

# 洋面上层状性降水云数值模拟研究<sup>①</sup>

崔哲虎<sup>1,2</sup> 刘锦丽<sup>3</sup> 程明虎<sup>1,2</sup>

(1. 中国气象科学研究院,北京 100081; 2. 灾害天气国家重点实验室;  
3. 中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

利用改进后的双参数层状性降水云模式,对洋面上层状性降水云进行了数值模拟研究。模拟结果表明:对于洋面上较厚的层云降水机制为冰相降水粒子的融化导致的,但降水增长与大陆上层状云不同,主要是在 0℃ 层以下的暖区中进行的。在 0℃ 层以上的负温度区域,几乎不存在液态雨滴。

**关键词:** 云模式 数值模拟 双参数 融化

## 引 言

全球范围的降水测量对于研究大气环流、水汽输送等诸多方面有着重要意义。毋庸置疑,占地球表面四分之三的洋面降水测量对全球降水监测有着至关重要的影响。Houze 和 Hobbs<sup>[1]</sup> 及 Leary<sup>[2]</sup> 观测研究估计 25%~50% 的降水是层状云所致。Marks 等<sup>[3]</sup> 研究发现 60% 飓风内部的降水是由于层状云导致的。可见,洋面上层状性降水在全球降水测量中是非常重要的。国内外对层状性降水的模拟研究相对较少,胡志晋等<sup>[4,5]</sup> 模拟研究了移经华盛顿州气旋的冷暖层状云降水,清楚地模拟了层云“播种-供给”机制,研究表明陆地层状性降水主要增长(70%)是在云体的冷区中,得到了与 Hobbs<sup>[6]</sup> 等观测事实基本上相一致的结论。郭学良等<sup>[7]</sup> 利用雨滴分档模式对我国北方冬春主要降水云系层状云进行模拟研究,得到了有益的结果。由于以往人们对于层云模式中冰相降水粒子的融化过程,只是简单的假设在 0℃ 层以下一个步长内,冰相降水粒子全部融化为液相。因此,难以详细、精确地研究层状性降水过程中冰相降水粒子的融化过程。所以,我们首先对层云模式进行了改进,在层状云模式<sup>[4]</sup> 中,加进了冰相降水粒子的

融化过程,使得层云模式能够较为细致地描述冰相粒子的融化过程。本文利用改进后的层状性降水云模式,模拟研究了洋面上 3 个层状性降水过程。

## 1 资料简介

本文使用的探空资料为国际合作进行的大型科学实验(TOGA COARE)期间,我国实验 3 号考察船获得的。船定位在 2°S、158°E。探空使用芬兰制造的 VAISALA RS80-15N 型探空仪。探空系统每 10 秒钟输出一组气象要素的平均值。高度分辨率约为 50m。ARMAR 机载雷达回波强度是由装载在美国 NASA-DC8 型飞机上的 DOPPLER 雷达在 TOGA COARE 期间获得的。观测时间从 1993 年 1~2 月,观测区域为 13°S~1°N、153~162°E。

## 2 层状性降水云模式改进

原层状云模式的特点是:抓住粒子群的主要特征,使用少数几个参数描述云和降水的微物理特征,并用较少方程描述微物理量的演变过程。模式的不足之处是对融化过程考虑比较简单,简单地假设在 0℃ 层以下一个步长内冰相粒子全部转化为雨滴,这种假定不能详细描述作为层状云雷达回波主要特征之一的 0℃ 层亮带,也对降水云随时间的

<sup>①</sup> 本文得到 973-南方致洪暴雨(2004CB418300)项目资助。

演变与垂直结构产生一定的影响。为描述0℃层亮带,以原模式为基础,本文在模式中加入冰相粒子的融化过程。在对融化的描述中,主要考虑了冰、雪、霰的融化。简单的假定融化层中的冰相降水粒子融化后,外包水膜立即脱落,然后根据融化的冰相降水粒子质量计算出外包水膜的厚度。改进后的层状云模式与原模式及 Hobbs 发表的一个移经华盛顿州的暖锋云系的实测资料对比表明,从理论上改进后的层状云模式较原模式更为合理,使得冰相降水粒子的融化过程能够在改进后的层状云模式中描述,同时改进后的层状云模式具有较好的模拟能力。

