

长江三角洲地区区域气候模式的发展和检验*

刘洪利¹⁾²⁾ 李维亮²⁾ 周秀骥²⁾ 秦瑜¹⁾

¹⁾ (北京大学物理学院大气科学系,北京 100871)

²⁾ (中国气象科学研究院,北京 100081)

摘 要

利用区域气候模式对大尺度天气过程进行模拟,分析了模式对多种降水过程模拟能力的差别,对模式中的物理过程、积分步长对模拟结果的影响进行了简单的分析;并利用模式模拟了长江三角洲地区地面特征改变对气候的影响。模拟结果显示,长江三角洲地区植被退化、城市化面积扩大等因素会引起比较显著的局地气候变化。

关键词:长江三角洲 区域气候模式 土地利用

引 言

人类活动对区域气候环境的影响是巨大的。由此引起的各种现象,如空气污染、城市热岛、光化学烟雾等等,已经不同程度地影响了人们的生活质量和生产活动。除了这些容易发现的环境事件外,人类对区域气候的改变也是很显著的:由于工农业格局变化以及人们日常生产生活活动,会改变地表覆盖状况,如引起植被退化、城市化加剧等等。这些变化还会进一步改变区域降水、温度场、风场等气候特征。长江三角洲地区是近二十年来我国经济发展最为迅速的地区之一,很具有代表性。Chen 等研究表明^[1],在周边地区气温变冷的情况下,长江三角洲地区的气温在迅速变暖,呈现为一个由上海、南京、杭州、无锡、常熟等中心城市的小热岛联合而成的“区域性热岛”,而且热岛强度的长期变化与该地区的经济发展为明显的正相关。除热岛效应外,长江三角洲地区还表现出了能见度减小、日照时数减少、降水增加等趋势。研究结果表明,人类经济活动对区域气候的影响是非常显著的。因此,研究这一地区近二十年来地表状况与区域气候环境变化之间的相互关系,可以为该地区未来的经济发展和环境保护提供决策依据。

数值模拟是研究区域气候环境问题,了解地表状况、能源消耗与大气相互作用机制的最为有效的手段之一。在国内有关长江三角洲地区的数值模拟研究中,逢勇等^[2]建立了一个适合太湖区域复杂地形,满足静力平衡条件的三维非定常大气边界数据模式,该模式能较好地模拟太湖地区大气边界层风场的宏观状况。苗曼倩等^[3]用一个三维中尺度模式研究了长江三角洲夏季海陆风与城市热岛环流的相互作用,揭示了海陆风与湖陆风造成沿长江走向的对该地区夏季降水有触发和增强作用的一条水平辐合带。殷鹤宝等^[4]、顾建峰等^[5]也进行了上海地区短期预报模式的研究,但可用于研究该地区长期区域气候

* 得到国家自然科学基金重大项目(49899270)资助。

2003-01-28 收到,2004-03-01 收到修改稿。

的模式还不多见。为此,我们在美国国家大气研究中心(NCAR)1997年公布的第五代中尺度气象模式第二版本(MM5 V2)的基础上,结合长江三角洲地区的地域特色,发展了一个适合于该地区的非静力高分辨率区域气候模式^[6],以期对过去的天气现象以及未来的气候状态能有一定的模拟能力。模式垂直方向分为不等距27层,水平方向采用LAMBERT投影的套网格方式,根据实际需要可改变模式的网格大小以及嵌套层次。我们提供的标准嵌套是三重(图1):最外层区域1其水平分辨率为45 km,大致是我国40°N以南,105°E以东的大部分地区;中间过渡层区域2为15 km,最里层覆盖整个长江三角洲的区域3的分辨率为5 km。各种物理量在网格上按Arakawa B方案放置,具体方法见文献[7]。模式的地形资料和地表类型资料由中国科学院遥感所提供,水平分辨率为10 km,其中区域3所在的长江三角洲地区分辨率为1 km。模式中的海温是1995年实测的月平均 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 海温资料。

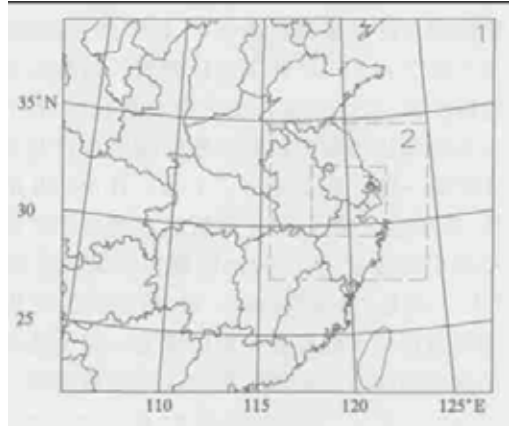


图1 三重嵌套格式示意图

文献[6]中对模式在小尺度天气现象方面,如城市热岛、地面切变线等现象都进行了成功的模拟研究。对区域气候模式来说,模式在较长时间、较大尺度上的模拟性能也是很重要的一个指标。因此,本文主要对模式在较大尺度的天气现象、长期气候特征等方面的模拟能力做进一步的检验,并给出一些初步结果。

