

# 长波辐射对大气变化的敏感性和 在 WRF 模式中的应用检验\*

沈元芳 黄丽萍 徐国强 薛纪善

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

## 摘 要

用 RRTM 长波辐射(LWR)参数化方案测试了 LWR 对大气变化的敏感性。结果表明:高云对向外长波辐射(OLR)、300和 500 hPa 净 LWR 通量的减弱作用较中、低云大;低云对 850 hPa 和地表净 LWR 通量的减弱作用较中、高云大。在云层中, LWR 冷却率受云影响最大;在云层下方,云对 LWR 的影响迅速减小;而在云层上方,冷却率几乎不受云的影响。当水汽含量减少或增加时,地表向下 LWR 受到相应减弱或增强,而净 LWR 则在一定程度上受到相应增强或减弱,并且越接近地面,受到水汽变化的影响就越大。 $O_3$ 对 LWR 的影响相对云和水汽来说是比较小的。

文中介绍了在 WRF 模式中应用 RRTM 方案预报 LWR 不同季节的 2 个个例,给出了应用 NCEP/AVN 分析资料预报和验证中国范围 2 d 之内 LWR 通量的模拟结果。试验表明,OLR 和 500 hPa 净 LWR 通量与高度形势场有较好的对应关系,而地表净 LWR 很大程度上还受到地形的影响。

关键词:长波辐射, RRTM 参数化方案, 大气变化, 敏感性, WRF 模式。

## 1 引 言

长波(LW)辐射在影响天气、气候和气候对外部辐射强迫的敏感性上起到至关重要的作用。因此,在用于天气、气候研究的大气模式中,精确的 LWR 参数化是很重要的。在天气和气候的数值模拟中,LW 通量的计算耗费总计算时间的 1/3 或更多。当模式的时空分辨率增加和物理过程的处理改进时,非常需要一个快速和精确的 LWR 参数化。由美国大气环境研究中心的 Mlawer 等<sup>[1]</sup>研制的 RRTM(A rapid radiative transfer model)方案就是一个在通量和冷却率计算精度上与逐线模式一致的快速辐射传输模式,它已被广泛地应用于各种大气模式(包括大气环流模式,中尺度模式和单柱模式等)的大气辐射传输研究中。

Kunde 等<sup>[2]</sup>曾给出了雨云 IV 号卫星的红外干涉光谱仪所实测的大气发射光谱。发射谱的廓线很接近于温度约 190 K 的黑体发射谱,这一温度与地面

温度相当。显然,红外辐射的很大部分被大气中各种气体吸收(温室效应),在这些吸收气体中, $CO_2$ 、水汽和  $O_3$  是最重要的。LW 谱的划分主要就是根据 15  $\mu m$  吸收带的  $CO_2$ , 6.3  $\mu m$  吸收带的水汽以及 9.6  $\mu m$  吸收带的  $O_3$  等确定的。

LWR 对大气中  $CO_2$ 、水汽和  $O_3$  浓度,以及云量和气溶胶等大气所含成分的变化是敏感的。大气中  $CO_2$  的全球分布还是比较均匀的,但  $CO_2$  含量的增多将导致地球气候的变迁。与  $CO_2$  不同,水汽和  $O_3$  随时间和地理位置变化极大,这些变化对地气系统的辐射收支和对长期气候变迁都很重要。云是大气中水汽相变的产物,它对辐射的影响很大,而且其物理机理比较复杂,已成为当前辐射研究和气候模拟的重要课题之一<sup>[3,4]</sup>。此外,人类活动也能对地球辐射状况产生作用,这主要是通过改变大气中某些气体成分,如  $CO_2$  和气溶胶含量,以及改变下垫面条件表现出来。

\* 初稿时间:2003 年 8 月 7 日;修改稿时间:2003 年 12 月 16 日。

资助课题:国家“十五”科技攻关项目:“中国气象数值预报系统技术创新研究”(项目编号:2001BA607B0)和“国家重点基础研究发展规划”项目:“首都北京及周边地区大气、水、土环境污染机理与调控原理”(项目编号:G1999045700)。

## 2 RRTM 长波辐射方案

当前版本的 RRTM 方案计算了大气 LW 谱域 ( $10\sim 3000\text{ cm}^{-1}$ ) 的通量和冷却率。模式所考虑的分种类包括水汽,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NO}_2$  和卤烃。RRTM 的辐射传输应用相关  $k$  分布方法,  $k$  分布直接从逐线辐射传输模式(LBLRTM) 获得, 它提供了 RRTM 需用的吸收系数, 预先设置了查找表精确地表示了由于上述分子种类吸收引起的 LW 过程。

### 2.1 $k$ 分布和相关 $k$ 分布方法

LW 通量的详细计算包括 3 组积分: 谱积分、垂直积分和方向积分。谱积分花费的时间最多, 但垂直积分使 LW 辐射参数化变得特别困难。如果大气的气压和温度在垂直方向上是均匀的, 那么, 吸收系数就应该只是波数的函数, 具有相同吸收系数的波数就会在辐射上相同, 谱积分就可能应用  $k$  分布方法极大地简化<sup>[5]</sup>。在这种情况下对具有相同吸收系数的所有波数只需一组辐射传输计算, 吸收系数  $k$  对波数  $\nu$  的积分可以被  $k$  分布密度函数  $g$  对吸收系数  $k$  的积分代替, 谱间隔  $\delta\nu$  的平均透射函数可写为

$$T(w') = \int_{\delta\nu} e^{-k_\nu(p, \theta)w'} d\nu / \delta\nu = \int_0^\infty e^{-kw'} g(k, p, \theta) dk$$

$$\approx \sum_{i=1}^n a_i(p, \theta) e^{-k_i w'} \quad (1)$$

式中  $w'$  是吸收体的含量,  $a_i = g(k_i) \Delta k_i$  为  $k$  分布函数。

但是, 在实际大气中吸收系数依赖于气压和温度的关系会随波数而变化, 原则上, 没有两个谱域能够在辐射传输计算上相同处理, 困难程度因分子吸收线的狭窄而增加, 它使得吸收系数随波数迅速变化。相关  $k$  分布方法是对非均匀大气中通量和冷却率快速计算的近似技术。它可通过预先设置的查找表得到在不同气压和温度下的  $k$  值, 因此接近逐线方法的精度, 又极大地减少了辐射传输运算的数目。

LBLRTM 在 RRTM 的发展中起根基作用, 应用 LBLRTM 获得形成  $k$  分布所需要的吸收系数。对当前版本的 RRTM, 吸收系数  $k_j$  是基于 1992 年的 HITRAN 线参数资料集<sup>[6]</sup> 和水汽连续域模式 CKD\_2.1<sup>[7,8]</sup>。RRTM 的运算相对 LBLRTM 极大地加速, 逐线方法中每谱带  $10^6$  谱点的计算, 被相关  $k$  分布方法  $g$  空间中的 16 个子区间所代替。Mlaw-

er 等<sup>[1]</sup> 曾应用 MLS, TRO, MLW 和 SAW 大气资料, 验证了 RRTM 相对 LBLTRM 的精确性, 验证表明: 各纬度各谱带的净通量误差为  $0.6\text{ W/m}^2$ , 任意纬度总的 ( $10\sim 3000\text{ cm}^{-1}$ ) 误差小于  $1.0\text{ W/m}^2$ ; 对流层和低平流层冷却率误差为  $0.07\text{ K/d}$ , 而平流层上部的误差达  $0.75\text{ K/d}$ 。

### 2.2 RRTM 方案的长波域谱带以及谱带中的大气成分

有 3 个重要的标准确定 RRTM 方案的 LW 波域谱带: (1) 各谱带中至多只能有 2 种实质性吸收的大气成分, (2) 各谱带中普朗克(Planck) 函数值的范围不能有极端, (3) 谱带的数目应该最小。根据这些原则, 表 1 给出了 RRTM 方案的 LW 域谱带以及谱带中的大气成分。

表 1 中较低层大气为  $1050\sim 96\text{ hPa}$ , 中上层大气为  $96\sim 0.01\text{ hPa}$ , 而第 8 带较低层和中上层大气的分界为  $317\text{ hPa}$ 。表中, 主要成分在谱带中有实质性吸收, 它们对辐射的作用有较详细的分析, 而次要成分在谱带中有较小但不能忽略的吸收, 处理上也不严格。谱域的选择考虑了 Clough 和 Iacono<sup>[8]</sup> 提供的谱冷却率, 指示了谱域中所关注的气体在辐射上是重要的。一个确定主要和次要成分的重要方法是各成分线强与含量积分的乘积, 它可作为谱带内这些大气成分辐射重要性的有效指标。由于某些成分的含量随高度有大的动态变化, 所以在较低层和中上层大气中各谱带内的主要成分是不同的。而且, 在对流层顶附近的过渡带, 各自成分的辐射作用都相对较小。

