

区域气候模式侧边界的处理对东亚 夏季风降水模拟的影响

魏和林 符淙斌

(中国科学院大气物理研究所全球变化东亚中心, 北京 100029)

王维强

(美国纽约州立大学奥尔伯尼分校大气科学研究中心)

摘 要 在区域气候模式模拟中, 侧边界的作用是引入大尺度强迫场。如何处理好侧边界, 即大尺度强迫场和区域气候模式本身之间的关系问题, 对于区域气候模式模拟和预报东亚夏季风降水具有重要意义。本文利用美国纽约州立大学 Albany 分校的区域气候模式 (SUNYA-ReCM), 设计了两种不同的侧边界处理方法, 来探讨侧边界对东亚夏季风降水模拟的影响。驱动区域模式的大尺度强迫场来自欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 及热带海洋大气研究计划 (TOGA) 的分析资料场。试验结果表明: (1) 当模式的区域较大时, 采用较小的侧边界缓冲区会在缓冲区与模式内部的交界处产生不连续; 扩大缓冲区并且考虑不同尺度强迫在垂直方向上的不同作用, 可以避免这一缺陷。 (2) 更重要的是采用后一种方案, 即减少了区域气候模式在模拟大尺度环流场方面所起的作用, 使得模式更多地依赖侧边界来得到更真实的、对东亚夏季风降水起重大影响的一些气流, 如副高、西南季风和南海季风, 对东亚夏季风降水无论是在大小上还是在雨带位置的演变上都能进行更好的模拟。

关键词 侧边界 区域气候模式 东亚夏季风 降水

1 引言

近年来, 区域气候模式的研究得到很大的发展, 成为气候模拟研究的热门之一。区域气候模式的一个主要优越性就是能够对多种不同尺度之间的相互作用进行更好的模拟。其原因有二, 一是它可通过侧边界条件引入真实的大尺度强迫场, 二是其本身又能对中小尺度强迫进行更好的描述。东亚季风的演变就是由大尺度的行星风系、地形、海陆分布差异及中小尺度的梅雨锋、台风和西南涡共同作用的结果, 所以区域气候模式在研究和模拟这方面的问题时应比全球模式 (GCMs) 更具有优势。刘永强等^[1]利用美国大气研究中心第二代区域气候模式 (NCAR-RegCM2) 对 1990 年夏季东亚季风进行了模拟; 符淙斌^[2]也用区域气候模式对 1991 年江淮流域特大暴雨期间整个东亚季风的演变作了模拟。这些研究表明, 区域气候模式能够较好地模拟东亚夏季风演变的一些主要特征, 如雨带的停滞和跳跃。

但是, 区域气候模式由于其面积有限, 必然会遇到侧边界问题。正确处理好这一问题关系到区域气候模式能否得到较好的结果。处理侧边界问题最简单的方法是假设侧边

界值在整个模拟过程中保持不变,所要研究的区域尽量远离侧边界。这一方法在研究时间尺度较长的问题时显然是不适宜的,它无法及时地把外界变化信息传入到模式区域内部。很明显,区域气候模式应该采用可变的侧边界值,及时地把外界信息反馈到模式里。侧边界值的获取一则来自观测场,二则来自粗网格的模式输出。在设计侧边界条件时,除了要使得那些气象信息能从粗网格传入到细网格外,也要保证由细网格产生的一些快波,如重力波能够自由地流出细网格。一个好的侧边界条件必须具备两个要素:一是由区域模式模拟出的大尺度环流场应该尽可能和大尺度强迫场一致,二是大尺度强迫场不能够太强,以致于区域模式无法基于其内部物理过程产生一些高分辨率信息,即要使得模式有足够的时空来响应中尺度强迫。

容易看出,流入边界条件主要由粗网格值控制,而流出边界条件主要是受细网格值影响。如果只用一层侧边界,粗细网格之间的过渡过于急剧,很可能在侧边界上产生不稳定,影响模拟的结果。这就向我们提出了如何合理设计从粗网格到细网格之间的过渡带,即缓冲区的问题。所谓侧边界缓冲区就是指在这些区域内模式的模拟值直接受大尺度强迫场的影响。在选取缓冲区大小时,必须考虑模式本身区域的大小。Giorgi等^[3]发现,如果较大的模式区域使用较小的缓冲区,模式会在高层大气中模拟出较陡的物理量梯度。另外,在缓冲区内如何平衡大尺度强迫场和区域模式本身模拟值之间的关系,也是侧边界问题处理过程中的一个很重要的方面,对模拟结果会造成很大影响。

东亚夏季风降水的水汽来源主要由三支来自海洋上的气流带入的,一支为低层副高西南侧的东南风,另外两支分别为印度夏季风和南海夏季风。东亚夏季风降水雨带的演变和副高的活动变化有着密切的联系。区域气候模式要对前者进行较好模拟,首先必须保证能真实反映副高活动变化的规律,但是,Juang^[4]研究发现,区域气候模式模拟长波的能力比全球模式差,基于此,在他们的区域气候模拟系统中,区域气候模式只参与对短波的模拟和预报,而长波完全是由全球模式得来的。所以在设计侧边界条件时,要考虑这一方面的影响,减少区域气候模式在模拟大尺度环流场方面的份量。另外也要考虑不同尺度强迫场在不同高度上所起的作用是不同的,如高空运动主要受大尺度环流的影响,而在低层,一些中尺度强迫场的影响更为重要,如复杂地形、下垫面植被覆盖的非均匀性等。

