

# GRAPES 模式不同云物理方案 对短期气候模拟的影响

章建成 刘奇俊

(国家气象中心, 北京 100081)

**提 要:** 在胡志晋、刘奇俊云物理方案的基础上, 研制了 GRAPES 模式的云降水显式方案。用不同云物理方案开展了短期气候(月尺度)过程的模拟试验, 并与地面观测资料和 NECP 再分析资料进行了对比分析。模拟的结果表明, 耦合了云降水显式方案的 GRAPES 模式较好地模拟出了中国地区降水、温度、云量、长短波辐射的特点和分布规律。气候模拟中冰相过程和暖云过程模拟的降水、温度、云量和辐射差异较大, 不同相态的水凝物及其分布对辐射特征有较大的影响, 混合相云物理方案的模拟结果与实况更为吻合, 应使用混合相云物理方案进行短期气候的模拟。

**关键词:** 云物理方案 GRAPES 模式 短期气候模拟 云辐射特征

## Analysis of Cloud Schemes in Simulation of Short-Term Climatic Process

Zhang Jiancheng Liu Qijun

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

**Abstract:** Based on the Hu Zhijin and Liu Qijun's cloud physics scheme, a explicit cloud scheme in GRAPES model is developed. A short-term climatic process is simulated with warm cloud scheme and the explicit cloud scheme. The results show that GRAPES model with the explicit cloud scheme has greater simulation capability in comparison with observation and NCEP analyzed data. It is able to reveal the distributions of precipitation, surface

temperature, cloudiness, the top-of-atmosphere radiation budget. Result of experiment shows that the differences between warm cloud scheme and phase mixed cloud scheme are obvious in precipitation, surface temperature, cloudiness and radiation budget in the simulation of short-term climatic process. It is found that the various phase water coagulation and its distribution have a strong influence on radiation budget. Simulated results of phase mixed cloud scheme are better than those of warm cloud scheme, so phase mixed cloud scheme should be used in simulation of short-term climatic process.

**Key Words:** cloud physics scheme GRAPES model simulation cloud radiant properties

## 引言

云在地气系统的能量平衡中起着重要的作用,是地球气候最重要的调节因素之一。云通过反射作用和“温室效应”调节地气系统的能量平衡,同时云是大气水循环和相变过程中的关键载体,对驱动大气环流和气候变化有重要作用。此外,云的相变潜热对大气环流和气候变化也有重要的反馈作用,特别是热带对流云及其相变过程。云的微观物理过程对气候变化也有重要影响,不同相态、尺度、形状的粒子构成的云对辐射和气候影响差异很大。气候模拟中云是主要不确定因素之一,主要科学问题包括如何在气候模式中参数化表达云和微物理过程,如何计算云对辐射的影响以及云的宏微观物理过程对气候模拟影响的机理和程度。早期的气候模式中,云主要是通过湿度和温度等常规观测资料确定云的主要宏观特性,但云与动力模式不协调,水汽—云—降水过程缺乏物理基础,云对辐射影响的计算方法较为粗糙<sup>[1,2]</sup>。近年来,气候模式采用显式预报云降水物理过程,云的形成和发展与模式动力框架、相态变化及潜热释放统一考虑,辐射过程利用更多的云物理预报量<sup>[3-6]</sup>。刘艳<sup>[7]</sup>曾用包含显式云预报方案模拟了中国地区降水及大气层顶的辐射收支,但她没有对比和分析不同的云物理方案对短期气候模拟的影响,因此,研究云物理过程—云—气候之间

的相互影响对改进短期气候模拟有着重要作用。

随着人们对云物理过程研究的深入,在气候模式中,已研制出多种针对不同研究目标的云降水方案,并显示了较好的模拟能力。但是云物理是一个复杂的过程,要真实地模拟大气中的云物理过程,除要考虑云和降水的时空演变外,还需要考虑粒子的相态、大小等微观特征,如果将这些过程全部耦合到模式中,势必增加云方案中的预报变量和物理过程,加大云物理方案的复杂程度,增加模式的运算时间及对计算资源的要求,同时对模式的稳定度也有更高的要求,因而需要研制出既能抓住云物理的主要特征,同时又适合 GRAPES (Global Regional Assimilation Prediction Enhance System) 模式的云物理参数化方案。

我国自行研制的 GRAPES 模式系统定位于天气和气候,全球和区域的统一模式,耦合了云降水物理方案的 GRAPES 模式对短期区域气候的模拟能力需要开展个例研究,以期改进和完善模式及云降水物理方案。

## 1 GRAPES 模式的云降水物理方案和云量参数化

### 1.1 模式简介

本文采用中国气象科学研究院研制的

GRAPES模式。模式主要物理过程包括:网格尺度云降水显式方案、次网格积云对流方案、辐射方案、及热量动量、水汽和水凝物的垂直输送、边界层和陆面过程。模式介绍详见文献[8]。

