 发之和) 大部分用于降水 (Kuo, 1965, 1974), 这 种早期的积云对流参数化方案不考虑从水汽到降水 这个过程中云的存在,即假定水汽源产生凝、冻结 后立刻降到地面,因此,也没有考虑云和辐射之间 的相互作用。同时,水汽源用于降水和加湿大气的 比例过于主观,不符合实际(Li et al., 2002a)。后 期的积云对流参数化方案尽管有了很大改进,但由 于参数化的引入,使得对云和降水的发展过程的模 拟仍然比较模糊,而且,由于同时使用参数化以及 显示两种方案,两者之间的相互作用(关系)也有 待进一步考察,以上这些原因都使得这种数值模式 暂时不适合这里对降水过程的定量化诊断研究。而 云分辨尺度模式的水平格距一般在1~2 km (Tao et al., 1993; Li et al., 1999), 因此, 模式仅仅采用 云微物理显式方案来描述云和降水过程(一般认 为,水平格距在5 km 以下的,可以只用云微物理 显式方案),并且模式输出了有关云降水物理过程 的、本文中方程诊断所需要的各种中间变量,因 此,其模拟结果可以用来结合上述地面降水诊断方 程,对降水过程进行深入细致的定量化研究。

本文将利用一套 21 天长度的 TOGA COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) 试验热带 云分辨尺度数值模拟资料来诊断分析热带地面降水 过程。在第2节中,首先详细推导地面降水诊断方 程,以利于本文后面进行实际模拟诊断时,对方程 的正确使用和对诊断结果的正确理解;第3节将简 单介绍产生云分辨尺度资料的云分辨模式、试验设 计及模拟结果;第4节将利用这套模拟资料开展热 带地面降水过程的方程诊断;最后一节给出结论。

地面降水诊断方程 2

Gao et al. (2005a) 将大气中水汽变化方程与 云中水凝物的变化方程结合起来,提出了地面降水 诊断方程,本小节下面将基于产生本文中所用模拟 资料的二维云分辨尺度模式的方程组,给出地面降 水诊断方程的详细推导过程,以利于本文后面进行 实际模拟诊断时,对方程的正确使用和对诊断结果 的正确理解。

首先,从二维云分辨尺度模式的云中水凝物变 化方程(Li et al., 1999)入手,

$$\frac{\partial q_{\rm c}}{\partial t} = -\frac{\partial (uq_{\rm c})}{\partial x} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\bar{\rho} w q_{\rm c})}{\partial z} - P_{\rm SACW} - P_{\rm RAUT} - P_{\rm RAUT} - P_{\rm RACW} - P_{\rm SFW} (T < T_{\rm o}) - P_{\rm GACW} + P_{\rm CND} - P_{\rm IHOM} (T < T_{\rm oo}) + P_{\rm IMLT} (T > T_{\rm o}) - P_{\rm IDW} (T_{\rm oo} < T < T_{\rm o}), \qquad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\delta q_{\rm r}}{\partial t} &= -\frac{\delta (u q_{\rm r})}{\partial x} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho} (w - w_{\rm Tr}) q_{\rm r} + \\ P_{\rm SACW} (T > T_{\rm o}) + P_{\rm RAUT} + P_{\rm RACW} + \\ P_{\rm GACW} (T > T_{\rm o}) - P_{\rm REVP} + P_{\rm RACS} (T > T_{\rm o}) - \end{aligned}$$

$$P_{\text{IACR}}(T < T_{\text{o}}) - P_{\text{GACR}}(T < T_{\text{o}}) - P_{\text{SACR}}(T < T_{\text{o}}) - P_{\text{GFR}}(T < T_{\text{o}}) + P_{\text{SMLT}}(T > T_{\text{o}}) + P_{\text{GMLT}}(T > T_{\text{o}}), \qquad (2)$$

377

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_{i}}{\partial t} &= -\frac{\partial (uq_{i})}{\partial x} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\bar{\rho}wq_{i})}{\partial z} - P_{SAUT}(T < T_{o}) - \\ P_{SACI}(T < T_{o}) - P_{RACI}(T < T_{o}) - \\ P_{SFI}(T < T_{o}) - P_{GACI}(T < T_{o}) + \\ P_{IHOM}(T < T_{oo}) - P_{IMLT}(T > T_{o}) + \\ P_{DEP} + P_{IDW}(T_{oo} < T < T_{o}), \end{aligned}$$
(3)
$$\begin{aligned} \frac{\partial q_{s}}{\partial t} &= -\frac{\partial (uq_{s})}{\partial x} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho} (w - w_{Ts}) q_{s} + \\ P_{SAUT}(T < T_{o}) + P_{SACI}(T < T_{o}) + \\ \delta_{4} P_{SACW}(T < T_{o}) + P_{SFW}(T < T_{o}) + \\ P_{SFI}(T < T_{o}) + \delta_{3} P_{RACI}(T < T_{o}) - \end{aligned}$$

$$P_{\text{RACS}}(T > T_{o}) - P_{\text{GACS}} - P_{\text{SMLT}}(T > T_{o}) - (1 - \delta_{2})P_{\text{RACS}}(T < T_{o}) + \delta_{2}P_{\text{SACR}}(T < T_{o}) + (1 - \delta_{1})P_{\text{SDEP}}(T < T_{o}) - P_{\text{MLTS}}(T > T_{o}) + \delta_{3}P_{\text{IACR}}(T < T_{o}) - (1 - \delta_{4})P_{\text{WACS}}(T < T_{o}),$$
(4)

$$\begin{split} \frac{\partial q_{g}}{\partial t} &= -\frac{\partial (uq_{g})}{\partial x} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho} (w - w_{Tg}) q_{g} + \\ &(1 - \delta_{3}) P_{RACI} (T < T_{o}) + P_{GACI} (T < T_{o}) + \\ &P_{GACW} (T < T_{o}) + P_{GACS} + \\ &(1 - \delta_{4}) P_{SACW} (T < T_{o}) + \\ &(1 - \delta_{3}) P_{IACR} (T < T_{o}) + P_{GACR} (T < T_{o}) + \\ &P_{GFR} (T < T_{o}) + (1 - \delta_{2}) P_{RACS} (T < T_{o}) + \\ &(1 - \delta_{4}) P_{WACS} (T < T_{o}) - P_{GMLT} (T > T_{o}) + \\ &(1 - \delta_{1}) P_{GDEP} (T < T_{o}) - P_{MLTG} (T > T_{o}) + \\ &(1 - \delta_{2}) P_{SACR} (T < T_{o}), \end{split}$$
(5)

$$\begin{split} {\rm \AA} \psi, \\ \delta_{1} = 1, \ {\rm \AA} \ {\rm \rassuremath{\mathfrak{g}}} \ q_{s} + q_{r} < 10^{-8} {\rm g/g}, \ T < T_{o}, \\ \delta_{2} = 1, \ {\rm \rassuremath{\mathfrak{g}}} \ q_{r} > 10^{-4} {\rm g/g}, \ T < T_{o}, \end{split}$$