### 3 确定云参数和垂直速度廓线

#### 3.1 确定云参数

##### 3.1.1 相对湿度廓线判别准则

参照文献[8],规定如果满足以下三个条件之一,即确定为云底。

- ① 相对湿度  $RH \geq 87\%$ 。
- ② 如果被判断层不是地表,  $87\% \geq RH \geq 84\%$ ,  $\Delta RH \geq 3\%$ 。
- ③ 如果被判断层是地表,  $RH \geq 84\%$ 。

如果满足以下三个条件之一,即确定为云顶。

- ① 相对湿度  $RH \geq 87\%$ 。
- ② 如果被判断层不是廓线顶端,  $87\% \geq RH \geq 84\%$ ,  $\Delta RH \geq 3\%$ 。
- ③ 如果被判断层是廓线顶端,  $RH \geq 84\%$ 。

##### 3.1.2 雷达回波强度判别准则

根据视反射率因子随时空的分布图,判断层云云顶较为容易,对于产生降水的层云只要视反射率因子  $< 10\text{dBz}$ ,就可以认为是云顶。而对于层云云底的判断,则主要根据洋面在视反射率因子随时空的分布图中的高度,做大致估计。

#### 3.2 确定垂直速度廓线

由于已有的资料中,没有垂直速度廓线,因此,采用间接方法来确定垂直速度随高度的分布廓线。首先假定几个可能的垂直速度廓线,最大的垂直速度分别为  $0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,并假定垂直速度是单峰抛物线型分布。应用假定的几种垂直速

度廓线进行模拟。然后,利用模式输出的微物理参数,计算相对应的雷达回波强度,将得到的几种雷达回波强度廓线与机载雷达实测的雷达回波强度廓线进行对比。与最接近的回波强度廓线相对应的垂直速度廓线就被确定为‘真实’的垂直速度廓线。温度和气压由探空资料确定,垂直速度假定随高度成抛物线分布:

$$W(z) = W_m \left[ 1 - \left( \frac{z - H_m}{H_t - H_m} \right)^2 \right] \quad \text{当 } (z - H_m) \geq 0 \text{ 时} \quad (1)$$

$$W(z) = W_m \left[ 1 - \left( 1 - \frac{z}{H_m} \right)^2 \right] \quad \text{当 } (z - H_m) \leq 0 \text{ 时} \quad (2)$$

式中  $W_m$  为最大垂直速度,单位为  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,  $H_t$  为云顶高度,单位为  $\text{km}$ ,  $H_m$  为最大垂直速度所在高度,单位为  $\text{km}$ 。

利用 Mie 散射公式计算得到的 1993 年 1 月 18 日、2 月 6 日、2 月 10 日的雷达回波强度列于图 1。图 1 中除了 0℃ 层以下附近区域外,计算的雷达视反射率与观测的反射率,基本上是一致的。而在 0℃ 层附近,计算的雷达视反射率与观测的反射率相差较大,这主要是因为用于计算雷达视反射因子的程序选取的不理想导致的。相应的垂直速度廓线也列于图 1。

### 4 洋面上层状性降水云数值模拟研究

利用上述得到的云物理参数,分别模拟了 1993 年 1 月 18 日、1993 年 2 月 6 日和 1993 年 2 月 10 日的降水过程。

#### 4.1 1993 年 1 月 18 日洋面上层状性降水云数值模拟

模拟研究的层状性降水云的云底高度为  $0.7\text{km}$ ,云厚度为  $8.2\text{km}$ ,最大垂直速度为  $0.35\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,位于  $5.2\text{km}$  处。云底温度为  $22.6^\circ\text{C}$ ,云顶温度为  $-20.9^\circ\text{C}$ 。

图 2 为冰晶粒子随时间演变的情况,模式运行初期首先在整个云区出现少量云滴,在冷区上部有较强核化过程发生,导致有大量冰晶产生。随之,在冷区下部有大量次生冰晶出现。在暖区开始出现由于冰晶融化导致的雨滴。在云底形成初期的降水,随着云