## 1.2 云物理方案

GRAPES云降水物理方案是在胡志晋、刘奇俊等<sup>[9-11]</sup>的简化混合相云降水显式方案基础上,改进了云-降水自动转化、冰晶核化过程以及降水落速参数化的方案。该方案引入水汽( $Q_v$ )、云水比质量( $Q_c$ )、降水比质量( $Q_p$ )三个预报量,假定降水在暖区( $T > 0^\circ\text{C}$ )为雨滴,在冷区( $T < 0^\circ\text{C}$ )为冰雪晶。考虑了云-降水自动转化( $A_{cp}$ )、冰晶核化( $P_{vp}$ )、云水的冻结( $F_{cp}$ )、冰晶的繁生( $P_{cp}$ )、降水碰并云水( $C_{cp}$ )、雨水的凝结和蒸发( $T > 0^\circ\text{C}$ )、冰雪晶的凝华和升华( $T < 0^\circ\text{C}$ )( $S_{vp}$ )及云水的凝结和蒸发( $S_{vc}$ )等微物理过程。本文着重描述云-降水自动转化、冰晶核化和落速的改进之处,其他云物理过程详见文献[9-11]。

### (a) 云-降水自动转化

一般的云物理方案,云-降水转化公式都采用阈值,只有当云水含量达到并超过这个阈值时,云水才开始自动转化为降水,考虑到阈值带有明显的经验因素,方案引用了Berry<sup>[12]</sup>的云-降水转化参数化公式:

$$A_{cp} = 1.67 \times 10^{-5} (10^3 \rho_c Q_c)^2 / [5.0 + 4.15 \times 10^{-2} / Q_c \rho] \quad (1)$$

式中 $Q_c$ 为云水比质量, $\rho$ 是云水密度。该自动转化公式考虑了云-降水转化过程与云滴数浓度、直径以及含水量等的关系。

### (b) 冰晶核化

Michael P. Meyers等<sup>[13]</sup>曾指出,自然界有凝华与凝华-冻结以及接触冻结核化等核化过程,原云物理方案只考虑了凝华与凝华-冻结核化。本方案综合考虑了凝华与凝

华-冻结核化和接触冻结核化两种核化过程,认为总核化率是两种核化率之和,从而更准确的表示云中的核化过程。

凝华核化:

$$P_{vp1} = N_0 Q_{vio} \times 10^3 [(Q_v - Q_{si}) / (Q_{sw} - Q_{si})]^b \times \exp[a(273.15 - T)] / \rho \quad (2)$$

接触冻结核化:

$$P_{vp2} = Q_{vio} \times 10^3 \times \exp[\alpha + \beta(273.15 - T)] / \rho \quad (3)$$

其中, $N_0 = 10^{-5} \text{L}^{-1}$ ,为核化系数; $Q_{vio} = 10^{-13} \text{kg}$ ,为初生冰晶的单个质量; $Q_v$ 是水汽质量比, $Q_{sw}$ 和 $Q_{si}$ 分别为相对水面和冰面的饱和比湿, $a = 0.6^\circ\text{C}^{-1}$ , $b = 4.5$ , $T$ 是温度, $\rho$ 是环境空气密度, $\alpha = -2.8$ , $\beta = 0.262$ 。

### (c) 冰雪晶落速

在冷区,当垂直上升运动较强,过冷水比较丰富,冰雪晶比质量大时,容易导致冰雪晶长得很大,冷区的降水粒子将可能是霰,因此分两种情况来区分冷区冰相粒子的落速。

$Q_p > 10^{-4} \text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 时,

$$V_p = 1.91 (Q_p \rho)^{0.267} (p_0 / p)^{F_v} \quad (4)$$

$Q_p < 10^{-4} \text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 时,

$$V_p = R_{vi} (Q_p \rho)^{0.111} (p_0 / p)^{F_v} \quad (5)$$

式中, $\rho$ 是环境空气密度, $p_0$ 为一个标准大气压, $p$ 是气压, $F_v = 0.286$ , $R_{vi} = 1.066$ 。

云微物理的源汇项方程为:

$$\partial Q_v / \partial t = -S_{vc} - S_{vp} - P_{vp} \quad (6)$$

$$\partial Q_c / \partial t = S_{vc} - A_{cp} - P_{cp} - C_{cp} - F_{cp} \quad (7)$$

$$\partial Q_p / \partial t = S_{vp} + P_{vp} + A_{cp} + P_{cp} + C_{cp} + F_{cp} \quad (8)$$

云降水过程对温度的反馈作用为:

暖区:

$$\delta T / \delta t = \frac{L_v}{C_p} \cdot (S_{vp} + S_{vc}) \quad (9)$$

冷区:

$$\delta T / \delta t = \frac{L_s}{C_p} \cdot (S_{vp} + P_{vp}) + \frac{L_v}{C_p}$$

$$S_{vc} + L_f(C_{cp} + F_{cp} + P_{cp}) \quad (10)$$

$L_v$  为凝结和蒸发潜热系数,  $L_f$  为融化潜热系数,  $L_s$  为凝华潜热系数,  $C_p$  为湿空气的比定压热容量。此外还考虑了降水粒子通过  $0^\circ\text{C}$  层的冻结或融化潜热  $\frac{L_f}{C_p}(W - V_p) \cdot \frac{\partial Q_p}{\partial Z}$ 。

### 1.3 云强迫辐射计算

$$\text{LWCRF} = \text{OLR}_d - \text{OLR} \quad (11)$$

$$\text{SWCRF} = -(\text{ABS}_d - \text{ABS}) \quad (12)$$

式中 LWCRF (Longwave Cloud Radiative Forcing) 和 SWCRF (Shortwave Cloud Radiative Forcing) 分别为长波和短波云辐射强迫, OLR (Outgoing Longwave Radiation) 和 ABS (Absorb Solar Radiation) 分别为大气层顶射出的长波辐射和地气系统吸收的短波辐射;  $\text{OLR}_d$  和  $\text{ABS}_d$  分别为晴空时大气层顶射出的长波辐射和地气系统吸收的短波辐射。

### 1.4 云量参数化

根据 Fowler 等<sup>[4]</sup>对云量的处理方法, 假定模式层格点上  $Q_c + Q_p > 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$  时, 该层云量定义 1, 否则云量为 0。模式默认选择在近地面三层内没有云生成。

## 2 不同云物理方案对模拟的短期气候过程和辐射的影响

本文以 2004 年 5 月 11 日至 6 月 3 日为例, 设计了两种实验方案。研究和分析了不同的云降水物理方案对模拟的我国初夏短期气候过程和辐射的影响, 并与部分实况进行了对比, 以期检验耦合了本云降水物理方案的 GRAPES 模式对短期气候模拟的可行性。

数值试验采用了 GRAPES 模式水平分

辨率为  $0.56^\circ \times 0.56^\circ$ , 垂直 31 层, 时间步长 600 秒, 其中降水物的降落采用小步长。辐射过程采用 RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) 长波方案<sup>[14]</sup>和简单短波辐射方案<sup>[15]</sup>。云物理方案有两种: 一是上述混合相云物理方案; 二是不考虑冰相云物理过程的暖云方案。模拟区域的中心点 ( $36.4^\circ\text{N}$ 、 $105.8^\circ\text{E}$ ), 格点数为 66 (南北)  $\times$  100 (东西), 格距为  $60\text{km} \times 60\text{km}$ ; 模式的初始场是 2004 年 5 月 11 日 00:00 时  $0.56^\circ \times 0.56^\circ$  的 T213 同化资料, 侧边界条件采用每 12 小时一次的 T213 分析场资料。云降水方案中水凝物初始比含水量在积分的初始时刻为 0。地面温度和云量实况采用了每 6 小时一次的地面常规观测资料, 雨量对比采用逐日降水实况资料。

### 2.1 雨量和雨区的模拟

图 1 给出了两种方案模拟的降水分布和实况。从实况可以看出, 2004 年 5 月中下旬, 由于正值华南前汛期, 我国降水主要集中在长江以南地区, 并在两广、浙赣边界以及云南南部各形成一个 250mm 的强降水中心; 华北和东北大部则干燥少雨, 降水量低于 70mm。混合相云方案模拟的我国中东部地区的降水与实况比较接近, 强降雨带也位于长江以南地区, 同时雨量中心的量值也与实况比较吻合, 基本上反映了 5 月华南前汛期盛期我国的降水特点。暖云方案模拟的雨区也位于长江以南, 但是强降雨带范围明显偏小, 模拟的总降水量也偏少, 特别是模拟的华南地区的雨量只有 150mm, 远低于实况 250mm 的量值。混合相云方案模拟的结果不管在量值和区域上都要比暖云方案模拟的结果更接近实况。