1 天气尺度和中小尺度降水过程的模拟及讨论

大尺度背景场用于提供区域模式的初始条件和边界条件,本试验中采用美国NCEP的分析资料,水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,垂直方向有26层,其中100 hPa以下有21层;同时用我国站点的探空资料对背景场进行了同化处理,使初边条件的误差尽可能降低。我们选择了长江三角洲地区有降水的两个天气过程进行了模拟。试验中所用物理方案为:CCM3辐射方案,BLACKARD高分辨率边界层方案,GRELL积云对流参数化方案和REISNER2云物理方案。由于关注的是较大尺度上的天气过程,不需要太高的分辨率,所以本试验中采用单重网格,水平格距45 km,积分步长取60 s。

1.1 锋面降水的模拟

对1999年6月30日08:00至7月2日08:00长江流域的一次锋面低压过程进行了模拟(试验1),在850 hPa图上(图略),低压带沿长江分布,在西南低空急流的左侧,有一系列的降水区。长江三角洲地区在6月30日08:00~7月1日08:00降水明显,其中上海、皖南降水量较大。在长江中游一带有较强的降水,主要降水区位于湖南中部。另外,在贵州西南和贵州东部也分别有一降水中心,在广西东部有一强度在150 mm以上的强降水中心。7月1日08:00~7月2日08:00,由于锋面低压中心已经入海,因此长江三角洲地区的降雨强度略有减小,但沿长江分布的整个雨带还在持续,强降雨中心位于江西中部。

图2给出了模拟和实况的6月30日08:00至7月1日08:00 24 h降水分布。可以看到模拟的主要降雨带和降雨强度与实况吻合得很好:降雨带沿长江流域分布,长江三角洲、安徽南部、湖南中部、贵州西南、贵州东部等几个降水中心也与实况一致,只是降水强度略有差别。唯一不足的是,广西东部强对流云团产生的降水没有模拟出来,这也表明在使用通常的气象资料条件下,还不能较好地模拟出剧烈变化的天气现象。7月1日08:00至7月2日08:00的降水以锋面云系降水为主(图略),没有出现强对流过程,因此,模拟的降水带、降水强度与实况吻合得也很好:江西中部的降水中心强度也达到了100 mm,由入海低压导致的江苏东部沿海降水也与实况一致,只是长江三角洲地区的降水强度比实况弱一些。图3给出了7月1日08:00 850 hPa位势高度场和温度场的实况与模拟结果,从中也可看到,除了靠近边界的一些区域外,低压带、低压中心、温度场的模拟结果与实况十分接近,大部分地区模拟结果和实况的位势高度差不超过10 gpm;温度差不超过1℃。但是,在台湾海峡一带,模拟的温度比实况大约低2℃左右,这说明模式在低层大气气温模拟上还存在一定的偏差。除此之外,如果初边条件比较完善,模式在持续性的大尺度锋面降水上的模拟能力是可以接受的。

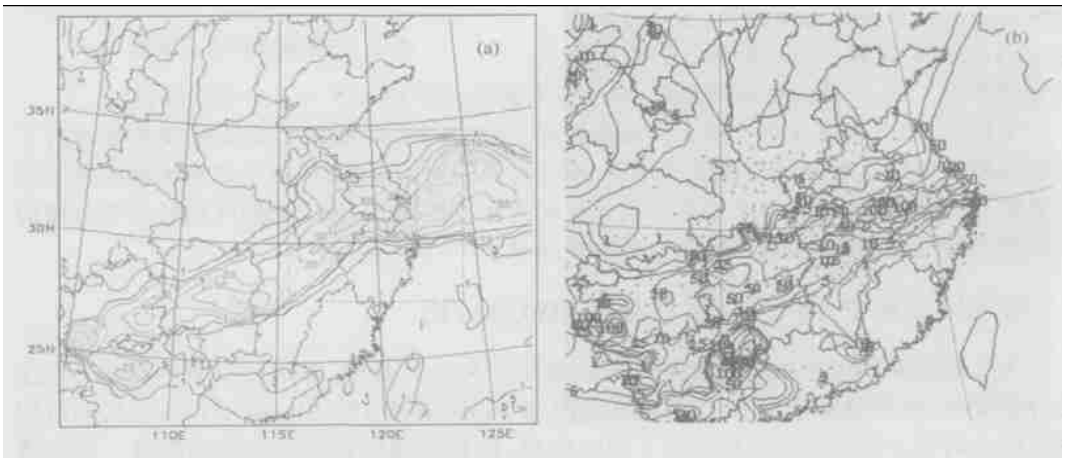


图2 6月30日08:00至7月1日08:00 24 h降水量
(a) 模拟结果,(b) 实况(单位:mm)

1.2 阵性降水与热带气旋过程的模拟

试验2采用的例子是1999年8月6日至8日,天气实况为初始时东海海域有一热带低压,中心位置在30°N,130°E附近,低压中心48 h后移动到34°N,125°E附近;在台湾海峡南部也有一较弱的热带低压,低压中心于24 h后移动到台湾海峡一带,之后继续东移减弱。受此影响,8月6日08:00~7日08:00长江三角洲和福建的沿海地区有中等强度降水,7日08:00~8日08:00长江三角洲及江苏的沿海地带有中等强度的降水;在华南和北方部分地区以阵性降水为主。

