

我国东南沿海地区海岸锋生的数值模拟

许吟隆

(中国农业科学院农业气象所, 北京)

摘 要

本文用 PSU/NCAR 中尺度模式 MM4 对黑潮暖流海域海洋边界层大气的斜压性对我国东南沿海地区局地环流及天气影响的数值模拟分析表明: 在有利的大尺度背景风场向岸东风的作用下, 我国东南沿海地区夜间可以有海岸锋生成, 黑潮暖流影响锋生强度, 并使沿海岸一带区域夜间降水增大。

关键词: 黑潮, 海岸锋生, 中尺度数值模拟。

一、引 言

沿海地区天气过程一个突出的特征就是海岸锋生。Bosart et al. (1972)^[1]通过对天气图的详细分析, 最早发现新英格兰沿岸地区冬季中尺度锋的特征的存在, 并首先使用“海岸锋生(coastal frontogenesis)”一词来描述这种发生在新英格兰沿岸地区的天气现象。之后, Bosart(1975)^[2]对发生在新英格兰沿岸的海岸锋生现象系统的气候学统计和详细的个例分析表明: 所有海岸锋生发生的情况总是伴随新英格兰东北海上冷性反气旋的存在, 锋生区域位于反气旋的南沿。海岸边界层大气热力层结构的不同, 从海上暖水区吹向大陆的气流由于摩擦作用的不同而产生的风切变和气流辐合, 是导致海岸锋生的成因。Ballentine (1980)^[3]的数值模拟研究验证了 Bosart(1975) 所分析的新英格兰海岸锋生与冷性反气旋的关系, 并显示出海上热通量在海岸锋生中的重要作用。

在我国东海岸很少观测到海岸锋生现象, 这可能与大尺度背景风场及海岸线轮廓形状有关。但在冬季有时会有冷高压南下移至我国东海洋面上, 此时有比较弱的东风气流从黑潮暖区吹向东海岸陆地。申绍华等^[4]已经证实: 背景风场为东风时有利于低层大气的海岸锋生。对于这种背景风场情况下我国海岸的天气过程, 其流场、降水及海岸锋生等, 本文借助中尺度模式 MM4 对其进行比较详细的探讨, 以弥补资料不足带来的认识上的限制。

* 本文于 1997 年 6 月收到。

二、个例选取及模式设计

本文选取 1988 年 2 月 9 日一次天气过程作为个例进行模拟。一般地讲, 亚洲大陆冬季冷高压位于西伯利亚和蒙古一带, 东亚大陆及沿海地区盛行东北季风, 其天气形势不如美国东海岸有利于海岸锋的生成。但我们选择的这个个例, 2 月 7 日冷空气从西伯利亚经我国东北地区南下, 2 月 8 日 12GMT 中心气压值为 1030hPa 的高压系统位于我国东海洋面上, 正好使我国沿海地区处于冷高压的南沿, 有从海面上吹向大陆的向岸气流。这种天气形势颇似美国东海岸冬季海岸锋生时的天气形势。本文选择 2 月 9 日 00GMT(当地时间 08 时) 作为模拟起始时间, 共模拟 24 小时。模式的模拟区域中心取为(27.5°N, 121°E), 水平网格距为 26km。由于海岸锋生是发生在低层大气的天气现象, 高度较低(典型高度值约 1km), MM4 的 15 层高分辨边界层模式, 其垂直方向不足以描述这种天气现象。Doyle & Warner (1993)^[5]在模拟 GALE IOP2 卡罗来纳沿岸的海岸锋生时, 将垂直方向分为 33 层, 其中有 15 层位于 850hPa 之下。本文垂直方向取为 30 层, 即在文献^[6]所列的每层 σ 值中间再加一层。这样, 以 $p_s = 1000\text{hPa}$ 计, 850hPa 之下有 12 层, 以满足本文模拟对垂直分辨率的要求。模拟时边界层物理过程采用 Blackadar^[7]的高分辨边界层参数化方案, 湿过程采用 MM4 中的“resolvable-scale”方案和修订的郭晓岚积云对流参数化方案^[8]。在水面上, z_0 作为摩擦速度 u_* 的函数, 由下式^[9]求出:

$$z_0 = 0.032u_*^2/g + z_{0c}$$

z_{0c} 是背景值, 取为 10^{-4}m 。在陆地上, 粗糙度 z_0 等参数的取值如表 1 所示。本文模拟时的侧边界处理采用海绵边界条件。模式初始条件所用高空探空和地面资料摘自我国探空月报和日本历史天气图。模拟域内海平面气压及海温分布如图 1 和图 2 所示。