### 2.2 地面温度的模拟

图 2 给出了两种方案模拟的地面平均温

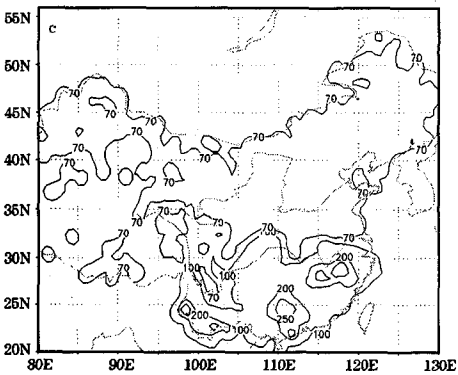
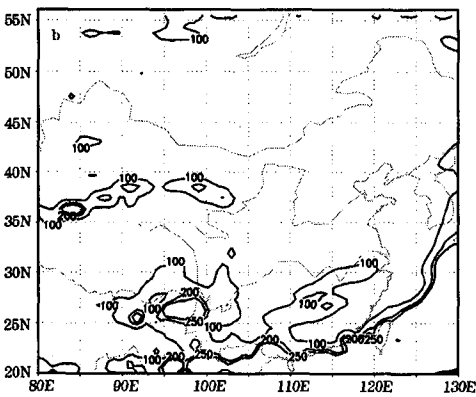
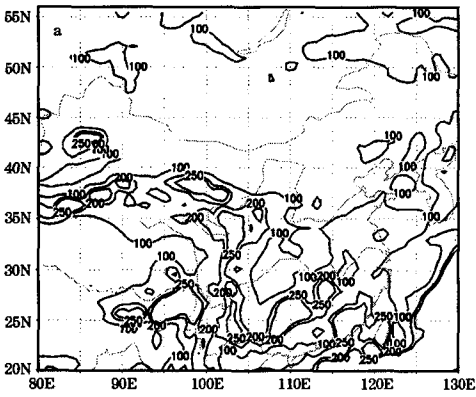


图 1 2004 年 5 月 11 日—6 月 3 日中国地区的降水总量 (单位: mm)

a. 混合云方案; b. 暖云方案; c. 降水实况

度分布和实况。从实况图可以看到, 我国中东部地面温度从北向南有明显的纬度分布, 南高北低。西部地区地面温度的分布与地形

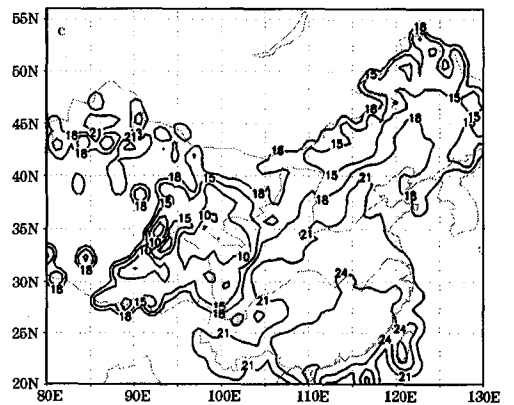
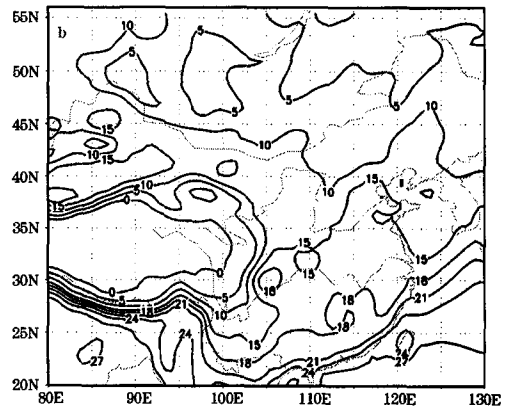
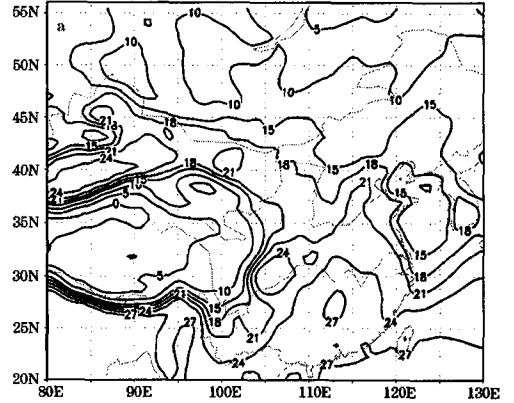


图 2 2004 年 5 月 11 日—6 月 3 日中国地区地面平均温度分布 (单位: °C)

a. 混合云方案; b. 暖云方案; c. 地面温度分布实况

条件密切相关, 塔克拉玛干沙漠和柴达木盆地的地面温度为 21°C, 是西部的高温地区; 而青藏高原由于海拔较高, 地面温度甚至低

于东北的高纬地区。混合云方案模拟的我国中东部地区的地面温度与实测资料的分布相当吻合,但量值在南方偏高,北方偏低,其偏差基本在 $\pm 2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 以内,同时方案还模拟出了西部地形对地面平均温度的影响,即高原山区地面温度低,盆地地面温度高的分布特征。暖云方案模拟的我国中东部地区地面温度要比实况低 $5\sim 6^{\circ}\text{C}$ ,造成这种情况的原因与云-辐射作用有密切的关系,这是因为暖云方案模拟的云中水凝物即使在冷区( $T < 0^{\circ}\text{C}$ )也全是液态水粒子,而固态冰粒子与液态云水粒子的辐射特性相差较大,云滴和雨滴等液态水滴构成的云系具有比较强的反射作用,因此大大降低了短波太阳辐射到达地表的量值,造成地面增温缓慢,地面平均温度偏低。