对一个相关  $k$  分布模式的模式, 为了精确和有效地计算包含两个主要吸收成分谱带的光学厚度, 需要定义一个反映两个指定主要成分相对量的参数

$$\eta = \frac{S_1 W_1}{S_1 W_1 + S_2 W_2} \quad (2)$$

式中  $S_1$  和  $S_2$  分别为谱带中两个主要成分积分的线强,  $W_1$  和  $W_2$  为它们对应层的柱含量。由式(2)可知,  $\eta$  接近于零的值表明指数为 2 的成分在辐射上占优势, 而  $\eta$  接近于 1 则表示指数为 1 的成分在辐射上占优势。参数  $\eta$  以这种应用方式清楚地说明了对产生精确光学厚度的重叠带处理方法。这种方法所需运算数目是计算只有一种贡献成分谱带光学厚度的两倍, 这比精确处理重叠带的其他方法在运行速度上花费较小。

表 1 RRTM 方案的长波域谱带以及谱带中的大气成分  
Table 1 Spectral bands and the atmospheric species in RRTM

谱带	波数( $\text{cm}^{-1}$ )	较低层大气		中上层大气	
		主要成分	次要成分	主要成分	次要成分
1	10~ 250	H <sub>2</sub> O		H <sub>2</sub> O	
2	250~ 500	H <sub>2</sub> O		H <sub>2</sub> O	
3	500~ 630	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>		H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	
4	630~ 700	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub> , O <sub>3</sub>	
5	700~ 820	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	CCl <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub> , O <sub>3</sub>	
6	820~ 980	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> , CFC- 11, CFC- 12		CFC- 11, CFC- 12
7	980~ 1080	H <sub>2</sub> O, O <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	
8	1080~ 1180	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> , CFC- 11, CFC- 12	O <sub>3</sub>	
9	1180~ 1390	H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>		CH <sub>4</sub>	
10	1390~ 1480	H <sub>2</sub> O		H <sub>2</sub> O	
11	1480~ 1800	H <sub>2</sub> O		H <sub>2</sub> O	
12	1800~ 2080	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>			
13	2080~ 2250	H <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O			
14	2250~ 2380	CO <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub>	
15	2380~ 2600	N <sub>2</sub> O, O <sub>2</sub>			
16	2600~ 3000	H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>			

RRTM 中各谱带在一个已选择了修正半高斯勒让德求积间隔的  $g$  空间中被划分成 16 个子区间, 它们的边界和权重如表 2 所示:

表 2 RRTM 方案应用在  $g$  空间子区间中的边界和权重  
Table 2 Boundaries and weights of subintervals in  $g$  space used in RRTM

子区间	初始 $g$ 值	最终 $g$ 值	权重
1	0.00000	0.15275	0.15275
2	0.15275	0.30192	0.14917
3	0.30192	0.44402	0.14210
4	0.44402	0.57571	0.13169
5	0.57571	0.69390	0.11819
6	0.69390	0.79583	0.10193
7	0.79583	0.87911	0.08328
8	0.87911	0.94178	0.06267
9	0.94178	0.98427	0.04249
10	0.98427	0.98890	0.00463
11	0.98890	0.99273	0.00383
12	0.99273	0.99576	0.00303
13	0.99576	0.99798	0.00222
14	0.99798	0.99939	0.00141
15	0.99939	0.99993	0.00054
16	0.99993	1.00000	0.00007

由表 2 可知, 在  $g = 0.98$  和  $g = 1.0$  之间划分了 7 个区间。半高斯勒让德求积间隔的这种修正就是为了精确地确定在谱带谱线中心占优势, 即  $g$  值接近 1 的  $k$  分布部分的冷却率。

### 2.3 输入因子

利用 RRTM 长波辐射传输模式需输入的参数有: 模式整层和半层的气压 (hPa)、温度 (K)、水汽、云水、云冰、雨水、雪和雹的混合比 ( $\text{g/g}$ )、O<sub>3</sub> 浓度 ( $\text{g/g}$ )、CO<sub>2</sub> 浓度 ( $\times 10^{-6}$ )、云量 (分数) 和地表发射率, 没有考虑气溶胶的作用。

## 3 长波辐射对大气变化的敏感性

LWR 在大气中传播, 由于受到空气成分 (主要是水汽、O<sub>3</sub> 和 CO<sub>2</sub> 等) 以及云的吸收而减弱 (RRTM 长波辐射的散射作用被忽略)。这些大气成分对 LWR 具有复杂的吸收谱带, 且有的互相重叠。因此, 要准确描述大气变化时的辐射传输过程是比较困难的。本节将通过数值试验讨论 LWR 对大气变化的敏感性, 评估云量、O<sub>3</sub> 和 CO<sub>2</sub> 等大气所含成分的变化对 LWR 通量计算的影响。

### 3.1 对云量的敏感性

用中纬度夏季大气资料调试 RRTM 长波辐射传输模式, 模式的垂直分辨率为 59 层, 96 hPa 以上平流层中上层大气有 20 层。在较低层大气中, 400 ~ 96 hPa 之间的对流层上部至平流层下部, 400 ~ 700 hPa 之间的对流层中部和 700 hPa 以下的对流层下部均为 13 层。400 和 700 hPa 分别为高、中云和中、低云的界面。试验中, 为加强云对辐射的影响, 高、中、低云均取连续 2 层云量为 1 的深厚云层, 分别位于 300, 500 和 850 hPa 附近。高、中、低云的云水/云冰 (当云中温度低于 273.15 K 时) 含量分别

取  $0.30 \times e^{-4}$ ,  $0.15 \times e^{-4}$  和  $0.15 \times e^{-4}$ 。CO<sub>2</sub> 浓度为  $0.355 \times 10^{-3}$ , 地表发射率取 0.996。表 3 为晴空和高、中、低云情况下, LWR 通量 ( $W/m^2$ ) 的试验结果。

表 3 有云情况下长波辐射通量 ( $W/m^2$ ) 的试验结果  
Table 3 LWR fluxes ( $W/m^2$ ) in the presence of clouds

LW 通量	晴空	高云	中云	低云
OLR	284.31	197.46	252.89	278.67
300 hPa 净	235.28	101.45	203.52	229.62
500 hPa 净	188.16	118.53	123.07	182.44
850 hPa 净	98.59	71.38	68.16	43.15
地表向下	360.38	377.42	379.61	405.04
地表净	63.00	46.03	43.85	18.53

云对 OLR 具有明显的强迫作用, 由于云的辐射特征以及云顶温度较之同高度大气温度明显偏低的缘故, 致使 OLR 减小, 其差值即为云对 OLR 的强迫。由表 3 可见, OLR 由晴空的  $284.31 W/m^2$  分别减少到高、中、低云情况下的  $197.46$ ,  $252.89$  和  $278.67 W/m^2$ 。高云对 OLR 的强迫最大, 中云其次, 而低云最小。减少幅度分别为晴空地表净 LWR 的  $30.54\%$ ,  $11.05\%$  和  $1.98\%$ 。300 hPa 净 LW 通量由晴空的  $235.28 W/m^2$  大幅度地减少到高云的  $101.45 W/m^2$ , 较大幅度地减少到中云的  $203.52$

$W/m^2$ , 而低云情况下略有减少。500 hPa 净 LW 通量由晴空的  $188.16 W/m^2$  分别较大幅度地减少到中、高云的  $118.53$  和  $123.07 W/m^2$ , 低云略有减少。850 hPa 净 LW 通量由晴空的  $98.59 W/m^2$  分别较大幅度地减少到高、中云的  $71.38$ ,  $68.16 W/m^2$ , 和大幅度地减少到低云的  $43.15 W/m^2$ 。云对地表 LWR 的影响是比较明显的, 云的存在一方面遮挡了太阳辐射对地面的加热, 使得地表 (向上) LWR 减弱, 另一方面增加了地表向下 LWR 辐射 (即大气逆辐射), 结果使得地表净 LWR (即有效辐射) 在更大程度上受到削弱。由表可见, 地表向下 LWR 由晴空的  $360.38 W/m^2$  分别较大幅度地增加到高、中、低云情况下的  $377.42$ ,  $379.61$  和  $405.04 W/m^2$ , 而地表净 LWR 则分别由晴空的  $63.00 W/m^2$  分别大幅度地减少到高、中、低云的  $46.03$ ,  $43.85$  和  $18.53 W/m^2$ , 减少幅度分别为晴空地表净 LWR 的  $26.94\%$ ,  $30.40\%$  和  $70.59\%$ 。以上试验结果中, 高云对 OLR, 300 和 500 hPa 净长波通量的减弱作用较中、低云大; 低云对 850 hPa 和地表净 LW 辐射通量的减弱作用较中、高云大。一般来讲, 越接近云层的 LW 通量, 就越明显地受到云的影响。

