

海雾对沿海地区的影响程度初探 ——2008 年春季两次黄海海雾过程分析*

孙健翔^{1, 2} 黄辉军^{3, 4①} 张苏平^{1, 2①} 刘敬武^{1, 2} 王 倩^{1, 2}

(1. 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室 青岛 266100; 2. 中国海洋大学海洋-大气相互作用与气候实验室 青岛 266100; 3. 中国气象局广州热带海洋气象研究所中国气象局/广东省区域数值天气预报重点实验室 广州 510080; 4. 中国气象局广州热带海洋气象研究所海洋气象联合开放实验室 广州 510080)

摘要 利用多种观测资料、再分析资料和 WRF 模式, 对 2008 年 4 月 29—30 日和 5 月 2—3 日两次黄海春季海雾进行对比分析, 研究黄海海雾影响沿海地区的因素。分析表明: (1)两次海雾过程均属于平流冷却雾过程。在低层水平方向上, 合理的高、低压配置, 使气流持续地从暖湿海面输送到冷海面上, 有利于形成深厚的海雾, 进而在海风的作用下影响沿海地区。在垂直方向上, 边界层内上干下湿的结构有利于海雾的发展与维持。(2)边界层内稳定持续的逆温层结构, 使水汽在逆温层内累积, 有利于海雾的发展与维持。雾顶的长波辐射冷却作用以及雾层内适度的湍流有利于海雾的发展与维持; 而低层风速增大会引起机械湍流的迅速增长, 进而导致海雾消散。(3)海雾影响明显时, 对应黄海海域上空的暖平流较强, 水汽通量较大, 暖湿平流来源于较暖的海面。反之, 对应黄海海域上空的暖平流较弱, 水汽通量较小, 暖湿平流来源于较冷的海面。

关键词 海雾; 沿海地区; 边界层结构; 平流输送; 数值模拟

中图分类号 P732 **doi:** 10.11693/hyhz20161200275

海雾(Sea fog)是指在海洋的影响下, 在海上或海岸、岛屿区由于水汽凝结而产生的大量水滴使得水平能见度小于 1km 的天气现象(王彬华, 1983)。海雾一方面会直接影响海上作业; 另一方面, 如果海雾影响沿海地区(是指在海上已经形成的海雾, 在海风的作用下, 平流到陆地上的现象), 则会使沿岸能见度明显下降, 影响沿海地区高速公路和机场以及居民的生产生活。

由于海雾形成和发展的物理机制不同, 不同类型海雾影响沿海地区的程度可能有所差异。王彬华(1983)中将海雾分为平流雾、混合雾、辐射雾和地形雾四类, 其中, 中国沿海的海雾以平流雾中的平流冷却雾为主, 一般是暖湿空气流经冷海面条件下形成

的。Lewis 等(2004)总结前人的研究后指出, 海雾主要分为平流雾[对应于王彬华(1983)的平流冷却雾, 以下统一称为平流冷却雾]、热力浮力雾、辐射冷却雾和蒸发雾。Taylor(1917)在分析纽芬兰岛附近海雾的观测资料后认为, 平流冷却雾会演变出两类不同的海-气边界层结构, 一种是气温高于海温, 一种是气温低于海温。中国沿海的海雾也发现了这一特征(王彬华, 1983; Zhang *et al.*, 2012; Huang *et al.*, 2015)。Koračin 等(2014)在世界范围内对这两种不同海气温差结构的海雾进行了详细的讨论, 指出雾顶的长波辐射冷却是海雾过程中维持气温低于海温的主要因子。Huang 等分析(2015)表明, 平流冷却雾中气温普遍高于海温的雾, 其发生发展和维持的主导因子是

* 国家自然科学基金, 41576108 号, 41275025 号; 青岛市民生科技计划项目, 15-92-114-NSH 号; 广东省气象局科学技术研究项目, 2013B06 号。孙健翔, 硕士研究生, E-mail: sunzba@qq.com

① 通讯作者: 黄辉军, 副研究员, E-mail: hjhuang@grmc.gov.cn; 张苏平, 教授, E-mail: zsping@ouc.edu.cn

收稿日期: 2016-12-14, 收修改稿日期: 2017-01-23

暖湿平流的输送(Taylor, 1917; Lamb, 1943; 黄健, 2010; Huang *et al.*, 2011); 而气温低于海温的雾, 其发生发展和维持的主导因子是雾顶长波辐射的冷却(Petterssen, 1938; Emmons *et al.*, 1947; Leipper, 1948; Findlater *et al.*, 1989)。

海雾影响沿海地区的方式, 受到当地气候条件、天气形势、边界层结构, 以及海气和陆气界面气象要素的约束, 同时水汽输送也非常重要。Lamb(1943)指出苏格兰沿海的海雾经常在夜间影响沿海地区, 之后与陆地的辐射雾的特性相似, 很难区分。Findlater等(1989)指出, 苏格兰沿海的海雾形成后, 会受到海陆风的影响, 并随海风进入沿岸地区。Leipper(1994)分析了美国加州沿岸海雾的发生发展过程, 指出逆温层底的高度越低, 越有利于海雾的形成。海雾形成后, 在微风的吹送下进入沿岸地区, 此时沿海地区逆温层底的高度同样影响着海雾的消散与抬升。之后, Koračin 等(2001)用数值模式的模拟研究证实了这些演变规律。