### 2.3 不同高度柱云水量的差额

图3给出了暖云方案和混合相云方案模拟的高、中、低三层的柱云水量差额(暖云方案减去混合云方案模拟的结果)。从图3可以看出在400hPa以上的高层和700hPa~400hPa的中层,暖云方案模拟的平均柱云水量比混合云方案模拟的要大。从高层到低层,两者模拟的柱云水量差额有逐渐减少的趋势。高层,除东北和青藏高原南部外,两者的差额在全国大部分地区都在 $100\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上,特别是华南地区达到了 $200\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ ,而700hPa以下的低层,两者的差额迅速减少,只在东北北部和华南各有一个 $20\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ 的正高值区,其它地区两者相差的量值较小,特别在我国东部沿海出现了负值。这是因为混合相云方案在冷区( $T < 0^{\circ}\text{C}$ )考虑了冰相微物理过程,水汽达到冰面饱和就有冰雪晶生成,达到水面饱和才有云水的凝结,冰雪晶比云水优先分享过饱和水汽,同时冷区( $T < 0^{\circ}\text{C}$ )考虑了云水冻结、冰雪晶和云水的碰并等过程,造成中高

层云水的进一步减少。暖云方案不考虑冰相微物理过程,没有贝吉龙过程和碰冻过程,从而造成中高层暖云方案模拟的柱云水量要大。

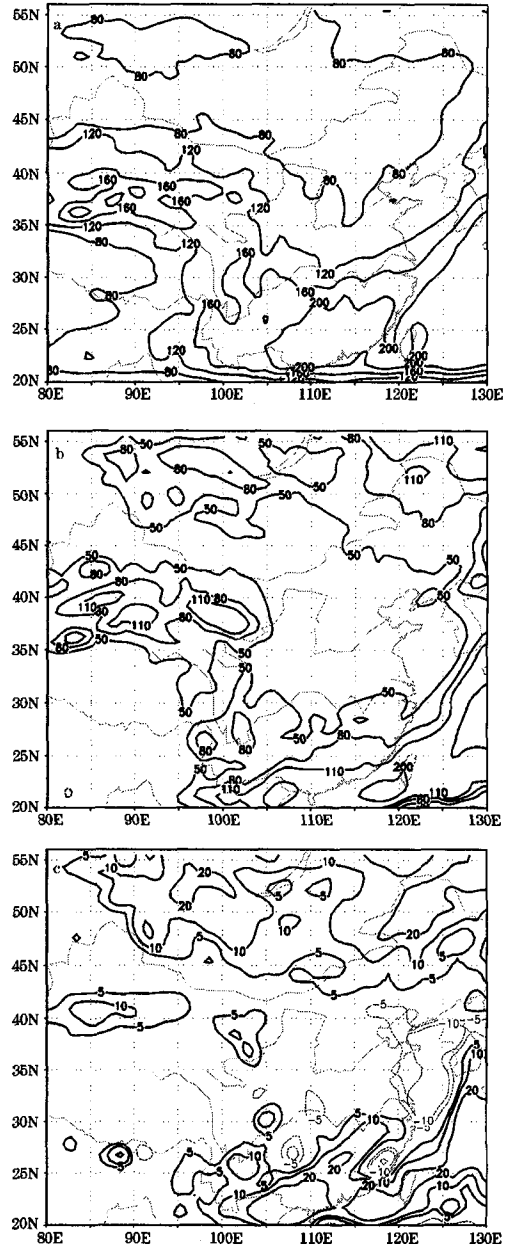


图3 两种方案模拟的柱云水量的差额(单位 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ )

a. 高层; b. 中层; c. 低层

除广东和广西沿海地区, 暖云方案模拟的各层柱降水量值比混合相云方案模拟的要小(图略), 因而其模拟的地面降水量也偏少。其中在 700hPa~400hPa 的中层, 两方案模拟柱降水量差额的绝对值达到最大, 平均在  $50\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$  以上。

#### 2.4 云量的模拟

模拟的个例中, 显式云降水在我国大部分地区占总降水的 60% 以上, 对流降水只在华南的部分地区比较显著, 因此, 采用显式云中水凝物的阈值法来模拟云量是合理和可行的。

图 4 给出了两种方案模拟的平均云量分布和实况。从实况图可以看出, 5 月中下旬, 我国雨量分布南多北少, 平均云量分布也有南高北低的分布趋势。其中黄河中下游为云量少值区, 平均云量仅为 0.4, 而我国西南地区、四川盆地以及华南部分地区云量较多。混合相云方案模拟的结果在我国中东部地区云量的分布基本体现了南高北低的分布趋势, 特别是模拟的云量为 0.4 的少值区与实况分布基本吻合。暖云方案模拟的整层柱凝结水柱总量比混合云方案模拟的偏大, 特别是高层, 江南大部分地区, 其柱水总量普遍要高出  $100\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 而云量是以预报的水凝物来参数化的, 因此暖云方案模拟的江南大部分地区云量比实况明显偏大。