图 1 给出了晴空和有云情况下中纬度夏季大气

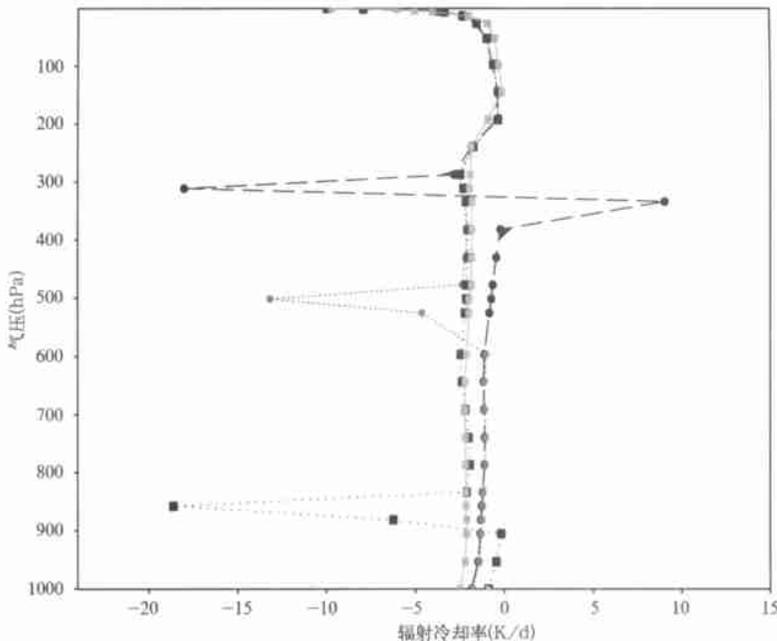


图 1 中纬度夏季标准大气资料的长波辐射冷却率 ( $K/d$ ) 廓线  
(实线、长虚线、短虚线和点线分别为晴空和有高、中、低云的情况)

Fig. 1 Longwave radiative cooling rate ( $K/d$ ) profiles in standard midlatitude summer atmosphere  
(Solid, long dash, short dash, and dot lines are clear skies, high, middle, and low clouds respectively)

资料的 LWR 冷却率廓线。由图可见, LWR 对云非常敏感, 在有高云的情况下, 300 hPa 以上层次的冷却率与晴空廓线极为相似, 300 hPa 附近的第 1 云层出现了很大的冷却率, 第 2 云层则出现了较大的加热率, 而在 300 hPa 以下层次的冷却率与晴空情况有 1~2 K/d 差别。在有中、低云的情况下, 除了 500 和 850 hPa 附近第 2 云层出现较大冷却率外, 冷却率廓线的其他特征与高云情况类似。由此可见: 在云层中, LWR 冷却率受云影响最大; 在云层下方, LWR 的影响迅速减小; 而在云层上方, 冷却率几乎不受云的影响。需要指出, 在有云情况下能出现多大的冷却/加热率取决于敏感性试验中所取云层的厚薄、云量和云水/云冰的含量。另外, 本文用于敏感性试验的辐射模式(59 层)对平流层和对流层垂直廓线均有较详细的描述, 而目前常用动力模式的垂直分辨率太低了, 云中的辐射加热/冷却通常被局限于从云顶或云底的几百米内, 云的形成和消散过程可能受到这些相对强的加热和冷却梯度影响。设计模式的垂直分辨率问题, 主要就是考虑好如何适当地运用辐射加热的不同垂直尺度。参数化次网格尺度辐射传输对网格尺度辐射收支的作用是重要的, 这个问题已成为云辐射参数化的主要难点之一。

### 3.2 对水汽的敏感性

从风云 IV 号卫星的红外干涉光谱仪所实测的大气发射光谱可知, 水汽的吸收带几乎覆盖整个红外光谱, 作为单独的吸收成分, 主要在 1200~2000  $\text{cm}^{-1}$  的 6.3  $\mu\text{m}$  带中, 以及小于 500  $\text{cm}^{-1}$  的转动带中吸收热红外辐射。从表 1 可知, 水汽作为主要吸收成分, 发生在较低层大气除第 14~15 谱带的所有带中, 以及在中上层大气的第 1, 2, 3 和 10~11 谱带中。大气中水汽的多少, 直接影响大气对 LWR 的吸收和发射, 为了分析这些作用, 表 4 给出了晴空情况下不同

水汽含量时 LWR 通量( $\text{W}/\text{m}^2$ )的试验结果。

由表 4 第 2, 3 列可知, 当水汽含量减少一半时, 由于水汽吸收热红外辐射的减少, OLR 由中纬度夏季大气的 284.31  $\text{W}/\text{m}^2$  增加到 296.49  $\text{W}/\text{m}^2$ , 同样地, 300, 500 和 850 hPa 净 LWR 通量分别由中纬度夏季大气的 235.28, 188.16 和 98.59  $\text{W}/\text{m}^2$  较大幅度地增加到 253.80, 208.76 和 122.16  $\text{W}/\text{m}^2$ , 增加幅度分别达 7.87%, 10.95% 和 23.91%。地表净 LWR 通量则由中纬度夏季大气的 63.00  $\text{W}/\text{m}^2$  急剧地增加到 94.78  $\text{W}/\text{m}^2$ , 增加幅度达 50.44%。地表向下 LW 通量则由中纬度夏季大气的 360.38  $\text{W}/\text{m}^2$  减少到 328.48  $\text{W}/\text{m}^2$  减少幅度为 8.85%。当水汽含量增加 50% 或一倍时, 情况相反, OLR 和各层净通量均有较大幅度地减少, 地表向下 LW 通量则有较大幅度地增加, 特别地, 地表净 LWR 通量的减少幅度分别达 39.30% 和 64.86%。由此可见: 当水汽含量减少或增加时, 地表向下 LWR 受到相应减弱或增强, 而净 LWR 则在一定程度上受到相应增强或减弱, 并且越接近地面, 受到水汽变化的影响就越大。需要指出的是, 水汽对 LWR 的影响相对云来说是比较小的, 但这些变化对地气系统的辐射收支和对长期气候变迁是重要的。

### 3.3 对 $\text{O}_3$ 的敏感性

$\text{O}_3$  的吸收带主要发生在大气窗区(800~1200  $\text{cm}^{-1}$ ) 内的 9.6  $\mu\text{m}$  附近。表 1 中,  $\text{O}_3$  作为主要吸收成分出现在较低层大气的第 7 谱带(980~1080  $\text{cm}^{-1}$ ), 与水汽重叠; 中上层大气的第 4~5 谱带, 与  $\text{CO}_2$  重叠; 以及中上层大气的第 7~8 谱带中作为单独的成分。 $\text{O}_3$  随时间和地理位置变化较大, LWR 对  $\text{O}_3$  浓度变化的敏感性主要反映在  $\text{O}_3$  捕获热红外辐射的温室效应。为了分析这些作用, 表 5 给出了晴空情况下不同  $\text{O}_3$  浓度时 LWR 通量( $\text{W}/\text{m}^2$ )的

表 4 晴空情况下不同水汽含量时长波辐射通量( $\text{W}/\text{m}^2$ )的试验结果

Table 4 LWR fluxes( $\text{W}/\text{m}^2$ ) in different water vapor content with clear skies

LW 通量	中纬度夏季大气	水汽含量减少一半	水汽含量增加 50%	水汽含量增加一倍
OLR	284.31	296.49	275.65	268.66
300 hPa 净	235.28	253.80	222.75	212.96
500 hPa 净	188.16	208.76	174.12	162.97
850 hPa 净	98.59	122.16	79.35	62.22
地表向下	360.38	328.48	385.25	401.41
地表净	63.00	94.78	38.24	22.14

表 5 晴空情况下不同  $\text{O}_3$  浓度时长波辐射通量( $\text{W}/\text{m}^2$ )的试验结果

Table 5 LWR fluxes( $\text{W}/\text{m}^2$ ) in different ozone concentration with clear skies

