

下垫面热力作用对黄海春季海雾的影响 ——观测与数值试验^{*}

张苏平¹ 任兆鹏^{1,2}

ZHANG Suping¹ REN Zhaopeng^{1,2}

1. 中国海洋大学,物理海洋实验室和海洋-大气相互作用与气候实验室,青岛,266100

2. 青岛市平度市气象局,青岛,266700

1. *Physical Oceanography Lab., Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Lab., Ocean University of China, Qingdao 266100, China*

2. *Meteorological Bureau of Pingdu City, Qingdao, Qingdao 266700, China*

2008-12-29 收稿,2009-04-29 改回.

Zhang Suping, Ren Zhaopeng. 2010. The influence of the thermal effect of underlaying surface on the spring sea fog over the Yellow Sea: Observations and numerical simulations. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(4):439-449

Abstract A sea fog event occurred over the Yellow Sea on 2–3 May, 2008 is investigated in this paper through various observational data and a three-dimensional mesoscale model WRF. The satellite images depict the fog area of almost sea-basin scale at its peak phase, and the fog is a typical cooling advection one that often occurs in the Yellow Sea fog season (from April to July when sea surface is cooler than air temperature) according to the synoptic conditions and sea surface temperatures. The buoy observations near Qingdao show that the surface air temperature (SAT, 2 m above sea level) decreases obviously when fog starts to occur with visibility dropping sharply below 1000 m and that the differences between the SAT and the sea surface temperature (SST, 1 m under water) reduce to less than 0.5°C during the sea fog maintaining. The SAT is even lower than the SST in dense fog with the lowest visibility. The digital soundings indicate that stronger turbulence occurs below 150 m in the lower levels of the marine atmospheric boundary layer (MABL) during fog, reflecting that weaker stability is possibly in favor of sea fog generation. The differences between the SAT and the SST become greater distinctly and the turbulence is weakened in the intensity with its developing levels rising in the dissipation phase of fog. The local air-sea interaction mechanism of momentum transport downward could play a role in the fog process, with higher wind speed as the result responding to warmer SST that is one of the conditions favoring better visibility.

The numerical simulations with the WRF reproduce the variations of fog area and the horizontal visibility with time, which are consistent with the observations by satellite and from buoy. The difference between the SAT and the SST is less in fog areas than that out of fog areas. The effect of sea surface thermal condition on the sea fog is investigated quantitatively through sensitive experiments. The results show that the stability and turbulence under 100 m altitude are sensitive to the variations in the SST. The degree of the sensitivity depends on the water vapor content in the lower levels of the MABL. Under the conditions of lower humidity ($q < 0.5$ g/kg) in the thin fog areas, the stability can decrease ($\partial\theta_v/\partial z \leq 0.01$ K/m) (increase ($\partial\theta_v/\partial z \geq 0.07$ K/m)) obviously with the thin sea fog patch shrinking (enlarging) evidently in the case of the SST risen (dropped) by 1°C; while in the dense fog areas with a higher humidity ($q > 0.6$ g/kg), the effect of changing in the SST on the stability is not so obvious, and the dense sea fog is able to be maintained. Therefore, if the difference of the SST and the SAT is small, even the SST is higher than the SAT, and if the sea fog still exists, the fog should be the dense fog with higher water vapor content. This result is helpful to understanding of the sea fog formation mechanism as well as to its forecasting improvement.

Key words Yellow Sea fog, Sea surface thermal condition, Numerical experiment, MABL, Stability

^{*} 资助课题:国家 863 项目(2006AA09Z149),中国气象局行业专项(GYHY200706031),国家自然科学基金项目(40975003)。

作者简介:张苏平,研究方向:沿海灾害性天气研究和局地海洋-大气相互作用。Email:zsping@ouc.edu.cn

摘要 利用海上浮标站、高分辨率数字式探空仪等多种观测手段和中尺度模式 WRF, 对 2008 年 5 月 2—3 日黄海发生的一次海雾过程进行了观测分析和数值模拟。观测表明, 出现海雾时, 气温明显下降, 气温温差(海表面以上 2 m 气温减海表面以下 1 m 水温)减小, 不足 0.5°C , 浓雾时, 甚至出现海温(SST)高于气温的现象。较强的湍流活动出现在大气边界层低层 150 m 以下。反映了低层大气稳定性减弱, 可能有利于海雾的维持。海雾消散阶段, 海气温差明显加大, 湍流强度减弱, 湍流发展高度升高。海雾过程中, 可能存在动量下传的局地海-气相互作用机制, SST 的升高可使雾中能能见度好转。数值模拟的结果与观测基本一致, 雾区内的气温温差明显小于雾区外, 敏感性试验进一步表明: 100 m 以下气层稳定性和湍流发展条件对 SST 的变化敏感。SST 的变化对稳定度的影响和对雾区范围的影响与近海面的水汽含量有关: 在湿度较小($q < 0.5 \text{ g/kg}$)的薄海雾区, SST 增加 1°C , 稳定度明显减弱($\partial\theta_e/\partial z \leq 0.01 \text{ K/m}$), 海雾面积缩小; SST 下降 1°C , 稳定度增加($\partial\theta_e/\partial z \geq 0.07 \text{ K/m}$), 薄海雾面积增大。在湿度较大($q > 0.6 \text{ g/kg}$)的浓海雾区, SST 的变化对静力稳定度的影响不大, 海雾仍然维持。因此, 当海气温差减小, 甚至出现 SST 高于气温时, 如果仍然有海雾, 则一般是水汽含量比较大的浓海雾。该结果有助于对海雾形成机制的认识。

关键词 黄海海雾, 海表面热状况, 数值试验, MABL, 稳定度

中图法分类号 P435 P404

1 引言

海雾是指在海洋的影响下, 由于水汽凝结而产生的大量水滴使得水平能见度小于 1000 m 的天气现象, 一般是在暖湿空气流经冷海面条件下形成(王彬华, 1983)。海雾不仅直接影响人类海上的各类活动, 还对沿海地区空气质量、人类健康等有重要影响, 因此越来越得到海洋气象工作者和社会各方面的密切关注。

过去海雾观测资料的获取往往是通过沿海岸基气象台或者岛屿气象台, 真正对海雾的海上观测很少。因此, 利用最新的海上浮标站、高分辨率探空等资料, 分析海雾过程中海洋-大气界面水文气象条件和海洋上空大气边界层(MABL)层结条件, 对进一步认识海雾过程非常重要。另外, 数值模式是研究海雾形成机制的重要手段, 并可以在一定程度上弥补海上观测资料的不足。在早期的研究中, 多用一维模式(Bergot, et al, 1994)或二维模式(胡瑞金等, 1997)对海雾进行研究。近年来, 利用三维数值模拟对海雾研究有了较大发展, 如 Koracin 等(2005)利用 MM5 模式对美国加利福尼亚沿岸海雾的形成、发展和消散进行了研究, 发现海洋上空大气边界层中云顶辐射冷却是导致海雾形成的重要原因; 傅刚等(2004)利用 RAMS 模式对黄海地区海雾进行了数值模拟, 取得了较好的模拟结果; Gao 等(2007)用 MM5 模式研究了低空暖湿平流在海雾形成过程中的作用, 并发现雾区对海表面温度(SST)的变化很敏感。但是 SST 的变化对海雾的影响还缺乏定量的分析。对于天气尺度, 海洋对大气的影响主要体现在改变大气边界层的温湿属性, 从而影响海雾的形成、发展和消散, 因此研究海表面热状况对海雾的影响是海雾机制研究的一个重要方面。另外, 作为新一代中尺度数值模式 WRF(Weather Research Forecast), 已经