黄海是中国沿海海雾发生频率最高的区域, 海雾的高发时段为 4—7 月(王彬华, 1983; 周发琇等, 1986; Zhang *et al.*, 2009)。前期研究表明, 黄海海域海雾的发生发展与有利的天气形势、来自南方的暖湿空气输送(王彬华, 1983; 周发琇等, 2004; 王鑫等, 2006; 张苏平等, 2008; 白慧等, 2010), 以及海气边界层结构演变(傅刚等, 2004; 胡瑞金等, 2006; Gao *et al.*, 2007; 黄彬等, 2009; 张苏平等, 2014a)等因素密切相关。黄彬等(2014)通过观测阐述了水汽输送和边界层特征对海雾的影响。张苏平等(2014b)分析了一次海雾抬升为层云的过程, 认为海洋大气边界层中风切变加强, 湍流混合层向上发展, 是导致海雾抬升转化为低云的主要原因; 同时指出近海面气温的升高对海雾消散也有作用。而对黄海海雾边界层结构和水汽来源等特征的分析表明, 春季和夏季的海雾过程有所差异(Huang *et al.*, 2010; 任兆鹏等, 2011; Zhang *et al.*, 2012)。目前针对海雾影响沿海地区的研究较少, 海雾影响沿海地区的程度究竟与哪些因素相关还不够清楚。

本文选取了观测资料较为齐全的 2008 年 4 月 29 日—30 日和 5 月 2 日—3 日两次黄海春季的海雾过程, 利用 L 波段雷达探空、卫星云图、地面观测等资料以及 WRF 模式模拟结果进行对比, 从宏观和微观角度上初步分析了两次海雾过程影响沿海地区程度(范围和持续时间)的差异及其原因。

1 资料、方法与模式

1.1 资料与方法

本文使用的资料主要有: (1)中国气象局气象信息综合分析系统(MICAPS)提供的地面站观测资料, 该资料 1 天 8 次, 包括能见度、气温、露点气温、风速风向、天气现象等(李月安等, 2010)。(2)青岛气象台 L 波段二次测风雷达和 GTS1 型数字式探空仪探空资料(以下简称探空资料)。雷达站位于黄海沿岸(120°20'E, 36°04'N), 海拔高度 75m, 资料的垂直分辨率为 50m, 每日北京时 7 时和 19 时两个时次探测, 要素有温度、湿度、气压、风向、风速等。(3)青岛近海浮标站(位于青岛站东南方向约 15km 的海上)观测资料, 要素有海表面以上 2m 气温(SAT)、海表面以下 1m 的水温(SST)、气压、风向风速、能见度等, 时间间隔为 1 小时。(4)MTSAT(Multi-Functional Transport Satellite)静止气象卫星可见光云图, 该资料由日本气象厅(JMA)提供, 时间分辨率为 1 小时。(5)欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的 ERA-Interim 再分析资料, 空间分辨率为(0.75°×0.75°), 垂直共 37 层, 时间间隔为 6h(Berrisford *et al.*, 2009)。(6)青岛气象台提供的青岛自动气象站(120°33'E, 36°07'N)资料, 要素有气温、露点气温、相对湿度和风速风向等, 时间间隔为 1 小时。

本文利用可见光卫星云图资料, 结合 MICAPS 地面观测资料确定海雾影响沿海地区能见度的时段。利用青岛站探空资料分析大气边界层的结构, 计算静力稳定度 $\partial\theta_{se}/\partial z$: $\partial\theta_{se}/\partial z < 0$ 为条件性不稳定, $\partial\theta_{se}/\partial z > 0$ 为绝对稳定。同时计算温度和风速的梯度 Richardson 数:

$$Ri = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial\theta_v/\partial z}{(\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2} \quad (1)$$

公式(1)中 θ_v 为虚位温, u 、 v 分别为纬向和经向风, g 为重力加速度。 Ri 代表了机械剪切项和浮力项对湍流作用的相对贡献大小。一般认为, 当 $Ri > 1$ 时表示机械剪切项不能突破浮力项的限制产生湍流, 大气运动以层流为主; 当 $Ri < 0.25$ 时表示机械剪切项有足够的能量产生湍流; 当 Ri 介于 0.25 和 1.0 之间时, 如果原来已经存在湍流, 湍流就能继续下去, 当 $Ri < 0$ 表示流体是静力和动力不稳定的, 始终处于湍流状态(Stull, 1988)。

1.2 模式介绍

本文中用 Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory-4(HYSPLIT-4)模式进行气块的后向追踪轨迹计算。HYSPLIT-4 模式是 NOAA 和澳

大利亚气象局联合研发的一种用于计算和分析大气污染物输送、扩散轨迹的模式,它能较好的后向追踪空气质点来源(Draxler *et al*, 1998)。使用 HYSPLIT 时在网页(<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>)输入气象资料,可以在线完成计算,本研究输入的气象资料是 CDC1(Climate Diagnostics Center) Meteorological Data 再分析数据。

本文对海雾过程的模拟采用的是中尺度大气数值模式 WRF(Weather Research and Forecasting)v3.8。

模式采用三重网格嵌套,中心位置是(123°E, 35°N)。模式积分的初始场采用美国国家环境预报中心(NCEP)的 1°×1° 全球再分析资料(NCEP FNL Operational Global Analysis data),海温场采用 NCEP 的全球实时(Real Time Global, RTG)海温数据,分辨率为 0.5°×0.5°(Thiébaux *et al*, 2003)。第一次海雾过程的模拟时段为 2008 年 4 月 28 日 0 时—5 月 1 日 0 时,第二次海雾过程的模拟时段为 2008 年 5 月 1 日 12 时—4 日 0 时。模式其它参数设定见表 1。