 $\delta_4 = 1$, $\Lambda \cong q_s \leq 10^{-4} \text{g/g}$, $q_c > 5 \times 10^{-4} \text{g/g}$, $T < T_o$. 这里, q_c , q_r , q_i , q_s , q_g 分别是云水、雨水、云冰、 雪、霰的混合比,其中云水和云冰没有下落末速 度,悬浮在空气中,而雨水、雪、霰具有下落末速 度,分别为 w_{Tr} 、 w_{Ts} 、 w_{Tg} 。 $\bar{\rho}$ 是大气平均密度,仅 随高度变化。u 和 w 分别是纬向和垂直风速分量。 $T_{o}=0$ ℃, $T_{o}=-35$ ℃。方程右边的云微物理过程 意义列于表1。

将方程(1~5)5个方程加起来,并进行质量

表 1 云中水凝物变化方程(1~5)云微物理过程及参数化 方案列表

Table 1 List of microphysical processes and their parameterization schemes in Eqs. (1-5)

符号	描述	方案
P_{MLTG}	霰表面液体蒸发造成的水汽增长	RH84
P_{MLTS}	雪融化后液体蒸发造成的水汽增长	RH83
$P_{\rm REVP}$	雨滴蒸发造成的水汽增长	RH83
$P_{\rm IMLT}$	冰滴融化造成的云水增长	RH83
P_{CND}	过饱和水汽凝结造成的云水增长	TSM
$P_{\rm GMLT}$	霰融化造成的雨滴增长	RH84
$P_{\rm SMLT}$	雪融化造成的雨滴增长	RH83
P_{RACI}	冰滴和雨滴的碰冻造成的雨滴增长	RH84
P_{RACW}	雨滴收集云水滴造成的雨滴增长	RH83
P_{RACS}	雪和雨滴的碰冻造成的雨滴增长	RH84
$P_{\rm RAUT}$	云水滴自然转化为雨滴造成的雨滴增长	LFO
P_{IDW}	云水滴冻结为冰滴造成的冰滴增长	KFLC
P_{IACR}	冰滴和雨滴的碰冻造成的冰滴增长	RH84
P_{IHOM}	云水滴均匀冻结成冰滴造成的冰滴增长	
P_{DEP}	过饱和水汽冻结造成的冰滴增长	TSM
P_{SAUT}	冰滴转化成雪造成的雪增长	RH83
P_{SACI}	雪收集冰滴造成的雪增长	RH83
$P_{\rm SACW}$	雪和云水滴碰冻造成的雪增长	RH83
$P_{\rm SFW}$	云水滴冻结成雪造成的雪增长	KFLC
P_{SFI}	冰滴到雪的冻结增长	KFLC
P_{SACR}	雪和雨滴碰冻造成的雪增长	LFO
P_{SDEP}	过饱和水汽冻结造成的雪增长	RH83
P_{GACI}	霰收集冰滴造成的霰增长	RH84
P_{GACR}	霰和雨滴碰冻造成的霰增长	RH84
P_{GACS}	霰和雪碰冻造成的霰增长	RH84
P_{GACW}	霰和云水滴碰冻造成的霰增长	RH84
P_{WACS}	雪在霰边缘生长造成的霰增长	RH 84
P_{GDEP}	过饱和水汽冻结造成的霰增长	RH 84
$P_{ m GFR}$	雨滴冻结成霰造成的霰增长	LFO

注: RH83, RH84: 引自 Rutledge et al. (1983, 1984); LFO: 引自 Lin et al. (1983); TSM: 引自 Tao et al. (1989); KFLC: 引自 Krueger et al. (1995)。

加权垂直积分,得到:
$$\frac{\partial}{\partial t}(L_{WP}+I_{WP}) = C_{LWP+IWP} - P_{r} - P_{s} - P_{g} + C_{MP},$$

其中,

$$\begin{split} C_{\text{LWP+IWP}} =& -\left[\frac{\partial}{\partial x}(q_5 u)\right] \\ P_{\text{r}} = \bar{\rho} \omega_{\text{Tr}} q_{\text{r}} \mid_{z=0}, \\ P_{\text{s}} = \bar{\rho} \omega_{\text{Ts}} q_{\text{s}} \mid_{z=0}, \end{split}$$

(6)

以下形式: $\frac{\partial q_{v}}{\partial t} = -\frac{\partial (u'q'_{v})}{\partial x} - \overline{u}^{\circ} \frac{\partial q'_{v}}{\partial x} - \frac{1}{\overline{\rho}} \frac{\partial (\overline{\rho} w'q'_{v})}{\partial z} - \overline{w}^{\circ} \frac{\partial q'_{v}}{\partial z} - w' \frac{\partial \overline{q}'_{v}}{\partial z} - w' \frac{\partial \overline{q}'_{v}}{\partial x} - \overline{w}^{\circ} \frac{\partial \overline{q}_{v}}{\partial z} - P_{\text{CND}} - P_{\text{DEP}} - P_{\text{SDEP}} - P_{\text{GDEP}} + P_{\text{REVP}} + P_{\text{MLTS}}(T > T_{o}) + P_{\text{MLTG}}(T > T_{o}).$ (7)

这里,"一"表示水平(纬向)平均,"[/]"表示纬向扰动。"[°]"表示观测资料值; q、为大气水汽混合比。

有力性(7)近行)成重加权並且秋力, 得到:

$$\frac{\partial [q_v]}{\partial t} = Q_{WVF} + Q_{WVE} - C_{MP}, \qquad (8)$$
其中,

$$\begin{split} Q_{\text{WVF}} =& -\left[\frac{\partial(u'q'_{\text{v}})}{\partial x}\right] - \left[\bar{u}^{\circ} \frac{\partial q'_{\text{v}}}{\partial x}\right] - \left[\overline{w}^{\circ} \frac{\partial q'_{\text{v}}}{\partial z}\right] - \\ & \left[w' \frac{\partial \overline{q}_{\text{v}}}{\partial z}\right] - \left[\bar{u}^{\circ} \frac{\partial \overline{q}^{\circ}_{\text{v}}}{\partial x}\right] - \left[\overline{w}^{\circ} \frac{\partial \overline{q}_{\text{v}}}{\partial z}\right], \\ Q_{\text{WVE}} = \bar{\rho}(w'q'_{\text{v}}) \mid_{z=0}. \end{split}$$