在降水、陆地大雾的研究中得到应用(冀春晓等, 2007; Zhao, et al, 2008; Liang, et al, 2009), 但其对海雾的模拟能力还少有研究。

本文使用最新的海上浮标站资料、L-波段二次测风雷达和数字式探空仪资料、以及海岛梯度风观测塔资料, 对 2008 年 5 月 2—3 日一次黄海海雾过程进行分析。在此基础上, 用 WRF v3.0 模式进行数值试验, 定量讨论 SST 的变化对海雾发展和消散的影响。

2 资料和方法

2.1 资料

本文使用的资料主要有以下几种: (1)北京星地通卫星应用系统工程技术责任有限公司研发的 DVBS 系统接收的风云 2D(FY-2D)卫星资料; (2)青岛气象台 L 波段二次测风雷达和 GTS1 型数字式探空仪数据(以下简称探空资料), 雷达站位置在黄海沿岸($36^{\circ}04'\text{N}$, $120^{\circ}20'\text{E}$), 海拔高度 75 m, 资料的垂直分辨率为 30 m, 每日北京时 07 和 19 时两个时次探测, 要素有温度、湿度、气压、风向、风速等, 该资料基本能够反映青岛近海的海洋上空大气层结变化特征(张苏平, 2008); (3)青岛近海浮标站观测资料, 要素有海表面以上 2 m 的气温(SAT)、气压、湿度、能见度、风向风速和海表面以下 1 m 的水温(SST), 时间分辨率为每小时 1 次; (4)赤岛(位于青岛近海的小岛, 距离海岸 3 km 左右, 距离浮标站 4 km 左右)梯度风观测塔资料, 高度分别为距离地面(梯度风塔基高出海面 11 m)2、5、8、10、15 和 20 m, 每 5 min 记录一次风向风速; (5)美国国家环境预报中心 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)提供的再分析资料(<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>), 为全球范围格点资料, 水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直分为 17 层, 时间间隔为 6 h; (6)NCEP 的 FNL

(Final Analysis)客观分析资料(<http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/>),全球范围,水平分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$,垂直分为26层,时间间隔为6 h。

2.2 模式简介及模式试验设计

模式模拟的积分区域中心点为(27°N , 122°E),采用双向反馈两重嵌套网格。粗、细网格水平分辨率分别为30和10 km,格点数分别为 60×81 、 85×115 ,垂直方向取35层 σ 坐标^①。通过对海雾过程的数值模拟和采用不同参数化方案的数值试验比较,选择了适合海雾过程的参数化方案(任兆鹏,2009),其中微物理过程采用Lin等方案(Chen 2002);积云对流参数化方案采用具有浅对流并包含水汽、云和水相态的Kain-Fritsch方案(Kain, 1990, 1993);边界层方案采用了Yonsei University (YSU)PBL方案;长波辐射和短波辐射方案采用

MM5中的RRTM方案(Mlawer, 1997)和Dudhia方案(Dudhia, 1989)。

模式积分的初始场采用NCEP提供的FNL客观分析资料,其中SST资料采用FNL资料中的表层温度。积分时刻为2008年5月1日06时(世界时,下同)—4日06时,边界条件每6 h更新。粗、细网格的时间积分步长分别为180和60 s,积分时间72 h,每3 h输出一次模拟结果。在控制试验与观测对比比较一致的情况下,改变下垫面热力学条件,增加和减小SST,定量研究SST变化对边界层稳定性和湍流特征的影响,从而影响海雾的生消。

3 海雾过程卫星云图分析

从2008年5月1日06时(北京时间5月1日14时)的FY-2D可见光卫星云图上(图1a),黄海

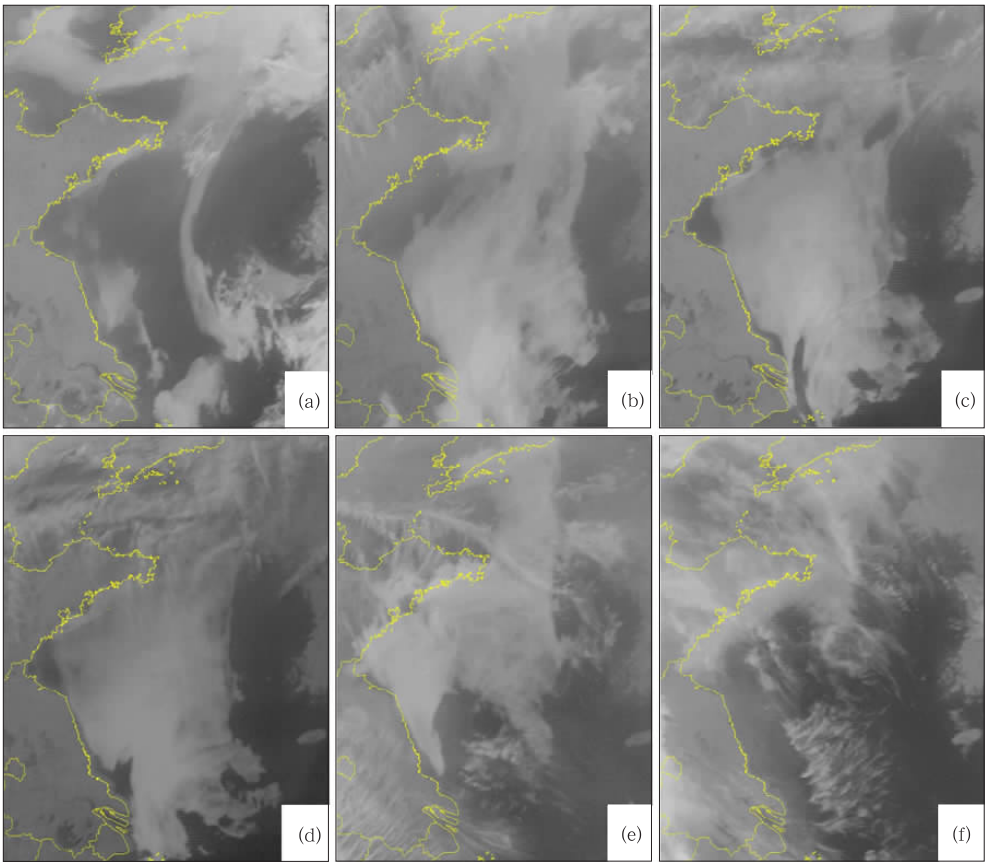


图1 FY-2D卫星可见光图像(a. 5月1日06时, b. 5月2日00时, c. 5月2日06时, d. 5月2日09时, e. 5月3日03时, f. 5月3日06时)
Fig. 1 FY-2D visible cloud images (a. 06:00 UTC 1 May, b. 00:00 UTC 2 May, c. 06:00 UTC 2 May, d. 09:00 UTC 2 May, e. 03:00 UTC 3 May, f. 06:00 UTC 3 May)