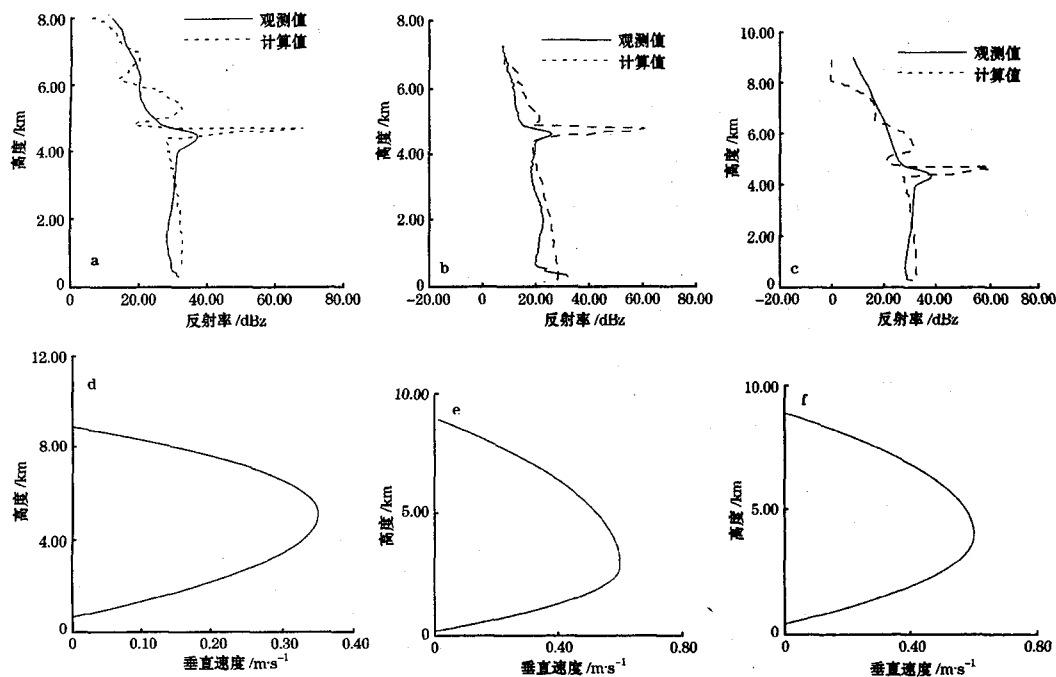


图1 雷达视反射率强度(a.1月18日,b.2月6日,c.2月10日)和垂直速度廓线(d.1月18日,e.2月6日,f.2月10日)

层的发展,开始出现冰霰自动转化、雪霰自动转化过程。同时,霰粒捕获云滴的过程也相当强烈,促使霰粒增长,在冷区上部冰晶碰并云滴的微物理过程也非常活跃,促使冷区上部冰晶的增长。暖区上部也开始出现云雨自动转化过程,随后出现以霰粒融化和云雨自动转化为的一次降水高峰,雨强达  $18\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。随着模式的发展,冰霰、雪霰自动转化过程逐渐减弱,暖区上部的云雨自动转化也逐渐减弱。冰晶捕获云滴的微物理过程由云层冷区上部向下部发展,逐渐在冷区下部形成较大、较多的冰晶粒子,同时,雪团碰并云滴开始发展起来,雪团捕获冰晶及雪团互并也发展起来,促使雪团增长。随后出现了以冰晶、雪团、霰粒融化为为主的第二次降水高峰,云底雨强达  $16\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。随着模式的发展,模式进入稳定时期,冰霰自动转化过程在冷区中部较前减弱。但在冷区下部却有所发展。霰粒捕获云滴的能力得到加强,冰晶间的相互碰并较前减弱,但冰晶捕获云滴的能力却变化不大,雪霰自动转化较180分钟时有所发展,雪团捕获冰晶、云滴及雪团之间的

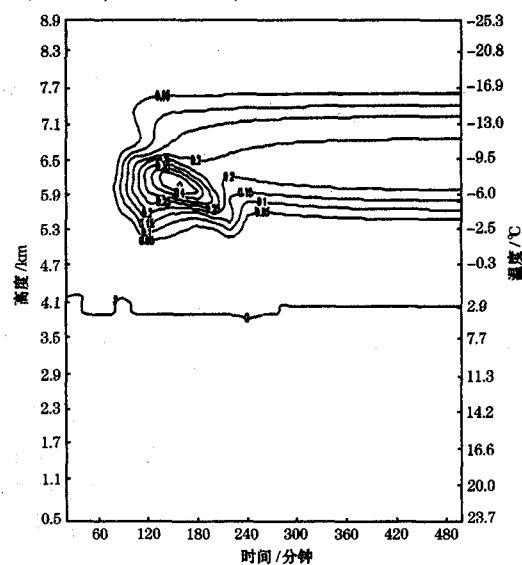


图2 冰晶粒子比质量随时间的演变 (单位:  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )

相互碰并减弱强烈。云雨自动转换已经停止。因此,稳定时期的降水主要是由于冰晶和霰粒融化而形成的。

图3为模式运行120、260、500分钟时,降水强度的垂直剖面图。分析可知,120分

钟时,冷区产生的降水强度占云底降水强度的33%,暖区产生的降水强度占云底降水强度的67%。260分钟和500分钟时,零度层以上的冷区产生的降水强度占云底降水强度的25%,降水有75%是在暖区增长的。说明大部分降水是在暖区增长的。与利用雷达反射率回波反演的降水强度对比表明,模拟的降水强度与其基本上是一致的(图略)。

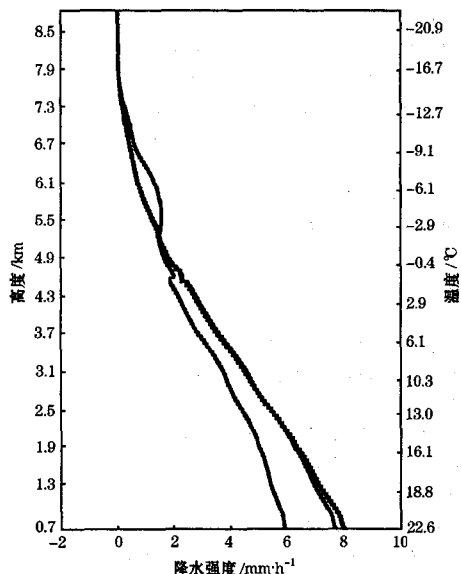


图3 模拟的1993年1月18日降水强度的垂直分布

从左到右依次为模式运行120、260和500分钟时,模式输出的降水强度垂直分布

#### 4.2 1993年2月6日降水过程的模拟

模拟研究的层状性降水云的云底高度为0.3km,云厚度为8.7km,最大垂直速度为 $0.6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,位于2.9km处。云底温度为 $26.1^{\circ}\text{C}$ ,云顶温度 $-21.4^{\circ}\text{C}$ 。分析可知,120分钟时,冷区产生的降水占降水总量的7.5%,92.5%的降水是在暖区增长的。260分钟和500分钟时,冷区的降水强度占云底降水强度的15%,暖区的降水强度占云底降水强度的85%。说明大部分降水是在暖区增长的。与利用雷达反射率回波反演的降水强度对比表明,模拟的降水强度与其基本上是一致的(图略)。

#### 4.3 1993年2月10日降水过程的模拟

模拟研究的层状性降水云的云底高度为

0.5km,云厚度为8.5km,最大垂直速度为 $0.6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,位于4.0km处。云底温度为 $23.7^{\circ}\text{C}$ ,云顶温度 $-25.3^{\circ}\text{C}$ 。图4为模式运行120、260、500分钟时,降水强度的垂直剖面图。分析可知,120分钟时,冷区的降水强度占云底降水强度的26%,暖区的降水强度

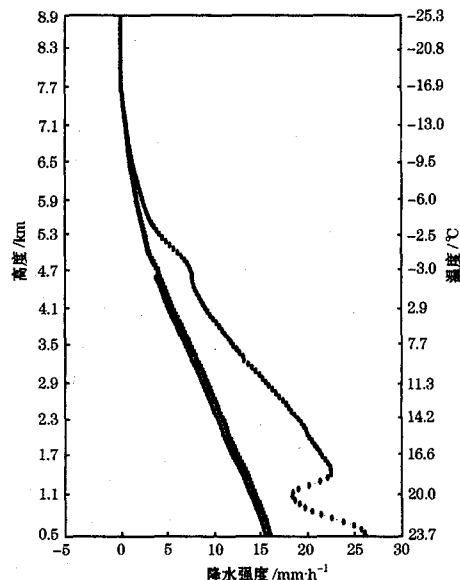


图4 模拟的1993年2月10日降水强度的垂直分布

曲线从左到右依次为模式运行120、260和500分钟时,模式输出的降水强度垂直分布

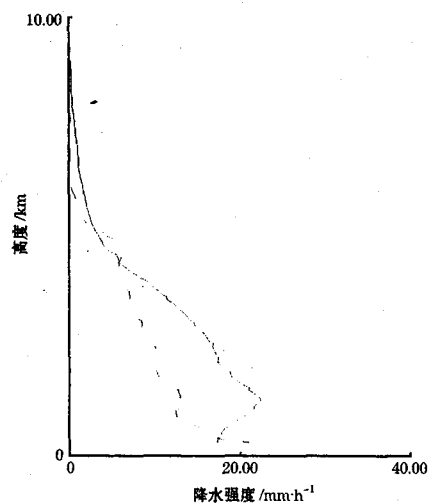


图5 利用雷达回波强度反演的降水强度的垂直分布

虚线:降水发展期 实线:降水衰减期

占云底降水强度的74%。260分钟和500分钟时,冷区的降水强度占云底降水强度的20%,暖区的降水强度占云底降水强度的80%。说明大部分降水是在暖区增长的。模拟的降水强度垂直分布与利用雷达反射率反演的降水强度垂直分布(图5)基本上是一致的。