将方程(6)和(8)相加,考虑到本文主要关注 热带降水过程,没有降雪和降霰,则地面降水诊断 方程可写为:

$$P_{\rm s} = Q_{\rm WVT} + Q_{\rm WVF} + Q_{\rm WVE} + Q_{\rm CM}, \qquad (9)$$

其中,

$$\begin{split} P_{s} &= P_{r} = \bar{\rho} w_{Tr} q_{r} \mid_{z=0}, \\ Q_{WVT} &= -\frac{\partial}{\partial t} [q_{v}], \\ Q_{WVF} &= -\left[\frac{\partial (u'q'_{v})}{\partial x}\right] - \left[\bar{u}^{\circ} \frac{\partial q'_{v}}{\partial x}\right] - \left[\bar{w}^{\circ} \frac{\partial q'_{v}}{\partial z}\right] - \\ & \left[w' \frac{\partial \bar{q}_{v}}{\partial z}\right] - \left[\bar{u}^{\circ} \frac{\partial \bar{q}_{v}^{\circ}}{\partial x}\right] - \left[\bar{w}^{\circ} \frac{\partial \bar{q}_{v}}{\partial z}\right], \\ Q_{WVE} &= \bar{\rho} (w'q'_{v}) \mid_{z=0}, \\ Q_{CM} &= -\frac{\partial}{\partial t} (L_{WP} + I_{WP}) + C_{LWP+IWP}. \end{split}$$

由方程(9)可见,地面降水率(P_s)由局地水 汽变化率(Q_{WVT})、水汽辐合辐散率(Q_{WVF})、地面 蒸发率(Q_{WVE})以及云(云中水凝物)的局地变化 和辐合辐散率(Q_{CM})所决定。这样,从方程(9) 就可以看出大气降水是大尺度水汽过程和中小尺度 云过程的共同产物。从推导地面降水诊断方程可以 看到,其关键的一步是将水汽和云的守恒方程进行 质量加权垂直积分。这样,各种物理过程对降水的 净效应被毫无保留地定量化地呈现出来。这是这个 诊断方程在讨论降水问题时最大的优点,这将在以 下的热带降水分析中看到。

3 云分辨尺度模式和 TOGA COARE 云分辨尺度模拟

本文所用的二维云分辨尺度模式是 Soong 和 Ogura 在 1980 年建立起来的 (Soong et al., 1980), 以后经 Tao et al. (1993)进一步修改和完善。Sui et al. (1994)成功地延长了模式积分时间,将其用 于气候平衡态的研究。Li et al. (1999)改进了其云 微物理和辐射参数化方案。本文采用 Li et al. (1999)的模式版本,这个云分辨尺度模式具有云水、雨水、云冰、雪和霰混合比预报方程,29 个云 微物理过程参数化方案 (Rutledge et al., 1983, 1984; Lin et al., 1983; Tao et al., 1989; Krueger et al., 1995),以及长、短波辐射参数化方案 (Chou et al., 1991, 1994, 1998)。模式的水平侧边界采用 周期边界。模式水平方向具有 512 个格点,格距为 1.5 km; 垂直分为不等间距的 33 层。模拟时间步长 12 s。

379

由于云分辨尺度模式的水平方向只有 768 km (512×1.5 km),不能模拟大尺度环境场。因此,模式需要大尺度环境场作为强迫,所需要的大尺度强迫有:风的水平和垂直分量、海表面温度、大尺度水平温度和湿度平流。图1是从 TOGA COARE 试验观测和计算得到的垂直速度、纬向风时间-气压分布以及海温的时间变化,进行时间内插后在每个时步对云分辨尺度模式进行强迫。TOGA



图 1 TOGA COARE 试验垂直速度 (a, 单位: cm/s)、纬向风 (b, 单位: m/s) 时间-高度分布以及海温的时间变化 (c)。阴影代表上升运 动和西风

Fig. 1 Time-height cross sections of (a) vertical velocity (cm/s), (b) zonal wind (m/s) and (c) variation of sea surface temperature with time from TOGA COARE. Shadings denote upward motion or westerly

COARE 试验从 1992 年 11 月到 1993 年 2 月在赤 道西太平洋暖区总共进行了整整 4 个月时间的时、 空加密观测 (Webster et al., 1992)。作为大尺度强 迫的还有大尺度水平温度和湿度平流,但其总体上 比垂直温度和湿度平流小(图略)。必须指出的是 这些强迫场中最重要的是风的垂直分量场。

本文中, 云分辨尺度模式从当地时间 (1.75°S, 156°E) 1992 年 12 月 18 日 04 时开始积分到 1993 年1月9日10时结束,共积分486小时。模拟结 果已经与同时段 TOGA COARE 试验观测到的气 温、湿度的垂直分布, 地面降水率, 地面辐射和热 量通量等进行了对比分析,其结果表明模拟与观测 比较一致 (Li et al., 1999)。并且,本模拟资料已 被成功地用于研究辐射和云微物理模拟的改进 (Li et al., 1999, 2002c), 与降水有关的扰动动能和环 境有效位能分析 (Li et al., 2002b), 地面降水过程 分析 (Gao et al., 2005a; Cui et al., 2007), 降水过 程中水汽和热量循环机制分析 (Gao et al., 2006a), 涡度矢量分析 (Gao et al., 2005b; Cui, 2008), 地 面蒸发对降水的作用分析 (Cui et al., 2006), 降水 效率分析 (Li et al., 2002a; Sui et al., 2005, 2007),赤道平衡态分析 (Cui et al., 2008),冰云的 作用分析 (Gao et al., 2006b) 以及云的并合 (Ping et al., 2008) 等方面研究, 其可靠性已得到充分验 证。这里有一点需要特别说明的是,本文使用的云 分辨尺度模式是二维的,由于大气本身是三维的, 自然用三维云分辨尺度模式来模拟比较好。但三维 模拟所要求的计算量大,造成水平区域比较小,会 对云体的模拟产生一定影响。而从二维和三维云分 辨尺度模式模拟结果的比较发现, 两者在模拟气 温、湿度、降水和云过程等方面差别不大 (Grabowski et al., 1998; Sui et al., 2005), 仅在模 拟动力方面有较大差别 (Gao et al., 2005b; Xu et al., 2002; Gao, 2007)。以上这些均说明这套二维 云分辨尺度模拟资料用于本文热带降水过程的诊断

