

古月,陈葆德,董广涛. 2013. 区域气候模式在不同分辨率下对西北太平洋热带气旋生成气候特征的比较研究. 气象, 39(2): 137-145.

区域气候模式在不同分辨率下对西北太平洋 热带气旋生成气候特征的比较研究^{*}

古 月^{1,2} 陈葆德³ 董广涛⁴

1 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

2 北京市气象台, 北京 100089

3 中国气象局上海台风研究所, 上海 200030

4 上海市气候中心, 上海 200030

提 要: 利用 RegCM3 区域气候模式, 试验研究了 15、30、45 和 60 km 4 个分辨率下西北太平洋热带气旋的生成特征。结果表明, RegCM3 模式对西北太平洋热带气旋生成的模拟能力受分辨率的影响。分辨率的简单提高, 并不一定会使模式的模拟能力有所改善。模式在 30 km 分辨率下对西北太平洋热带气旋生成频数及频数变化的模拟能力最强, 在 60 km 分辨率下对西北太平洋热带气旋生成频数空间分布的模拟能力最强, 在 15 km 分辨率下对西北太平洋热带气旋生成频数、频数空间分布及频数变化的模拟能力最弱。对比分析不同分辨率下热带气旋的生成过程表明, 热带气旋生成前期, β 中尺度涡旋没有发生合并, 对流层中低层水汽含量不足是导致模式在 15 km 分辨率下模拟热带气旋生成频数较差的主要原因。

关键词: 气旋生成, RegCM3, 分辨率, 西北太平洋

中图分类号: P435

文献标识码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.02.002

Comparison of Tropical Cyclogenesis Features over the Northwestern Pacific Simulated by Regional Climate Model with Different Resolutions

GU Yue^{1,2} CHEN Baode³ DONG Guangtao⁴

1 College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089

3 Shanghai Typhoon Institute of China Meteorological Administration, Shanghai 200030

4 Shanghai Climate Center, Shanghai 200030

Abstract: The tropical cyclogenesis features over the Northwestern Pacific simulated by Regional Climate Model Version 3.1 (RegCM3) with 15 km, 30 km, 45 km and 60 km resolutions are compared. It is found that the capability of RegCM3 on tropical cyclogenesis simulation over the Northwestern Pacific is influenced by resolution. The increase of resolution cannot always lead to the improvement of the simulation result. RegCM3 with 30 km resolution has the best capability of simulation on tropical cyclone (TC) genesis number and its variation. The capability of simulation by RegCM3 with 45 km resolution on TC genesis number and its variation is a little worse than RegCM3 with 30 km resolution. RegCM3 with 60 km resolution has the best capability of simulation on TC genesis position. RegCM3 with 15 km resolution has the worst capability of simulation on TC genesis number, TC genesis position and the variation of TC genesis

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目(2012CB956003)资助

2012 年 3 月 7 日收稿; 2012 年 9 月 22 日收修定稿

第一作者: 古月, 主要从事热带气旋气候数值模拟研究. Email: cdguyue@163.com

number. The processes of TC genesis simulated by RegCM3 with different resolutions are compared. The results are as follows: The vortices cannot merger because of the small scale of them and the far distance between them. It may result in the decrease of TC genesis number in the simulation of RegCM3 with 15 km resolution. Much dry air involves in wet air before TC genesis and then reduces the water vapor and condensation latent heat release in the mid and lower troposphere. It may also result in the reduction of TC genesis number in the simulation of RegCM3 with 15 km resolution.

Key words: cyclogenesis, RegCM3 model, resolution, Northwestern Pacific

引 言

全球大气环流模式是进行气候模拟和气候变化研究的重要工具。但由于计算条件的限制,其分辨率一般较低(几百千米),不能适当地描述复杂地形、地表状况和某些物理过程,从而在区域尺度的气候模拟及气候变化试验等方面产生较大偏差,影响可信程度(Christensen et al, 2007; 高学杰等,2006)。因此,直接利用区域气候模式进行区域尺度的气候模拟和预测研究是十分必要的。

第三代区域气候模式 RegCM3 (Regional Climate Model Version 3.1)是意大利国际理论物理中心(The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics,简称 ICTP)开发的一个可压缩的三维静力平衡原始方程模式(Pal et al,)。此模式已在区域气温、降水模拟和区域气候预测方面应用广泛(Pal et al, 2004; 刘晓东等, 2005; 张冬峰等, 2005a; 2005b; 屈鹏等, 2009; 陈怀亮等, 2012; 沈瑱等, 2011; 肖子牛, 2010; 孙林海等, 2008; 丁一汇, 2004; 石英等, 2010)。然而,将此模式应用于西北太平洋热带气旋方面的工作目前还较少,人们对其模拟西北太平洋热带气旋的能力的认识还不明确。针对这个问题,我们首先探究 RegCM3 模式对西北太平洋热带气旋生成的模拟能力。

想要全面地了解 RegCM3 模式对西北太平洋热带气旋生成的模拟能力,仅在某一种分辨率下进行单一试验是不够的,还需要在不同分辨率下进行一系列的敏感性试验,以考察 RegCM3 模式模拟热带气旋生成的能力对分辨率的敏感性。针对这个问题,本文利用 RegCM3 模式,在 15、30、45 和 60 km 4 个水平分辨率下对西北太平洋热带气旋的生成特征进行 10 年的模拟试验,探究不同分辨率下 RegCM3 模式对西北太平洋热带气旋生成的模拟能力,并对产生差异的原因进行简要分析。