图4给出了24 h降水的模拟结果与实况分布。从图中可以看到,模拟的结果中,东

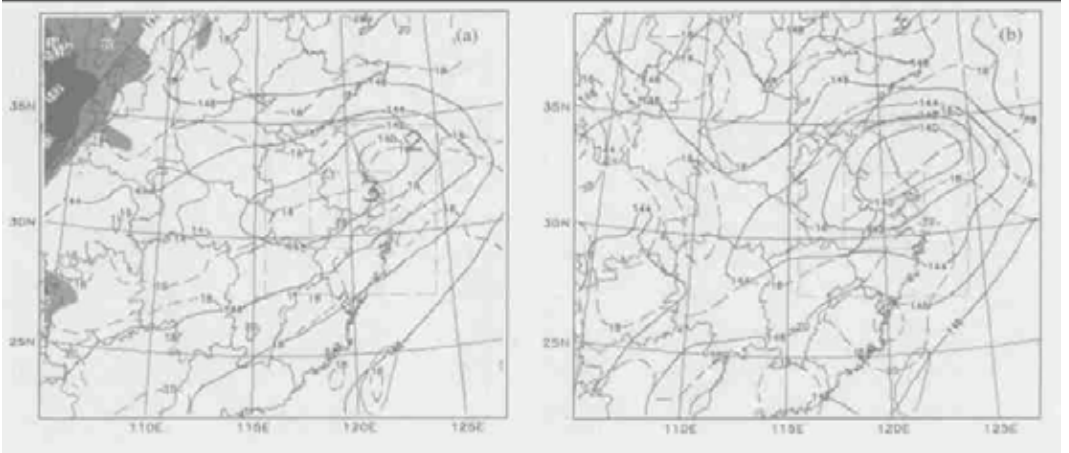


图3 7月1日08:00 850 hPa位势高度场和温度场模拟结果(a)与实况(b)
(实线:位势高度,单位:dagpm;虚线:气温,单位:℃)

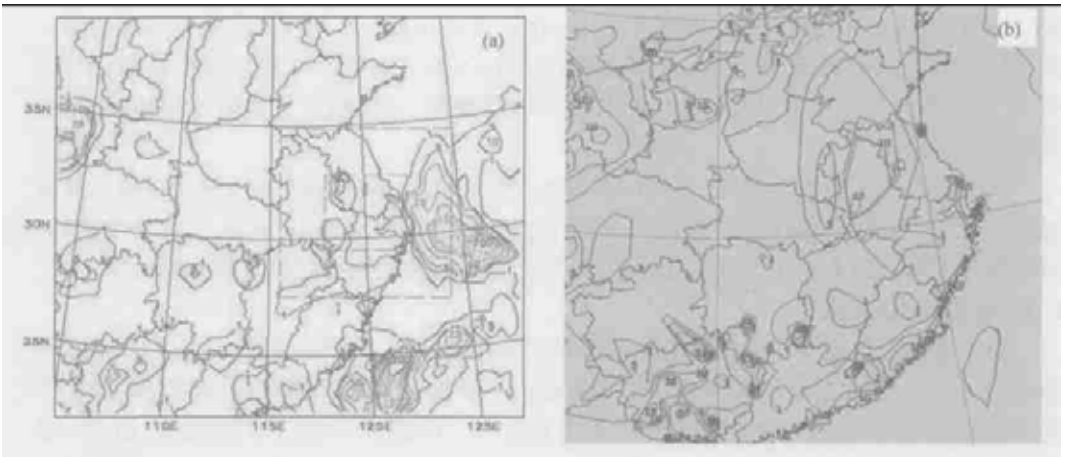


图4 8月7日08:00 24 h降水量模拟结果(a)与实况(b)的比较(单位:mm)

海气旋降水很明显,降水中心位于海上,降水区域也延伸到了长江三角洲东部,但与实况比较,模拟的位置稍稍偏东一点。台湾海峡附近的低压降水也很强,降水中心在台湾岛上,降雨区域也影响到了福建沿海,只是降水量的模拟结果偏低一些。由于缺乏海面上的降水资料,现有的实况降水资料只能表明这两个气旋的边缘信息,因此还不能从降水上证实模拟的准确程度。但从850 hPa的位势高度场上看(图5),模拟结果中,东海气旋的位置和实况一致,中心位势高度比实况大约低20 gpm;台湾海峡处的气旋位置与实况相比,往东北偏离约200 km,中心位势高度也比实况低一些。但从总体形势上看,模拟的位势高度场、温度场和实况还是很一致的,因此模拟的气旋降水还是比较真实的。这里要注意的是,这两个气旋都处于模拟区域的边缘地带,因此受边界的影响很大,更增加了模拟的难度。