分析是合理和可靠的。

4 热带地面降水过程方程诊断

首先,分析模拟的这21天时间和区域平均的地 面降水收支(表 2)。平均地面降水率是 0.368 mm/h。 平均局地水汽变化率、水汽辐合辐散率、地面蒸发 率、云的局地变化率依次为 0.029、0.120、0.203、 0.017 mm/h, 分别为地面降水率的 7.9%、 32.6%、55.2%、4.6%。这说明对地面降水最大 的贡献来自于地面蒸发,从诊断结果来看,有一半 以上的地面降水率由地面蒸发提供。有大于四分之 一来自于水汽辐合率,因为云分辨尺度模式的水平 侧边界是周期的,所以这里区域平均的水汽辐合率 全部来自于和大尺度垂直运动强迫相关的水汽辐合 率。另外平均局地水汽变化率是正的,由局地大气 变干过程造成。云的局地变化率也是正的,由局地 云中水凝物减少(云消散)过程造成。这表明大气 变干和云的消散同样可以对地面降水有重要贡献。 如果象 Kuo (1965, 1974) 那样考虑, 那么在这个 个例中时间和区域平均的地面降水率就会被低估达 10%以上(7.9%+4.6%=12.5%)。另外,在 Kuo 的积云对流参数化方案中有 95%的水汽源用 于降水,而另外5%用来给大气增湿。而在这里, 尽管有水汽辐合和地面蒸发这些水汽源,但大气 就平均而言并不是增湿而是变干的 (区域平均 Qwvr为正)。在 Kuo 的积云对流参数化方案中没 有考虑云中凝结物变化对地面降水的作用。这里 的结果也表明云中凝结物变化对地面降水也有一 定贡献。

按照常规降水效率的算法 (Sui et al., 2005), 降水效率 (*L*_{SPE1}) 定义为地面降水率与水汽辐合及 地面蒸发之和的比值, 即

$$L_{\rm SPEI} = \frac{P_{\rm s}}{Q_{\rm WVF} + Q_{\rm WVE}}.$$
 (10)

表 2 21 天时间和区域平均的地面降水收支

Table 2 21-day means of surface rainfall budgets over different regions

	$P_{ m s}/{ m mm}{ m \cdot}{ m h}^{-1}$	$Q_{ m WVT}/ m mmh^{-1}$	$Q_{ m WVF}/ m mmhoh^{-1}$	$Q_{\rm WVE}/{ m mm}\cdot{ m h}^{-1}$	$Q_{ m CM}/ m mmholeh h^{-1}$
降水区	0.368	0.081	0.245	0.038	0.005
非降水区	0.000	-0.052	-0.126	0.165	0.012
区域平均	0.368	0.029	0.120	0.203	0.017

这样,本个例时间和区域平均的 L_{SPE1} 为 113.9%。 降水效率大于 100%的原因是因为这种计算方法没 有将所有的降水源考虑进去。Sui et al. (2007) 对 这种计算方法作了改进,将所有的降水源都考虑进 去,其改进的降水效率 (L_{SPE2}) 表示为

$$L_{\text{SPE2}} = \frac{P_{\text{s}}}{\sum_{i=1}^{4} H(Q_{\text{i}})Q_{\text{i}}},$$
 (11)

其中,

$$\begin{split} &Q_{i} = (Q_{WVT}, Q_{WVF}, Q_{WVE}, Q_{CM}), \\ &H(F) = 1, \quad \stackrel{\text{\tiny def}}{=} F > 0, \\ &H(F) = 0, \quad \stackrel{\text{\tiny def}}{=} F \leqslant 0. \end{split}$$

这样, L_{SPE2}为100%。这说明和降水有关的过程都 对地面降水有重要贡献。

进一步利用 Sui et al. (1994) 的分类法,将模 拟区域划分成降水区(降水性层云区和对流云区) 和非降水区(非降水性层云区和晴空区)来分析。 在降水区,平均局地水汽变化率、水汽辐合辐散 率、地面蒸发率、云的局地变化率依次为 0.081、 0.245、0.038、0.005 mm/h, 分别为其地面降水率 的 22.0%、66.6%、10.3%、1.4%。有三分之二 的地面降水率来自于水汽辐合率,有大约四分之一 来源于局地大气变干。而地面蒸发对地面降水的贡 献为10%多一点,不再像区域平均时那样是最重要 的因素。在非降水区,平均局地水汽变化率、水汽 辐合辐散率、地面蒸发率、云的局地变化率依次为 -0.052、-0.126、0.165、0.012 mm/h, 可见, 地 面蒸发平衡了非降水区由于水汽辐散和局地大气增 湿造成的水汽流失。降水区的水汽辐合率有近一半 来自于和大尺度垂直运动强迫有关的水汽辐合,而 另一半来自于非降水区到降水区的水汽输送。因 此,除去与大尺度垂直运动强迫相关的水汽辐合率 造成地面降水之外,在非降水区通过地面蒸发过程 得到水汽,再通过水汽输送过程把水汽从非降水区 输送到降水区,并在降水区用于地面降水。通过以 上降水区和非降水区地面降水过程的对比研究,可 以得到如下结论:(1)在降水区,水汽辐合对地面 降水贡献最大,局地大气变干次之,地面蒸发作用 较小。尽管局地大气变干率仅为水汽辐合率的三分 之一,但足以说明在降水区,大气并不因为有水汽 源而得到增湿,相反地面降水会造成局地大气变 干。(2) 大部分地面蒸发来自于非降水区。(3) 降

水区和非降水区的相互作用是通过水汽输送来达到 的,降水区和非降水区的相互作用对地面降水很重 要。因此,要更好地理解降水过程,对降水区和非 降水区的物理过程都要分析研究。(4)局地云的消 散在降水区直接贡献于降水,而在非降水区用于平 衡水汽辐散和局地大气增湿,因此,间接地对降水 起到作用。(5)降水区局地大气变干率大于非降水 区局地大气增湿率,因而区域平均体现为局地大气 变干。