① 35层 σ 坐标分别为:1.000, 0.993, 0.983, 0.970, 0.954, 0.934, 0.909, 0.880, 0.845, 0.807, 0.765, 0.719, 0.672, 0.622, 0.571, 0.520, 0.468, 0.420, 0.376, 0.335, 0.298, 0.263, 0.231, 0.202, 0.175, 0.150, 0.127, 0.106, 0.088, 0.070, 0.055, 0.040, 0.026, 0.013, 0.000

局部有乳白色的反照率较高区,为海雾最初形成的标志。至5月2日00 UTC(图1b),雾区已经扩散到整个黄海中部地区,北部达黄海北部的成山头,南部靠近江苏南部沿岸。2日06 UTC(图1c),雾区边界形状与江苏海岸线吻合,反映了陆地热力效应使海雾在陆地上趋于消散。2日09 UTC(图1d),雾区扩散至山东半岛南部沿岸,雾区面积达到最大值。5月3日03 UTC(图1e),雾区南部消散,北部仍然维持。3日06 UTC(图1f),整个雾区逐渐消散。

4 近海面气象水文条件

在海雾发生前72小时内,黄海位于海上高压的后部和中国东部大陆低压的前部,风向以偏南风为主。偏南风有利于将南方洋面上的水汽输送到黄海地区,为海雾的形成提供水汽条件(王厚广等,1997;张红岩等,2005)。5月2日06 UTC,1000 hPa图上(图2),在黄海东南部到朝鲜半岛南部形成闭合高压中心,黄海近海面为冷中心,有利于水汽凝结成雾。观测与数值模拟表明,春季黄海海面常有反气旋存在,该反气旋向黄海西北部输送正湿度平流,有利于成雾,而黄海冷水面对海上反气旋的形成和维持有重要影响(Zhang, et al, 2009)。因此,这次海雾过程

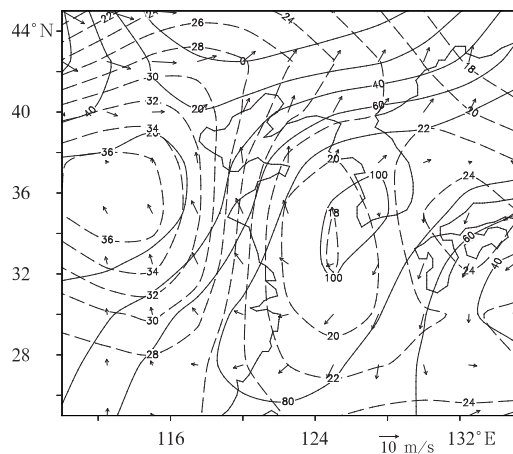


图2 1000 hPa天气图(2008年5月2日06时,实线为位势高度场,单位:gpm,虚线为温度场,单位:°C;箭头为风场,单位:m/s)(资料来自NCEP)

Fig. 2 1000 hPa synoptic map at 06:00 UTC 2 May 2008. (Geopotential height (solid line, unit: gpm), air temperature (dashed line, unit: °C) and wind vector (unit: m/s)) (based on the NCEP reanalysis data)

是典型的黄海春季海雾形势。

图3为青岛近海浮标站观测的2 m气温、SST和能见度随时间的变化曲线。从图中看出在5月2日06时海雾出现前,气温明显高于海温。接近06时,气温明显下降,海气温差(SAT-SST)减小。由于青岛春季的海雾为典型的平流冷却雾,海雾出现时气温的明显下降主要是雾顶长波辐射冷却和雾中湍流混合效应引起(Zhang, et al, 2009)。海雾期间,海气温差维持在大约0.5 °C,两者变化趋势基本一致。在能见度小于500 m的浓雾阶段,海气温差不足0.5 °C。特别是在5月3日17—18时,出现了SAT < SST的情况,而能见度随后出现了最低值,表明海气温差的减小(反映了海气界面稳定度的减弱)可能对浓海雾发展有利,而雾顶的长波辐射冷却和雾层中的湍流又使气温进一步下降。这种机制也是英格兰东部沿海和北海哈雾(haar)发展的主要原因,在哈雾发展过程中,由于长波辐射和湍流混合,最终导致雾中的气温低于海表面水温(Lamb, 1943)。

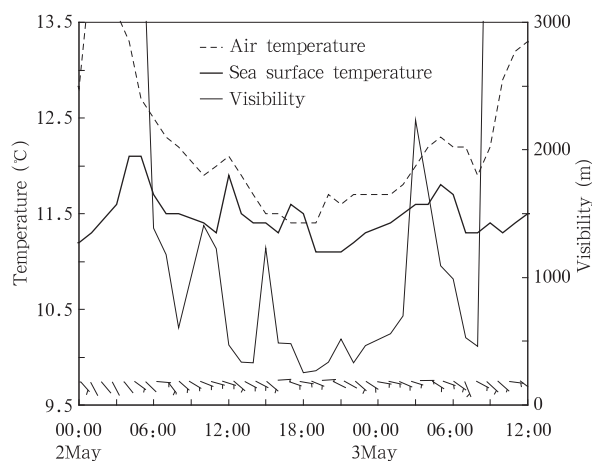


图3 青岛近海浮标站观测的气温(虚线,单位:°C)、SST(粗实线,单位:°C)、能见度(细实线,单位:m)和赤岛梯度风观测塔20 m处的风向风速(风矢,单位:m/s)

Fig. 3 The observations from the buoy station near Qingdao for air temperature (dashed line, unit: °C), SST (thick solid line, unit: °C), and horizontal visibility (thin solid line, unit: m). The wind vectors (unit: m/s) are observed on the 20 m altitude of the observation tower at Chidao Island

由图3还可以看出,在海雾过程中,青岛近海的

SST 有 3 次上升(仪器的误差为 $\pm 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$),前两次 SST 短时上升分别出现在 2 日 12、17—18 时,最明显的是 5 月 2 日 19 时—3 日 05 时,SST 持续上升,能见度从 500 m 提高到 2000 m 以上。海面上空梯度风资料分析表明,在上述海温的上升过程中风向变化不大,但水平风速的垂直切变(2—20 m)有所增大(图略)。根据 Angevine 等(2006)的研究,在稳定的 MABL 中,水平风速的垂直切变增大会导致从大气向海洋的热通量增加,从而使 SST 出现短时涌升。注意到 2 日 19 时以后 SST 持续升高,风速从 3 日 00 时开始逐渐增加,SST 随后开始下降(图 7a)。海温上升使 MABL 中的稳定度减弱,有利于上层动量下传,导致海面风速增强,SST 又会因风速增大而下降。Xie (2004)曾详细讨论了这种动量下传过程,认为是大尺度冷海面海洋-大气相互作用的重要机制之一,热带不稳定波(TIW)的形成过程中也存在这种机制。本次观测分析表明,在黄海海雾过程中,也可能存在类似的局地海洋-大气相互作用机制,但是由于该时段风廓线仪故障,没有观测资料证实动量下传过程。