从图4中也可以看到,华南地区的阵性降水也模拟出来了,但降水强度与实况略有差

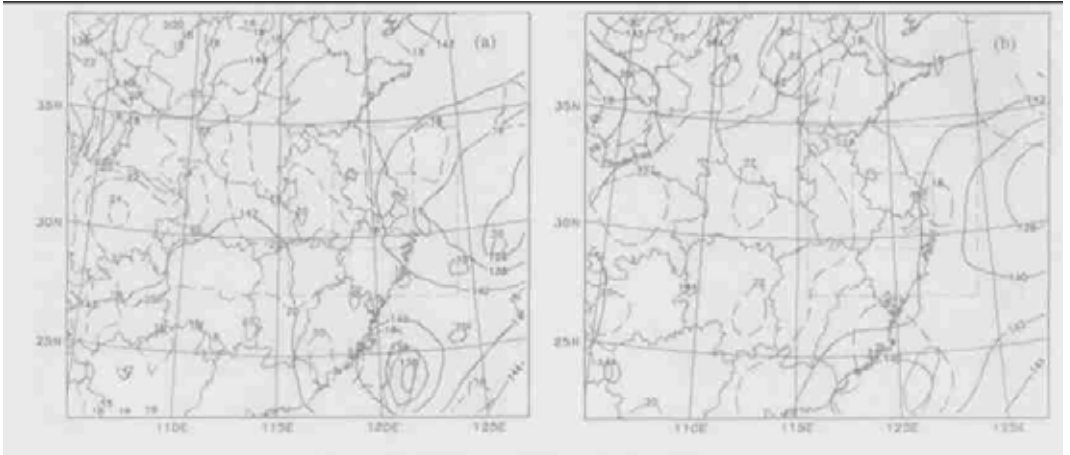


图5 24 h 850 hPa 位势高度场(实线,单位:dagpm)和温度场(虚线,单位:C)模拟结果(a)与实况(b)

别,大多数地区的模拟结果比实况偏低一些;在四川及甘肃一带阵性降水也与实况比较一致,但未模拟出华北地区的降水。8月7日08:00~8月8日08:00降水模拟结果(图略)中,长江三角洲及江苏沿海的气旋降水与实况吻合很好,也模拟出了内陆的阵性降水,但降水强度偏低。

从上面两个试验可以看到,模式在模拟大尺度的天气系统上还是比较成功的。对锋面降水、气旋降水模拟得都很好,对阵性降水也有一定的模拟能力,只是一般强度偏低。如果模式主要是用来模拟区域气候特征的,那么这样的模拟能力还是可以接受的。

1.3 物理过程的选取

为了更好地考虑长江三角洲地区气溶胶的直接辐射强迫作用,我们引进了CCM3辐射方案。因此,有必要对新引进的辐射方案进行初步检验。选用试验1中的数据,对比分析了原模式提供的CCM2辐射方案和新引进的CCM3辐射方案的模拟结果。CCM3辐射方案与CCM2辐射方案相比,改进之处在于在短波辐射参数化中包括了气溶胶效应,在长波辐射参数化中考虑了一些痕量气体(包括有:CH₄, N₂O, CFC11, CFC12)的辐射效应并考虑了冰云的辐射特征,区别了在暖云中海洋性和大陆性有效粒子的大小。这些改进可减少模式在气候模拟中的偏差。图6给出的是使用CCM2辐射方案时(其他条件如初条件,边条件等相同),6月30日08:00至7月1日08:00 24 h降水模拟结果。可以看到,降水带分布也和实况接近,但是,降水中心位置和实况相差较大,长江三角洲地区的降水中心位置偏南,在浙

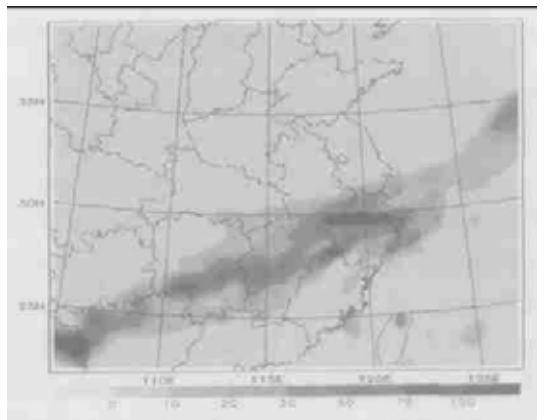


图6 6月30日08:00至7月1日08:00 24 h降水量模拟结果(使用CCM2辐射方案)(实线,单位:dagpm)和温度场

江中北部形成了虚假降水;湖南中东部的降水中心比实况偏小,而且位置也到了湖南西部;贵州境内的降水中心偏移到了广西境内。另外从低层气温和位势高度的模拟中也可以看到(图略),用 CCM2 辐射方案模拟的气温更低一些,而位势高度也和实况偏离较大。这表明,上文所述的使用 CCM3 方案后,模拟的效果是得到了一定程度的改善。此外,我们还做了一些试验来对比不同方案物理过程的影响,发现不同方案边界层过程、云物理过程对降水模拟的影响也比较大,对本文研究的个例,比较合适的是 BLACKARD 边界层方案、GRELL 积云对流参数化方案和 REISNER2 云物理方案。