381

图 2 给出了模拟区域平均的 P_s 、 Q_{WVT} 、 Q_{WVF} 、 Qwve、Qcm随时间的演变,从图中可以看到,区域 平均地面降水率可以达到 2 mm/h 以上。Qwvr、 Q_{WVF} 和 Q_{CM} 基本在 $-1 \sim 1 \text{ mm/h}$ 之间变化。其中, Q_{WVF}的时间变化频率较小,而 Q_{CM}的频率较大。 Q_{WVE} 在 0.1~0.4 mm/h 之间变化。值得注意的是, 在图 2 中, Q_{WVT} 、 Q_{WVF} 和 Q_{CM} 随时间的演变可以是 正值,也可以是负值。根据区域平均 P_{s} 、 Q_{WVT} 、 Q_{WVF} 、 Q_{CM} ,将486个小时的模拟划分成9个个例 (划分标准见图 3)。从表 3 可以看到,各个个例的 小时数至少在 20 小时以上。在个例 1 中,没有降 水 (P_s=0)。地面蒸发是唯一的水汽源, 它被水汽 辐散,局地大气增湿和云发展所平衡。在个例2 中,所有和降水有关的过程都对降水有正的贡献, 其中,局地大气变干和水汽辐合对降水贡献最大, 地面蒸发和云的消散也有很大贡献。用传统的计算 公式 [方程(10)] 计算得到的降水效率超过了 100%,达164.6%,而用改进的公式 [方程(11)] 计算得到的降水效率为100%,这是因为传统的计 算公式中,局地大气变干(0.210)和云的消散(0. 149) 没有被作为降水源考虑进去,而这两个过程 包含在改进的公式中。在个例 3 中,局地大气变 干、水汽辐合和地面蒸发对降水有正的贡献,而云 发展对降水有负的贡献。这里需要特别指出的是, 尽管个例 2 和个例 3 有相近的水汽辐合和地面蒸发 率,并且个例3中的局地大气变干率比个例2还要 大,但由于个例2是云消散而个例3是云发展,因 此,个例3的降水率比个例2小。可见云的变化对 降水过程是非常重要的。个例 3 中 L_{SPE1} 超过了 100%, 而 L_{SPE2}小于 100%。这是因为 L_{SPE1} 没有将 局地大气变干作为降水源加进去,而 L_{SPE2}考虑了 这一过程。在个例4中,水汽辐合,地面蒸发和云 消散对降水有正的贡献,而局地大气增湿对降水有



图 2 模拟区域平均 P_s、Q_{WVT}、Q_{WVF}、Q_{WVE}和 Q_{CM}随时间的变化 Fig. 2 Variations of simulated domain-mean P_s, Q_{WVT}, Q_{WVF}, Q_{WVE} and Q_{CM} with time

负的贡献,比较大的局地大气增湿率直接导致了地 面降水率明显比个例2和个例3小。用传统的计算 公式[方程(10)]得到的降水效率比用改进的计算 公式[方程(11)]得到的降水效率要大。原因在于 改进的计算公式中包括了云消散这一过程作为降水 源。在个例5中,尽管水汽辐合及地面蒸发率和个 例2、3、4的大小相近,但局地大气增湿和云的发 展使得地面降水率比个例4还要小。个例5中,由 于局地大气变干和云消散这二个过程都不是降水源 (相应的项为负值,代表降水汇),所以,用传统的 [方程(10)]和改进的[方程(11)]计算公式得到 的降水效率相同。在个例6中,尽管水汽辐散,但 局地大气变干,地面蒸发和云消散均对降水有正 的贡献,因而也有相当可观的地面降水强度(0.312)。

Table 3 Categories of rainfall cases									
个例	时间/h	$P_{\rm s}/{\rm mm}{\boldsymbol \cdot}{\rm h}^{-1}$	$Q_{\rm WVT}/{ m mm\cdot h^{-1}}$	$Q_{\rm WVF}/{ m mm\cdot h^{-1}}$	$Q_{\rm WVE}/{ m mm}\cdot{ m h}^{-1}$	$Q_{\rm CM}/{ m mm}\cdot{ m h}^{-1}$	$L_{\rm SPE1}/\%$	$L_{\mathrm{SPE}2}/\%$	
1	83	0.000	-0.017	-0.189	0.209	-0.003	0.0	0.0	
2	49	0.914	0.210	0.362	0.193	0.149	164.7	100.0	
3	85	0.718	0.345	0.340	0.201	-0.169	132.7	81.0	
4	83	0.359	-0.217	0.269	0.189	0.118	78.4	62.3	
5	57	0.270	-0.172	0.356	0.169	-0.082	51.4	51.4	
6	36	0.312	0.192	-0.172	0.197	0.096	1248.0	64.3	
7	33	0.241	0.309	-0.140	0.207	-0.136	359.7	46.7	
8	39	0.105	-0.125	-0.079	0.228	0.081	70.5	34.0	
9	21	0.037	-0.111	-0.068	0.245	-0.030	20.9	15.1	

表 3 降水个例的划分 Table 3 Categories of rainfall cases

由于水汽辐合辐散和地面蒸发是传统的计算公式中 水汽源,而这里水汽辐散和地面蒸发基本上互相抵 消,这导致利用传统降水效率公式得到了非常大的 降水效率,相比之下,改进的计算公式 「方程 (11) 计算的降水效率就比较合理。在个例7中, 水汽辐散加上局地云发展造成地面降水率变小。 L_{SPE1}大于 100%, 而 L_{SPE2}小于 100%, 这主要是由 于,此时比地面蒸发率(0.207)大的局地大气变干 率(0.309)减小了降水效率。在个例 8 中,局地大 气增湿和水汽辐散对降水有负的作用,而地面蒸发 和云消散对降水有正的作用,地面降水率变得较小 (0.105)。水汽辐散和地面蒸发的互相抵消使得 L_{SPE1}比L_{SPE2}大一倍。在个例9中,地面蒸发几乎被 局地大气增湿、云发展以及水汽辐散所抵消,所 以,地面降水率非常小,降水效率也很小。从个例 6~9中,可以看到,尽管个例6和个例7中的水汽 辐散率明显大于个例 8 和个例 9 中的水汽辐散率, 但前二者的地面降水率远大于后二者的地面降水 率,其原因就在于前二者有很大的局地大气变干, 而后二者是局地大气增湿。这表明局地大气水汽变 化过程在水汽辐散这样的大背景下对地面降水率和 降水效率起到决定性的作用。比较个例 2~9 中改 进的地面降水效率 L_{SPE2},可以看到,不管是水汽辐 合还是辐散,局地大气变干会增加降水效率,而局 地大气增湿会减小降水效率。