浮标站能见度资料(图 3)表明,青岛近海海雾出现在 5 月 2 日 06 时—5 月 3 日 08 时。探空资料由于时间分辨率低,相对湿度大于 95% 的条件出现在 5 月 2 日 12 时—5 月 3 日 00 时(图 4a)。在这个时间段内,150 m 以下气温随高度升高有所降低。计算理查逊数(R_i)表明,在 150 m 以下有 $R_i < 0.25$,甚

至 $R_i < 0$ (图 4b),有利于湍流发展。在海雾维持期间,逆温层底的高度大约在 150 m。5 月 3 日 12 时前后,逆温层底的高度迅速抬升至 300 m 以上,200 m 以下有 $0 < R_i < 0.25$,浓海雾已经消散。表明较低的逆温层和近海面(本个例中为 150 m 以下)较强的湍流发展条件,有利于形成一定厚度的雾;而当逆温层底的高度明显抬升,海面湍流层变厚,水汽向上扩散,可以促使海雾消散。该结论与张苏平等(2008)对春季海雾的讨论结果一致。

以上观测事实表明,在海雾开始出现的时间段里(如青岛近海 5 月 2 日 03—06 时),海面气温迅速降低,在海雾维持阶段,海气温差较小($< 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$),湍流混合较强($R_i < 0.25$),但湍流发展的高度相对较低($< 150\text{ m}$),海雾消散阶段,海气温差明显增大,3 日 12 时探空资料表明,湍流发展强度减弱,但高度增加($> 200\text{ m}$)。在海雾过程中,SST 的升高可能使能见度有所好转,而 SST 的升高可能与海面风速的减小和低空水平风速切变的增加有关。梯度风和探空资料还表明,在这次海雾过程中海面一直以东南风为主(图 3),海雾消散阶段海面风向仍然是东南风,与前人指出的雾消散是由于转偏北风的原因不同,因此可以认为,海雾的发展、维持和消散与下垫面热状况、MABL 低层的湍流条件有着密切的关系。为了进一步研究下垫面热状况和海上大气边界层低层稳定性对海雾的影响,使用中尺度模式 WRF 对此次海雾过程进行了数值模拟和数值试验。

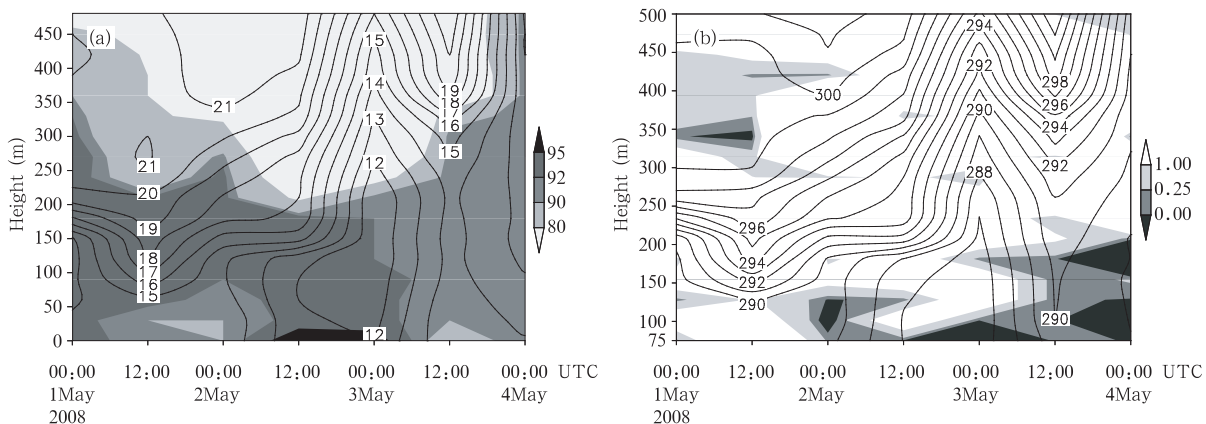


图 4 青岛站探空廓线 (a. 温度($^{\circ}\text{C}$,等值线)和相对湿度(% ,阴影);
b. 虚位温(K,等值线)和理查逊数(阴影))

Fig. 4 Sounding profiles at Qingdao for (a) temperature (contour, $^{\circ}\text{C}$), relative humidity (shaded, %);
(b) virtual potential temperature (contour, K) and the Richardson number (shaded)

5 数值模拟

5.1 控制实验

根据海雾的定义,能见度是辨别海雾区的重要物理量。在大气为水平均一的情况下,气象能见度可以根据大气消光系数计算得出,即柯喜密什公式(Koschmiede, 1924)。结合模式给出的物理量, Kunkel (1984), Stoelinga 等(1999)建立了能见度计算公式

$$X_{\text{vis}} = -\ln \frac{0.02}{\beta}$$

其中 X_{vis} 是水平能见度, 单位: m, β 是消光系数, 由云水消光系数、雨水消光系数、云冰晶消光系数和雪消光系数 4 部分组成。由于春季黄海海雾过程中没有冰晶和降雪, 一般也没有降水, 能见度主要受云水消光系数的影响, 有

$$X_{\text{vis}} = -\ln \frac{0.02}{144.7(\rho \cdot q)^{0.88}} \quad (1)$$

其中 q 为液态水含量 (kg/kg), ρ 为大气密度 (g/m^3)。傅刚等(2004)和 Gao 等(2007)用式(1)较好地模拟了春季黄海海雾中的能见度。本文即采用该公式计算能见度。

图 5a—5f 是由模式第一层云水混合比所计算出大气水平能见度的分布图。可以看到在模式积分 6 h 以后(5 月 1 日 12 时, 图 5a), 在黄海中部海域上形成了一个能见度低值区, 最低能见度小于 50 m。至 5 月 2 日 00 时(图 5b), 此能见度低值区已扩展到整个黄海中部海域, 并与山东半岛东部海岸线重合, 最低能见度区在成山头附近。24 h 后(图 5c), 低能见度区南部扩展至江苏南部沿岸地区, 27 h 后(图 5d), 扩展至山东南部沿海, 覆盖整个黄海海域, 能见度低值区达到最大面积。至 5 月 3 日 03—