暖云方案采用  $Q_c + Q_p > 10^{-5}\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$  的阈值时, 模拟的云量明显偏大, 特别是华南和西南等地平均云量都在 0.9 以上, 基本不能反映 2004 年 5 月中下旬的云量分布特点; 考虑到云量的模拟与阈值有关, 因此可适当增大阈值, 当阈值采用  $10^{-4}\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$  时, 模拟的云量与实况更为接近(图 4b), 这可能是由于区域气候模拟采用的模式格距比较小的缘故, 不同的模式格距, 在云量的模拟中应采用不同的阈值。

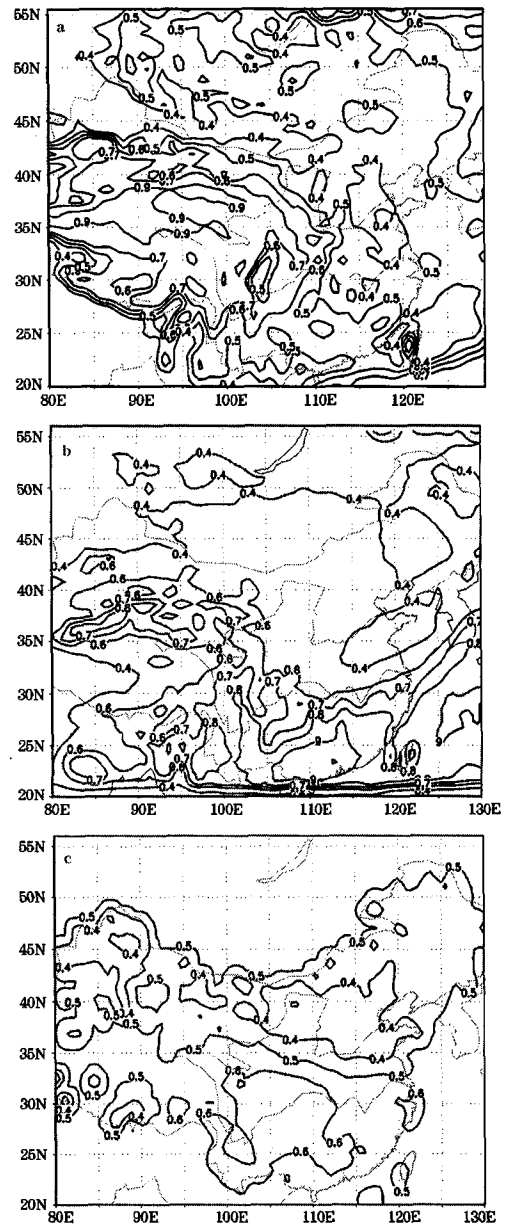


图 4 2004 年 5 月 11 日—6 月 3 日中国地区平均云量分布

a. 混合云方案; b. 暖云方案; c. 实况

#### 2.5 大气层顶射出的长波辐射模拟

图 5 给出了两种方案模拟的大气层顶射出的长波辐射和同期的 NCEP 再分析资料。

从再分析资料图可以看出, 2004年5月中下旬, OLR (大气层顶射出的长波辐射) 呈一高两低的分布特点。其高值区从我国黄

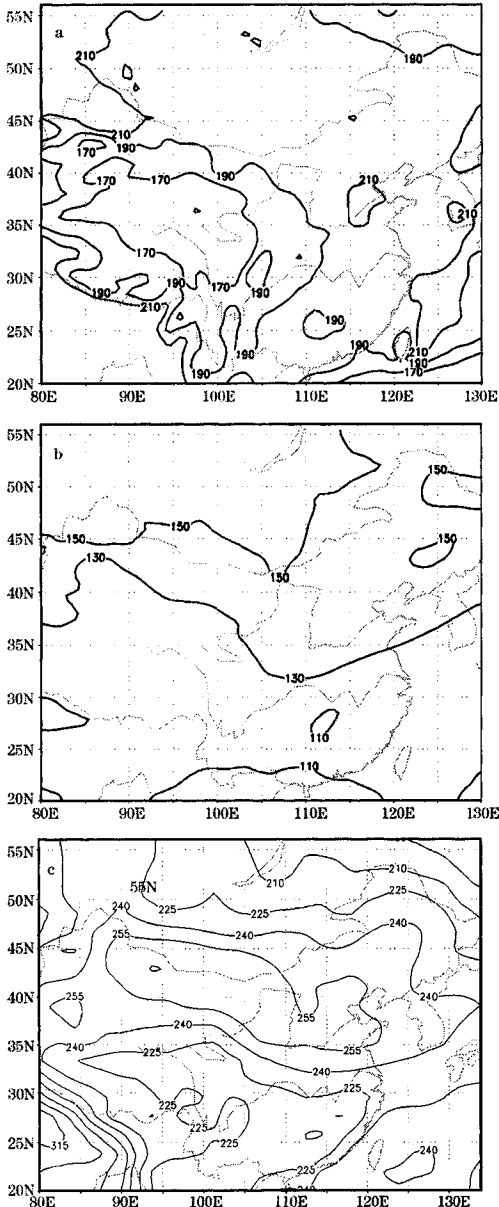


图5 2004年5月11日—6月3日大气层顶射出的长波辐射 (单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