表 1 WRF-ARW 参数设定
Tab.1 Options of WRF-ARW

参数	网格 1	网格 2	网格 3
分辨率(km)	30	10	3.3333
格点数	100×112	100×142	214×214
中心位置		123°E, 35°N	
垂直层数		41	
微物理过程		Lin <i>et al</i> scheme (Lin <i>et al</i> ,1983)	
积云对流方案		Betts-Miller-Janjić scheme (Janjić, 1994; Janjić, 2000)	
长波辐射方案		RRTM scheme (Mlawer <i>et al</i> , 1997)	
短波辐射方案		Dudhia scheme (Dudhia, 1989)	
边界层方案		MYNN 2.5 level TKE scheme (Coniglio <i>et al</i> , 2013)	
近地层方案		Monin-Obukhov scheme (Zhang <i>et al</i> , 1982)	
陆面模式		Thermal diffusion scheme	

注: σ 坐标分别为: 1.000, 0.9975, 0.995, 0.990, 0.985, 0.980, 0.975, 0.97, 0.96, 0.955, 0.95, 0.94, 0.93, 0.92, 0.91, 0.9, 0.880, 0.860, 0.830, 0.800, 0.770, 0.740, 0.710, 0.68, 0.64, 0.6, 0.56, 0.52, 0.48, 0.44, 0.4, 0.36, 0.32, 0.28, 0.24, 0.2, 0.16, 0.12, 0.08, 0.04, 0.00。模式最底层海拔高度为 15m

2 天气过程

2.1 海雾影响沿海地区过程

本文选择的两次海雾影响沿海地区过程是连续发生的。这里以青岛站的能见度和天气现象观测为标准,并参考卫星云图,确定第一次海雾过程(下文简称过程 1)为 4 月 29 日 6 时到 30 日 6 时(UTC, 下同);而第二次海雾过程(下文简称过程 2)为 5 月 2 日 8 时到 3 日 6 时。从 MTSAT 可见光云图上看,在 4 月 29 日 9 时和 5 月 2 日 9 时黄海海域出现大片乳白色高反照率区(图 1a、d),表面纹理均匀光滑,边界清晰,符合海雾在可见光云图上的形态特征(张纪伟等, 2009)。从海雾发生的范围看,过程 1 发生时分布的范围更广,朝鲜半岛西岸和东海北部也有大片海雾分布。在过程 1 影响时,4 月 30 日 0 时山东半岛南部沿海有大片区域被雾覆盖,这些沿海地区受到了海雾的影响(图 1b)。在 4 月 30 日 6 时,山东半岛南部及其以南黄海海域上空出现柱状较明亮的白色反照区,符合云在

可见光云图上的形态特征(黄彬等, 2009),云下方的雾区有待判断(图 1c)。5 月 3 日 0 时可以看出过程 2 影响沿海地区;5 月 3 日 6 时海雾基本沿山东半岛南海岸线分布,此时无海雾影响沿海地区(图 1e、f)。

为了进一步对比两次海雾过程影响沿海地区的情况,本文选取了山东半岛南部 8 个地面观测站能见度、气温、露点气温、风速风向的观测资料。图 2 为 4 月 28 日 0 时至 5 月 4 日 12 时山东半岛南部 8 个站点的地面观测。灰色填色为轻雾(能见度 ≤ 10 km),黄色填色为海雾(本文设定能见度 ≤ 2 km 为有海雾影响)。图中也可以看出两次海雾影响沿海地区的过程。两次海雾过程中,青岛站(120.33°E, 36.07°N, 海拔高度 77m,距海岸线约 1km)受南偏东风控制,风向变化不大。在过程 1 中,崂山站(120.41°E, 36.16°N, 海拔高度 45m,距海岸线约 6km)在 4 月 29 日 12 时—4 月 30 日 6 时出现海雾,下风方向的即墨站(120.46°E, 36.38°N, 海拔高度 26m,距海岸线约 18km)和胶州站