表 1 模式计算各参数

| 地表面类型 | Albedo (%) | 水汽利用率 (%) | 发射率 (%, 在 94m) | 粗糙度 (cm) | 热容量 ($\text{cal cm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$) |
|-------|---------------|--------------|-------------------|-------------|---|
| 水面 | 8 | 100 | 98 | 0.0001 | 0.06 |
| 陆面 | 14 | 75 | 95 | 20 | 0.05 |

三、模拟结果分析

本文共作了四个数值试验: 一个控制试验和三个敏感性试验以分析黑潮暖流对我国东南沿海天气的影响:

试验一: 模式中包含所有的物理过程, 即所谓的控制试验, 名之为 CTRL。以下的三个敏感性试验结果将与之作比较;

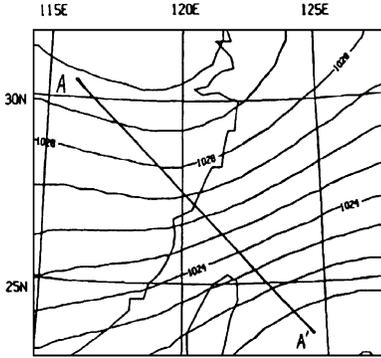


图1 模拟区域初始海平面气压分布
(单位: hPa, 间隔: 1hPa; AA' 为选取的垂直剖面位置)

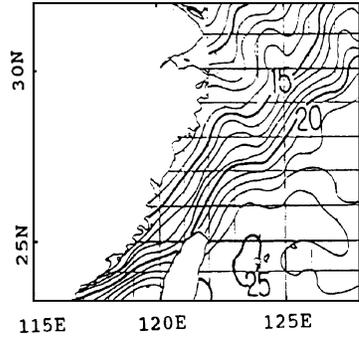


图2 模拟区域 SST 分布

试验二: 令地面感热通量 H_s 为零, 考察 H_s 对海岸锋生的影响, 名之为 NSH;

试验三: 模式中不考虑降水产生的潜热释放, 名之为 NLH;

试验四: 不考虑地面物理过程以及降水产生的潜热释放, 即模式大气是绝热的, 名之为 ADB。

1. 控制试验结果分析

图 3(a)、(b)、(c)、(d) 分别绘出了模拟时间 06、12、18、24 时位温 θ 垂直剖面等值线图(剖面位置如图 1 中线 AA' 所示)。从图 3(a) 06 时(局地时间 14 时)的位温 θ 等值线分布可以看出: 中午, 由于太阳的短波辐射加热, 形成陆地上的对流大气边界层, 强烈的湍流混合, 使陆地上的大气位温呈上下均匀一致的分布, θ 等值线显示: 在靠近海岸的陆地上, 湍流混合作用最大可达 850hPa。图 4(a) 绘出该时刻地面上的感热通量等值线图, 可以看出: 陆地上的感热通量一般在 $50\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 最大值超过 $200\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。模拟时间 12 时(局地时间 20 时) 太阳落山, 由于地面上开始降温, 海陆温差增大, 在沿岸一带形成位温变化较大的区域, 锋生端倪初现。至模拟时间(局地时间次日凌晨 02 时), 海岸锋生成, 在海岸锋生区域水平温度梯度可达 $5\text{K}/50\text{km}$, 而与此时刻对应的地面感热通量在陆地上可达 $-149\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (图 4(b)) 模拟时间 24 时(即次日凌晨 08 时), 锋生斜压带进一步增强, 在 900hPa 之上亦可见锋生现象, 这可能是由于黑潮洋面上持续不断的水汽蒸发和感热加热(从图 4(b) 可知夜间洋面上感热通量为正, 最大值可达 $53.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), 以及降水产生的潜热释放所致。图 5 绘出了模拟时间 24 小时内的平均潜热通量等值线图。可以看出: 洋面上的潜热通量一般超过 $200\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 在黑潮洋面最大值可达 $429\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。可以设想: 夜间, 陆地上由于长波辐射降温形成稳定大气边界层, 而温暖洋面上巨大的潜热释放仍持续不断地加热海洋上的边界层大气, 使海陆温度对比持续增大, 锋生进一步增强。