a. 混合云方案; b. 暖云方案; c. NCEP再分析资料

河中下游向西一直延伸到新疆的东部; 两低值区分别位于我国南北两侧, 一个位于纬度较高的东北北部, 另一个位于降水较多的华南地区以及青藏高原。模拟的我国西南低值区位置比较接近实况, 而黄河流域的高值区和北方的低值区不是很明显。混合相云方案模拟的大气层顶长波辐射量值比实况偏低, 其中黄河下游一带模拟的长波辐射量值为  $210 W \cdot m^{-2}$ , 比实况低  $40 \sim 50 W \cdot m^{-2}$ , 模拟的华南地区 OLR 的量值比实况偏低  $20 W \cdot m^{-2}$  左右。暖云方案模拟的大气层顶长波辐射量值在  $100 \sim 170 W \cdot m^{-2}$  之间, 比实况低  $80 \sim 120 W \cdot m^{-2}$ , 也低于混合相云方案模拟的结果, 这可能是由于暖云方案模拟的凝结水柱总量偏大, 云量偏多, 云阻挡了长波向外辐射的缘故。

## 2.6 地气系统吸收短波辐射的模拟

图6给出了两种方案模拟的地气系统吸收的短波辐射和 NCEP 再分析资料。从再分析资料图可以看出, 地气系统吸收的短波辐射高值区主要位于华北、东北南部和黄河流域, 其中在黄河中下游和环渤海岸出现了  $345 W \cdot m^{-2}$  的闭合高中心, 而在长江以南则是明显的低值区。此外在青藏高原的东南部和天山西侧, 由于海拔高度的急剧变化, 出现了短波吸收辐射等值线密集的现象。混合相云方案模拟的我国中东部地区短波吸收辐射高低值分布与实况比较相似, 但模拟的量值偏小  $40 \sim 50 W \cdot m^{-2}$ , 特别是西部地区模拟的短波吸收辐射的量值比 NCEP 再分析资料明显偏低, 同时由于地形处理的原因, 没有模拟出青藏高原东南部和天山西侧等值线密集现象。暖云方案模拟地气系统吸收的短波辐射量值在  $120 \sim 180 W \cdot m^{-2}$  之间, 其模拟的我国中东部地区短波吸收辐射的量值与 NCEP 再分析资料相差  $160 W \cdot m^{-2}$  左右, 比混合相云方案模拟的结果



低  $120 \sim 150 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。这一方面是因为固态冰粒子与液态水粒子的辐射特性相差很大,液态云水粒子构成的云系其反射要大于固态

粒子子构成的云系,而暖云方案模拟的水凝物即使在冷区也是液态的水粒子;另一方面暖云方案模拟的总柱水量要大,平均云量大,两种原因造成短波辐射大部分被反射回太空,使地气系统吸收的短波辐射大大减少。混合相云物理方案模拟的地气系统吸收的短波辐射不管在分布和量值上都要好于暖云方案模拟的结果,因此在气候模拟中,暖云方案是不适合的。

### 3 总结和讨论

通过在 GRAPES 模式中耦合本文的云降水物理方案,并设计不同云物理方案对辐射和短期气候模拟的影响试验,可以得出以下结论:

(1) 2004 年 5 月中下旬正值华南前汛期盛期,我国降水主要集中在长江以南以及我国的西南地区;长江以北地区,天气晴朗干燥,降水较少。耦合了本云物理方案的 GRAPES 模式总体上能模拟出华南前汛期降水的特点,模拟的我国中东部地区地面温度和平均云量的分布与实况也比较吻合。

(2) 混合相云方案模拟我国中东部地区大气层顶短波辐射和长波辐射的分布趋势与 NCEP 资料比较一致,但模拟的量值偏小。我国西部地形起伏较大地区,模拟的长短波辐射与 NCEP 资料有明显的差异,这可能与模式中地形处理不够有关。

(3) 云的相态和微物理过程对地气系统的辐射收支和气候模拟具有重要影响。暖云方案和混合相云方案模拟的降水、温度、云量、柱水量以及长短波辐射有显著差异。暖云方案与混合相云方案相比,模拟的柱降水量偏小,柱云水量偏大。各层模拟的结果显示,柱降水量偏差主要表现在中、下层,其中中层最大;柱云水量的偏差则主要集中在中、上层。由于两种方案模拟的云中粒子相