根据以上两个方面的分析,本文设计了两种不同的侧边界处理方法,探讨了这两类不同的方法对区域气候模式模拟东亚夏季风降水的影响,分析了产生不同影响的一些成因。

2 两种不同的侧边界处理方法

目前,区域气候模式采用的比较多的侧边界条件是所谓的张弛边界条件。这一方案最早是由Davies和Turner^[5]提出的,包括牛顿项和辐散项,它的物理意义就是使得模式的模拟值在缓冲区内向大尺度强迫场靠近。具体说来,对某一个变量,把它按下式方程算得的侧边界值加到模式的倾向方程中。

$$\left(\frac{\partial \alpha}{\partial t}\right)_n = F(n)F_1(\alpha_{LS} - \alpha_{MC}) - F(n)F_2\Delta_2(\alpha_{LS} - \alpha_{MC}), \quad (1)$$

其中下标 LS 和 M 分别指大尺度强迫值和模式自身的模拟值。 F_1 和 F_2 分别由

$$F_1 = \frac{0.1}{\Delta t}, \quad (2)$$

$$F_2 = \frac{\Delta s^2}{50\Delta t} \quad (3)$$

得到, 其中 Δt 是模式的时间步长, Δs 是模式的水平格距。 n 是指从模式区域最外面往里数的网格层数, 例如 n 等于 1 就是指最外一层侧边界。 $F(n)$ 是权重函数, 越远离模式区域中心, $F(n)$ 的值越大, 也即大尺度强迫场起的作用越大。

过去用的较多的是 5 层缓冲区加上线性权重函数 $F(n)$, 即

$$F(n) = \frac{(5-n)}{3} \quad n = 2, 3, 4, \quad (4)$$

$$F(n) = 0, \quad n \geq 5. \quad (5)$$

正象前面所提到的, 当模式的区域较大时, 5 层缓冲区显得过小了。另外线性权重函数使得大尺度强迫场的作用从侧边界到模式内部递减过快, 所以我们采用了 18 层缓冲区加上自然指数作为权重函数的侧边界处理方法, 即

$$F(n) = \exp\left[-\frac{(n-2)}{N_1}\right] \quad n = 2, 3 \dots 18, \quad (6)$$

$$F(n) = 0, \quad n \geq 19, \quad (7)$$

其中 N_1 是一个只随高度变化的量, 高层取较大值, 而低层取值较小, 这样就使得大尺度强迫场在高层侧边界缓冲区中起较大作用, 而低层模式自身的模拟起较大的作用。两种方案相比, 后者比前者加大大尺度强迫场对模拟结果的影响。

3 模式简介及试验设计

本文所用的模式是由美国纽约州立大学 Albany 分校发展的区域气候模式, 它是由 MM5 中尺度模式^[6,7]加上美国大气科学研究中心 (NCAR) 的 GENESIS 模式的辐射传输方案以及下面将要提到的云参数化方案构成。MM5 可用多重网格嵌套, 为区域尺度模拟系统进行高分辨率模拟提供了保障, 使得我们可用真实的、变化的大尺度环境场来对更小尺度的大气现象进行模拟。本试验所用的 MM5 是垂直方向共 23 层的静力平衡模式, 模式顶设置为 10 hPa。模式采用了高分辨率的 Blackadar 边界层参数化方案。除了与辐射有关的量外, 地面计算采用了 Zhang 等^[8]发展的强迫恢复技术。云量和雨水的比湿可由模式直接预报^[9], 但是辐射传输方案中所用的云量由下面将要提到的方案得出。

为了研究大尺度气候模式中云与辐射参数化方案有关的尺度效应, Dudek^[10]首先将 GENESIS 模式中的辐射传输方案引入这一模式中。有关长波辐射的计算可参考 Wang 等^[11]的文章, 短波辐射可参阅 Thompson 等^[12]的文章。计算辐射时需要给定云量及云的属性, 为此, Liang 和 Wang^[13]设计的一个云诊断方案被应用到这一区域气候模式中。这一模式已被证明能对云和辐射之间相互作用的时间特征进行很好的模拟^[10]。

域分成了 30 个子区域, 每一子区域的外围就是由距离侧边界相同的点组成, 用 n 来代表不同的子区域, n 表示从侧边界向里算起的网格数。对于每一个子区域, 我们分别计算了两个衡量模式偏差的量, 一个是均方根误差, 另外一个是中尺度动能。中尺度动能的计算方法取自 Giorgi 等^[3]。