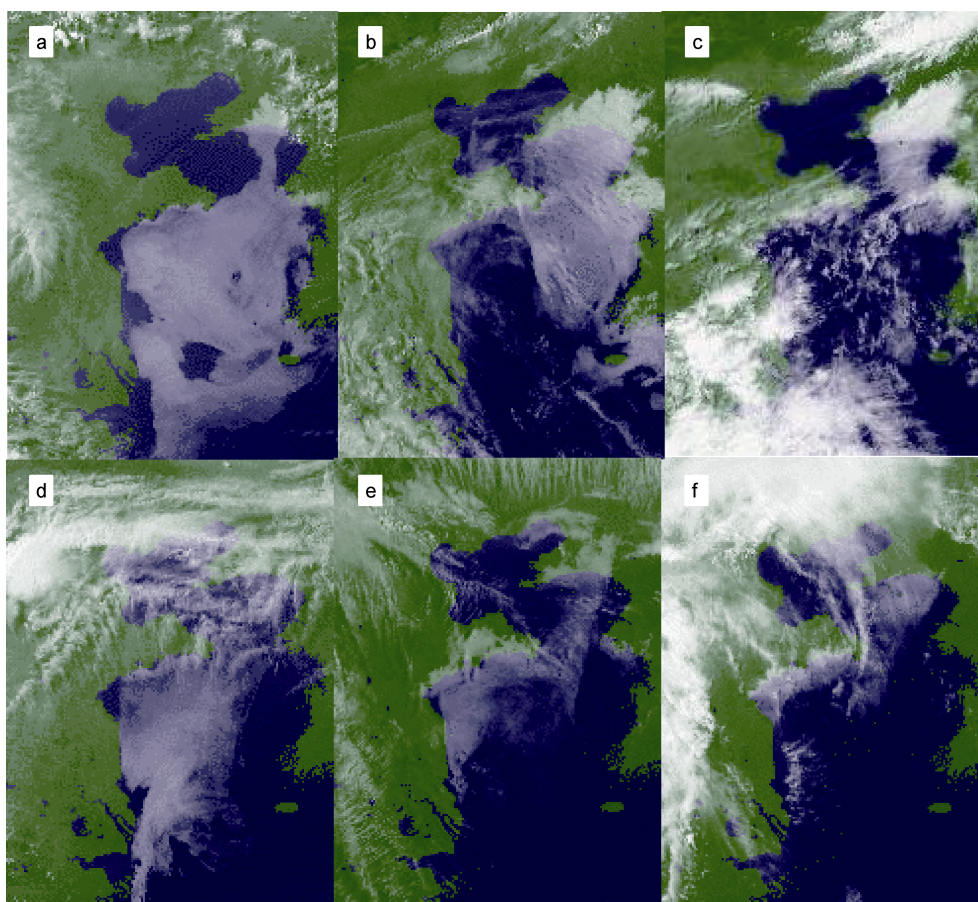


图 1 2008 年 4 月 29 日—5 月 3 日的 MTSAT-1R 可见光卫星云图

Fig.1 MTSAT-1R satellite images of visible cloud from April 29 to May 3, 2008

注: 子图 a 为 4 月 29 日 9 时; b 为 4 月 30 日 0 时; c 为 4 月 30 日 6 时; d 为 5 月 2 日 9 时; e 为 5 月 3 日 0 时; f 为 5 月 3 日 6 时

(120.00°E, 36.30°N, 海拔高度 27m, 距海岸线约 10km)在 4 月 30 日 0 时受到海雾影响; 过程 2 中, 只有崂山站在 5 月 3 日 0 时受到海雾影响(图 2)。在两次海雾过程中, 天气背景风向均为西南风; 8 个站点的平均风速, 过程 1 为 4.4m/s, 过程 2 为 4.0m/s, 相差不大。因此, 结合前面的卫星云图可以确定, 4 月 29 日—30 日的过程 1 影响沿海地区的深度和范围要明显大于过程 2。

WRF 模式对两次海雾过程影响范围的模拟与观测事实基本相符。在过程 1 的 4 月 29 日 18 时, 雾已经覆盖了莱阳站和莱西站周边区域(图 3a), 而过程 2 的 5 月 2 日 18 时, 莱西站尚未被雾覆盖, 莱阳站周围雾浓度较低, 云水混合比小于 0.3g/kg(图 3d)。在 4 月 29 日 21 时到 30 日 0 时, 过程 1 的海雾已影响到招远站与栖霞站, 且浓度较大(云水混合比大于 0.6g/kg), 山东半岛大部分地区被雾覆盖(图 3b、c); 而在 5 月 2 日 21 时到 3 日 0 时, 过程 2 的海雾尚未覆盖招远站

与栖霞站(图 3e、f), 且浓度较小, 这些细节与图 2 地面观测中 4 月 30 日 0 时和 5 月 3 日 0 时的雾区分布基本相符。

从青岛和崂山两个台站的温度和露点温度上也可以看出两次过程影响的差异。过程 1 中, 4 月 29 日 6 时以后青岛站气温开始迅速下降, 气温露点差缩小到 1°C 以内(图 4a)。气温在 4 月 29 日 12 时达到最低(9.5°C), 降幅达 5.4°C。之后气温开始快速回升, 露点也在上升; 至 4 月 30 日 6 时, 气温露点差一直保持在 1°C 以内。崂山站的温度和露点变化趋势与青岛一致, 29 日 12 时和 30 日 0 时两个时次观测到的气温露点差在 1°C 以内, 30 日 6 时气温露点差为 1.8°C, 此时崂山站有雾。过程 2 中, 5 月 2 日 0 时青岛站气温迅速下降至 11.1°C, 降幅为 5°C, 下降速度较过程 1 略慢, 之后缓慢上升, 露点也随之缓慢上升。5 月 3 日 6 时以后气温快速升高, 露点基本保持不变, 海雾消散。过程 2 中崂山站只有一个时次气温露点差在 1°C 以内