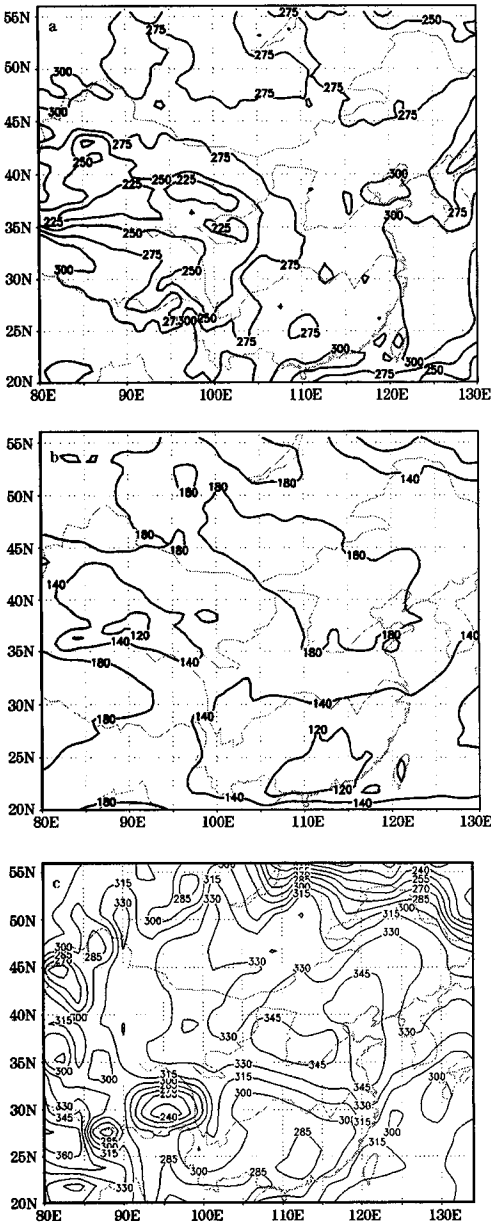


图 6 2004 年 5 月 11 日—6 月 3 日地气系统吸收的短波辐射 (单位:  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )

a. 混合云方案; b. 暖云方案; c. NCEP 再分析资料

态、分布不同, 辐射特性也不同, 造成暖云方案模拟的大气层顶长短波辐射值比 NCEP 再分析资料低  $120\sim 150\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ; 此外由于辐射收支的差异, 暖云模拟的地面平均温度比实测偏低  $5\sim 6^\circ\text{C}$ 。混合相云方案模拟的结果比暖云方案模拟的结果更接近实况。因此在气候模拟中, 暖云方案是不适合的, 应该使用混合相云物理方案。

### 参考文献

- 1 Manabe S. J. Smagorinsky and R. F. Strickler. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 1965, 93: 769-798.
- 2 Washington, W. M., A. Kasahara. A January simulation experiment with the two-layer version of the NCAR global circulation model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 1970, 98, 559-580.
- 3 Sundqvist, H. A Parameterizations scheme for Non-convective parameterization in clouding prediction of cloud water content [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1978, 104: 677-690.
- 4 Laura D. Fowler, Laura D. Fowler, David A. Randall. Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part I: Model description and simulated microphysical processes [J]. *Journal of Climate*. 1996, 9: 489-529.
- 5 Laura D. Fowler, Laura D. Fowler, David A. Randall. Liquid and ice cloud Microphysics in the CSU general circulation model. Part II Impact on cloudiness, the Earth's radiation budget, and the general circulation of the atmosphere [J]. *Journal of Climate*. 1996, 9: 530-560.
- 6 Laura D. Fowler, Laura D. Fowler, David A. Randall. Liquid and Ice Cloud Microphysics in the CSU General Circulation Model. Part III: Sensitivity to Modeling Assumptions [J]. *Journal of Climate*. 1996, 9: 561-586.
- 7 刘艳. 区域气候模式云-辐射参数化方案的检验和改进 [D]. 博士学位论文. 中国气象科学研究院, 2003.
- 8 沈桐立, 田永祥, 葛孝贞等. 数值天气预报 [M]. 北京: 气象出版社, 2003.
- 9 胡志晋, 楼小凤, 包绍武. 一个简化的混合相云降水显式方案 [J]. *应用气象学报*, 1998, 9 (3): 257-264.
- 10 刘奇俊, 胡志晋, 周秀骥. HLAFS 显式云降水方案及其对暴雨和云的模拟 (I) 云降水显式方案 [J]. *应用气象学报*, 2003, 14 (增刊): 60-67.
- 11 刘奇俊, 胡志晋, 周秀骥. 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*, 2003, 14 (增刊): 68-77.
- 12 Berry, K. X.; Modification of the warm rain process proc. First National Conf. On Weather Modification [C], Albany, Amer. Meteor. Soc., 1968, 81-88.
- 13 Michael P. Meyers, Paul J. Demott, and William R. Cotton. New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model [J]. *Journal of Applied Meteorology*. 1992, 31: 708-721.
- 14 Mlawer E. J, Taubman S. J., Brown P. D., et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. *J. Geophys. Res.*, 1997, 102 (D14): 16663-16682.
- 15 Dudhia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1989, 46: 3077-3107.