1 试验设计

本文将进行 4 个敏感性试验。4 个试验的水平分辨率分别为 15、30、45 和 60 km,其他模式参数的设置均相同(表 1)。为叙述方便,下文中分别用 R15、R30、R45 和 R60 表示 4 个试验。

表 1 4 个试验的参数设置

Table 1 The parameter setting of four experiments	
属性	参数
垂直分辨率	18 层
地图投影	兰勃特
模拟区域	0°~40°N,100°~170°E
模拟时段/UTC	2000010100Z—20091231Z
初始场	NCEP 逐 6 小时全球再分析数据(2.5°×2.5°,L17)
边界场	NCEP 逐 6 小时全球再分析数据(2.5°×2.5°,L17)
海温场	月平均最优插值海表温度资料 OISST(1°×1°)
边界条件	指数松弛
辐射方案	NCAR CCM3
陆面过程方案	BATS1e
对流降水方案	Grell
大尺度降水方案	次网格显式水汽方案(SUBEX)
行星边界层方案	非局地 Holtslag
海洋通量方案	Zeng
压力梯度方案	流体静力递推

模式的地表类型及高程资料采用美国地质勘探局(USGS)10 min 分辨率的全球陆表覆盖特征资料(GLCC)和高度资料。观测资料使用中国气象局上海台风研究所(CMA—STI) 2000—2009 年热带气旋最佳路径资料。

2 热带气旋生成判定标准

2.1 观测标准

本文所使用的观测资料是中国气象局上海台风研究所(CMA—STI)2000—2009 年热带气旋最佳路径资料。观测资料中热带气旋生成的判定标准如

下:

- (1) 有一个闭合的低压区,中心气压值一般在 1006 hPa 以下。
- (2) 近中心附近 10 m 风速达到 $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。
- (3) 满足以上标准的持续时间在 24 h 以上。

2.2 模式标准

参考 Walsh 等(2004;2007)的热带气旋生成判定标准,从 4 个试验中查找热带气旋。这些标准是基于真实热带气旋的特征定义的,包括风速标准、结构标准和生命史标准等。具体如表 2,物理量符号后的下角标表示物理量所在的等压面。

表 2 热带气旋生成的判定标准	
Table 2 Criteria on the TC detection	
物理量	标准
相对涡度 ζ_z	$\zeta_{850} > 10^{-5}\text{ s}^{-1}$
气旋中心位置	距满足 $\zeta_{850} > 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 的点 250 km 范围内闭合低压最小值的位置
气旋中心温度距平 T'	$T'_{700} + T'_{500} + T'_{300} > 0$; $T'_{300} > T'_{850}$
气旋中心附近平均风速 \bar{v}	$\bar{v}_{850} > \bar{v}_{300}$
气旋中心附近最大 10 m 风速 v_{10m}	R15、R30: $v_{10m} \geq 15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; R45、R60: $v_{10m} \geq 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;
热带气旋生成位置	30°N 以南
生命史	24 h 以上

表 2 中, $T' = T - \bar{T}$, T 表示气旋中心处的温度, \bar{T} 表示以气旋中心为中心东西方向长 1200 km、南北方向宽 400 km 的矩形区域内的温度平均。 \bar{v} 表示以气旋中心为中心边长 800 km 的正方形区域内的风速平均。 v_{10m} 的标准是基于多次试验得出的临界标准,即 v_{10m} 高于此标准,热带气旋生成频数明显减少; v_{10m} 低于此标准,热带气旋生成频数变化不大。

3 试验结果分析

本文分别从热带气旋生成频数、频数空间分布和频数时间变化三方面对 4 个试验模拟的 2000—2009 年西北太平洋热带气旋的生成特征进行统计分析。

3.1 热带气旋生成频数特征

表 3 给出了 4 个试验模拟和观测的 2000—2009 年西北太平洋热带气旋的生成频数。可以看出,模式模拟的热带气旋生成频数比观测频数明显偏少;R30、R45 比 R60 模拟的生成频数略多;R30

与 R45 模拟的频数基本一致,R15 模拟的频数比其他试验明显偏少。由此可见,RegCM3 模式模拟西北太平洋热带气旋生成频数的能力受模式分辨率的影响。在本文选取的 4 个分辨率中,30 和 45 km 分辨率模式模拟热带气旋生成频数的能力相当且最强,60 km 分辨率模式比 30 和 45 km 分辨率模式的模拟能力略差,15 km 分辨率模式的模拟能力最差。

表 3 模拟和观测的 2000—2009 年 西北太平洋热带气旋生成频数					
Table 3 Simulated and observed TC genesis number over the Northwestern Pacific from 2000 to 2009					
	R15	R30	R45	R60	观测值
频数	102	157	156	145	235

3.2 热带气旋生成频数的空间分布特征

根据观测和模拟的热带气旋生成位置,绘制了 2000—2009 年观测和模拟的热带气旋生成频数空间分布图。由观测(图 1a)可以看出,热带气旋多发生于 $5^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 、 $110^{\circ}\sim 165^{\circ}\text{E}$ 的范围内。在南海、菲律宾东侧以及 $145^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 各有一频数大值区,其中菲律宾东侧的气旋生成频数最多。与观测相比,4 个试验均模拟出了南海和 $145^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 的频数大值区(图 1b—1e),但对菲律宾东侧的大值区刻画较差,且模拟的 $145^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 附近的大值区位置较观测偏东,中心位于 155°E 附近。对于模拟与观测的频数空间分布在菲律宾以东偏差较大的原因将在另外的工作中进行专门的探讨。