图 2 是两个试验模拟的 5 月份 850 hPa 和 200 hPa 上纬向风速大小同相应的大尺度驱动场之间的相关系数。从图中可以看到, 无论是在 850 hPa 还是 200 hPa 上, EXP18L 的相关系数都要比 EXP5L 大, 表明采用更加合理的侧边界处理方法后, 纬向风速的模拟得到了改进。另外, 两个试验在高层的模拟结果都要比低层好。

图 3 是两个试验模拟的 850 hPa 和 200 hPa 上纬向风速的均方根误差随着离侧边界

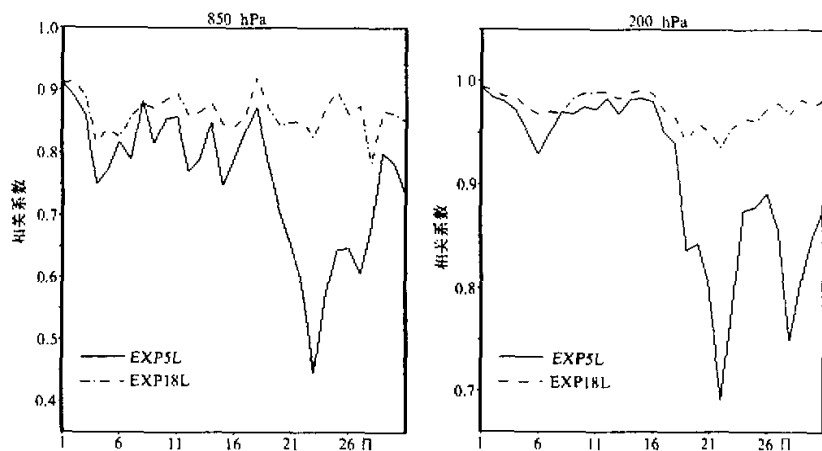


图 2 模拟的 1991 年 5 月 850 hPa 和 200 hPa 上纬向风速同相应驱动场之间相关系数随时间变化图

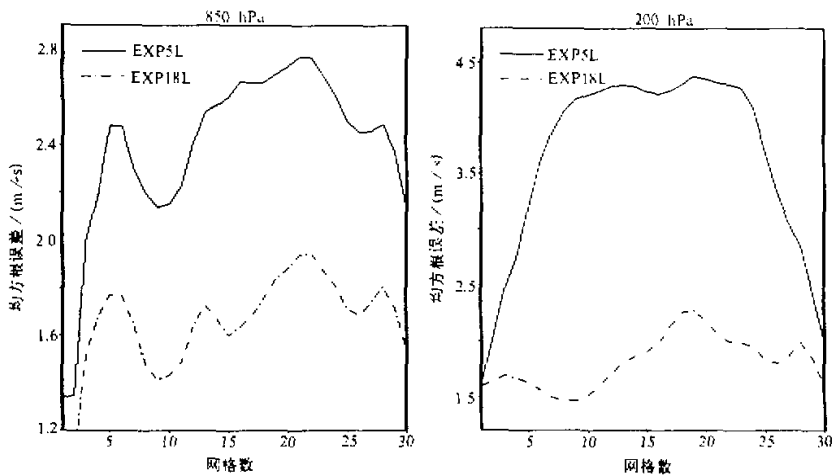


图 3 模拟的 850 hPa 和 200 hPa 上纬向风速均方根误差随离侧边界距离的变化情况

距离的变化情况。从图中可以得出: (1) 使用 5 层缓冲区的 EXP5L, 均方根误差在前面 5 个网格增长特别快, 如在 850 hPa 上, 从第一层的 1.35 m/s 一下子上升到第五层的 2.45 m/s, 使得在缓冲区与模式内部区域交界处出现某种程度上的不连续。这一情况表明, 对于风场的模拟, 使用 5 层缓冲区无法提供从边界到模式内部的平滑过渡。(2) 上述提及的不连续没有出现在使用 18 层缓冲区的 EXP18L, 200 hPa 上的均方根误差从第一层的 1.6 m/s 平缓地上升到第 18 层的 2.2 m/s, 从边界到模式内部的过渡非常平滑。(3) EXP5L 的均方根误差要比 EXP18L 的大, 850 hPa 上差别大约为 0.8 m/s, 200 hPa 上最大的差别达到 3 m/s。由于均方根误差代表的是模拟值和驱动场之间的差别, 而大尺度驱动场无法包含高分辨率的信息, 所以在某种意义上说, 均方根误差也可用来反映区域模式基于其内部物理过程产生高分辨率信息的能力。使用 18 层缓冲区, 加大了大尺度强迫场在模拟结果中所占的比重, 模拟值和大尺度强迫场之间的差别即均方根误差的减小是显而易见的。(4) EXP5L 由于没有考虑大尺度强迫场在不同高度上所起的不同作用, 使得 200 hPa 上的均方根误差要比 850 hPa 大很多, 而 EXP18L 考虑了这一不同作用, 即大尺度强迫场在高层比在低层所起的作用要大, 所以模拟得到的高低层纬向风均方根误差都较小, 结果更趋合理性。