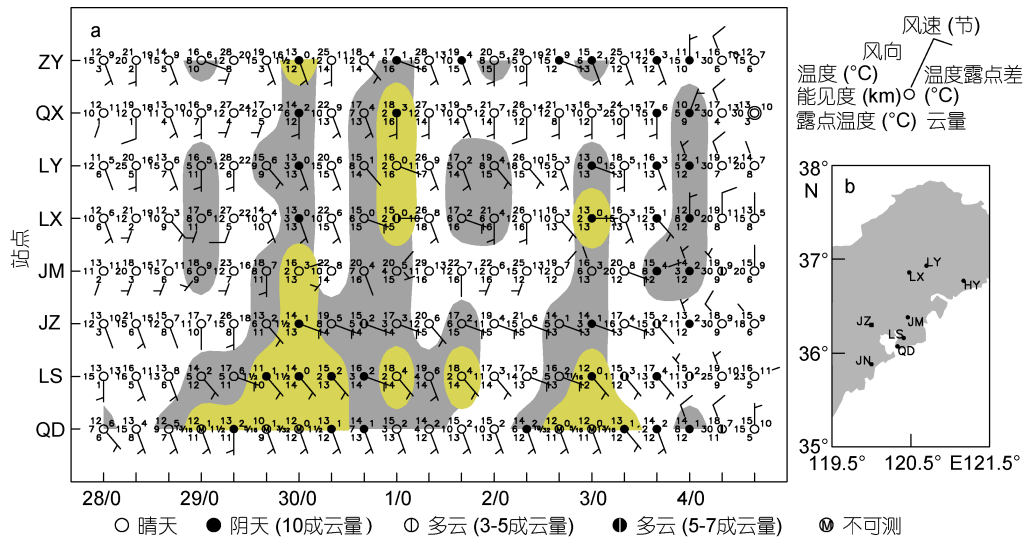


图 2 我国山东半岛 8 个地面站观测图

Fig.2 Ground-based observation at 8 stations in Shandong Peninsula

注: 子图 a 中, 灰色填色表示能见度 $<10\text{km}$; 黄色填色表示能见度 $\leq 2\text{km}$; 站点风、气压、云量等要素分布。观测时刻为: 0 时、6 时、12 时。子图 b 中, 8 个观测站分别为: QD(青岛)、LS(崂山)、JZ(胶州)、JM(即墨)、LX(莱西)、LY(莱阳)、QX(栖霞)、ZY(招远)

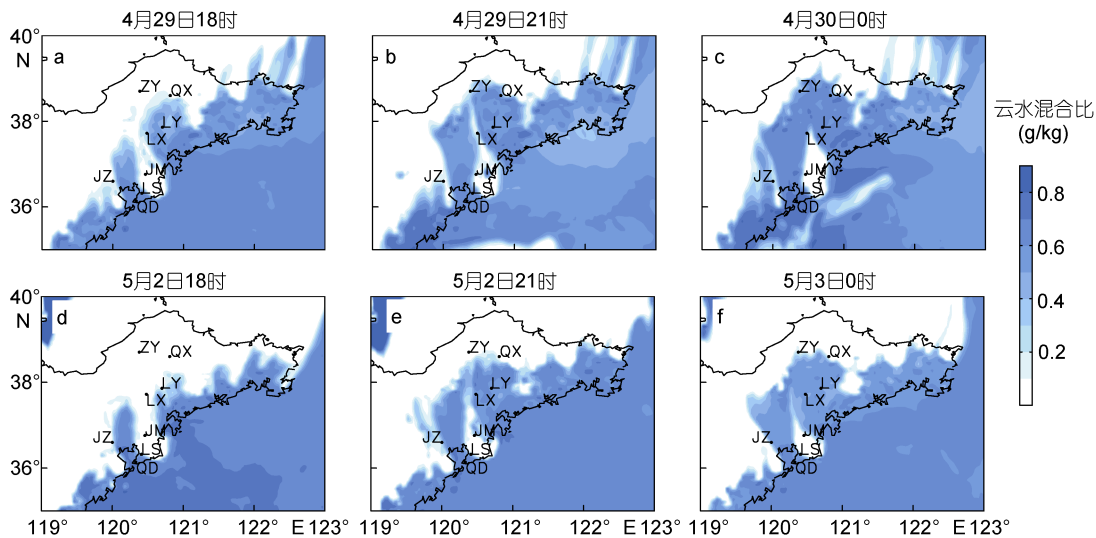


图 3 模式最底层大气中水平云水混合比(g/kg)

Fig.3 Simulated horizontal cloud water mixing ratio (g/kg) at the first level

注: 子图 a 为 4 月 29 日 18 时, b 为 4 月 29 日 21 时, c 为 4 月 30 日 0 时, d 为 5 月 2 日 18 时, e 为 5 月 2 日 21 时, f 为 5 月 3 日 0 时。站点分布同图 2

(图 4b), 对应地面观测到崂山站有雾(图 2)。因此, 对于离岸较远的崂山站, 过程 1 影响的持续时间明显比过程 2 更久。

需要指出的是, 两次海雾过程都是下午开始持续到第二天凌晨; 而且海雾出现之前都有明显的降温(图 4)。说明两次海雾过程都受到了局地日变化的影响, 这与前人的研究一致(Lamb, 1943; Findlater *et al*, 1989; Huang *et al*, 2015)。但是过程 1 与过程 2 相

比, 对离岸较远的站点的影响持续时间更长、范围更大, 对此本文将进一步研究其原因。

2.2 环流背景和天气形势

首先分析过程 1。30 日 0 时, 500hPa 黄海海域处于槽前区域, 为西南气流控制(图 5a)。925hPa 上, 黄海海域已受到海上高压外围环流的影响, 为偏南气流(图 5c)。近地面的 1000hPa 上可以看出, 黄海海域处于自我国东北地区向西南伸的低压槽和自日本西