4 个试验中,R60 模拟的频数空间分布与观测事实最接近,R15 的模拟与观测事实差别最大。随着分辨率的提高,模式对热带气旋生成频数空间分布的模拟能力逐渐降低。

3.3 热带气旋生成频数的时间变化特征

西北太平洋热带气旋的生成频数存在明显的年际变化和月际变化特征。图 2 给出了 2000—2009 年 4 个试验模拟和观测的西北太平洋热带气旋生成频数的年际变化。表 4 给出了模拟与观测间以及 4 个试验间频数年际变化的相关系数、均方根误差和 t 检验情况。相关系数、均方根误差和 t 检验的方法参照文献(孔玉寿等,2010;魏凤英,2007)。从图 2 中可以看出,R30、R45 和 R60 模拟的频数年际变化在 2000—2003 年差别较大,在 2003—2006 年基本一致,在 2006—2009 年略有不同,总的来看差别不

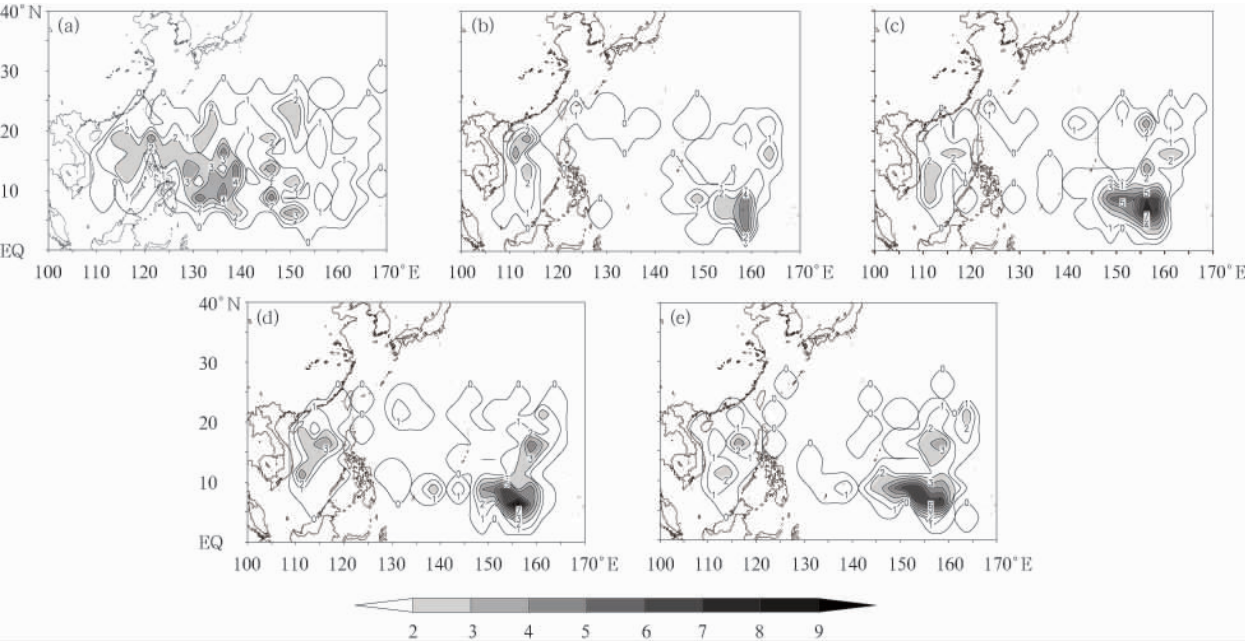


图 1 2000—2009 年热带气旋生成频数空间分布
(a)观测, (b)R15, (c)R30, (d)R45, (e)R60

Fig. 1 The distributions of TC genesis number from 2000 to 2009, observed (a) and simulated by R15 (b), R30 (c), R45 (d) and R60 (e)

大。从表 4 也可以看出,这 3 个试验的相关系数均通过了 0.1 显著性水平检验,均方根误差也较小,平均值的差异也没有通过 0.05 的显著性 t 检验,说明这 3 个试验模拟的频数年际变化基本一致。而 R15 模拟的频数年际变化与其他 3 个试验的结果明显不同(图 2),除了与 R30 的相关系数通过了 0.1 的显著性水平检验,与 R45 和 R60 的相关系数均没有通过检验(表 4)。均方根误差也明显增大,平均值的差异也通过了 0.05 的显著性 t 检验,说明 R15 与其他 3 个试验模拟的频数年际变化有显著差异。比较 4 个试验模拟与观测的频数年际变化可以看出,模式模拟的气旋生成频数较观测整体偏少,二者的相关系数没有达到 0.1 的显著性水平检验,相关性较差。从 R60 到 R30,随着分辨率的提高,模式模拟与观测的均方根误差有所减小,说明模式与观测的误差有所减小,模式模拟热带气旋生成频数年际变化的能力有所提高。而 R15 与观测的均方根误差较其他 3 个试验明显偏大,说明 R15 与观测的差别较其他 3 个试验大,模式模拟气旋频数年际变化的能力较差。模拟与观测平均值差异的显著性 t 检验表明,二者的差异是显著的。总的来说,模式与观测存在。