上面提到的连续与不连续现象同样出现在中尺度动能的模拟(图 4)中, 即 EXP5L 在缓冲区与模式内部区域交界处出现了不连续现象, 从边界到模式内部的过渡也很不平缓, 而 EXP18L 未出现这些现象。另外, 低层风速一般说来要比高层小, 但是模拟出的中尺度动能却是低层比高层大, 其原因可能是由于引起中尺度运动的强迫大部分来自低层, 如地面的地形、海陆差异等, 这进一步证明了第二种处理侧边界方法的必要性和合理性。

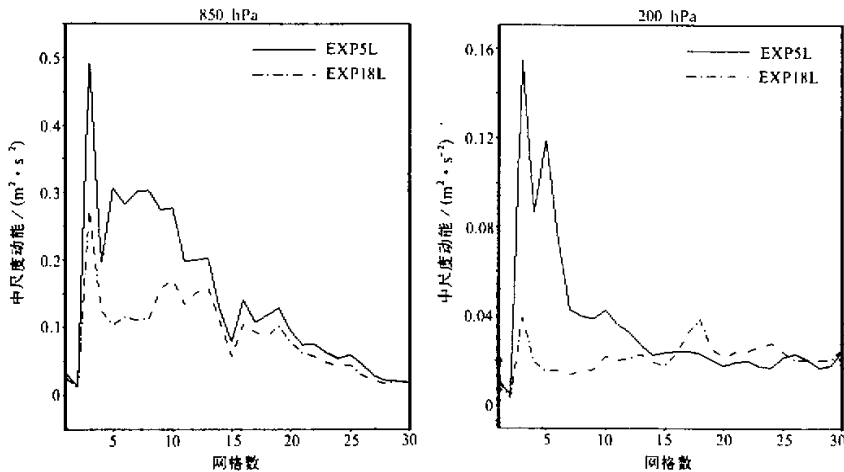


图 4 同图 3, 但为中尺度动能

下面进一步分析这两种不同的侧边界处理方法对东亚夏季降水模拟的影响。图 5 是 1991 年 5 月份降水情况, 图 5a、b 和 c 分别为美国环境预报中心(NCEP)分析结果、

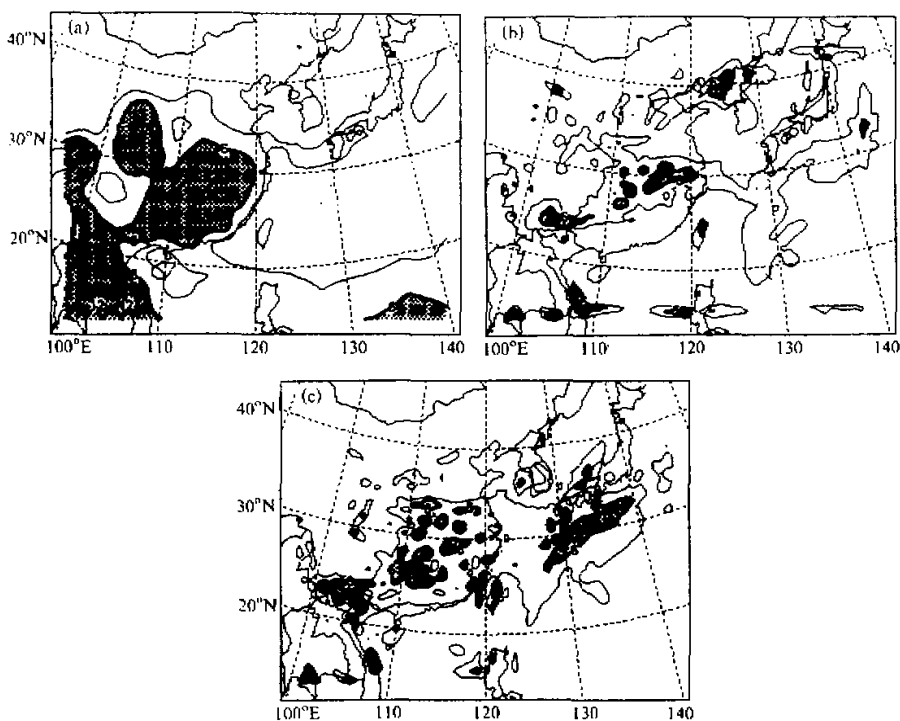


图5 1991年5月降水率(单位: mm/d)

(a) 美国环境预报中心再分析结果 (b) EXP5L (c) EXP18L (阴影部分大于6 mm/d)

EXP5L 和 EXP18L 的模拟结果。从图中可以看出, 两个试验都模拟出从中国西南部到日本海域附近西南-东北走向的雨带以及一些降雨中心, 但是, EXP5L 模拟出的雨带偏窄, 华南地区模拟的降水偏少, 华北偏多。中国大陆上的雨带往北偏移了 2 到 3 个纬距, 而原来位于日本南部的雨带偏离到以南洋面上。EXP18L 模拟的结果无论是在空间分布上还是在数量大小上都更加接近分析场。