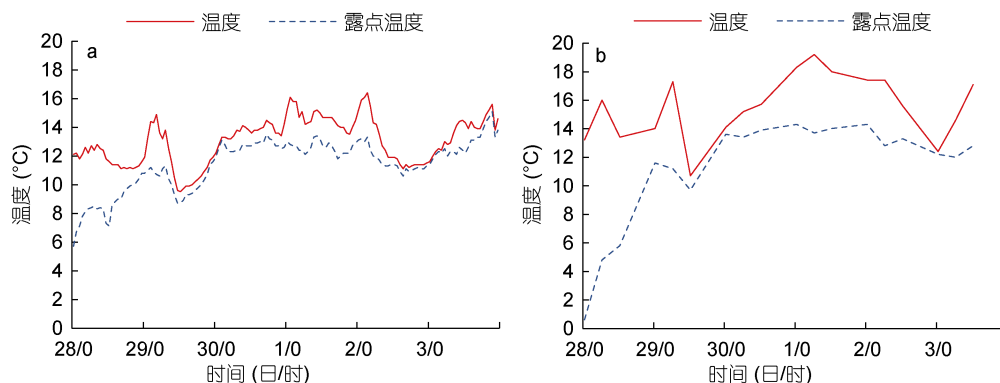


图4 青岛(子图 a, 靠近海岸)和崂山(子图 b, 远离海岸)台站的温度和露点温度

Fig.4 Temperature and dew-point temperature at Qingdao Station near coast (a), and Laoshan Station away from coast (b)

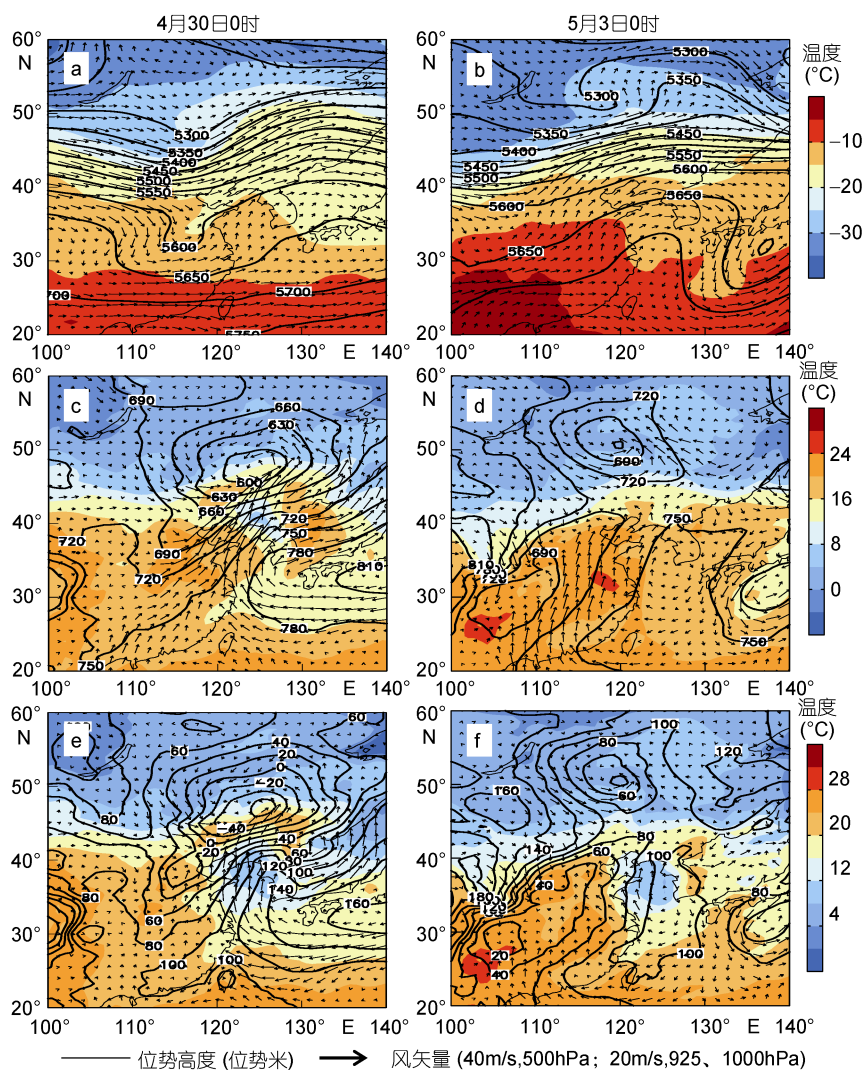


图5 两次海雾影响沿海地区过程的位势高度场(等值线)、风场和温度(填色)分布

Fig.5 The geopotential height, wind field, and temperature distributions affected by two sea-fog events in the coastal area

注: 左侧为过程1, 时间为30日00UTC, 右侧为过程2, 时间为5月3日00UTC。子图 a: 4月30日0时500hPa, b: 5月03日0时500hPa, c: 4月30日0时925hPa, d: 5月3日0时925hPa, e: 4月30日0时1000hPa, f: 5月3日0时1000hPa

伸的高压脊之间。低压槽中心位势高度在-60gpm 以下, 高压脊中心达到 160gpm, 等压线密集, 黄海海域风速较大(图 5e)。48 小时后向追踪表明, 偏南气流可以追溯到 30°N 以南副热带西太平洋地区(图 6a)。

对于过程 2, 在 500hPa 上, 5 月 2 日 12 时—5 月 3 日 0 时我国北部上空为较平直的风, 黄海海域处于弱脊区(图 5b)。在 925hPa 和 1000hPa 上可以看出我国东北上空为弱的气旋式环流, 没有明显的低压槽向西南伸展, 黄海为一局地反气旋环流(图 5d、f), 等压线稀疏; 青岛以南海面吹偏南风, 风速较小, 48 小时后向追踪表明, 偏南气流来自黄海南部-东海北部(图 6b)。因此, 海雾是偏南-东南暖湿空气向北到达黄海冷海面引起, 是黄海常见的平流冷却雾(王彬华, 1983)。