通过以上分析看出,RegCM3 模式模拟西北太平洋热带气旋生成频数年际变化的能力受模式分辨率的影响,模式在 30~60 km 分辨率下的模拟结果基本一致,且从 60~30 km,随着分辨率的提高,模式模拟频数年际变化的能力逐渐增强,与观测逐渐接近。但模式在 15 km 分辨率下的模拟能力明显减弱,与在其他分辨率下的模拟也差别明显。

图 3 给出了 2000—2009 年 4 个试验模拟和观测的 10 年月平均热带气旋生成频数的变化。表 5

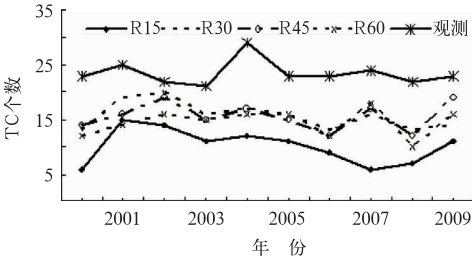


图 2 模拟和观测的 2000—2009 年西北太平洋热带气旋生成频数年际变化

Fig. 2 Simulated (by different resolutions as shown R15, R30, R45 and R60) and observed (* line) interannual variations of TC genesis number from 2000 to 2009

表 4 模拟与观测间以及 4 个试验间频数年际变化的相关系数、均方根误差和 *t* 检验结果

Table 4 The correlation coefficients, the RMS errors and <i>t</i> test between simulated and observed interannual variation of TC genesis number			
	相关系数	均方误差	<i>t</i> 检验
R15 与观测	0.2217	13.6931	10.8958
R30 与观测	0.2502	8.2704	7.3776
R45 与观测	0.2395	8.3726	7.4611
R60 与观测	0.2741	9.3915	8.5812
R15 与 R30	0.7842	5.8052	4.3227
R15 与 R45	0.5036	6.0498	4.2397
R15 与 R60	0.3148	5.3385	3.3983
R30 与 R45	0.6364	2.0248	0.0894
R45 与 R60	0.8117	1.8166	0.9909
R30 与 R60	0.5697	2.4900	1.0825
检验标准	0.5494($\alpha=0.1$)		2.101($\alpha=0.05$)

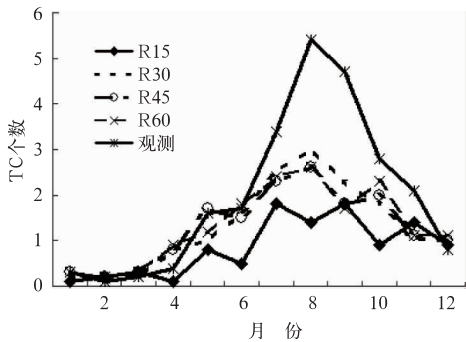


图 3 模拟的和观测的西北太平洋热带气旋生成频数月际变化

Fig. 3 Simulated and observed monthly mean distribution of TC genesis number during 2000–2009

表 5 模拟与观测频数年际变化间以及 4 个试验模拟的频数年际变化间的相关系数、均方根误差和 *t* 检验结果

Table 5 The correlation coefficients, the RMS errors and <i>t</i> test between simulated and observed monthly variation of TC genesis number			
	相关系数	均方误差	<i>t</i> 检验
R15 与观测	0.8520	1.6661	2.0180
R30 与观测	0.9430	1.1247	1.1108
R45 与观测	0.9190	1.2339	1.1557
R60 与观测	0.8966	1.3379	1.3055
R15 与 R30	0.8101	0.7112	1.3994
R15 与 R45	0.8036	0.6494	1.5057
R15 与 R60	0.7931	0.5781	1.3225
R30 与 R45	0.9644	0.2533	0.0231
R45 与 R60	0.9712	0.2062	0.2335
R30 与 R60	0.9847	0.2449	0.2394
检验标准	0.7496($\alpha=0.005$)		2.07($\alpha=0.05$)

给出了模拟与观测间以及 4 个试验间月平均频数变化的相关系数、均方根误差和 *t* 检验情况。从逐月频次上可以看出,4 个试验均能表现出与观测事实一致的 7—9 月前气旋频数逐渐增多和之后迅速减少的月际变化特征。模拟频数与观测频数的差异主要出现在 5—11 月,其中 7—9 月的差异最大(图 3)。模式在 4 个分辨率下与观测的相关系数均达到了 0.005 的显著性水平检验,均方根误差也很小。平均值差异的显著性 *t* 检验也表明,模式在 4 个分辨率下与观测的差异均不显著(表 5)。从表 5 中还可以看出,模式在 30~60 km 分辨率下模拟的月平均频数变化非常相似,与观测也很接近,且从 60 到 30 km,随着分辨率的提高,模式与观测的差异进一步缩小。而模式在 15 km 分辨率下的模拟与在其他分辨率下的模拟差别略大,与观测的差别也比其他分辨率的大。说明模式在 15 km 分辨率下模拟热带气旋生成频数月际变化的能力不如在其他分辨率下。

通过以上分析可见,RegCM3 模式模拟西北太平洋热带气旋生成频数月际变化的能力也受模式分辨率的影响。其中,模式在 30~60 km 分辨率下的模拟效果较好,且随着分辨率的提高,模式的模拟效果逐渐改善。而模式在 15 km 分辨率下的模拟效果有所下降,与在其他分辨率下的模拟的差异也明显增大。