LW 通量	中纬度夏季大气	$\text{O}_3$ 浓度减少一半	$\text{O}_3$ 浓度增加 50%	$\text{O}_3$ 浓度增加一倍
OLR	284.31	286.18	283.24	282.49
300 hPa 净	235.28	237.19	234.14	233.31
500 hPa 净	188.16	191.14	186.44	185.27
850 hPa 净	98.59	100.38	97.97	97.67
地表向下	360.38	359.36	360.67	360.80
地表净	63.00	64.02	62.71	62.58

试验结果。

由表 5 可知, 当  $O_3$  浓度减少一半时, 由于  $O_3$  吸收热红外辐射的减少, OLR 由中纬度夏季大气的  $284.31 \text{ W/m}^2$  增加到  $286.18 \text{ W/m}^2$ , 同样地, 300, 500, 850 hPa 和地表净 LW 辐射通量分别由中纬度夏季大气的 235.28, 188.16, 98.59 和  $63.00 \text{ W/m}^2$  增加到 237.19, 191.14, 100.38 和  $64.02 \text{ W/m}^2$ , 地表向下 LW 通量则由中纬度夏季大气的  $360.38 \text{ W/m}^2$  减少到  $359.36 \text{ W/m}^2$ 。而当  $O_3$  浓度增加 50% 或一倍时, 情况相反, OLR 和各层净通量均有一定程度的减少, 地表向下 LW 通量则有一定程度的增加, 但所有变化不足  $3 \text{ W/m}^2$ , 远小于水汽对 LWR 的影响。由此可见: 当  $O_3$  浓度减少或增加时, 由于  $O_3$  吸收热红外辐射的减少或增加, 使得向下 LWR 受到相应减弱或增强, 另一方面又使向上 LWR 增强或减弱, 结果使得净 LWR 在一定程度上受到相应增强或减弱。需要指出的是,  $O_3$  对 LWR 的影响相对云和水汽来说是比较小的, 但这些变化对地-气系统的辐射收支和对长期气候变迁是重要的。

### 3.4 对 $CO_2$ 的敏感性

$CO_2$  在  $600\sim 800 \text{ cm}^{-1}$  的  $15 \mu\text{m}$  吸收带内很强烈地吸收红外辐射, 这一谱区也与普朗克函数在波数域的最大强度相对应。表 1 中,  $CO_2$  作为主要吸收成分发生在较低层大气的第 4~6 谱带 ( $500\sim 820 \text{ cm}^{-1}$ ) 和第 12 ( $1800\sim 2080 \text{ cm}^{-1}$ ), 14~15 谱带 ( $2250\sim 2600 \text{ cm}^{-1}$ ), 以及中上层大气的第 3~5 和第 14 谱带中, 且大多数情况下与水汽(较低层大气)和  $O_3$ (中上层大气)重叠。

关于大气  $CO_2$  变化对大气辐射平衡影响的研究已有很多, 例如, Manable 和 Wetherald<sup>[9,10]</sup> 得出结论:  $CO_2$  浓度增加造成 OLR 增加, 平流层出现较大的冷却, 整个低层大气增温, 特别是  $CO_2$  浓度加倍时, 将使地表温度增加  $2.39 \text{ K}$ 。Mlawer<sup>[11]</sup> 也曾对  $CO_2$  加倍时, RRTM 方案与 LBLRTM 方案计算的 LWR 通量和冷却率的变化作了比较, 结果是 RRTM 方案给出了与 LBLRTM 方案大致相当, 二者的误差小于 10%。因此本文不再给出 LWR 对  $CO_2$  的敏感性的试验结果。

## 4 WRF 模式中的个例分析

### 4.1 WRF 模式简介

WRF (Weather Research and Forecast) 模式是由

美国 NCAR, NOAA 预报系统实验室 (FSL), NCEP, Oklahoma 大学的风暴分析和预报中心 (CAPS) 与许多其他大学的科学家共同研制和发展的新一代中尺度模式。模式提供了一个研究和业务数值天气预报的通用框架, 既适用于  $1\sim 10 \text{ km}$  分辨率的模拟, 又可用于较低分辨率的业务天气预报, 区域气候预报, 空气质量模拟和理想化的动力学研究。为了适合以上需要, 模式引入一些物理参数化方案, 如微物理, 积云参数化, LWR, 短波辐射, 边界层湍流 (PBL), 地表层, 陆面参数化和次网格涡动扩散。本文介绍和试验的 RRTM 就是 WRF 模式中的 LWR 方案之一。此外, 短波辐射采用 Dudhia 方案, 积云对流选择 KF 方案, 地表层和陆面过程分别为相似理论和热扩散方案, 边界层参数化采用 MRF 方案。

### 4.2 个例计算和分析

本文所取个例的参数: 区域范围如图 2 中扇型区所示, 区域中心点 ( $27^\circ\text{N}$ ,  $112^\circ\text{E}$ ), 水平分辨率  $40.5 \text{ km}$ , 沿经、纬度的格点数分别为 130 和 190, 采用地形追随的质量坐标, 垂直层数 34, 积分方案采用 3 阶 Runge-Kutta 积分方案, 积分步长  $180 \text{ s}$ , 辐射步长  $1800 \text{ s}$ 。资料来源 NCEP/AVN。第 1 个例的初值为 2002 年 9 月 6 日 12 时 (以下均为世界时), 积分 48 h。在这个个例中, Sinlaku 台风于 2002 年 9 月 7 日 10 时 30 分在浙江省苍南县登陆, 登陆时近中心最大风力达到 12 级。受台风影响, 温州各地普降暴雨和大暴雨, 台风登陆后, 向西偏南方向移动, 迅速减弱为低气压。因此这个个例基本上代表了夏秋台风季节的情况。为了反映不同季节和天气形势的特点, 第 2 个例的初值为 2002 年 12 月 16 日 12 时, 积分 48 h。在这个个例中由于冷暖空气的共同作用, 在江淮流域、华南北部有  $10\sim 40 \text{ mm}$  的降水, 在华南地区并伴有强对流天气发生 (如暴雨、冰雹等), 在 12 月份出现这种天气是很少见的, 因此取此代表冬季个例。以下给出了应用美国 AVN 资料计算和预报中国范围 2 d 之内 LWR 通量的个例计算和分析。

图 2 为 2002 年 9 月 6 日 12 时初值的 48 h 预报的大气顶 OLR 和 2002 年 9 月 8 日 12 时分析场及其误差场。为了更清楚地看到 OLR 与云和高度形势场的关系, 图 3 又给出了 2002 年 9 月 6 日 12 时为初值的 48 h 预报的 500 hPa 高度场和 2002 年 9 月 8 日 12 时分析场, 及其误差场。我们可以看到, RRTM 长波方案计算的 OLR 与 500 hPa 高度形势