Zhang 等(2012)曾对比分析了黄海夏季和春季海雾的天气形势, 指出黄海夏季海雾在夏季风和副热带高压影响下, 水汽可以来自热带和副热带海区, 水汽供应充沛; 而春季受黄海局地反气旋环流影响, 水汽主要来自黄海南部-东海北部。通过前面分析可以看出, 过程 1 虽然发生于春季, 但天气形势与黄海夏季海雾形势类似, 水汽来自副热带海区, 而过程 2 则为春季比较典型的气压场, 局地黄海反气旋将黄海南部-东海北部的水汽向北输送。另有观测表明, 夏季海雾影响沿海地区的次数远多于春季(王彬华, 1983)。因此, 环流背景和天气形势决定海雾的水汽来源是否充沛, 对沿海地区的影响程度有重要影响。

3 边界层垂直结构特征

3.1 海气界面与低空边界层特征

利用 HYSPLIT-4 模式, 以崂山站为跟踪起点进行后向追踪。选取 4 月 30 日 0 时和 5 月 3 日 0 时两个时次, 对 100m、400m、800m 三个高度的气块进行 48h 的后向追踪(图 6)。两次海雾过程 100m 的气块都来自长江口以东洋面, 与白慧等(2010)的研究一致; 过程 1 气块的源地是 30°N 以南海区, 纬度低于过程 2, 与前面天气形势分析一致。从两个海雾过程 48h 的后向轨迹来看, 近海面 100m 的气块都是从南部的暖海面吹向北方的冷海面, 再次证明了平流冷却雾的性质。两次过程的 800m 气块路径有较大的差异: 过程 1 的气块路径比过程 2 的更偏向内陆一侧。由于此时南海夏季风还没有爆发, 来自内陆地区的气流更干燥(图 6a、b)。这些特征也可以从青岛探空站一天两次的探空观测里发现。过程 1 海雾上空的相对湿度迅速下降, 形成干层; 而过程 2 海雾上空的大气相对湿度较高(图 8)。雾顶上空的干层加强了雾顶的长波辐射效应, 而该效应是海雾发展和维持过程中气温低于海温的重要原因(Petterssen, 1938; Emmons *et al*, 1947; Leipper, 1948; Findlater *et al*, 1989; 黄健, 2010; Huang *et al*, 2015); 相关的数值模拟研究也证实了这一观点(Koračin *et al*, 2001; 胡瑞金等, 2006)。因此, 过程 1 中雾顶上空干层的存在, 是海雾影响沿海地区时间较长、范围较大的一个重要原因。

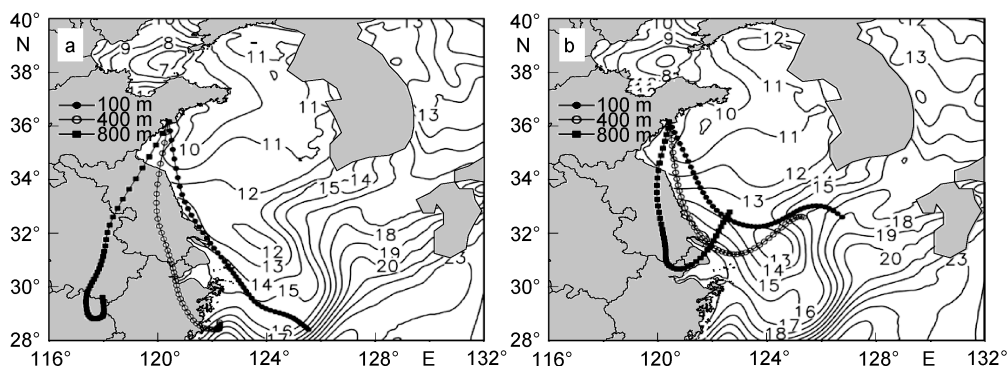


图 6 崂山站气块 100、400 和 800m 的 48 h 后向轨迹分析及海表温度(°C)

Fig.6 The 48h backward trajectory of airflow from Laoshan station at 100, 400, and 800m heights, and sea surface temperatures (°C)

注: 子图 a 为 4 月 30 日 0 时后向轨迹和 29 日的平均海表温度, b 为 5 月 3 日 0 时后向轨迹与 2 日的平均海表温度

青岛海上浮标站的观测表明, 两次过程都出现了近海面气温(SAT)低于海表面温度(SST)的现象。过程 1 较明显: 过程 1 中, SAT 下降了约 2.6°C, SAT 低于 SST 的持续时间为 4 月 29 日 8 时—18 时; 而海雾过程 2 中,

只是在短时间内出现这种现象(图 7)。平流冷却雾的雾顶上方如果存在干层(相对湿度下降明显), 将产生强烈的长波辐射冷却, 在海雾盛期会导致 SAT 低于 SST 的现象(Zhang *et al*, 2012; Huang *et al*, 2015), 与英国北海