通过对西北太平洋热带气旋生成频数、频数空间分布和频数时间变化的分析发现,RegCM3 模式模拟西北太平洋热带气旋生成的能力受模式分辨率的影响。分辨率的简单提高,也并不一定会使模式的模拟能力有所改善。在本文选取的 4 个分辨率中,模式在 30 km 分辨率下对西北太平洋热带气旋生成频数和频数时间变化的模拟能力最强,在 45 km 分辨率下次之,在 60 km 分辨率下对西北太平洋热带气旋生成频数空间分布的模拟能力最强,但对热带气旋生成频数和频数时间变化的模拟能力不如在 30 和 45 km 分辨率下。模式在 15 km 分辨率下对西北太平洋热带气旋生成的综合模拟能力最弱。

4 原因分析

下面从气旋个例的角度对模式在不同分辨率下模拟西北太平洋热带气旋生成频数不同的原因进行

简要分析。通过逐个比较 4 个试验模拟的热带气旋发现,有 77 个热带气旋是被 4 个试验都模拟出来的。换句话说,其余的热带气旋没有被 4 个试验都模拟出来,有的只被高分辨率模式模拟出来,有的只被低分辨率模式模拟出来。现从只被低分辨率模式模拟出的 68 个热带气旋中选取一个 2001 年 10 月 18 日 06 时至 19 日 00 时(世界时,下同)的气旋生成过程进行分析。

4.1 低层涡度场和风场分析

图 4 给出了 4 个试验模拟的 2001 年 10 月 18 日 06 时至 19 日 00 时 850 hPa 相对涡度和 10 m 风场特征。表 6 给出了气旋生成过程中的各物理量特征比较。可以看出,18 日 06 时,R30、R45 和 R60 都在 4°N、156°E 和 3°N、158°E 附近模拟出一对东西走向的 β 中尺度涡旋,其中西侧涡旋的强度强于东侧涡旋。分辨率越低,模拟的涡旋尺度越大,强度越弱,中心间距越小。涡旋周围均存在风场辐合,但风速较小。随着系统的发展,3 个试验模拟的双涡均互相旋转,涡旋尺度有所增大,涡旋中心间距有所缩小,涡旋强度也明显增强,其中西侧涡旋增强迅速。

到 18 日 18 时,R60 模拟的两个涡旋中心发生合并,涡旋迅速增强到 $31\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。涡旋周围最大 10 m 风速 $13.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,热带气旋生成。R30 和 R45 模拟的两个涡旋继续互旋,涡旋强度继续增强。19 日 00 时,R30 和 R45 模拟的两个涡旋中心均发生合并,其中 R30 模拟的整个正涡度区呈带状分布,部分远离中心的涡量被拉伸为羽翼。涡旋强度迅速增强到 77.7×10^{-5} 和 $95.9\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。涡旋周围最大 10 m 风速达到 17.6 和 $17.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,热带气旋生成。R60 模拟的涡旋继续发展加强。从 R30 到 R60,随着分辨率的降低,涡旋合并、气旋生成的速率有所加快。

R15 在 18 日 06 时模拟出 8 个以上的 β 中尺度涡旋,涡旋尺度均不足 40 km,涡旋中心间距均在 100 km 以上。随着系统的发展,这些涡旋有的合并增强,有的分裂减弱,还有新的涡旋不断生成。涡旋尺度均没有明显增大,涡旋中心间距也没有明显缩小。到研究时段末,这些涡旋并没有合并为一个气旋尺度的涡旋,海平面风场也没有形成一个气旋尺度的环流中心,热带气旋没有形成。

表 6 热带气旋生成过程中涡旋和风速特征
Table 6 Vortex and wind speed features during the TC genesis

	R15	R30	R45	R60
涡旋初始个数/个	>8	2	2	2
涡旋初始间距/km	>100	~200	~220	~220
初始涡旋尺度/km	<40	~60	~100	~100
平均初始涡旋强度/ 10^{-5} s^{-1}	<40	30	20	15
涡旋合并时间/UTC		19 日 00 时	19 日 00 时	18 日 18 时
气旋生成时间/UTC		19 日 00 时	19 日 00 时	18 日 18 时
气旋生成时涡旋强度/ 10^{-5} s^{-1}		77.7	95.9	31
气旋生成时最大 10 m 风速/ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$		17.6	17.9	13.1

4.2 中低层水汽场分析

图 5 是 4 个试验模拟的 2001 年 10 月 18 日 06 时至 19 日 00 时 850~600 hPa 平均比湿分布。表 7 是气旋生成过程中的水汽特征比较。可以看出,18 日 06 时,R15 在 1°~8°N、150°~160°E 区域内模拟出一个明显的干舌,比湿小于 $0.007\text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$ 的范围大约 8000 km²,水汽含量最低值 $0.0036\text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$,区域平均水汽含量 $0.0069\text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$ 。随着系统的发展,干舌内的干空气卷入到湿空气中,使区域水汽有所减少,19 日 00 时区域平均水汽含量 $0.0067\text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$ 。对流层中低层水汽不足使对流发展受抑制,不