我们也计算了两个试验模拟的降水在整个区域范围内同台站观测值之间的相关系数, EXP5L 为 0.18, 而 EXP18L 为 0.31, 提高了近一倍。进一步检验模式对不同地区降水模拟的情况, 发现 EXP18L 的改进主要在中国东北、朝鲜半岛及日本一带。分析其原因, 可能是因为在 EXP18L 中, 这些地区要么在缓冲区内要么靠近缓冲区, 这样模式本身产生的一些中尺度环流就会比 EXP5L 受到更多的大尺度强迫场的抑制, 从而减少了因中尺度环流可能带来的降水。

下面再来看两个不同的侧边界处理方案对我国东部降水雨带移动模拟的影响。图 6 是观测的及两个试验模拟的沿东经 110° 到 120° 平均纬向时间降水剖面图。从图 6a 中可以看出, 5 月上旬雨带位于华南 28°N 附近, 从 5 月中旬到下旬, 雨带经历了第一次跳跃, 从 28°N 北跳到 33°N 一带, 即江淮流域地区, 这一跳跃比正常年要早半个月左

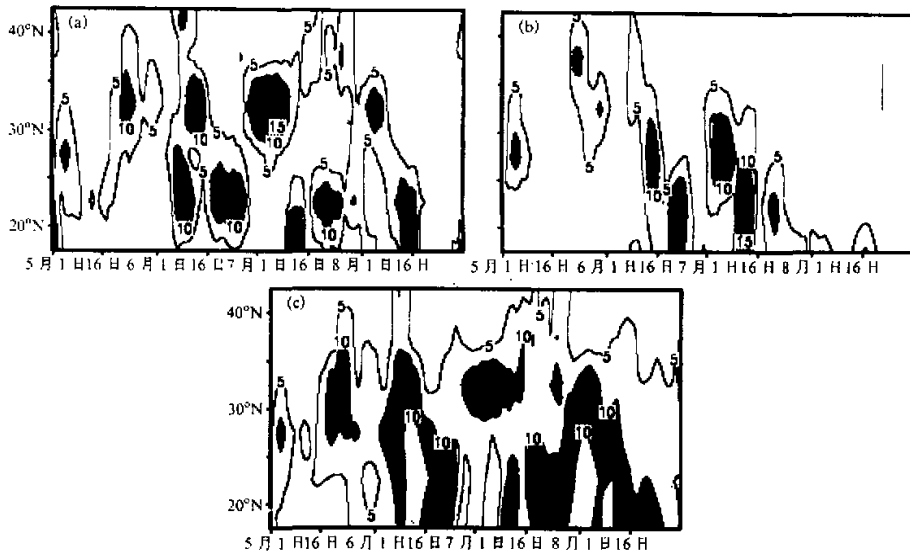


图 6 1991 年沿 110°E 经向时间降水剖面图 (单位: mm)
(a) 台站观测值 (b) EXP5L (c) EXP18L (阴影部分大于 10 mm)

右, 所以江淮地区在这一年出现了早黄梅过程。从 5 月下旬到 7 月上旬, 雨带一直稳定在江淮地区, 造成了 1991 年这一地区的特大洪涝灾害, 当然, 在 6 月下旬也经历了 10 天左右的降水间断期。7 月中旬, 江淮地区梅雨季节结束, 雨带又完成了另一次跳跃, 从江淮地区移到华北地区。在 7 月下旬和 8 月上旬间, 雨带开始往南撤, 到 8 月底, 雨带已回落到华南地区, 开始了华南地区的第二次汛期。比较图 6c, 可以发现 EXP18L 对雨带的两次北跳、三次停滞及最后的南撤, 无论是在时间上还是在空间上模拟的结果与上述观测情况极其吻合, 而 EXP5L 模拟的结果与观测情况相差甚远 (图 6b), 根本没有模拟出雨带的第二次北跳。另外, 从 7 月中旬开始, 30°N 以北地区模拟的降水偏少甚多。

为什么两个试验对降水的模拟会有这么大的区别? 可以肯定, 这必然与东亚季风的其他一些成分模拟状况有关, 尤其是在引言中提及的给东亚夏季降水提供水汽来源的三支气流。图 7、图 8 和图 9 分别为 NCEP 及两个试验模拟的 1991 年 5 月 4~6 日南海季风爆发期间 850 hPa 上的风场状况。虽然两个试验都模拟出了南海季风爆发的一个主要特征, 即南海北部风向由东南风突然转变为西南风, 但是, 无论是从孟加拉湾、南海来的西南气流还是从西北太平洋来的东南气流, EXP5L 与 EXP18L 相比都模拟得偏弱, 这样由这三支气流给模拟区域带来的水汽量就偏少了。图 10 是 1991 年 5 月份月平均单位面积气柱上的水汽含量, 上下两图分别为 EXP5L 和 EXP18L 模拟的结果, 前者在整个区域内模拟的水汽含量都比后者少, 尤其是在边界附近及其水汽辐合地带如长江中下游地区, 大部分地区的差别达 $10\text{ kg}/\text{m}^2$ 以上, 在 $(120^{\circ}\text{E}, 17^{\circ}\text{N})$ 附近地区达到 $35\text{ kg}/\text{m}^2$ 。这些都是可能造成 EXP5L 模拟的降水在华南偏少的原因。