进一步利用 Sui et al. (1994)的分类法计算了 个例 2~9的晴空区、降水性层状云区、对流云区、 非降水性层状云区以及整个模拟区域平均、时间平 均的覆盖率(%)、P_s、Q_{WVT}、Q_{WVF}、Q_{WVE}、Q_{CM}, 其计算结果列于表 4。对于个例 2~5 来说,晴空区 的覆盖率大约在30%~40%,降水性层状云区的覆 盖率在10%~20%,对流云区的覆盖率在4%~ 6%,非降水性层状云区的覆盖率在39%~45%。 而在个例6~9中,晴空区的覆盖率大约在35%~ 53%,降水性层状云区的覆盖率在3%~6%,对流 云区的覆盖率在3%~6%,非降水性层状云区的覆 盖率在38%~53%。所以,平均水汽辐合(表3) 增加降水性层状云区的覆盖率但减少非降水性层状 云区和晴空区的覆盖率。而平均水汽辐合辐散对对 流云区覆盖率的影响相对较小。在平均水汽辐合的 大背景下(个例2~5,表3),平均局地大气变干会 增加降水性层状云区和对流云区的覆盖率,而平均 局地大气增湿会减少其覆盖率(表3、4)。

在个例 2 中,大约 60%的降水来自于对流云 区,还有 40%则来自于层状云区。在个例 3 中,大 约 65%的降水来自于对流云区,还有 35%则来自 于层状云区。在个例 4 中,大约 54%的降水来自于 对流云区,还有 46%则来自于层状云区。在这三个



图 3 表 3 中个例划分标准示意图 Fig. 3 Sketch map of criteria for the category of cases in Table 3

表 4 时间和区域平均的覆盖率、 P_s 、 Q_{WVT} 、 Q_{WVF} 、 Q_{WVE} 及 Q_{CM}

Table 4 Time means of fractional coverage, P_s , Q_{WVT} , Q_{WVF} , Q_{WVE} and Q_{CM} in different regions

		覆盖率/%	$P_{ m s}/{ m mm}{\cdot}{ m h}^{-1}$	$Q_{\rm WVT}/{ m mm}\cdot{ m h}^{-1}$	$Q_{ m WVF}/ m mmh^{-1}$	$Q_{\rm WVE}/{ m mm\cdot h^{-1}}$	$Q_{\rm CM}/{ m mm}\cdot{ m h}^{-1}$
个例 2	晴空区	31.8	0.000	-0.009	-0.048	0.052	0.004
	降水性层状云区	18.9	0.359	0.314	-0.210	0.043	0.212
	对流云区	6.0	0.555	-0.110	0.739	0.023	-0.097
	非降水性层状云区	43.3	0.000	0.015	-0.120	0.075	0.030
	区域平均	100	0.914	0.210	0.362	0.193	0.149
个例 3	晴空区	39.9	0.000	0.010	-0.083	0.069	0.004
	降水性层状云区	15.1	0.248	0.408	-0.311	0.036	0.115
	对流云区	6.0	0.470	-0.118	0.859	0.022	-0.294
	非降水性层状云区	39.0	0.000	0.044	-0.124	0.074	0.006
	区域平均	100	0.718	0.345	0.340	0.201	-0.169
个例4	晴空区	41.5	0.000	-0.252	0.180	0.069	0.003
	降水性层状云区	11.2	0.163	0.265	-0.271	0.027	0.142
	对流云区	4.8	0.195	-0.156	0.379	0.015	-0.043
	非降水性层状云区	42.6	0.000	-0.075	-0.019	0.078	0.016
	区域平均	100	0.359	-0.217	0.269	0.189	0.118
个例 5	晴空区	40.0	0.000	-0.075	0.011	0.060	0.004
	降水性层状云区	11.2	0.137	0.159	-0.094	0.024	0.048
	对流云区	4.1	0.134	-0.152	0.403	0.010	-0.127
	非降水性层状云区	44.8	0.000	-0.104	0.035	0.075	-0.007
	区域平均	100	0.270	-0.172	0.356	0.169	-0.082
个例6	晴空区	48.1	0.000	-0.042	-0.049	0.086	0.005
	降水性层状云区	6.1	0.108	0.219	-0.249	0.016	0.123
	对流云区	3.3	0.204	-0.074	0.325	0.012	-0.059
	非降水性层状云区	42.5	0.000	0.089	-0.199	0.083	0.027
	区域平均	100	0.312	0.192	-0.172	0.197	0.096
个例 7	晴空区	52.9	0.000	0.086	-0.187	0.102	0.000
	降水性层状云区	4.0	0.073	0.249	-0.211	0.011	0.023
	对流云区	4.4	0.168	-0.219	0.547	0.014	-0.174
	非降水性层状云区	38.8	0.000	0.194	-0.288	0.080	0.014
	区域平均	100	0.241	0.309	-0.140	0.207	-0.136
个例 8	晴空区	35.7	0.000	-0.128	0.045	0.078	0.006
	降水性层状云区	6.1	0.065	0.204	-0.250	0.016	0.095
	对流云区	5.6	0.040	-0.286	0.359	0.019	-0.052
	非降水性层状云区	52.6	0.000	0.085	-0.232	0.115	0.032
	区域平均	100	0.105	-0.125	-0.079	0.228	0.081
个例 9	晴空区	44.1	0.000	0.001	-0.122	0.113	0.008
	降水性层状云区	3.2	0.020	0.051	-0.068	0.010	0.027
	对流云区	3.6	0.017	-0.252	0.328	0.018	-0.077
	非降水性层状云区	49.1	0.000	0.089	-0.205	0.104	0.013
	区域平均	100	0.037	-0.111	-0.068	0.245	-0.030

个例中,对流降水主要源于水汽辐合(表4),而层 状降水主要是由于局地大气变干以及云的消散。在 个例5中,约一半的降水来自于对流云区,另一半 降水来自于层状云区。对流降水还是主要源于水汽 辐合,而层状降水则主要是由于局地大气变干造 成。在个例6和个例7中,大约三分之二的降水来

自于对流云区,还有三分之一则来自于层状云区。 在这二个例中,对流降水主要是由于水汽辐合造 成,而层状降水主要是由局地大气变干供应。在个 例 8 中, 层状云区比对流云区对降水贡献更多。而 在个例 9 中,大约一半的降水来自于对流云区,另 一半的降水来自于层状云区。在个例 8 和个例 9 中,对流云区的局地大气增湿很强,几乎抵消水汽 辐合,这导致弱的对流降水。层状云区的水汽辐散 也非常强,将局地大气变干以及云的消散得到的降 水源抵消,造成很弱的层状降水。在个例2、3、6、 7中,区域平均局地大气变干主要发生在降水性层 状云区。在个例4中,最强的局地大气增湿发生在 晴空区;在个例5、8、9中,最强的局地大气增湿 发生在对流云区。在个例2、4、6、8中,最强的局 地云的消散发生在层状云区。在个例 3、5、7、9 中,最强的局地云的发展发生在对流云区。