利于热带气旋的生成。

R30、R45 和 R60 模拟的干区范围比 R15 明显缩小,水汽含量有所增加。分辨率越低,比湿小于 $0.007\text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$ 的范围越小,水汽含量越多。随着系统的发展,3 个试验模拟的区域平均水汽含量均逐渐增多。虽然 R30 和 R45 有部分干空气卷入到湿空气中,但由于干空气强度弱,因此对对流层中低层水汽增加的抑制作用不大。到 19 日 00 时,3 个试验模拟的区域平均水汽含量分别为 0.0078、0.0082 和 $0.0084\text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$,丰富的水汽含量促进了气旋的发展。

另外,对 4 个试验模拟的 2001 年 10 月 18 日 06

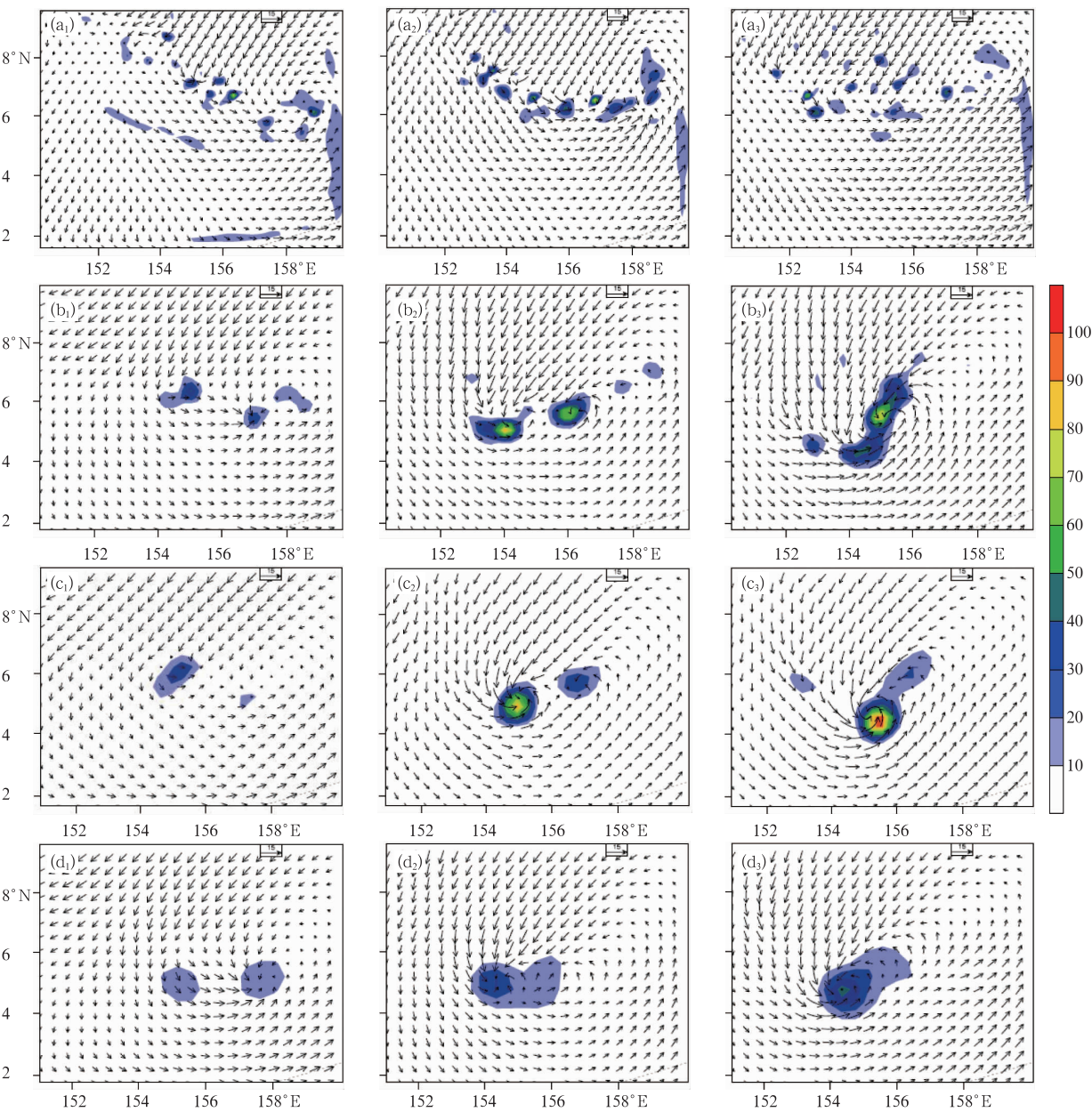


图 4 2001 年 10 月 18 日 06 时至 19 日 00 时 850 hPa 相对涡度场(阴影)和 10 m 风场(箭头)
(涡度单位: 10^{-5} s^{-1} , 风速单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
($a_1 \sim a_3$)R15; ($b_1 \sim b_3$)R30; ($c_1 \sim c_3$)R45; ($d_1 \sim d_3$)R60; 1. 18 日 06 时; 2. 18 日 18 时; 3. 19 日 00 时
Fig. 4 The 850 hPa relative vorticity (shaded) and 10 m wind (arrow) during 06:00Z 18 to 00:00Z 19, October 2001
(vorticity unit: 10^{-5} s^{-1} , wind speed unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a)R15; (b)R30; (c)R45; (d)R60; subscripts 1 at 06:00Z 18, 2 at 18:00Z 18, 3 at 00:00Z 19, October 2001