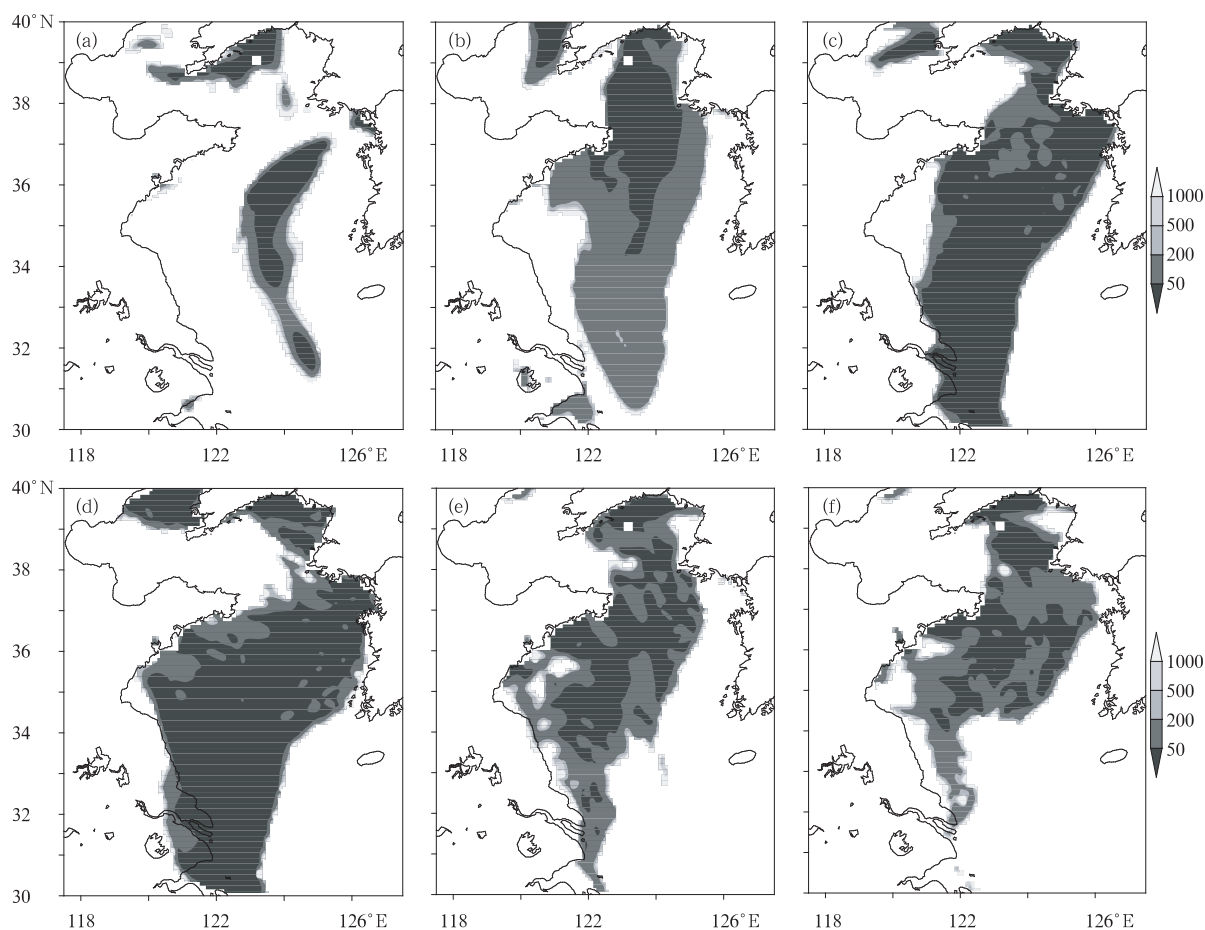


图 5 模式第一层大气水平能见度(m)

(a. 5 月 1 日 12 时, b. 5 月 2 日 00 时, c. 5 月 2 日 06 时, d. 5 月 2 日 09 时, e. 5 月 3 日 03 时, f. 5 月 3 日 06 时)

Fig. 5 Simulated horizontal visibility (m) at the first model level

(a. 12:00 UTC 1 May, b. 00:00 UTC 2 May, c. 06:00 UTC 2 May, d. 09:00 UTC 2 May, e. 03:00 UTC 3 May, f. 06:00 UTC 3 May)

06 时(图 5e—5f),此能见度低值区开始由南至北逐渐消失。对比同时刻 FY-2D 卫星的可见光云图(图 1),模式所得的能见度低值区与雾区配合比较一致,说明模式可以比较好地反映出此次海雾的发生、维持和消散过程。

经式(1)计算,在能见度小于 1000 m 的条件下,云水混合比约大于 0.2 g/kg。图 6 为模拟的 5 月 2 日 12 时海气温差(海表面水温减 50 m 高度处的气温)和云水混合比沿 34°N 的剖面图。可以看出在 122.5°—123.3°E 是云水混合比大于 0.6 g/kg 的浓厚雾区(以下简称浓海雾区),两侧为云水小于 0.5 g/kg 的厚度较薄的雾区(以下简称薄海雾区)。雾区内海气温差一般在 0—1 °C,雾区外的海气温差小于 -1 °C,浓海雾区雾顶高度在 250 m 左右,薄海雾区雾顶高度在 50 m 左右,与青岛的探空观测基本符合(图 4)。另外,模拟的温、湿度垂直廓线反映出了逆温层和湍流混合层(相对湿度≈常数)的存在,但湍流混合层高度比实际观测结果偏低(图 7b)。值得一提的是模式成功地模拟出了 3 日 03 时左右能见度的升高(图 7a),说明模式对这次海

雾过程的主要特征有较好的模拟能力。模拟结果表明,在水平能见度升高之前的 5 月 2 日 18 时至 5 月 3 日 00 时,风速由 14 m/s 降至 12 m/s,气温有所上升,与观测分析结论一致。

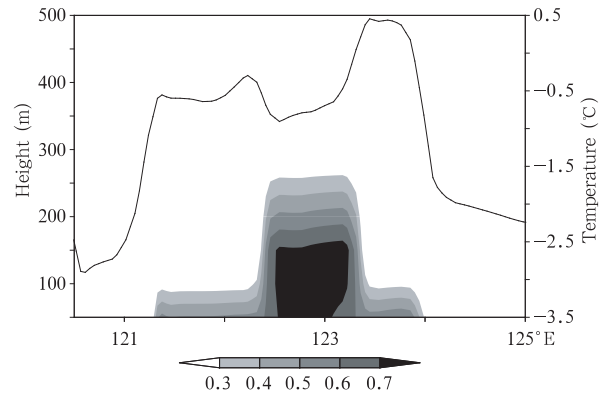


图 6 5 月 2 日 12 时模式的云水混合比(g/kg,阴影)和海气温差(°C,曲线)沿 34°N 剖面图

Fig. 6 Altitude-longitude cross section along 34°N for simulated cloud water mixing ratio (shaded, g/kg) and the difference between the sea surface and its adjacent air temperature (solid line, °C) at 12:00 UTC 2 May