5 结论

本文基于二维云分辨尺度模式方程组,详细推导了 Gao et al. (2005a)提出的地面降水诊断方程, 讨论了方程中各项的物理意义,并利用二维云分辨 尺度模式,结合 TOGA COARE 试验观测资料,得 到 21 天长度的云分辨尺度模拟资料,分析了与降 水有关的水汽和云的各种过程对热带地面降水的贡 献。本文的主要结论包括以下几点:

(1) 21 天中大约有 83%的时间有地面降水。 在有降水的时间中,有 32%的时间里降水发生在水 汽辐散的情况下,并且占总降水量的 14%左右。这 说明在水汽辐散情况下的降水不可忽视。除了地面 蒸发总是水汽源之外,较强的降水与地面蒸发和较 强的局地大气变干有关(个例 6 和个例 7),而较弱 的降水仅由地面蒸发作为主要的水汽源(个例 8 和 个例 9)。

(2) 21 天中水汽可辐合或者辐散,局地大气可 变干或者增湿,云可消散或者发展,包含这些过程 的时间均达到 20 小时以上。这说明这些与地面降 水有关的过程比较常见。

(3) 较强的降水发生在局地大气变干和水汽辐 合同时出现的情况下(个例2和个例3)。平均地面 降水率在0.8 mm/h 左右,降水效率在80%以上, 占总小时数的27.6%和总降水量的60.4%。

(4) 中等强度降水发生在局地大气增湿和水汽

辐合同时出现的情况下(个例4和个例5),或者在局地大气变干和水汽辐散同时出现的情况下(个例6和个例7)。平均地面降水率在0.3 mm/h左右,降水效率也在40%~72%之间,占总小时数的43%和总降水量的36.8%。

385

(5) 较弱的降水发生在局地大气增湿和水汽辐散同时出现的情况下(个例 8 和个例 9),地面蒸发 是最主要的水汽源。平均地面降水率在 0.1 mm/h 以下,其降水效率也在 35%以下,占总小时数的 12.3%和总降水量的 2.8%。

(6)分别在晴空区、降水性层状云区、对流云 区、非降水性层状云区进行的地面降水方程诊断发 现,对流降水比层状降水一般稍大一些,水汽辐合 是对流降水最主要的水汽源,而局地大气变干是层 状降水最主要的水汽源。区域平均局地大气变干主 要发生在降水性层状云区,而最强的局地大气增湿 发生在对流云区或晴空区。最强的局地云的消散发 生在层状云区,而最强的局地云的发展发生在对流 云区。

通过地面降水诊断方程,可以将与降水有关的 各个水汽和云的过程定量地加以分析和比较,准确 地了解这些过程对降水的重要性。云的变化率可以 与水汽变化率量级相当,说明仅用水汽方程讨论降 水问题会产生不准确。局地水汽变化率可与水汽辐 合辐散率同量级,证明讨论降水原因时,仅仅计算 水汽辐合辐散是不够的。这个地面降水诊断方程为 研究降水提供了一个很好的工具,可以将与降水有 关的水汽和云的过程在同一框架下来分析和研究。

这里必须指出的是,本文诊断的是"模式大 气"中的降水过程,与真实大气中的过程不可能完 全一致。而且,该模式分析结果也只代表了热带西 太平洋暖区(TOGA COARE试验区)在11月到2 月这样一个特定区域和时段的结果。未来工作的重 点为中纬度陆地强降水过程的研究。

参考文献 (References)

- Chen Shoujun, Kuo Yinghwa, Wang Wei, et al. 1998. A modeling case study of heavy rainstorms along the Meiyu front [J]. Mon. Wea. Rev., 126: 2330-2351.
- Chou M-D, Kratz D P, Ridgway W. 1991. Infrared radiation parameterization in numerical climate models [J]. J. Climate, 4: 424-437.
- Chou M-D, Suarez M J. 1994. An efficient thermal infrared radia-

tion parameterization for use in general circulation model [R]. NASA Tech. Memo. 104606, Vol. 3, 85pp. [Available from NASA/Goddard Space Flight Center, Code 913, Greenbelt, MD 20771]

- Chou M-D, Suarez M J, Ho C-H, et al. 1998. Parameterizations for cloud overlapping and shortwave single scattering properties for use in general circulation and cloud ensemble models [J]. J. Atmos. Sci., 55: 201-214.
- Cui X, Li X. 2006. Role of surface evaporation in surface rainfall processes [J]. J. Geophys. Res., 111: D17112, doi: 10.1029/ 2005JD006876.
- Cui X, Zhu Y, Li X. 2007. Cloud microphysical properties in tropical convective and stratiform regions [J]. Meteorology and Atmospheric Physics, doi: 10.1007/s00703-006-0228-1.
- Cui X. 2008. A phase analysis of vorticity vectors associated with tropical convection [J]. Chinese Physics, 17: 2304-2310.
- Cui X, Gao S. 2008. Effects of zonal perturbations of sea surface temperature on tropical equilibrium states: A cloud-resolving modeling study [J]. Prog. Natural Sci., 18: 413-419.
- 丁一汇. 1993. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究 [M]. 北京: 气象出版社, 255pp. Ding Yihui. 1993. Research on the Persistent Heavy Rainfall in the Yangtze River and Huaihe River valleys in 1991 (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 255pp.
- 郭学良,黄美元,徐华英,等. 1999. 层状云降水微物理过程的雨滴 分档数值模拟 [J]. 大气科学,23:745-752. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Xu Huaying, et al. 1999. Rain category numerical simulations of microphysical processes of precipitation formation in stratiform clouds [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23:745-752.
- Gao S, Ping F, Li X, et al. 2004. A convective vorticity vector associated with tropical convection: A 2D cloud-resolving modeling study [J]. J. Geophys. Res., 109: D14106, doi: 10.1029/ 2004JD004807.
- Gao S, Cui X, Zhou Y, et al. 2005a. Surface rainfall processes as simulated in a cloud resolving model [J]. J. Geophys. Res., 110: D10202, doi: 10.1029/2004JD005467.
- Gao S, Cui X, Zhou Y, et al. 2005b. A modeling study of moist and dynamic vorticity vectors associated with 2D tropical convection [J]. J. Geophys. Res., 110: D17104, doi: 10. 1029/2004JD005675.
- Gao S, Ping F, Li X. 2006a. Tropical heat/water vapor quasi-equilibrium and cycle as simulated in a 2D cloud resolving model [J]. Atmos. Res., 79: 15-29.
- Gao S, Ran L, Li X. 2006b. Impacts of ice microphysics on rainfall and thermodynamic processes in the tropical deep convective regime: A 2D cloud-resolving modeling study [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 3015 - 3024.
- Gao S. 2007. A three dimensional dynamic vorticity vector associated with tropical oceanic convection [J]. J. Geophys. Res., 113:

doi: 10.1029/2006JD008247.