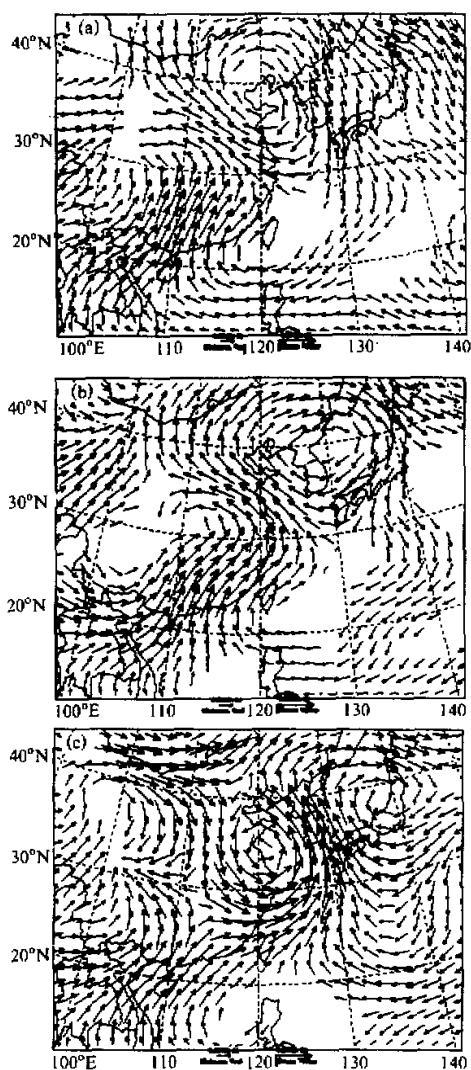


图7 1991年5月4日(a)、5日(b)、6日(c)
850 hPa上美国环境预报中心再分析的风矢量场

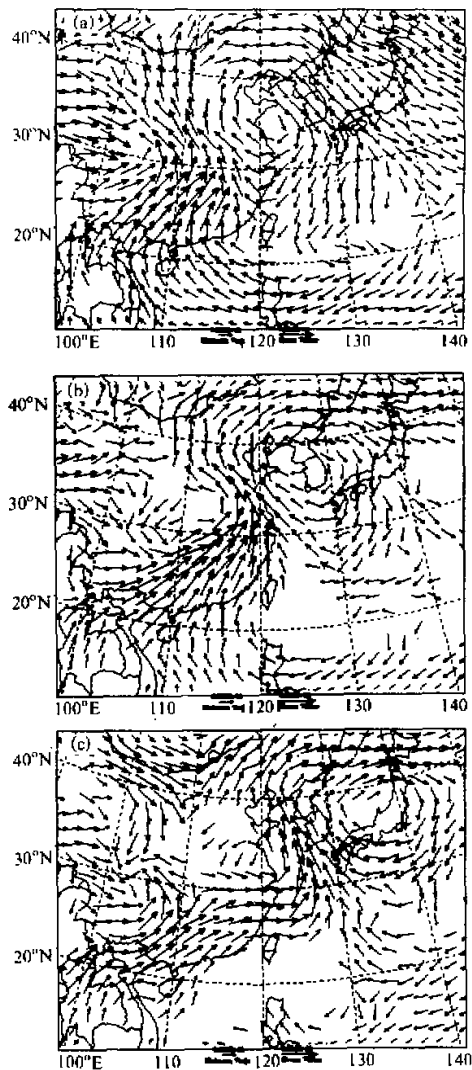


图8 同图7, 但为EXP5L

另外, 雨带的北跳和南撤与副热带高压的移动息息相关, 副热带高压的模拟好坏直接影响到雨带的模拟结果。图 11 是 NCEP 及两个试验模拟的 500 hPa 上位势高度沿 110~120°E 平均纬向时间剖面图。比较图 6a 和图 11a, 可以看出, 对应着雨带的跳跃和停滞, 副热带高压也经历了相同的变化。EXP18L 很好地模拟出了副高的这一演变