图 6 绘出了模拟时间 06 时、18 时的 ω 垂直剖面等值线图。中午 14 时(图 6(a)), 陆地上的辐射加热使边界层大气呈现对流上升运动, 最大值可达 $-5\mu\text{b}\cdot\text{s}^{-1}$, 而离岸 200km 范围

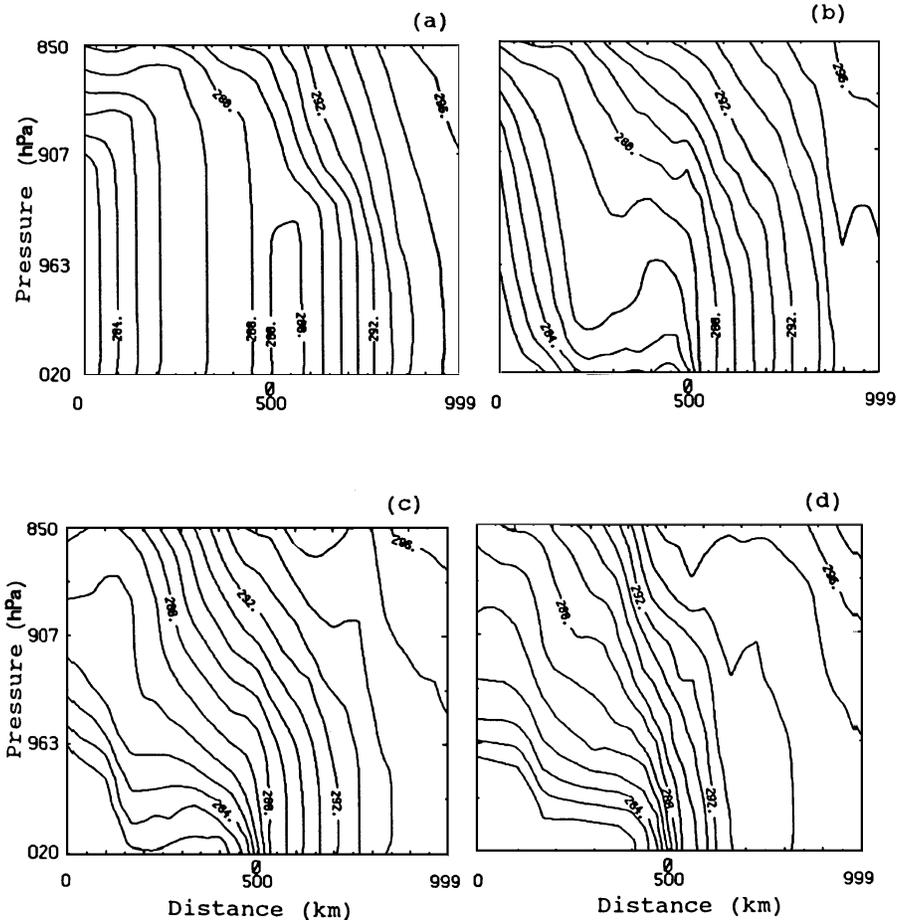


图3 垂直剖面 θ 等值线分布(间隔:1K)

[(a) 模拟时间06时(当地时间14时) (b) 模拟时间12时(当地时间20时)

(c) 模拟时间18时(当地时间次日02时) (d) 模拟时间24时(当地时间次日08时)]

内的海上边界层大气,则表现为补偿性的下沉运动,以补偿陆地上因对流而产生的空气辐合,且下沉运动可深入内地70km;凌晨当地时间02时,海岸锋生成,图6(b)显示了完整的锋环流体系。在锋暖的一侧,气流呈上升运动,最大值可达 $-11.7\mu\text{b}\cdot\text{s}^{-1}$,中心位置位于800hPa;在锋冷的一侧,呈现弱的下沉运动。本文的结果与Bosart(1975)^[2]对新英格兰海岸锋的分析结果(垂直上升速度 $20\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$)和Doyle & Warner(1993)^[5]模拟出的湾流海域海岸锋环流的上升运动速度($-13\mu\text{b}\cdot\text{s}^{-1}$)基本一致。可能由于没有像阿巴拉契亚山脉那样的阻塞作用,冷空气不在海岸附近堆积,这样更有利于垂直环流的发展,因此,我们模拟出的垂直上升运动所及的高度比Doyle & Warner(1993)模拟出的高度要高。