1.4 积分步长的合理选取

在试验中,我们还发现选取不同的积分步长,对模拟结果也有一定的影响。为了明显起见,我们去掉了模式中的物理过程,采用纯动力模式,检验不同积分步长的影响,模式的气象条件同试验 1。图 7 给出了模拟区域中偏差比较大的一个网格(45, 21, 1)上,不同积分步长模拟的地面气温和动能上的差别。从地面气温图中可见,积分步长在 90 s 以下时,模拟的结果相差不大。但是,当积分步长大于 120 s 时,差别比较明显,尤其是积分步长大于 180 s 时,仅仅能有效模拟 10 h 左右。10 h 后,气温的偏差更大。而动能比气温对步长更敏感:有效模拟时间仅 5 h 左右,5 h 后,各个步长之间的差别都比较大,尤其是步长大于 120 s 时,动能变化的形势已经不对。因此,实际模拟中,积分步长应该取 90 s 或更短。从这个试验可以看到,在数值模式中,选取较大的积分步长,能够节省运算时间,但却会破坏结果的准确性。针对本文中的例子,当模式水平网格为 45 km 时,积分步长最好不要超过 90 s。试验 1 和试验 2 两个例子中,所取的步长均为 60 s,也比较适当。

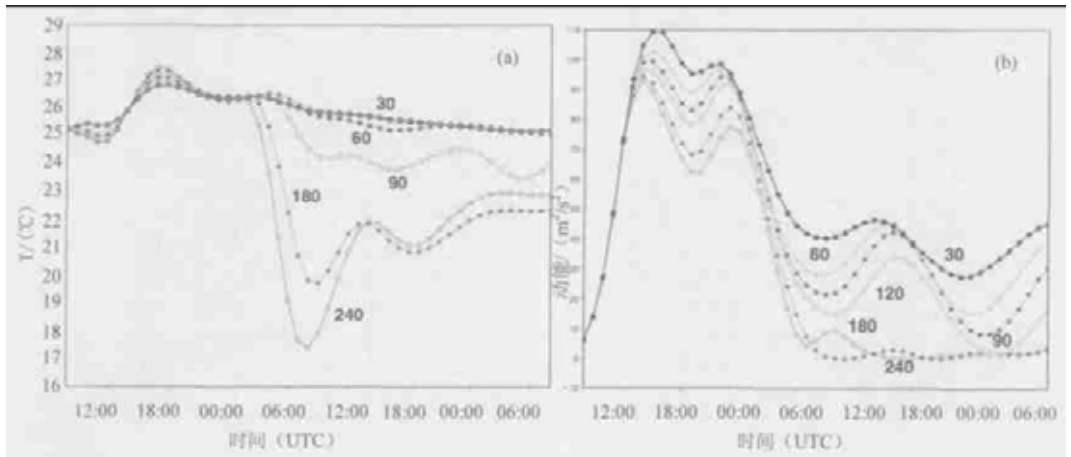


图 7 在(45, 21, 1)网格上各积分步长模拟的温度变化(a)和动能变化(b)(单位:s)

2 下垫面改变对长江三角洲区域气候影响的模拟

地表覆盖变化对区域气候的影响是十分显著的,很多文献都探讨了植被变化对区域气候的影响^[8-10]。针对我国长江三角洲地区,张雷鸣等^[11]进行了短期模拟,研究了城市

发展对夜间海陆风环流的影响,发现城市发展可能会使陆风减弱。本文利用所发展的区域气候模式,模拟长江三角洲地区陆面特征变化可能引起的长期区域气候效应。模式使用了两重嵌套,第二重区域为标准嵌套的区域3,区域范围覆盖了整个长江三角洲地区,分辨率为15 km。模式所用物理方案与前面的试验1相同;积分步长第一重嵌套取60 s,第二重取20 s。共进行了三组试验:

控制试验:土地利用状况为20世纪90年代实际数据。

敏感试验1:无植被,全区域均为裸地,表示植被退化状况。

敏感试验2:长江三角洲地区城市面积扩大。主要假设沪、宁、杭、苏、锡、常等地城市面积增加。

这三组试验都是以1995年的气候条件来提供初边值,其中每一个试验都是积分了1月、4月、7月和10月共4个月的气候状态来研究地面特征的响应。

由敏感性试验1与控制试验的地面气温偏差图(图8)可见,在计算区域都变成裸地之后,1月份冬季大部分地区地面气温有所下降,但下降幅度不大,在海上和区域西南山

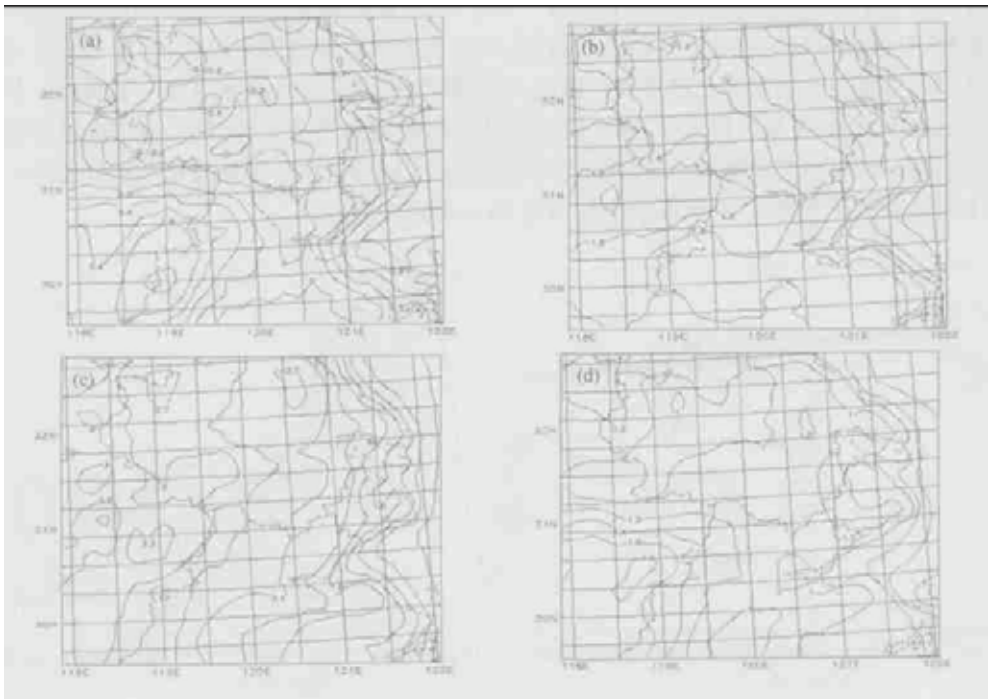


图8 敏感性试验1与控制试验的地面气温偏差(单位:℃)

(a) 1月,(b) 4月,(c) 7月,(d) 10月

区地面气温略有增加;而其它3个月份地面气温都是增加的,尤其是夏季,部分地区增温可达到3℃以上;其地面气温增加强度呈现出从沿海到陆地递增的形势,植被退化后,陆地上相对湿度大幅度减少(图略),各个季节的相对湿度都会下降20%左右;对于所计算区域内降水来讲(图略)除了在冬季有微弱的小量降水增加之外,其它几个月的降水量都是减少的。

最为值得注意的是地面风的变化,由敏感性试验 1 与控制试验的地面风矢量偏差(图 9)可以明显地看到,在 1 月份,所计算区域的陆地上大部分地区风矢量偏差表现为北风增强,偏差约为 1 m/s ,这说明植被退化后,海陆差别增强,使得冬季北风分量增强;而在 7 月出现了地面南风增强,偏差约为 3 m/s ,这表明植被退化也加强了夏季海风分量。对比地面气温的变化,我们可以发现:植被退化后,地表的热容量减少,气温的日变化和年变化增大;同时地面水汽通量减少,空气更加干燥,使得陆地特征更加鲜明。

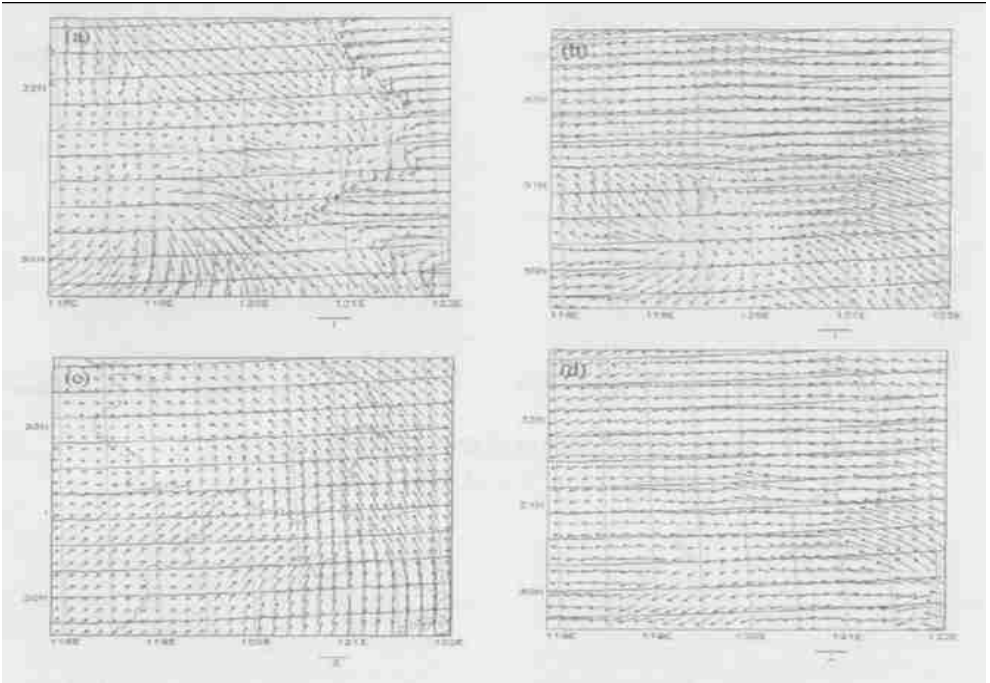


图 9 敏感性试验 1 与控制试验的地面风矢量偏差(单位: m/s)