时至 19 日 00 时表层海温特征和 850~200 hPa 垂直风切变特征的分析表明(图略),4 个试验模拟的热带气旋生成前期表层海温状况和垂直风切变环境类似。因此,认为热带气旋生成前期的表层海温状况和垂直风切变环境不是导致不同分辨率模式模拟能力不同的主要原因。

通过以上分析发现,R30、R45 和 R60 均模拟出了双涡合并和气旋生成的过程。丰富的对流层中低层水汽也为对流的发展、热带气旋的生成提供了有利的条件。而 R15 模拟的 β 中尺度涡旋由于尺度小,相互之间距离远,没有发生涡旋合并。加之气旋生成前期存在大量干空气的卷入,使得对流层中低

层水汽含量不足,凝结潜热释放不足,从而使对流发 展受到抑制,不利于热带气旋的生成。

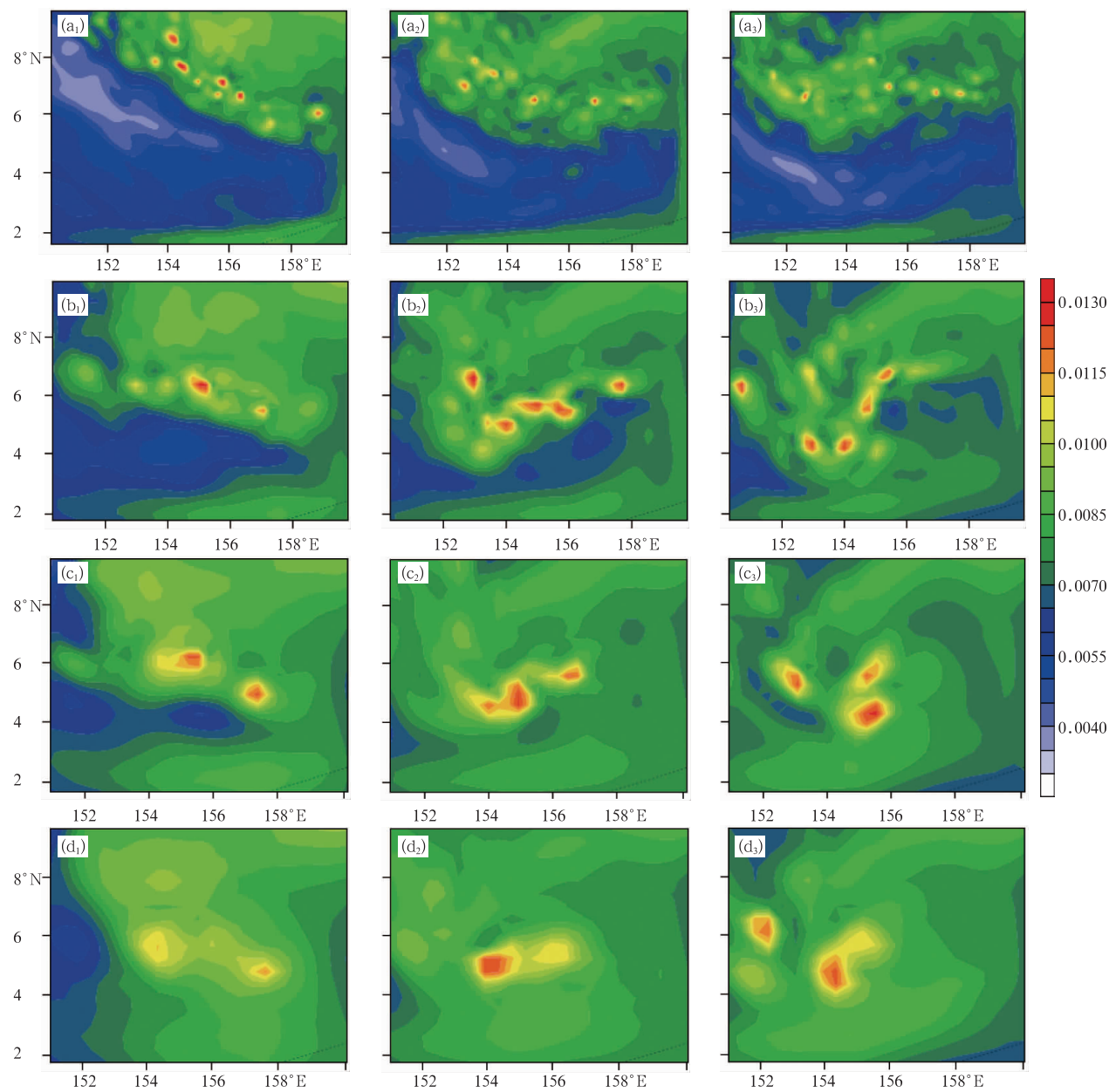


图 5 2001 年 10 月 18 日 06 时至 19 日 00 时 850~600 hPa 平均比湿场(单位: $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)

(a) R15; (b) R30; (c) R45; (d) R60; 1. 18 日 06 时; 2. 18 日 18 时; 3. 19 日 00 时

Fig. 5 The 850—600 hPa mean specific humidity during 06:00Z 18 to 00:00Z 19, October 2001 (unit: $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)

(a)R15; (b)R30; (c)R45; (d)R60; Subscripts 1 at 06:00Z 18, 2 at 18:00Z 18, and (3) at 00:00Z 19, October 2001