图7绘出了模拟时间06时、18时的近地层大气温度等值线图和风矢量图,可以看出:陆地上的近地层大气有明显的昼夜变化。白天,陆地上近地层大气温度高于海上大气温度,海上空气冷重产生下沉运动且深入内陆,这就使图6(a)的 ω 等值线分布可以得到合理

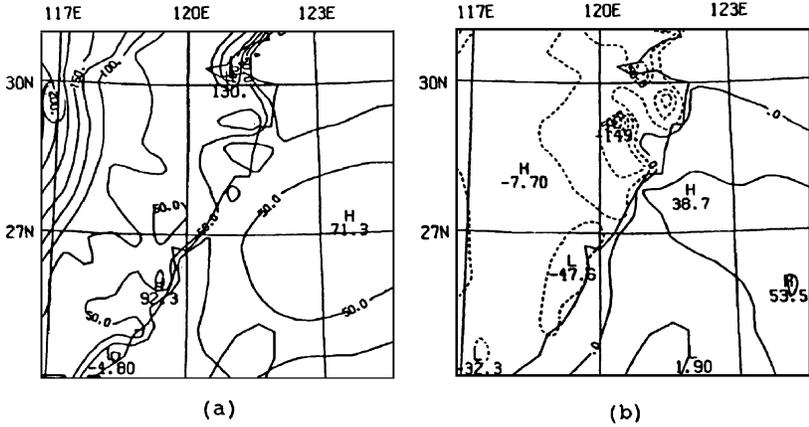


图4 模拟区域地面感热通量等值线图

(等值线间隔: $25W \cdot m^{-2}$)

(a) 模拟时间 06 时(当地时间 14 时) (b) 模拟时间 18 时(当地时间次日 02 时)

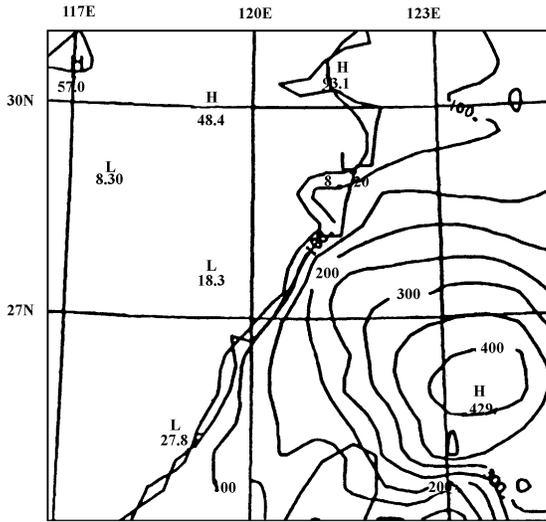


图5 模拟区域 24 小时平均地面潜热通量等值线图

(等值线间隔: $50W \cdot m^{-2}$)

的解释。而在夜间,陆地上近地层大气温度下降,而海上的边界层大气仍被温暖的洋面加热。以 $20^{\circ}C$ 这条等值线为例,局地时间 14 时至次日 02 时,可以看到明显的向海岸这一侧的移动,对比图 7、4(b) 可见:在感热通量大的区域,可以见到对应区域近地层大气温度的升高。海上风场的演变,海上风矢量与海岸线的夹角更大,也朝着有利于锋生的方向发展。陆地上的辐射降温、向岸风的平流输送,加之由于摩擦作用风矢量在海岸附近的变化而产生的水平辐合,形成沿海岸的锋生带。