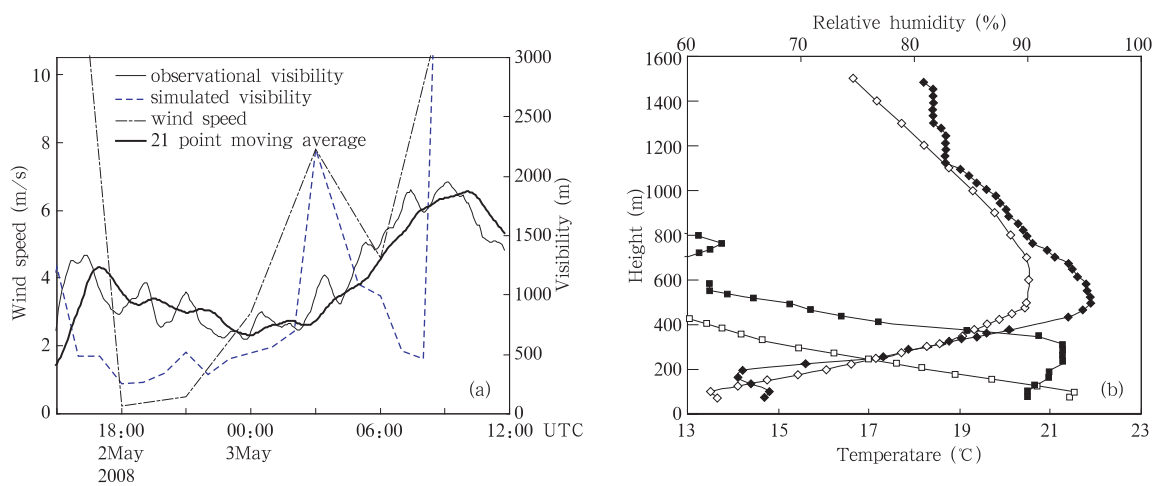


图 7 2008 年 5 月 2 日 12 时(a)能见度(虚折线为模拟结果,实折线为观测结果),观测的海面风速(点划线)和 21 点滑动平均拟和(粗实线);(b)温度(方形)和相对湿度(菱形)垂直廓线(空心为模拟结果,实心为观测结果)

Fig. 7 (a) Visibilities (the simulated, dashed line and the observational, solid line) and observed surface wind speed (dot dash line) with its 21-point moving average (bold solid); (b) vertical profiles of temperature (square) and relative humidity (diamond) at 12:00 UTC 2 May 2008 (The simulated, hollow and the observational, solid)

5.2 敏感性试验

为了进一步定量研究下垫面热状况对海雾发展

的影响,对 SST 的变化进行了 6 个敏感性试验(表 1)。

表1 敏感性试验

Table 1 Sensitivity experiments

名称	元素
敏感试验 01(Sen-Exp01)	整个海区 SST 升高 1 °C
敏感试验 02(Sen-Exp02)	整个海区 SST 降低 1 °C
敏感试验 03(Sen-Exp03)	整个海区 SST 升高 2 °C
敏感试验 04(Sen-Exp04)	整个海区 SST 降低 2 °C
敏感试验 05(Sen-Exp05)	整个海区 SST 升高 0.5 °C
敏感试验 06(Sen-Exp06)	整个海区 SST 降低 0.5 °C

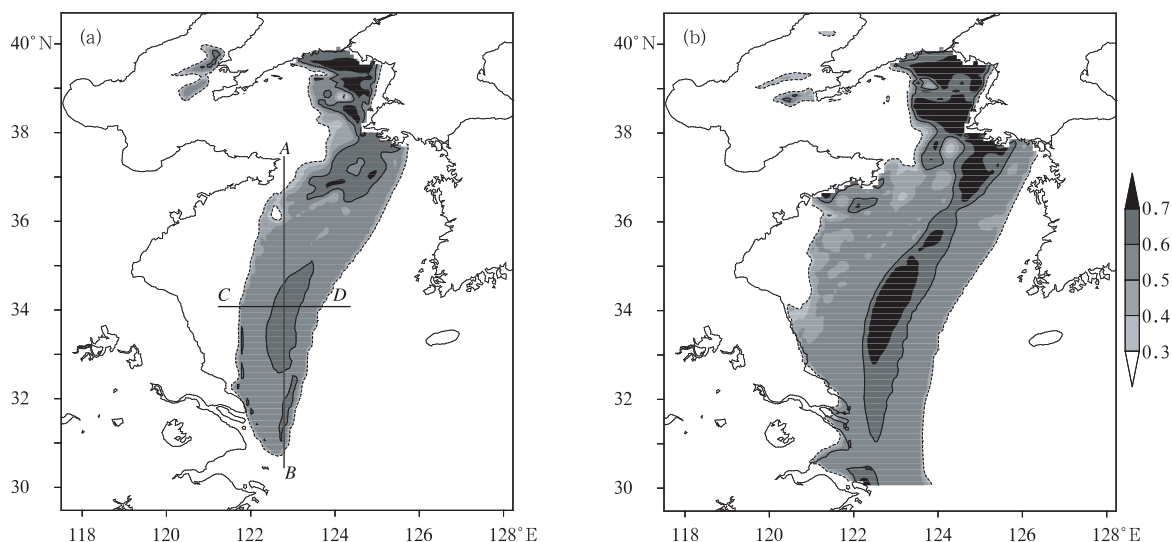


图8 5月2日12时模式第1层云水混合比(g/kg)

(a. 敏感试验 01(SST + 1 °C); b. 敏感试验 02(SST - 1 °C))

Fig. 8 Simulated cloud water mixing ratio at the first model level (g/kg) at 12:00 UTC 2 May.

(a) Sen-Exp01 (SST + 1 °C), (b) Sen-Exp02 (SST - 1 °C)

感试验 03—06 增减温试验的结果与前两个试验趋势是相同的,减温后的海雾面积增大,减温越大,面积增大越大;增温后海雾面积减小,升温越多,面积减小越多。下面重点讨论敏感试验 01 和 02。

沿图 8a 中 CD 线作 $\partial\theta_v/\partial z$ 高度-经度剖面(图 9)可以看出,在 01、02 两个敏感试验中,虽然 500 m 以下 $\partial\theta_v/\partial z$ 都为正值,即是静力稳定的(王衍明, 1993),但增加或者降低 SST,对近海面(100 m 以下)气层的稳定性影响较大。SST 增加 1 °C 的条件下,气层稳定性减弱,近海面 $\partial\theta_v/\partial z$ 的值为 0.01—0.04 K/m(图 9a);SST 降低 1 °C 后,气层稳定性加强,近海面 $\partial\theta_v/\partial z$ 的值为 0.02—0.08 K/m(图 9b)。对 100 m 以上稳定度的影响不大。注意到在 122.5°—123°E 的浓海雾区,两个试验的 $\partial\theta_v/\partial z$ 值均在 0.02 K/m 左右,而周围的薄海雾区稳定度在 0.06—0.08 K/m,表明较弱的稳定性可能有利于浓

敏感试验 01 和 02 的第 1 层云水混合比如图 8a、b 所示,图中阴影区域表示云水混合比大于 0.2 g/kg 的雾区。相比于控制试验的结果(图 5a—f),当黄海水区 SST 升高 1 °C 后雾区有明显的减小,只分布在 122°—124°E 附近的狭长区域里,浓海雾区分布在黄海北部和(34°N, 123°E)附近(图 8a);当海区 SST 降低 1 °C 后,雾区有明显扩大(图 8b)。敏