## 5 结论

利用改进后的层状性降水云模式,模拟研究了1993年1月18日、2月6日和2月10日3次洋面上的层状性降水云发展过程。对于洋面上的层状性降水云,分析结果表明:

(1) 云雨自动转化过程主要出现在云发展初期的暖层中,当云发展稳定后,云雨自动转化过程已停止。在层状云的冷区中几乎不存在雨滴,雨滴基本上只在层状云的暖区中存在。

(2) 冰晶核化过程均出现在云顶部的冷区中,冰晶繁生过程则存在于 $-3\sim-18^{\circ}\text{C}$ 之间。冰相粒子主要位于层状云的冷区中部及下部。

(3) 冰霰及雪霰自动转化过程在模拟的整个过程中均较强烈。冰晶、霰粒子捕获云滴的过程也较为强烈。霰粒子的融化过程较快,然后是冰晶粒子,雪团融化过程为最慢。

(4) 洋面上的层状性降水云发展稳定时,降水主要是来源于冰相粒子的融化,但与大陆层状性降水不同,雨滴的大量增长却是在暖区之中。

上述结论仅仅是基于三个洋面上的降水过程模拟研究得出的初步结论,还需要进行

更多的个例模拟研究,同时使用实测资料做进一步的检验、证实。

**致谢:**感谢胡志晋研究员和严采繁研究员对本文给予的诸多帮助。

## 参考文献

- Houze, Robert A., Jr. and Hobbs, Peter A. Organization and Structure of precipitation Cloud Systems, Washington (State) Univ. Seattle, Dept. of Atmospheres Sciences, Contributions from the Cloud and Aerosol Research Group: Collection of reprints, Vol. 26, Seattle, WA., [1982]. 90P. Refs., Figs. Reprinted from Advances in Geophysics, N. Y., Vol. 22, 1982: 225—315.
- Leary, Coleen A. Precipitation Structure of the Cloud Clusters in a Tropical easterly Wave. Monthly Weather Review, 1984, 112(2): 313—325.
- Marks, Frank D., Jr, Hobbs, Peter A et al. On the Structure of the Eyewall of hurricane "Diana" Comparison of Radar and Visual Characteristics "1984". Monthly Weather Review, Boston, 1987, 115(10): 2542—2552.
- 胡志晋, 严采繁. 层状云微物理过程的数值模拟(一)——微物理模式. 气象科学研究院院刊, 1986, 1(1): 37—52.
- 胡志晋, 严采繁. 层状云微物理过程的数值模拟(二)——中纬度气旋云系的微物理过程. 气象科学研究院院刊, 1987, 2(2): 133—142.
- Peter V. Hobbs, Thomas J. Matejka et al. The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. I: A Case Study of a Cold Front. J. Atmos. Sci., 1980, 37: 568—595.
- 郭学良, 黄美元, 徐华英等. 层状云的雨滴谱分档数值模拟研究. 大气科学, 1999, 23(4): 411—421.
- Wang, Junhong, Rossow, William B., Determination of cloud vertical structure from upper-air observations. J. Appl. Meteor., 1995, 34, 2243—2258.

## Numerical Study of Stratified Precipitation Cloud over the Sea

Cui Zhehu<sup>1</sup> Liu Jinli<sup>2</sup> Cheng Minghu<sup>1</sup>

(1. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081;

2. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science)

### Abstract

A stratified precipitation cloud over the sea is studied with two improved parameter cloud models, it is found that precipitation mechanism for the thick stratified cloud over the sea is derived from ice melting and different stratified cloud and the continental precipitation increment is going on in the warm region under the  $0^{\circ}\text{C}$  layer, and meanwhile there is almost no liquid water in the negative region above the  $0^{\circ}\text{C}$  layer within the stratified cloud.

**Key Words:** cloud model numerical simulation dual-parameter melting