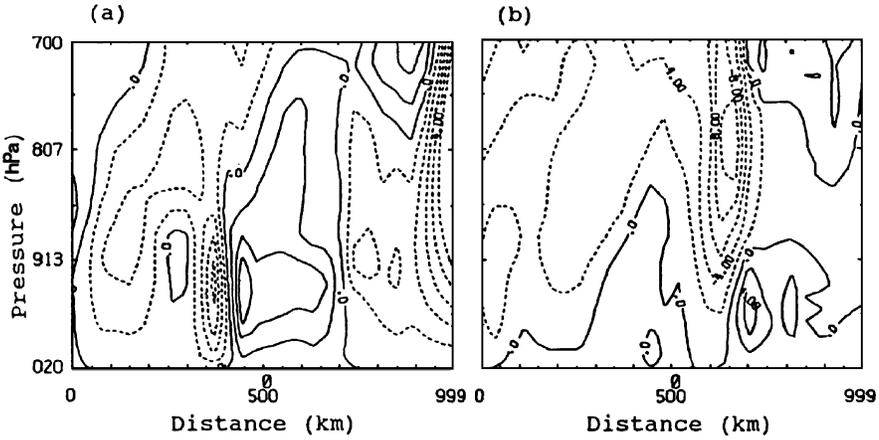


图 6 垂直剖面 ω 等值线图

- (a) 模拟时间 06 时(当地时间 14 时), 等值线间隔: $1\text{mb}\cdot\text{s}^{-1}$
- (b) 模拟时间 18 时(当地时间 02 时), 等值线间隔: $2\text{mb}\cdot\text{s}^{-1}$

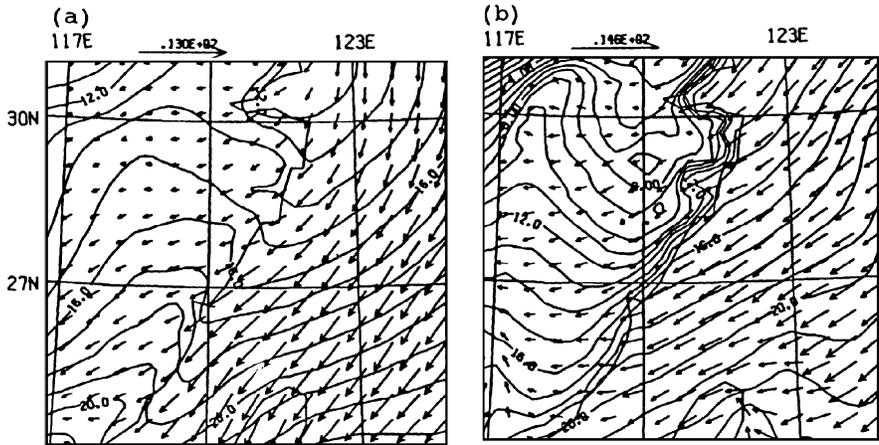


图 7 模式最低层大气($\sigma=0.995$, 高度约 45m)

温度等值线图(间隔: $1\text{ }^{\circ}\text{C}$)与风矢量图

- (a) 当地时间 14 时; (b) 当地时间 02 时

图 8 绘出了夜间 12 小时(模拟时间 12h~ 24h)的积累降水分布等值线图。可以看出: 在海岸附近降水量高于内陆, 最大值在海岸附近, 达 16mm 以上。以 14mm 这条等值线为例, 伸入陆地约 50km, 这与 Marks Jr. et al(1979)^[10]对新英格兰地区海岸锋生造成的降水分布的分析相当符合。白天 12 个小时(模拟时间从起始至 12h)陆地上几乎无降水(图未绘出), 这也同时说明海岸锋生使降水量增加, 在沿海地区降水主要在夜间。

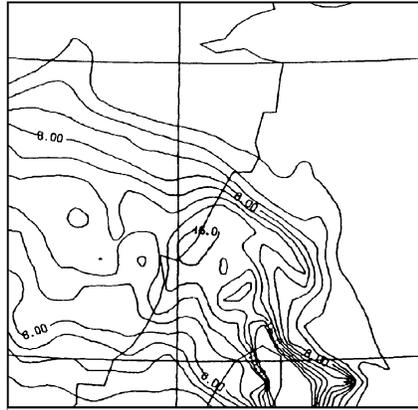


图 8 CTRL 试验模拟得出的夜间 12 个小时(12~24h)的积累降水量等值线分布(间隔:4mm)