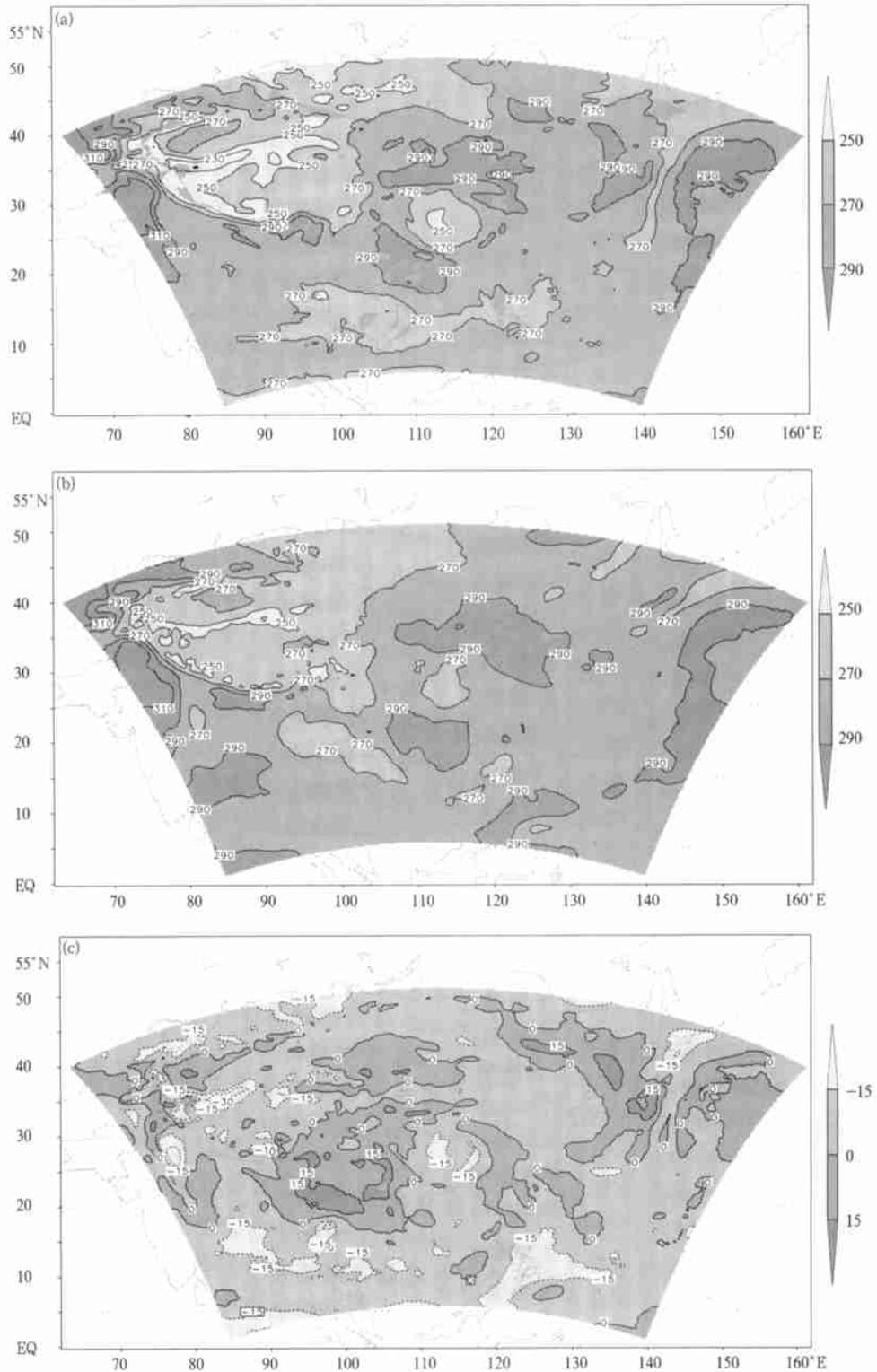


图 2 大气顶的向外长波辐射( $\text{W}/\text{m}^2$ )

(a. 2002 年 9 月 6 日 12 时为初值的 48 h 预报, b. 2002 年 9 月 8 日 12 时分析场, c. 误差场)

Fig. 2 Outgoing long wave radiation at the top of the atmosphere( $\text{W}/\text{m}^2$ )

(a. 48 h forecasts, initial date is 6 Sep 2002(12Z), b. analysis field at 8 Sep 2002(12Z), and c. errors field)

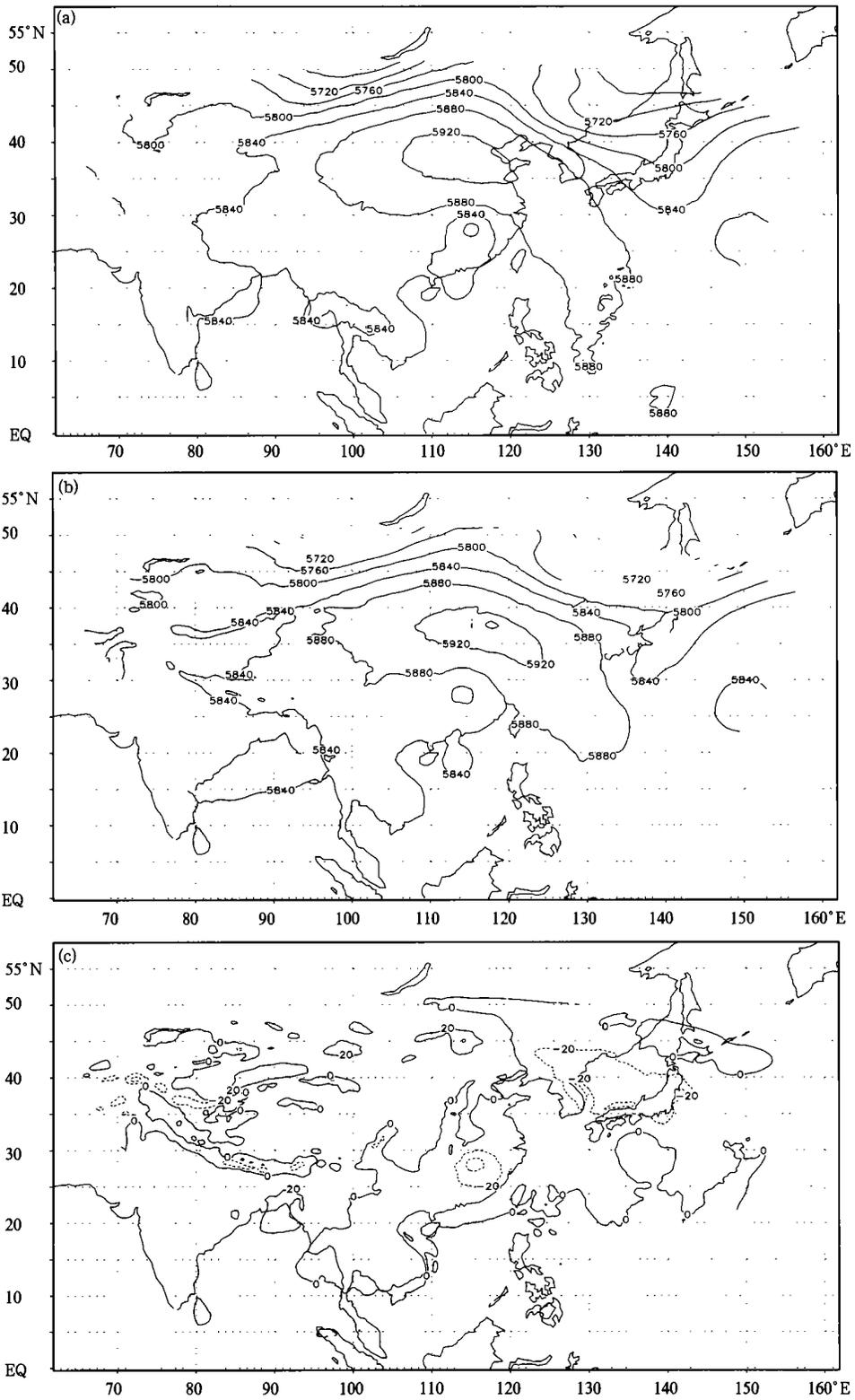


图3 500 hPa 高度场(gpm)

(a. 2002年9月6日12时为初值的48h预报, b. 2002年9月8日12时分析场, c. 误差场)

Fig. 3 Geopotential height field at 500 hPa(gpm)

(a. 48 h forecasts, initial date is 6 Sep 2002(12Z), b. analysis field at 8 Sep 2002(12Z), and c. errors field)

有较好的对应关系。500 hPa 高度形势场上,西太平洋副热带高压从洋面伸向中国华北,中心强度在 5920 gpm,对应晴空地区的 OLR 在  $290 \text{ W/m}^2$  以上。另外, Sinlaku 台风已在副热带高压南部减弱成为 5840 gpm 的低气压,而 48 h 预报的 Sinlaku 台风较强,中心强度达 5800 gpm,比分析场低 40 gpm,在这种情况下预报台风地区 OLR 的最小值在  $250 \text{ W/m}^2$  以下,48 h 预报误差达  $20 \text{ W/m}^2$ 。此外,在日本及其以东洋面、蒙古西至西藏西北部等低槽地区 OLR 相对较小,而在太平洋  $145^\circ\text{E}$  以东洋面等高压地区 OLR 相对较大。500 hPa 槽脊位置可以大致反映云、降水和晴空等天气分布情况,所以 OLR 与 500 hPa 高度形势相关。OLR 场在晴空和有云降水地区的强烈反差是 LWR 的重要特征,在本例试验中,副热带高压和台风地区的 OLR 差值达  $40 \text{ W/m}^2$  以上,而最大反差发生在西藏西部至克什米尔地区,OLR 差值达  $80 \text{ W/m}^2$  以上。从图 2 中还可看到,RRTM 方案 48 h 预报的 OLR 与分析场较为相似,除了西藏西北部和受 Sinlaku 台风影响的部分地区的负误差,以及云南和吉林等部分地区的正误差较大外,中国大部分地区误差在  $15 \text{ W/m}^2$  之内。