- 高守亭,孙建华,崔晓鹏. 2008. 暴雨中尺度系统数值模拟与动力 诊断研究 [J]. 大气科学, 32: 854 – 866. Gao Shouting, Sun Jianhua, Cui Xiaopeng. 2008. Numerical simulation and dynamic analysis of mesoscale torrential rain systems [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32: 854 – 866.
- Gao S, Li X. 2008. Cloud-Resolving Modeling of Convective Processes [M]. Springer, Dordrecht, 210 pp.
- Grabowski W W, Wu X, Moncrieff M W, et al. 1998. Cloud-resolving model of tropical cloud systems during Phase III of GATE.Part II: Effects of resolution and the third spatial dimension [J].J. Atmos. Sci., 55: 3264 3282.
- 黄美元,洪延超,吴玉霞,等. 1987. 梅雨锋云系和降水的若干研究 [J]. 大气科学,11:23-30. Huang Meiyuan, Hong Yanchao, Wu Yuxia, et al. 1987. Some studies on Meiyu frontal cloud system and its precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 11: 23-30.
- 胡志晋,何观芳. 1987. 积雨云微物理过程的数值模拟(一)微物理 模式 [J]. 气象学报, 45:23-30. Hu Zhijin, He Guanfang. 1987. Numerical simulation of microprocesses in cumulonimbus clouds. (1) Microphysical model [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 45:467-484.
- 胡朝霞, 雷恒池, 郭学良, 等. 2007. 降水性层状云系结构和降水过 程的观测个例与模拟研究 [J]. 大气科学, 31: 425 - 439. Hu Zhaoxia, Lei Hengchi, Guo Xueliang, et al. 2007. Studies of the structure of a stratiform cloud and the physical processes of precipitation formation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31: 425 - 439.
- Kuo H L. 1965. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection [J]. J. Atmos. Sci., 22: 40-63.
- Kuo H L. 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow [J]. J. Atmos. Sci., 31: 1232 – 1240.
- Krueger S K, Fu Q, Liou K N, et al. 1995. Improvement of an icephase microphysics parameterization for use in numerical simulations of tropical convection [J]. J. Appl. Meteor., 34: 281 – 287.
- 刘奇俊,胡志晋,周秀骥. 2003. HLAFS 显式云降水方案及其对暴雨和云的模拟(II) 暴雨和云的模拟[J]. 应用气象学报,14: 68-77. Liu Qijun, Hu Zhijin, Zhou Xiuji. 2003. Explicit cloud schemes of HLAFS and simulation of heavy rainfall and clouds. Part II: Simulation of heavy rainfall and clouds [J]. Quart. J. Appl. Meteor. (in Chinese), 14: 68-77.
- Li X, Sui C-H, Lau K-M, et al. 1999. Large-scale forcing and cloud-radiation interaction in the tropical deep convective regime [J]. J. Atmos. Sci., 56: 3028 – 3042.
- Li X, Sui C-H, Lau K-M. 2002a. Precipitation efficiency in the tropical deep convective regime: A 2-D cloud resolving modeling study [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 80: 205-212.

- Li X, Sui C-H, Lau K-M. 2002b. Interactions between tropical convection and its environment: An energetics analysis of a 2-D cloud resolving simulation [J]. J. Atmos. Sci., 59: 1712-1722.
- Li X, Sui C-H, Lau K-M. 2002c. Dominant cloud microphysical processes in a tropical oceanic convective system: A 2-D cloud resolving modeling study [J]. Mon. Wea. Rev., 130: 2481-2491.
- Lin Y-L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. J. Climate Appl. Meteor., 22: 1065-1092.
- Peng Jiayi, Wu Rongsheng, Wang Yuan. 2002. Initiation mechanism of meso-β scale convective systems [J]. Adv. Atmos. Sci., 19: 870-884.
- Ping F, Luo Z, Li X. 2008. Kinematics, cloud microphysics, and spatial structures of tropical cloud clusters: A two-dimensional cloud-resolving modeling study [J]. Atmos. Res., doi: 10.1016/ j. atmosres. 2007. 11. 027.
- Rutledge S A, Hobbs P V. 1983. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part VIII: A model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands [J]. J. Atmos. Sci., 40: 1185–1206.
- Rutledge S A, Hobbs P V. 1984. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands [J]. J. Atmos. Sci., 41: 2949 – 2972.
- Soong S T, Ogura Y. 1980. Response of tradewind cumuli to largescale processes [J]. J. Atmos. Sci., 37: 2035 – 2050.
- Sui C-H, Lau K-M, Tao W-K, et al. 1994. The tropical water and

energy cycles in a cumulus ensemble model. Part I: Equilibrium climate [J]. J. Atmos. Sci., 51: 711-728.

387

- Sui C-H, Li X, Yang M-J, et al. 2005. Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud models [J]. J. Atmos. Sci., 62: 4358-4370.
- Sui C-H, Li X, Yang M-J. 2007. On the definition of precipitation efficiency [J]. J. Atmos. Sci., 64: 4506-4513.
- 陶诗言,等. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京:科学出版社, 225pp. Tao Shiyan et al. 1980. Heavy Rainfall in China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 255pp.
- Tao W-K Simpson J, McCumber M. 1989. An ice-water saturation adjustment [J]. Mon. Wea. Rev., 117: 231-235.
- Tao W-K, Simpson J. 1993. The Goddard cumulus ensemble model. Part I: Model description [J]. Terr. Atmos. Oceanic Sci., 4: 35-72.
- Xu K-M, Cederwall R T, Donner L J, et al. 2002. An intercomparison of cloud resolving models with the atmospheric radiation measurement summer 1997 intensive observation period data [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128: 593-624.
- Webster P J, Lukas R. 1992. TOGA COARE: The coupled oceanatmosphere response experiments [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 73: 1377-1416.
- 周晓平,赵思雄,张宝严. 1984. 梅雨锋上中尺度低压发生的数值 模拟实验 [J]. 大气科学, 8: 353 – 361. Zhou Xiaoping, Zhao Sixiong, Zhang Baoyan. 1984. A numerical simulation of the meso-low formation on Mei-yu front [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 8: 353 – 361.