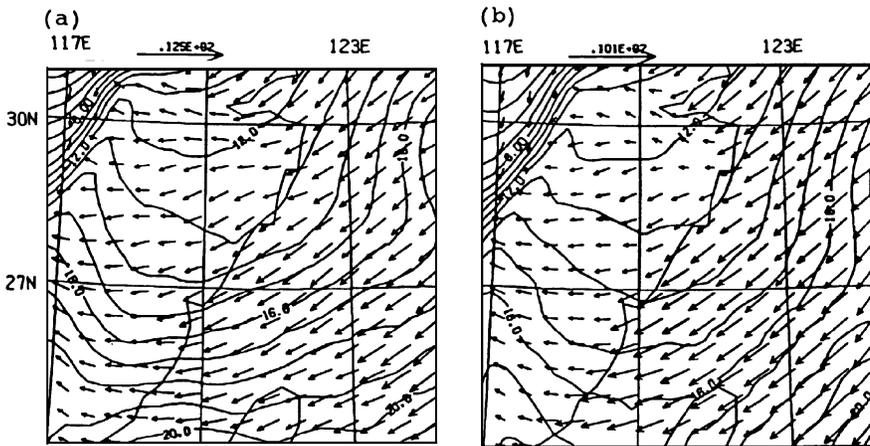


图 9 模拟时间 18 时(当地时间 02 时)模式最低层大气($\sigma = 0.995$, 约 45m)温度等值线图(间隔:1°C)和风矢量图
(a) NSH 试验; (b) ADB 试验

2. 敏感性试验结果分析

图 9 给出了敏感性试验的结果。NSH 试验表明, 由于没有地面感热通量的作用, 白天不出现对流, 只是由于从海上吹来的暖空气的平流作用, 使沿海岸的陆地上等温线稍稍向内陆移了一段距离; 夜晚(凌晨 02 时)近地层等温线显示: 海岸附近没有海岸锋生, 陆地上温度等值线平匀且与风矢量方向大致一致, 这说明在没有 H_s 作用的情况下, 陆地上近地层大气主要受平流作用的影响(图 9(a))。

NLH 试验中, 模拟时间 06 时(当地时间 14 时), 垂直剖面位温分布与 ω 等值线与

CTRL 大致相同(图未给出),这显然是由于中午边界层大气的状况主要是地面感热通量主导的缘故。图 10(b) 显示无潜热释放的作用夜间(当地时间凌晨 02 时) 大气边界层的海岸锋生强度较弱,这说明潜热释放增加锋两侧的温度对比且使暖的一侧垂直上升运动加强,故锋生增强;图 10(a) 也表明夜间近地层大气沿海岸的锋生带减弱。

ADB 试验显示:黑潮洋面上微弱的对流都不能生成,海岸锋不能生成。对比图 9(a)、9(b) 可以看出: NSH 和 ADB 试验模拟时间 18 时(当地 02 时) 近地层大气温度等值线分布十分相似,这说明地面感热通量对近地层的影响最大,但由于 ADB 试验是绝热试验,海上感热输送、水汽蒸发和空中降水潜热释放皆无,故海面上近地层大气的降温更明显。

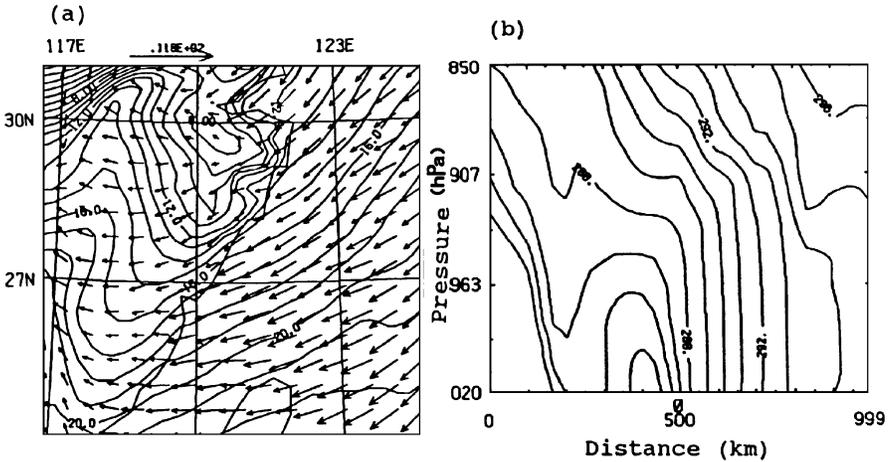


图 10 NLH 试验模拟时间 18 时(当地时间 02 时)