图 4 为 2002 年 9 月 6 日 12 时为初值的 48 h 预报的 500 hPa 净 LWR 和 2002 年 9 月 8 日 12 时分析场及其误差场。从中可以看到与上述 OLR 相似的分析,不过预报的晴空和对流云地区净 LWR 的最大差异发生在副热带高压和台风地区,差值达  $90 \text{ W/m}^2$  以上,而分析的反差值达  $60 \text{ W/m}^2$ ,远大于 OLR 在这个地区的差别。500 hPa 净 LWR 通量的分布与高度形势场对应关系更加清楚,日本和以东洋面、蒙古西至西藏西北部等低槽地区的相对低值,和太平洋  $145^\circ\text{E}$  以东洋面等高压地区的相对高值更为突出。48 h 预报的 500 hPa 净 LWR 与分析场相似,除了西藏西北部、Sinlaku 台风西、北外围和吉林等部分地区误差较大外,中国大部分地区误差在  $25 \text{ W/m}^2$  之内。

与 OLR 和 500 hPa 净 LWR 不同,地表净 LWR 不仅受到大气变化的影响,而且很大程度上受到地形的影响。图 5 为 2002 年 9 月 6 日 12 时为初值的 48 h 预报的地表净 LWR,和 2002 年 9 月 8 日 12 时分析场以及误差场。我们可以看到,地表净 LWR 的分布在整体上具有西高东低的特点。青藏高原为一高中心,最大值达  $125 \text{ W/m}^2$ ,并向西扩展至泊米尔高原;天山另有一个高值区,中心值达  $100 \text{ W/m}^2$ 。

显然这是由于上述地区海拔高度高,大气柱中水汽含量少和温度低,使得到达地面的大气逆辐射急剧减少所造成。整个东部地区的地表净 LWR 相对西部高原较小,副热带高压和台风地区的反差不如大气顶和 500 hPa 明显,最小值只有  $25 \text{ W/m}^2$ ,仍出现在 Sinlaku 台风地区。48 h 预报的地表净 LWR 与分析场相似,除了重庆、贵州、广西,以及缅甸至越南等部分地区有较大正误差外,其余大部分地区误差在  $25 \text{ W/m}^2$  之内。

图 6 为第 2 个个例 2002 年 12 月 16 日 12 时为初值的 48 h 预报的地表净长波辐射、500 hPa 高度场和累积降水量,以及地表净 LWR 的误差场。从中可以看到,地表净 LWR 的分布特点与第 1 个个例相似,不仅受到天气形势的影响,而且还受到地形的影响。因此,地表净 LWR 在整体上具有西高东低的特点,青藏高原为一高中心,最大值达  $110 \text{ W/m}^2$ ,东部地区相对西部高原较小,最小值为  $50 \text{ W/m}^2$ ,东、西部反差不如第 1 个个例夏秋台风季节明显。由图 6a, b 可以看出,东部地区地表净 LWR 的低值区域较好地对应 500 hPa 槽前长江以南的较强的降水带,印度洋和菲律宾以东洋面的地表净 LWR 的相对低值也较好地对应了降水区域。由图 6c 可以看出,48 h 预报的地表净 LWR 误差,除了蒙古、西藏、印度、孟加拉和东海等部分地区有较大正误差,黄海有较大负误差外,其余大部分地区误差在  $15 \text{ W/m}^2$  之内。

为了考虑不同预报时效(如 6 h 间隔)的长波辐射预报偏差和偏差的日变化等,表 6 给出了 RRTM 方案 6 h 间隔的长波辐射 6, 12, 18, 24, 30, 36, 42 和 48 h 预报的均方根误差统计(区域范围中国,如图 2 所示)。由表可知,各长波辐射通量预报的均方根误差基本上随预报时效而加大,但在第 1 个个例中的大气顶向外长波辐射(OLR)和地表净长波辐射,以及第 2 个个例中的地表净长波辐射 30 h 预报的均方根误差反而比 24 h 预报的小;甚至 2 个个例中的地表净长波辐射 36 h 预报的均方根误差也比 24 h 预报的小。30 h 预报正是第 2 天第 1 个 6 h 预报的开始,对应北京 02 时,36 h 则对应北京 08 时,这似乎表明长波辐射预报偏差有较明显的日变化,特别是地表长波辐射随着夜间地表温度的降低,其预报偏差反而比前 1 天 20 时要小。从表中还可看到,虽然代表冬季的第 2 个个例在 42 h 预报以内,OLR 和 500 hPa 净长波辐射均比夏秋台风季节的第 1 个个例的预

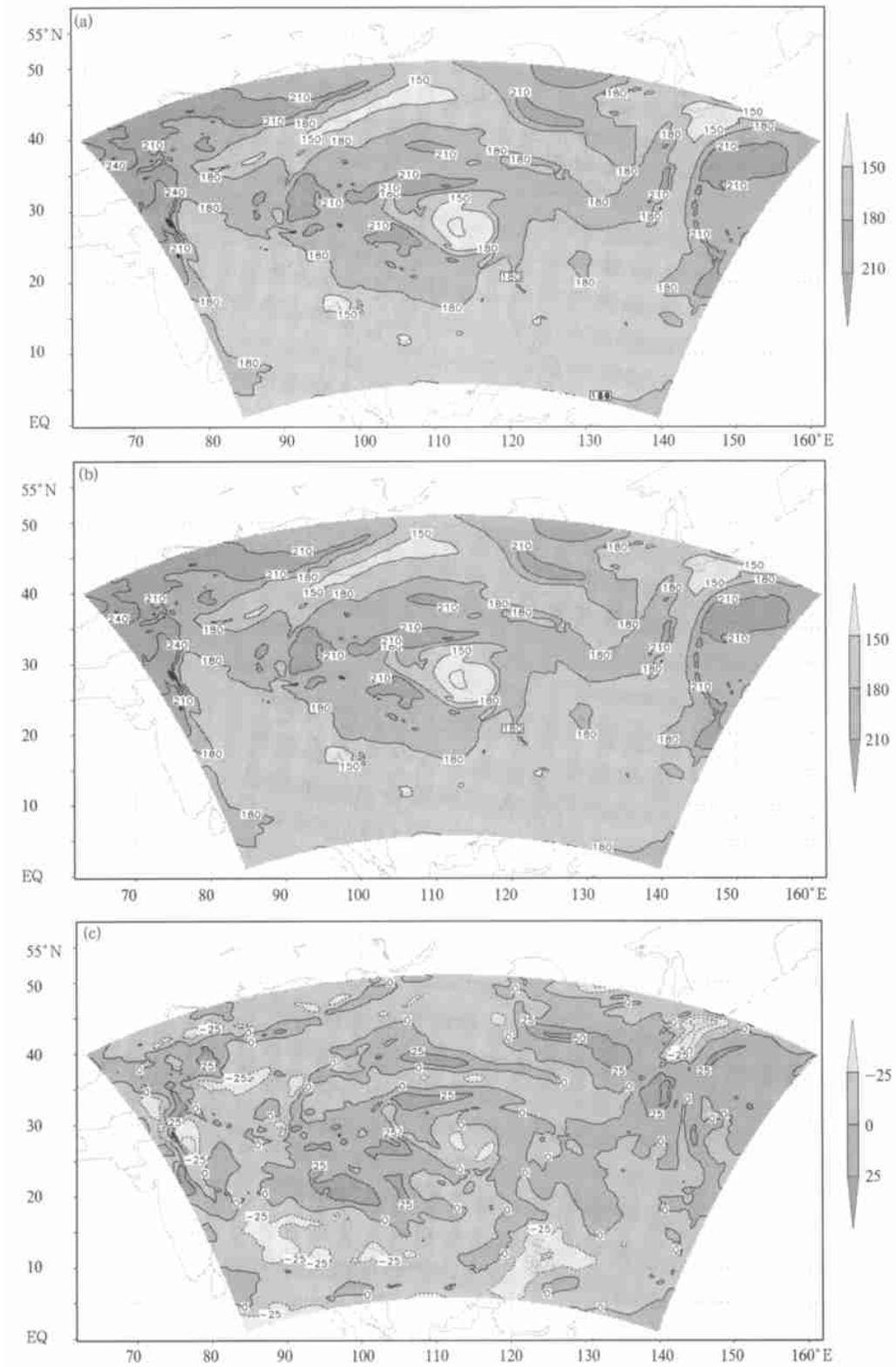


图 4 500 hPa 净长波辐射 ( $W/m^2$ )

(a. 2002 年 9 月 6 日 12 时为初值的 48 h 预报, b. 2002 年 9 月 8 日 12 时分析场, c. 误差场)

Fig. 4 Net LWR at 500 hPa ( $W/m^2$ )

(a. 48 h forecasts, initial date is 6 Sep 2002(12Z), b. analysis field at 8 Sep 2002(12Z), and c. errors field)