表 7 热带气旋生成过程中的水汽特征				
Table 7 Moisture features during the TC genesis	R15	R30	R45	R60
初始最低水汽含量/ $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	0.0036	0.0051	0.0054	0.0056
初始比湿小于 0.007 $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ 的范围/ km^2	8000	4800	1600	1000
初始平均水汽含量/ $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	0.0069	0.0076	0.0079	0.008
19 日 00 时平均水汽含量/ $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	0.0067	0.0078	0.0082	0.0084

5 结论与讨论

为探究 RegCM3 模式在不同分辨率下对西北太平洋热带气旋生成的模拟能力,本文利用 RegCM3 模式,在 15、30、45 和 60 km 4 种水平分辨率下,对西北太平洋热带气旋的生成特征进行了 10

年的模拟试验。结果表明:RegCM3 模式模拟西北太平洋热带气旋生成的能力受模式分辨率的影响。分辨率的简单提高,并不一定会使模式的模拟能力有所改善。在本文选取的 45 个分辨率中,模式在 30 km 分辨率下对西北太平洋热带气旋生成频数和频数时间变化的模拟能力最强,在 45 km 分辨率下次之,在 60 km 分辨率下对西北太平洋热带气旋生成频数空间分布的模拟能力最强,但对热带气旋生成频数和频数时间变化的模拟能力不如在 30 和 45 km 分辨率下。模式在 15 km 分辨率下对西北太平洋热带气旋生成的综合模拟能力反而最弱。

针对以上结果,本文对造成模式在不同分辨率下模拟能力不同的可能原因进行了简要分析。结果表明:热带气旋生成前期,模式在 30、45 和 60 km 分辨率下模拟出了双涡合并和气旋生成的过程,也模拟出了丰富的对流层中低层水汽,因此有利于对流的发展和热带气旋的生成;而模式在 15 km 分辨率下模拟的 β 中尺度涡旋由于尺度小,相互之间距离远,没有发生涡旋合并,加之热带气旋生成前期存在大量干空气的卷入,使得对流层中低层水汽含量不足,凝结潜热释放不足,从而使对流发展受到抑制,不利于热带气旋的生成。

需要指出的是,本文的研究重点在于探讨西北太平洋热带气旋生成气候态对 RegCM3 模式分辨率的敏感性如何,因此对于模式模拟与观测事实的差异问题不做重点讨论。另外,本文对于模式在不同分辨率下模拟热带气旋生成的能力不同的原因分析也只是通过一个典型个例进行简要分析,要深入了解造成模式在不同分辨率下模拟能力不同的原因,还需要通过更多的个例进行更为全面的分析。当然,本文只是在一种参数化配置下探讨西北太平洋热带气旋生成气候态对 RegCM3 模式分辨率的敏感性如何,要全面了解 RegCM3 模式对西北太平洋热带气旋生成的模拟能力如何,还有待于尝试更多的参数化配置进行更深入的研究。

参考文献

陈怀亮,徐祥德,李飞,等. 2012. 大规模城镇化对黄淮海地区气候及

水资源影响的数值试验. 气象, 38(4):385-391.

丁一汇. 2004. 我国短期气候预测业务系统. 气象, 30(12):11-17.

高学杰,徐影,赵宗慈. 2006. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降水模拟影响的试验. 大气科学, 3(2):185-192.

孔玉寿,钱建明,臧增亮. 2010. 统计天气预报原理与方法. 北京:气象出版社, 25, 495.

刘晓东,江志红,罗树如,等. 2005. RegCM3 模式对中国东部夏季降水的模拟试验. 南京气象学院学报, 28(3):351-359.

屈鹏,杨梅学,郭东林,等. 2009. RegCM3 模式对青藏高原夏季气温和降水的模拟. 高原气象, 28(4):738-744.

沈瑛,张耀存,肖卉,等. 2011. BCC_AGCM2.0.1 模式系统对江淮梅雨期降水的模拟能力. 气象, 37(11):1336-1342.

石英,高学杰,吴佳,等. 2010. 华北地区未来气候变化的高分辨率数值模拟. 应用气象学报, 21(5):580-589.

孙林海,刘一鸣. 2008. 区域气候模式对中国夏季平均气温和降水的评估分析. 气象, 34(11):31-39.

魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术(第2版). 北京:气象出版社, 30-32.

肖子牛. 2010. 我国短期气候监测预测业务进展. 气象, 36(7):21-25.

张冬峰,高学杰,赵宗慈,等. 2005. RegCM3 区域气候模式对中国气候的模拟. 气候变化研究进展, 1(3):119-121.

张冬峰,高学杰,白虎志,等. 2005. RegCM3 模式对青藏高原地区气候的模拟. 高原气象, 24(5):714-720.

Christensen J H, Hewitson B, Busuioac A, et al. 2007. Regional Climate Projections. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 847-940.

Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCNET. Bull Amer. Meteor. Soc., 88(9):1395-1409.

Pal J S, F Giorgi, X. Bi. 2004. Consistency of recent European summer precipitation trends and extremes with future regional climate projections. Geophys. Res. Lett, 31.

Walsh K J E, Nguyen K-C, McGregor J L. 2004. Fine-resolution regional climate model simulations of the impact of climate change on tropical cyclones near Australia. Climate Dyn, 22:47-56.

Walsh K J E, Fiorino M. 2007. Objective determined resolution-dependent threshold criteria for the detection of tropical cyclones in climate models and reanalyses. J Climate, 20:2307-2314.