(a) 模式最低层大气($\sigma = 0.995$, 高度约 45m) 温度等值线图(间隔: 1°C)

(b) 垂直剖面位温等值线(间隔: 1K), 横轴: 距离, 单位: km 纵轴: 气压, 单位: hPa

四、结论与讨论

本文成功地模拟了我国东南沿海地区的海岸锋生与降水分布。模拟结果显示:在有利的大尺度背景风场的作用下,我国东南沿岸在夜间可以形成海岸锋生,锋生区域降水量明显增大。敏感性试验显示:感热通量在海岸锋生中起着重要的作用,潜热释放可以使海岸锋生明显增强, ω 等值线图显示在锋生区域形成完整的锋环流系统;而绝热过程不会有海岸锋生成,且在黑潮暖洋面上大气温度亦下降。

本文对我国东南沿海地区近地层大气海岸锋生的模拟,是在以常规资料为初始条件的情况下作出的。因为常规资料相对于我们所要研究的问题,水平分辨率显得不够,经过模式初始化的初始场就显得相对平滑,当模式启动运行之后,主要是局地的物理作用影响模拟的结果。因此,对本文的模拟结果可以这样来理解:我们赋予模式的是比较符合实际的理想场,而模拟出的结果主要反映了局地物理特征对局地环流及天气的影响。这样的结果,对于认识黑潮对局地环流及天气的影响的作用机制,不失为是一种有益的尝试,但与实况天气的

预报还相去甚远, 实况模拟还有待更多的观测资料分析和更详细的研究, 还有很多工作要做。

参 考 文 献

- [1] Bosart, L. F., C. J. Vaudo, and J. H. Helsdon, Jr. Coastal frontogenesis. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 11, 1236~1258, 1972.
- [2] Bosart, L. F., New England coastal frontogenesis. *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, Vol. 101, 957~ 978, 1975.
- [3] Ballentine, R. J., A numerical investigation of New England coastal frontogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 108, 1479~ 1497, 1980.
- [4] 申绍华, 周明煜, 海岸锋生的数值模拟, *海洋学报*, Vol. 15, No. 6, 25~ 36, 1993.
- [5] Doyle, J. D., and T. T. Warner, A numerical investigation of coastal frontogenesis and mesoscale cyclogenesis during GALE IOP 2. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, 1048~ 1077, 1993.
- [6] 许吟隆, 周明煜, 黑潮暖流对我国台湾地区流场及降水影响的数值模拟, *海洋学报*.
- [7] Zhang, D- L., and R. A. Anthes, A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME- 79 data. *J. Appl. Meteor.* Vol. 21, 1594~ 1609, 1982.
- [8] Anthes, R. A., A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 105, 270~ 286, 1977.
- [9] Delsol, F., K. Miyakoda, and R. H. Clarke, Parameterized processes in the surface boundary layer of an atmospheric circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 97, 181~ 208, 1971.
- [10] Marks, F. D. Jr., and P. M. Austin, Effects of the New England coastal frontogenesis on the distribution of precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, 53~ 67, 1979.

NUMERICAL SIMULATIONS ON THE COASTAL FRONTOGENESIS OVER SOUTHEASTERN CHINA COASTAL REGION

Xu Yinlong

(Agrometeorology Institute, Chinese Academy of Agricultural Sciences, Beijing)

Abstract

In this paper, PSU/NCAR mesoscale model, MM4, is used to investigate the effects of the Kuroshio Current-induced baroclinity on the regional circulations and weather over the southeastern China. The numerical results indicate that under the favorable large-scale weather condition, the onshore wind field, the coastal frontogenesis can be seen during nighttime along the southeast coast of China. The intensity of the coastal front is influenced by the Kuroshio Current, and precipitation along the coastal zone will, therefore, increase due to the coastal frontogenesis.

Key words: The Kuroshio Current, Coastal frontogenesis, Mesoscale numerical simulation.