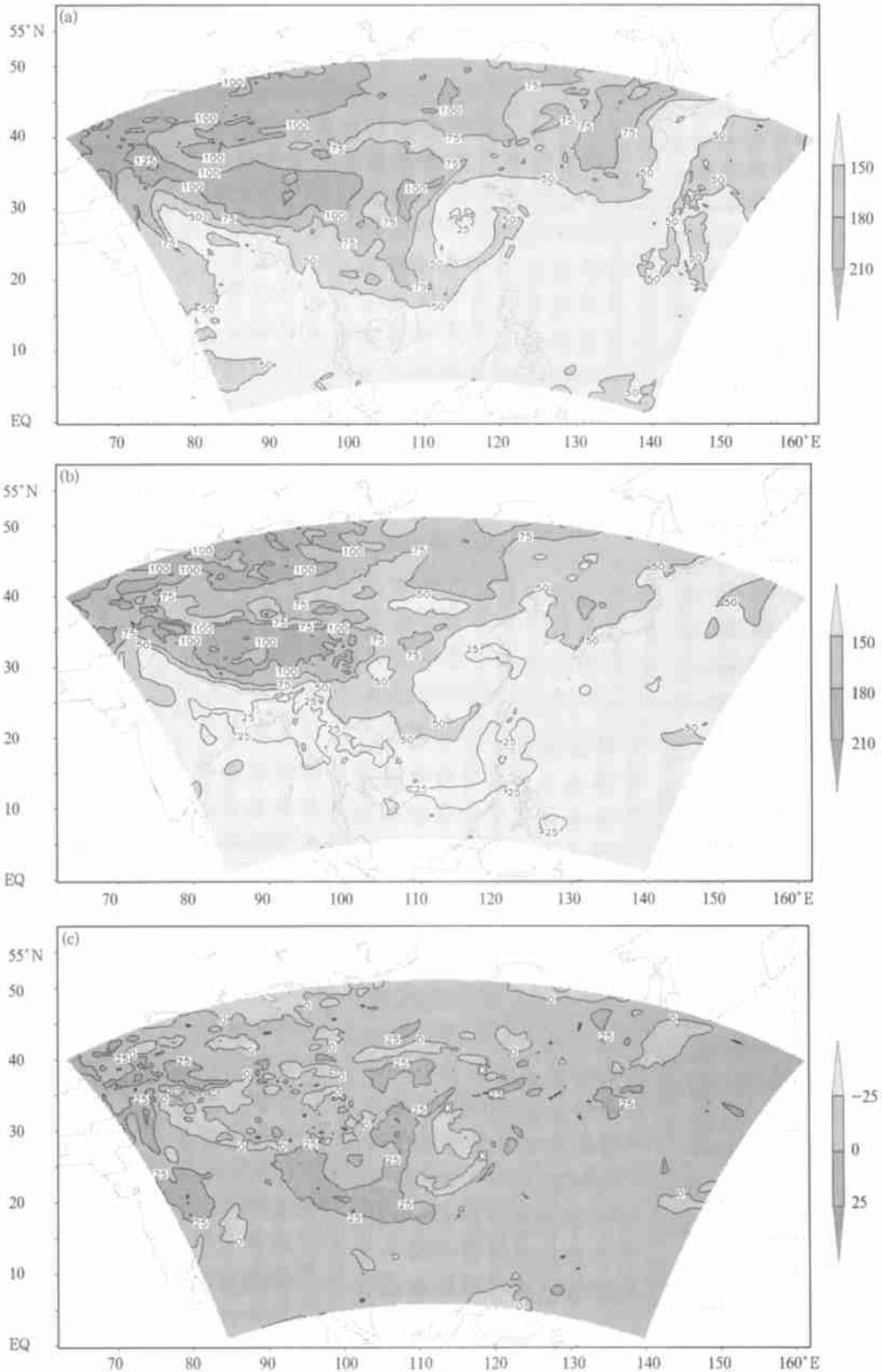


图5 地表净长波辐射( $W/m^2$ )

(a. 2002年9月6日12时为初值的48h预报, b. 2002年9月8日12时分析场, c. 误差场)

Fig. 5 Net LWR at the surface( $W/m^2$ )

(a. 48 h forecasts, initial date is 6 Sep 2002(12Z), b. analysis field at 8 Sep 2002(12Z), and c. errors field)

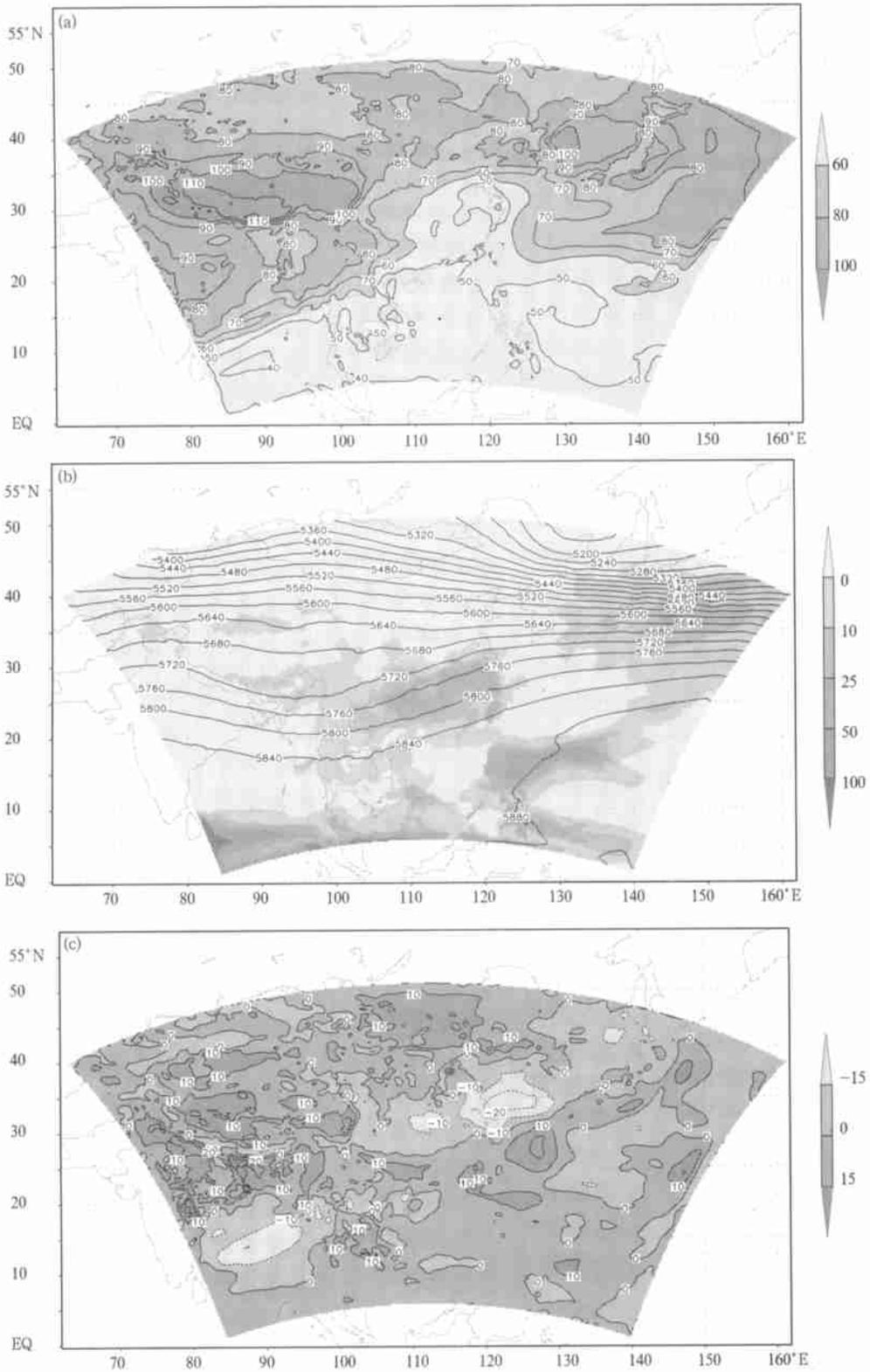


图 6 48 h 预报的地表净长波辐射( $W/m^2$ ) (a), 48 h 时预报的 500 hPa 高度场(gpm) 和积降水量(mm) (b), 和 48 h 预报地表净长波辐射的误差场(c,  $W/m^2$ ), 初值为 2002 年 12 月 16 日 12 时