海雾的发展和维持,支持了观测所得结论。当然,浓雾中较强的湍流也对稳定度有反馈效应。

SST 的变化对稳定度的影响和对雾区范围的影响与 MABL 低层的水汽含量有关。在湿度较小的薄海雾区,如 121.5°E 附近,SST 的增加,使稳定度明显减弱($\partial\theta_v/\partial z \leq 0.01$ K/m,海雾面积缩小(图 9a);而 SST 下降,稳定度明显增加($\partial\theta_v/\partial z \geq 0.07$ K/m),薄海雾面积增大(图 9b)。在湿度较大的浓海雾区,SST 的变化对稳定度的影响不大,海雾仍然维持。因此,海面热力状况对海雾生消的影响如何要视近海面水汽量大小而定。在水汽含量较高的情况下($q > 0.6$ g/kg),海温升高,海雾维持。而当水汽量较低时($q < 0.5$ g/kg),海温升高,稳定度会明显减弱,海雾面积减小;海温下降,稳定度增强,薄海雾发展。因此,当海气温差减小,甚至出现 SST 高于气温时,如果仍然有海雾,则一般是水汽含量比

较大的浓海雾。该结论在一定程度上解释了为什么7月黄海海雾最浓、最厚,持续时间长(王彬华,

1983;Zhang, et al,2008),7月的海气温差较5、6月小,而且水汽量最大。

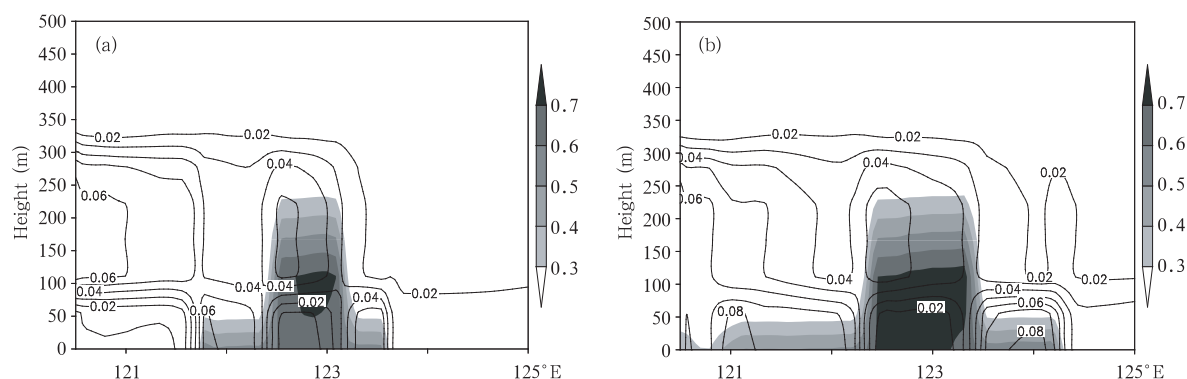


图9 2008年5月2日12时模拟的云水混合比(g/kg,阴影)和 $\partial\theta_v/\partial z$ (K/m,等值线)沿图8a中CD线的垂直剖面(a.敏感试验01(SST+1 °C),b.敏感试验02(SST-1 °C))

Fig. 9 Vertical cross sections of simulated cloud water mixing ratio (shaded, g/kg) and $\partial\theta_v/\partial z$ (contour, K/m) along the line CD in Fig. 8a at 12:00 UTC 2 May (a. Sen-Exp01 (SST + 1 °C), b. Sen-Exp02 (SST - 1 °C))

图10为5月2日12 UTC两个敏感试验的云水混合比和 Ri 沿图8a中AB线的垂直分布。当SST增加1 °C后(图10a),50 m以下的 Ri 小于1,湍流可以维持或者发展,浓海雾区维持,薄海雾区缩小。当SST降低1 °C后(图10b), Ri 小于1的区域

紧紧贴着海面,湍流维持的高度较低,海雾面积相比Sen-Exp01雾区明显增大。同时注意到,SST增加,雾中心(最大含水量区)有所升高,表明在一定的水汽量条件下,如果湍流进一步加强很可能导致海雾抬升。

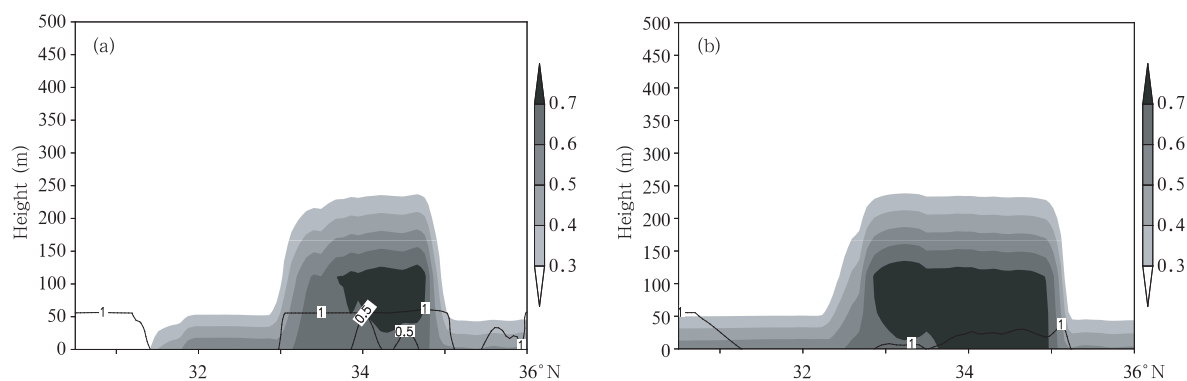


图10 2008年5月2日12时模拟的云水混合比(g/kg,阴影)和理查逊数(等值线)沿图8a中AB线(123°E)的垂直剖面(a.敏感试验01(SST+1 °C),b.敏感试验02(SST-1 °C))

Fig. 10 As in Fig. 9 but for the Richardson number (contour) and along the line AB in Fig. 8a

6 结论与讨论

本文利用青岛近海浮标站、赤岛梯度风观测塔、高分辨率数字式探空仪等多种观测资料,对2008年5月2—3日黄海发生的一次海雾进行了观测分析,在资料分析的基础上,用WRF模式对此次海雾过

程进行了数值模拟,得到以下结论:

(1) 观测表明,出现海雾时,气温明显下降,海气温差减小,不足0.5 °C,浓雾时,甚至出现海温高于气温($SST > SAT$)的现象;较强的湍流活动出现在大气边界层底层150 m以下。反映了低层大气稳定性减弱,可能有利于海雾的维持。海雾消散阶

段,海气温差明显加大,湍流强度减弱,湍流高度升高。观测资料的分析还表明,海雾过程中,可能存在动量下传的局地海-气相互作用机制。由于风速变化导致的 SST 的变化可能对能见度有影响,模式模拟的结果也证明了这一点。

(2) 使用中尺度模式 WRF 对此次海雾过程进行数值模拟。控制试验表明,模式反映的海雾的范围、生消时间与卫星观测的结果基本一致,雾中气海温差较小雾区外;模式反映的水平能见度与浮标站能见度的变化趋势一致;模式反映的温度和湿度垂直廓线基本能反应大气边界层的层结特征,但湍流混合的高度较实际情况偏低。