(a)1 月,(b)4 月,(c)7 月,(d)10 月

敏感性试验 2 模拟了长江三角洲地区城市化的发展对区域气候所带来的影响。图 10 给出该试验与控制试验的地面气温差:凡是在大城市群增大扩展的地区,由于城市热岛效应,其地表温度全年增高,增加幅度 $0.5 \sim 1 \text{ }^\circ\text{C}$ 左右。另外,增温效应以大城市群为中心向四周较为均匀的扩散。

由敏感性试验 2 与控制试验的地面风矢量偏差图(图 11)可见,由于大城市群的增大扩展,城市热岛环流很显著,并表现为增加了一个气旋性辐合的地面风矢量差值。同时我们还看到,不同季节增加的地面风矢量也有不同的特征:冬季主要是东南风增强;春季气旋性辐合比较完整,各个方向增加量相当;夏季主要是西北风增强;秋季主要是东南风和东北风增强。由于城市热岛效应会影响降水变化,但从模拟结果来看,降水变化的分布没有出现 Daniel^[12]指出的由于城市热岛效应,在气候状态下其下游出现降水增加的现象,其原因可能和本试验中没有和陆面过程做双向耦合,一些陆气相互作用过程考虑得比较简单。

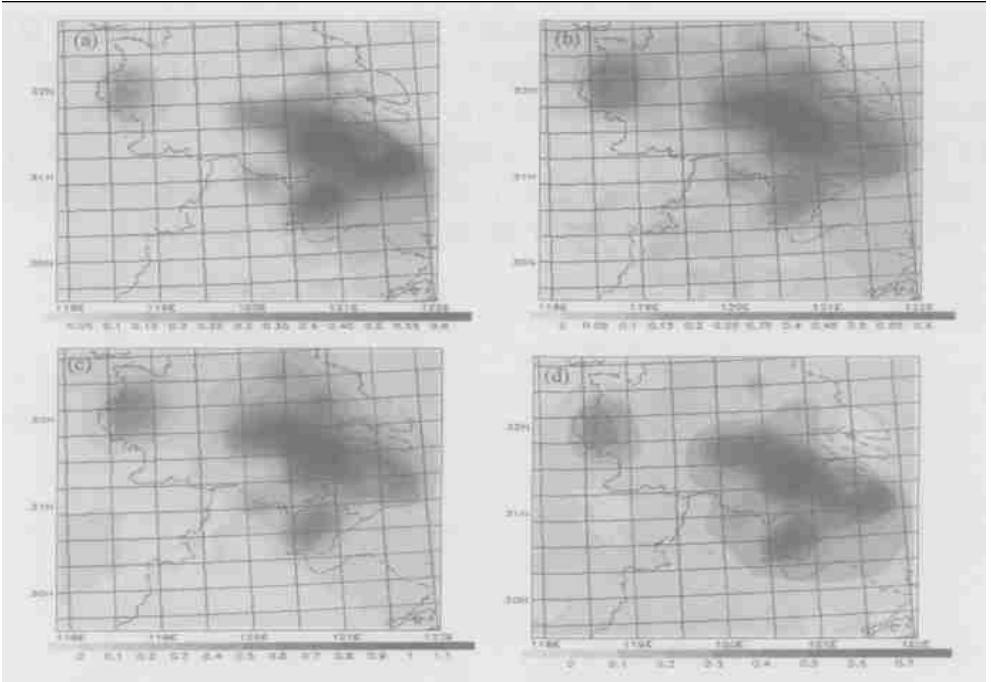


图 10 敏感性试验 2 与控制试验的地面气温偏差(单位: $^{\circ}\text{C}$)
(a)1月,(b)4月,(c)7月,(d)10月

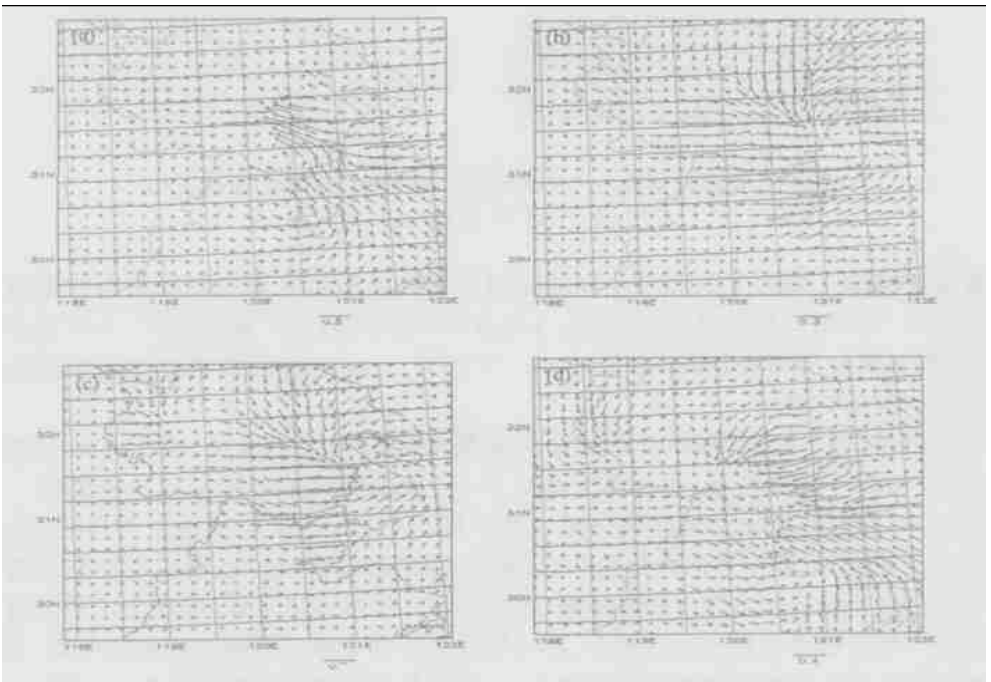


图 11 敏感性试验 2 与控制试验的地面风矢量偏差(单位: $^{\circ}\text{C}$)
(a)1月,(b)4月,(c)7月,(d)10月

上文仅分析地面特征变化对长江三角洲气候影响的一些结果,在研究其结果时仅是地面特征的某一个要素或特征改变而引起的一些现象。但实际情况往往要复杂得多,是多个要素或多种特征的变化而引起区域气候变化的共同作用。

3 结 论

(1) 模式对大尺度降水过程能够比较好地模拟出来,但对一些强对流降水、阵性降水,还不能很好地描述。而新引入 CCM3 的辐射方案,可以提高模式的性能,气温场、降水等模拟结果都优于原模式。

(2) 积分步长对模拟的准确性有一定的影响,如果关心的是短期预报的准确性,那么积分步长不能取得很大,这是在数值模拟中要注意的一个问题。

(3) 由敏感性试验可以看到,如果长江三角洲地区植被退化,将会使得当地的季风增强,温度年变化幅度加剧,空气也会变得比较干燥;而大面积的城市化,会引起比较强的城市热岛效应,使低层大气的环流结构发生变化。

参 考 文 献

- 1 Chen Longxun, Zhu Wenqin, Zhouxiuji. characteristics of environmental and climate change in Changjiang Delta and its possible mechanism, *Acta Meteor Sinica*, 2000, **14**(2):129~140.
- 2 逢勇,濮培民. 太湖区域三维湖陆风场数值模拟. *大气科学*, 1995, **19**(2):243~251.
- 3 苗曼倩,唐有华. 长江三角洲夏季海陆风与热岛环流的相互作用及城市化的影响. *高原气象*, 1998, **17**(3):280~289.
- 4 殷鹤宝,顾建峰,雷小途. 上海区域气象中心业务数值预报新系统及其运行结果初步分析. *应用气象学报*, 1997, **8**(3):358~367.
- 5 顾建峰,殷鹤宝,徐一鸣,等. MMS 在上海区域气象中心数值预报中的改进和应用. *应用气象学报*, 2000, **11**(2):189~198.
- 6 李维亮,刘洪利,周秀骥,等. 长江三角洲城市热岛与太湖对局地环流影响的分析研究. *中国科学*, 2003, **33**(2):97~104.