Fig. 6 Net LWR at the surface(a,  $W/m^2$ ), geopotential height field at 500 hPa(gpm), accumulated total precipitation(mm) (b), and errors field of net LWR at the surface(c,  $W/m^2$ ), for 48 h forecasts, initial date is 6 Sep 2002(12Z)

表 6 RRTM 方案 6 h 间隔的长波辐射预报的均方根误差统计( $W/m^2$ ), 第 1 个例初值为 2002 年 9 月 6 日 12 时, 第 2 个例初值为 2002 年 12 月 16 日 12 时

Table 6 RMS errors( $W/m^2$ ) of LWR for 6 h intermittent forecasts, initial date is 6 Sep 2002(12Z) for case 1, and 16 Dec 2002(12Z) for case 2 respectively

LW 通量	预报时效(h)							
	6	12	18	24	30	36	42	48
第 1 个例								
大气顶 OLR	2.57	3.49	4.84	5.42	4.93	5.65	6.78	9.82
500 hPa 净长波辐射	4.48	6.29	8.51	9.39	9.60	11.13	12.39	15.58
地表净长波辐射	3.77	4.30	6.96	7.93	5.46	6.17	8.84	15.51
第 2 个例								
大气顶 OLR	3.29	4.78	4.93	5.49	6.37	7.05	7.11	7.51
500 hPa 净长波辐射	5.60	8.51	9.66	10.65	12.13	12.96	13.29	13.06
地表净长波辐射	4.27	5.28	5.31	5.89	5.59	5.87	6.54	7.49

报偏差偏大, 但第 1 个例 48 h 预报的均方根误差却分别从大气顶 OLR, 500 hPa 净长波辐射和地表净长波辐射的 42 h 预报的 6.78, 12.39 和 8.84  $W/m^2$  急剧地增加到 9.82, 15.58 和 15.58  $W/m^2$ , 增加幅度分别达 44.84%, 25.75% 和 75.45%, 而相应第 2 个例冬季情况下的增加(或减小)幅度仅分别为 5.63%, -1.73% 和 14.53%, 表明了夏秋季长波辐射预报的误差随预报时效增长快于冬季。

## 5 结论和讨论

通过数值试验讨论了 LWR 对大气变化的敏感性, 评估了云量、水汽、 $O_3$  和  $CO_2$  等大气变化对 LWR 通量计算的影响, 从中可以看出:

(1) 高云对 OLR 的强迫最大, 中云其次, 而低云最小。它们分别为晴空 OLR 的 30.54%, 11.05% 和 1.98%。

(2) 高云对 OLR, 300 和 500 hPa 净 LW 通量的减弱作用较中、低云大; 低云对 850 hPa 和地表净 LW 辐射通量的减弱作用较中、高云大。一般来讲, 越接近云层的 LW 通量, 就越明显地受到云的影响。

(3) 在云层, LWR 冷却率受云影响最大; 在云下层, 云对 LWR 的影响迅速减小; 而在云上层, 冷却率几乎不受云的影响。

(4) 当水汽含量减少或增加时, 地表向下 LWR 受到相应减弱或增强, 而净 LWR 则在一定程度上受到相应增强或减弱, 并且越接近地面, 受到水汽变化的影响就越大。特别地, 地表净 LWR 通量的减少幅度分别达 39.30% 和 64.86%。

(5) 当  $O_3$  浓度减少或增加时, 地表向下 LWR 受到相应减弱或增强, 而净 LWR 则在一定程度上

受到相应增强或减弱, 但所有变化不足 3  $W/m^2$ , 远小于水汽对 LWR 的影响。

此外, 通过 WRF 模式中个例试验, 可以看出:

(1) RRTM 长波方案计算的 OLR 场与 500 hPa 高度场槽脊分布有较好的对应关系, OLR 场在晴空和有云降水地区的强烈反差是 LWR 的重要特征。在夏秋台风季节的个例中, 48 h 预报的 OLR 与分析场较为相似, 中国大部分地区误差在 15  $W/m^2$  之内。

(2) 500 hPa 净 LWR 通量的分布与高度形势场对应关系更加清楚, 晴空和对流云地区净 LWR 的最大反差发生在副热带高压和台风地区, 差值达 80  $W/m^2$  以上, 远大于 OLR 在这个地区的差别。在夏秋台风季节的个例中, 48 h 预报的 500 hPa 净 LWR 与分析场相似, 中国大部分地区误差在 25  $W/m^2$  之内。

(3) 地表净 LWR 不仅受到大气变化的影响, 而且很大程度上受到地形的影响。地表净 LWR 的分布在整体上具有西高东低的特点。青藏高原为一高中心, 整个东部地区的地表净 LWR 相对西部高原较小。在夏秋台风季节的个例中, 副热带高压和台风地区的反差不如大气顶和 500 hPa 明显。在冬季的个例中, 东部地区地表净 LWR 的低值区域较好地对应 500 hPa 槽前长江以南的较强的降水带。夏秋台风季节 48 h 预报的地表净 LWR 误差明显地大于冬季的情况。

(4) LWR 误差随预报时效增大, 但有一定的日变化和季节变化倾向, 主要表现在地表 LWR 夜间的预报偏差较白天略小一些; 夏秋台风季节 LWR 的预报误差随预报时效增长快于冬季的情况。

## 参考文献

- 1 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 Geophys Res*, 1997, 102(D14): 16663~ 16682
- 2 Kunde V G, Conrath B J, et al. The Nimbus IV infrared spectroscopy experiment. 2. Comparison of observed and theoretical radiances 425~ 1450  $\text{cm}^{-1}$ . *J Geophys Res*, 1974, 79: 777~ 784
- 3 刘长盛, 叶伯明. 云层分布对辐射增热和冷却的影响. *气象学报*, 1991, 49(4): 683~ 492
- 4 刘艳, 翁笃鸣. 中国地区云对地气系统辐射强迫温度效应的气候研究. *气象学报*, 2002, 60(6): 766~ 773
- 5 Arking A A, Grossman K. The influence of line shape and band structure on temperatures in planetary atmospheres. *J Atmos Sci*, 1972, 29: 937~ 949
- 6 Rothman I S, et al. HITRAN molecular database: Edition' 92. *J Quant Spectrosc Radiat Transfer*, 1992, 48: 469~ 507
- 7 Clough S A, Kneizys F X, et al. Line shape and the water vapor continuum. *Atmos Res*, 1989, 23: 229~ 241
- 8 Clough S A, Iacono M J, et al. Line-by-line calculations of atmospheric fluxes and cooling rates: Application to water vapor. *J Geophys Res*, 1992, 97: 15761~ 15785
- 9 Manabe S, Wetherald R T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J Atmos Sci*, 1967, 24: 241~ 259
- 10 Manabe S, Wetherald R T. The effects of doubling the  $\text{CO}_2$  concentration on the climate of a general circulation models. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 3~ 15

# THE SENSITIVITY OF LONG WAVE RADIATION TO ATMOSPHERIC CHANGES AND THE SIMULATING IN THE WATER RESEARCH AND FORECAST(WRF) MODEL

Shen Yuanfang Huang Liping Xu Guojiang Xue Jishan  
(*Chinese Academy of Meteorological Sciences , Beijing 100081*)

## Abstract

The tests on sensitivity of long wave radiation (LWR) to atmospheric changes using RRTM radiative parameterization have been made. The result shows that the reduction effect of high cloud on the OLR, 300 and 500 hPa surface net long wave (LW) flux is larger than middle and low cloud. The reduction effect of low cloud on the 850 hPa and the surface net LW flux is larger than middle and high cloud. The effect of clouds on LWR cooling rate is the largest in the presence of clouds, and rapidly decreases under the cloud levels, and is not influenced above the cloud levels. Downward LW fluxes at ground surface would decrease or increase, but net LW fluxes would reverse with the decrease or increase of water vapor content, also the closer to the ground surface, the larger the effect of water vapor changes on LWR. The effect of ozone on LWR is smaller relative to cloud and water vapor. This paper discusses two cases in different season of applying RRTM scheme to forecast LWR in WRF model and gives the results of forecasting and verifying all over China in the two days using the NCEP/AVN analysis data. The results show that OLR and 500 hPa surface net LW flux is very correlative to geopotential height field, but net LW flux at ground surface is also influenced by topography to a large extent. In addition, the errors of LWR increase with forecast time, but they possess the character of diurnal and seasonal variation, the forecast errors of net LW fluxes at ground surface are a bit smaller in the nighttime than in the daytime, and the forecast error growth of LWR with forecast time is larger in summer and autumn than in winter.

**Key words:** Long wave radiation, RRTM parameterization scheme, Atmosphere changes, Sensitivity, WRF model.