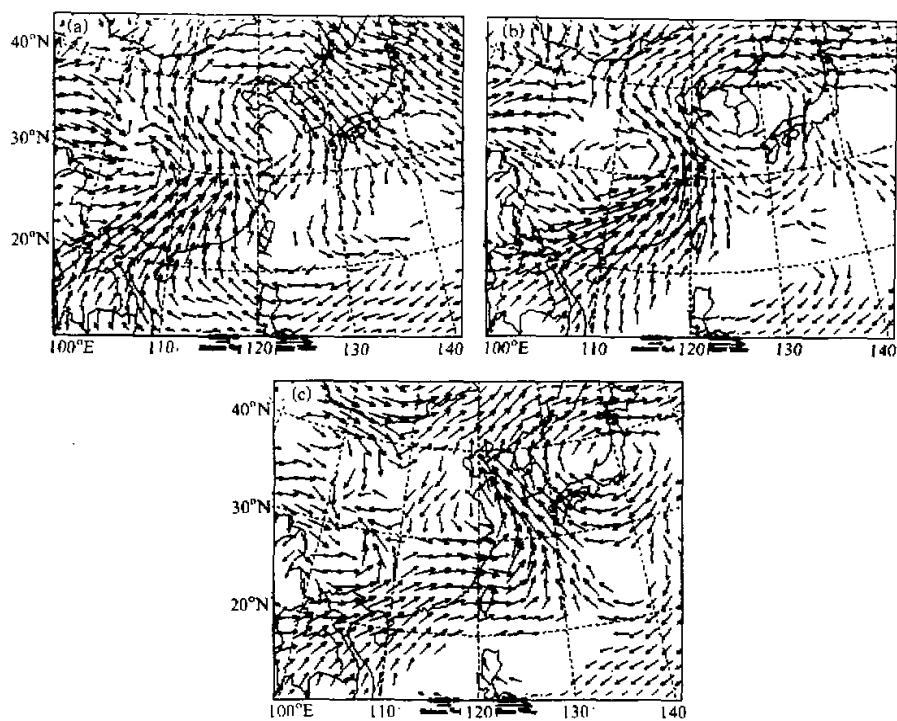
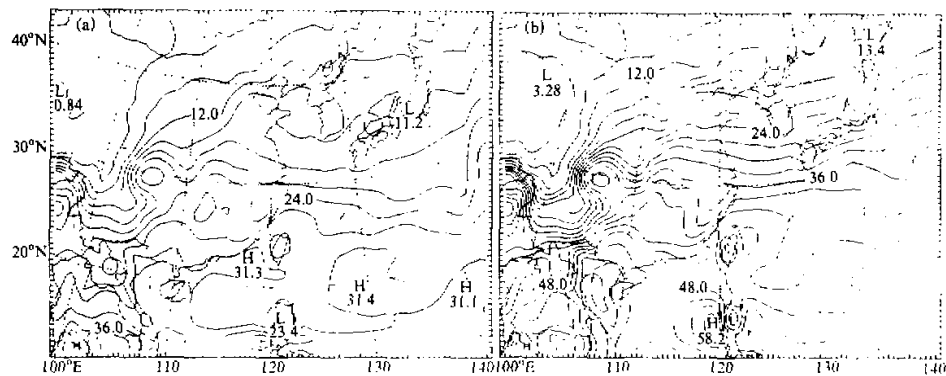


图9 同图7, 但为 EXP18L

图10 模拟的单位面积气柱上的水汽含量 (单位: kg/m^2)

(a) EXP5L (b) EXP18L

规律,但是在 EXP5L 中,开始时 584 线模拟的位置偏南,华南地区受副高西南侧的东南风影响偏弱,造成这一带降水减少,到了 8 月后,584 线位置居北不下,使得本应该往南回撤的雨带仍停留在华北一带。

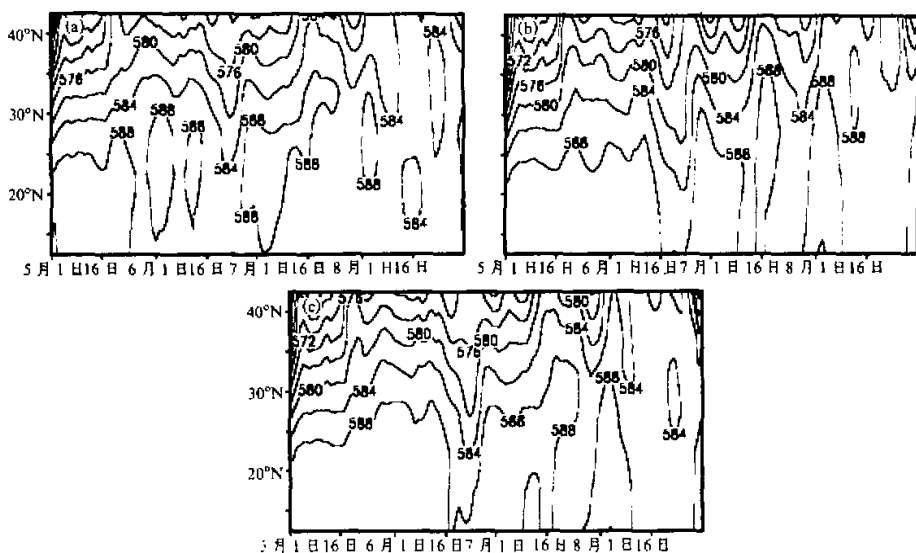


图 11 同图 6, 但为 500 hPa 上的位势高度

5 结论

本文首先讨论了两种不同的侧边界处理方法对一些物理量从边界到区域模式内部过渡的影响, 发现: 较大的模式区域采用较小的侧边界缓冲区, 会在缓冲区与模式内部的交界处产生不连续; 用较大的侧边界缓冲区并且考虑不同尺度强迫在垂直方向上的不同作用, 可以使得从边界到模式内部的过渡更加平滑, 克服了这一不连续现象。