- 7 龚威,李维亮. 评估臭氧变化气候效应的区域气候模式. *中国地区大气臭氧变化及其对气候环境的影响(一)*, 北京:气象出版社, 1996. 251~266.
- 8 郑益群,钱永甫,苗曼倩. 植被变化对中国区域气候的影响 I:初步模拟结果. *气象学报*, 2002, **60**(1):1~16.
- 9 郑益群,钱永甫,苗曼倩. 植被变化对中国区域气候的影响 II:机理分析. *气象学报*, 2002, **60**(1):17~29.
- 10 Xue Y. The impact of desertification in the Mongolian and Inner Mongolian Grassland on the regional climate. *J Climate*, 1996, **9**:2173~2189.
- 11 张雷鸣,苗曼倩,洪钟祥,等. 城市发展对夜间海陆风环流影响的预测模拟. *大气科学*, 1994, **18**(3):366~371.
- 12 Daniel Rosenfeld. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. 2000. *Science*, **287**(10):1793~1796.

A REGIONAL SCALE CLIMATIC MODEL OVER THE CHANGJIANG DELTA: DEVELOPMENT, EVALUATION AND ANALYSIS

Liu Hongli¹⁾²⁾ Li Weiliang²⁾ Zhou Xiuji²⁾ Qin Yu¹⁾

¹⁾ (*Department of Atmospheric Sciences, School of physics, Peking University, Beijing 100871*)

²⁾ (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

A new regional climatic model was developed and proof-tested by simulating the frontal rainfall, cyclonic rain and shower. The effect of different physical processes and different time step in the model was analyzed in order to choosing the appropriate experimental project. Using this model simulated the climatic effect of the change of land-use in Changjiang Delta area. Results show that vegetation reducing and urban extending are main causes of the regional climate change. The range of seasonal temperature would increase and the humidity would decrease if the vegetation reduced. With the urban area extending the urban heat island effect would be intense also.

Key words: Changjiang Delta Numerical model Land-use