(3) 敏感性试验表明,黄海海区 SST 升高 ($0.5\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$),海雾面积减小,升温越多,面积减小越多;SST 降低 ($0.5\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$),雾区扩大,减温越大,雾区面积增大越大。100 m 以下气层稳定性对 SST 的变化敏感,增加 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的条件下,湍流维持或者发展 ($Ri < 1$) 的高度较高,浓海雾区的 Ri 小于薄海雾区, $\partial\theta_v/\partial z$ 的值为 $0.01\sim 0.04\text{ K/m}$;SST 降低 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 后, $Ri < 1$ 的高度降低,紧贴海面, $\partial\theta_v/\partial z$ 的值为 $0.02\sim 0.08\text{ K/m}$;而浓海雾区 $\partial\theta_v/\partial z$ 值均在 0.02 K/m 左右,表明较弱的稳定性可能有利于浓海雾的发展和维持,支持了观测所得结论。

(4) 敏感性试验还表明,SST 的变化对稳定度的影响和对雾区范围的影响与 MABL 低层的水汽含量有关。在湿度较小 ($q < 0.5\text{ g/kg}$) 的薄海雾区, SST 增加,稳定度明显减弱 ($\partial\theta_v/\partial z \leq 0.01\text{ K/m}$),海雾面积缩小;而 SST 下降,稳定度明显增加 ($\partial\theta_v/\partial z \geq 0.07\text{ K/m}$),薄海雾面积增大。在湿度较大 ($q > 0.6\text{ g/kg}$) 的浓海雾区, SST 的变化对稳定度的影响不大,海雾仍然维持。因此,当海气温差减小,甚至出现 SST 高于气温时,如果仍然有海雾,则一般是水汽含量比较大的浓海雾。如果水汽量较少, SST 的升高很可能导致雾散。该结论在一定程度上解释了为什么青岛 7 月的海雾雾性最浓、雾层最厚。同时也说明 SST 对海雾影响机理的复杂性。

局地气温的下降成因有平流、辐射、垂直运动等,根据观测资料分析,此次海雾出现时气温下降的主要原因可能是长波辐射和湍流混合,但本文没有对此过程作进一步的诊断和讨论。浮标站观测表明,在海雾维持阶段, SST 的升高与能见度关系非常密切,本文根据风切变推断有海气界面向下热通量的

增加,但没有直接的热通量测量结果。对于海雾过程中局地海洋-大气相互作用机理也需要更多的观测和理论研究加以证实。另外,模式模拟的湍流混合(相对湿度 $\approx$ 常数)高度比实际观测结果要低,有待于模式边界层方案的进一步改进和模式初边值场的进一步改善。能见度反演的参数化方案还有待于用更多的对比观测结果进行验证和改善。最后,本文的研究还表明,海雾的发生、发展和消散成因是非常复杂的,要对海雾做出比较成功的预报,还有很长的路要走。

致谢:青岛市气象局提供了浮标站、梯度风观测塔、探空等资料,中国海洋大学张纪伟和孟宪贵两位研究生协助对卫星资料和梯度风资料进行处理,特此致谢。

参考文献

- 傅刚,王菁茜,张美根等. 2004. 一次黄海海雾事件的观测与数值模拟研究. 中国海洋大学学报, 34(5): 720-726
- 胡瑞金,周发琇. 1997. 海雾过程中海洋气象条件影响数值研究. 青岛海洋大学学报, 27(3): 282-290
- 冀春晓,陈联寿,赵放. 2007. 登陆台风 Matsa 维持机理的数值研究. 气象学报, 65(6): 887-904
- 任兆鹏. 2009. 下垫面热力作用对黄海春季和夏季海雾的影响——个例的观测分析与数值试验[D]. 山东青岛: 中国海洋大学
- 王彬华. 1983. 海雾. 北京: 海洋出版社, 352pp
- 王厚广,曲维政. 1997. 青岛地区的海雾预报. 海洋预报, 14(3): 52-57
- 王衍明. 1993. 大气物理学. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 218pp
- 张红岩,周发琇,张晓慧. 2005. 黄海春季海雾的年际变化研究. 海洋与湖泊, 36(1): 36-42
- 张苏平,杨育强,王新功等. 2008. 低层大气季节变化及与黄海雾季的关系. 中国海洋大学学报, 38(5): 689-698
- Angevine, Wayne M, Hare J E, et al. 2006. Structure and formation of the highly stable marine boundary layer over the Gulf of Maine. J Geophys Res, 111, D23522, doi:10.1029/2006JD007465
- Bergot T, Guedalia D. 1994. Numerical forecasting of radiation fog. Part I: Numerical model and sensitivity tests. Mon Wea Rev, 122: 1218-1230
- Chen S H, Sun W Y. 2002. A one-dimensional time dependent cloud model. J Meteor Soc Japan, 80: 99-118
- Dudhia Jimmy. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. J Atmos Sci, 46: 3077-3107
- Gao Shanhong, Lin Hang, Shen Biao. 2007. A heavy sea fog event over the Yellow Sea in March 2005: Analysis and numerical modeling. Adv Atmos Sci, 24(1): 65-81
- Kain J S, Fritsch J M. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization.

- J Atmos Sci, 47: 2784-2802
- Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme// Emanuel K A, Raymond D J. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Amer Meteor Soc, 246pp
- Koraćin D, Businger J A, Dorman C E, et al. 2005. Formation, evolution, and dissipation of coastal sea fog. Boundary-Layer Meteor, 117:447-478
- Koschmieder H. 1924. Theories der horizontalen Sichtweite. Beitr Phys Atmos, 12: 33-53
- Kunkel B A. 1984. Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models. J Clim Appl Meteor, 23: 34-41
- Lamb H. 1943. Haars or North Sea fogs on the coasts of Great Britain. Meteorology Office Publication M. M. 504, 24pp
- Liang Aimin, Zhang Qinghong, Liu Kaiyu, et al. 2009. The 3D-var data assimilation experiments on a dense fog event over the central plain of China. Acta Meteor Sinica, 23 (1): 116-127
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. J Geophys Res, 102 (D14), 16663-16682
- Stoelinga M T, Warner T T. 1999. Nonhydrostatic mesobeta-scale model simulations of cloud ceiling and visibility for an east coast winter precipitation event. J Appl Meteor, 38:385-404
- Xie Shangping. 2004. Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. Bull Amer Meteor Soc, 84: 195-208
- Zhang Suping, Ren Zhaopeng, Liu Jingwu, et al. 2008. Variations in the lower level of the PBL associated with the Yellow Sea fog-New observations by L-band radar. J Ocean Univ China, 7 (4): 353-361
- Zhang Suping, Xie Shangping, Liu Qinyu, et al., 2009. Seasonal variations of Yellow Sea Fog: Observations and Mechanisms. J Clim, 22(24): 6758-6772
- Zhao Yuchun, Li Zechun, Xiao Ziniu. 2008. A diagnostic and numerical study on a rainstorm in South China induced by a northward-propagating. Acta Meteor Sinica, 22(3): 284-302