进一步研究了这两种方案对东亚夏季风降水模拟的影响, 发现后一种方案由于加大了大尺度强迫场对区域气候模式模拟结果的作用, 减少了区域气候模式在模拟大尺度环流场方面的分量, 使得模式能够得到更真实的、对东亚夏季风降水起重大影响的一些气流, 如副高、西南季风和南海季风, 从而对东亚夏季风降水无论是在大小还是在雨带位置的演变上都能进行很好的模拟。

本文虽然是用观测资料的分析场来驱动区域气候模式, 研究如何正确处理好侧边界问题, 即大尺度强迫场和区域模式本身之间的关系, 但是这一研究对处理好区域模式与全球模式的嵌套具有重要的借鉴意义。当然, 本文的一些结论是在对 1991 年异常涝年模拟基础上得出的, 今后我们将通过对其他年份的模拟进一步证实这些结论。

致谢: 感谢美国国家西北太平洋实验室的 Leung Ruby 博士对本文模拟部分提供的帮助。

参 考 文 献

- 1 Liu Yongqiang, F. Giorgi and W. M. Washington, 1994, Simulation of summer monsoon climate over east Asia with an NCAR regional climate model, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2331~2348.

- 2 Fu Congbin, 1995, Simulation of summer monsoon in east China by high resolution regional climate ecosystem model (RECM), in: *China Contribution to Global Change Studies*, Ye Duzheng and Lin Hai (eds.), Science Press, Beijing, 142~145.
- 3 Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, 1993, Development of a second generation regional climate model (RegCM2), II, Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2814~2832.
- 4 Juang, H.-M Henry, 1994, The NMC nested regional spectral Model, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 3~24.
- 5 Davies, H. C., and R. E. Turner, 1977, Updating prediction models by dynamic relaxation: An examination of the technique, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 225~245.
- 6 Dudhia, J., 1989, Numerical study of convective observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077~3107.
- 7 Grell, A. G., H. Dudhia and D. S. Stanfley, 1994, A description of the fifth-generation Penn State-NCAR mesoscale model (MM5), NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR, Natl. Center for Atmos. Res., Boulder, Co, 122 pp.
- 8 Zhang Dalin, and R. A. Anthes, 1982, A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data, *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594~1609.
- 9 Hsie, E.-Y., 1984, Simulations of frontogenesis in a moist atmosphere using alternative parameterizations of condensation and precipitation, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2701~2716.
- 10 Michael P. Dudek, X.-Z. Liang and W.-C. Wang, 1996, A regional climate model study of the scale dependence of cloud-radiation interaction, *J. Climate*, **9**, 1221~1234.
- 11 Wang Wei-Chyung, Shi Guangyu and J. T. Kiehl, 1991, Incorporation of the thermal radiative effect of CH_4 , N_2O , CF_2Cl_2 into the NCAR community climate model, *J. Geophys. Res.*, **96**, 9099~9103.
- 12 Thompson, S. L., V. Ramaswamy and C. Covey, 1987, Atmospheric effects of nuclear war aerosols in general circulation model simulations: influence of smoke optical properties, *J. Geophys. Res.*, **92**, 10942~10960.
- 13 Liang Xingzhong and Wang Wei-Chyung, 1995, A GCM study of the climatic effect of 1979-1992 ozone trend, in: *Atmospheric Ozone as a Climate Gas*, A NATO ASI series, W.-C. Wang and I. S. A. Isaksen (Eds.), Springer-Verlag, 259~288.
- 14 Giorgi, F., and G. T. Bates, 1989, The climatological skill of a regional model over complex terrain, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2325~2347.

The Effect of Lateral Boundary Treatment of Regional Climate Model on the East Asian Summer Monsoon Rainfall Simulation

Wei Helin and Fu Congbin

(START Regional Research Center for Temperature East Asia, Institute of Atmospheric Physics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Wang Wei-Chyung

(Atmospheric Sciences Research Center, SUNY at Albany, USA)

Abstract In this paper two different lateral boundary treatments have been designed to study the effect of lateral boundary on the East Asian summer monsoon rainfall with SUNYA-ReCM. It is found: (1) when the lateral boundary buffer zone is too small compared with relatively large model domain, there exists a somewhat discontinuous behaviour at the edge of the buffer zone. (2) An even wider buffer zone with considering the different influences of various scale forcing in the vertical can obtain even smoother transition from boundary to model regime, moreover, because this method reduces the role of regional climate model on large-scale fields simulation, regional climate model can get more realistic factors which have significant effects on the East Asian summer monsoon rainfall, such as southwest monsoon, South China Sea monsoon and subtropic high, and then get a better simulation of summer monsoon precipitation both in quantity and in the sudden jump of rainfall belt.

Key words lateral boundary regional climate model East Asian summer monsoon rainfall