的哈雾(haar)类似(Lamb, 1943; Findlater *et al*, 1989)。Zhang 等(2012)的数值试验结果表明, 对于黄海春季海

雾, 雾顶长波辐射冷却效应可以导致雾层中高达 9°C 的降温; 而对于夏季海雾, 相应的降温最大为 3°C。

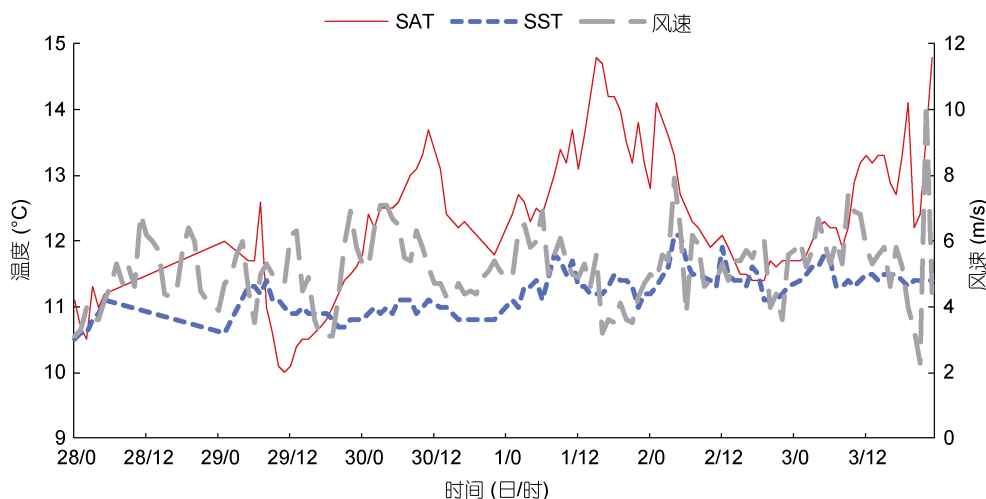


图 7 青岛近海浮标观测的 SST、SAT 和青岛自动站风速

Fig.7 SAT and SST recorded in a buoy station off Qingdao coast and wind speed recorded in Qingdao Station

3.2 过程 1 的边界层特征

过程 1 发生前, 4 月 28 日 12 时, 受海上高压控制, 500 hPa 以下是下沉气流占优, 导致气块下沉增温; 在 800m 以上西南风带来的干燥气流的共同作用下, 在海面到 800m 之间形成了逆温(图 8、图 9a、图 10a), 此时水汽主要在 800m 以下层次累积(图 8, 图 9a)。4 月 29 日 0 时, 水汽继续积累, 逆温层下方湿度增大, 100m 以下温度与露点温度基本相等(图 9b、图 10b), 此时青岛气象台观测能见度不足 2000m(图 2)。

4 月 29 日 12 时, 下沉气流(图 9c)、近海面水汽输送持续维持, 雾顶干层明显, 在 200m 垂直范围内相对湿度接近饱和(图 10c), 在雾顶长波辐射冷却作用主导下, 海雾向上发展、厚度增大。卫星云图显示, 29 日 9 时几乎整个南黄海被海雾覆盖(图 1a), 此时海雾为盛期, 出现 SAT 低于 SST 的现象。在 29 日 11 时 SAT 达到最低温 10°C, 低于 SST(11°C), 此时 SAT 与 SST 差达到最小(约-1°C)(图 7)。4 月 30 日 0 时, 海雾仍继续发展, 雾顶高度达到 400m(图 10d), 如此深厚的海雾在青岛春季比较少见(Zhang *et al*, 2017)。可以认为此次明显的影响过程, 与天气系统导致的下沉运动、水汽供应充足(来自副热带海区)、雾层厚度较厚和雾顶以上存在干层等因素存在明显的因果关系。

4 月 30 日 0 时, 虽然海雾仍然处于盛期, 但低空南风厚度加深至 500m 高度(图 8), 雾层以上的湿度增加(图 10d), 说明此时天气形势已经有所变化。图 9d 表明此时黄海上空 850hPa 以下已经基本没有下沉运

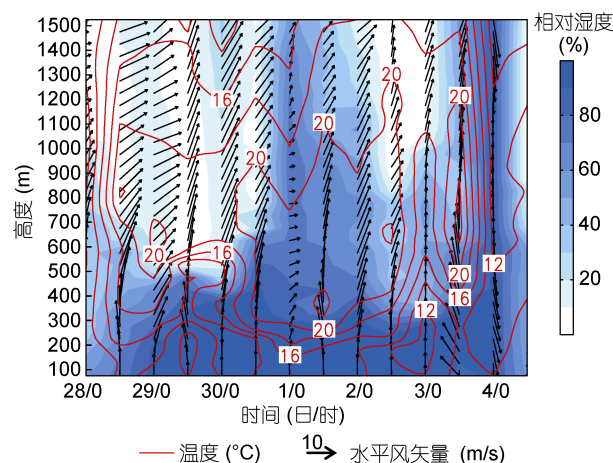


图 8 两次海雾过程青岛站探空观测

Fig.8 The sounding at Qingdao Station

注: 相对湿度(填色, 单位为%), 水平风矢量(m/s)、气温(红色等值线, 单位为°C)

动, 取而代之的是平直略有上升的偏南气流。4 月 30 日 0 时以后, 由于雾顶上空湿度增大, 导致雾顶长波辐射这一主导因子减弱, 不利于海区低气温的维持; 同时地面气温上升(图 4、图 9e), 30 日 12 时地面能见度明显升高(图 2)。

3.3 过程 2 的边界层特征

过程 1 影响沿海地区过程结束后, 边界层中的逆温层、偏南风持续(图 8), 同时黄海上空边界层内再度出现下沉气流并维持(图 9f—j), 贴海面层的相对湿度维持在 90%以上(图 10f—j)。能见度大于 1000m,

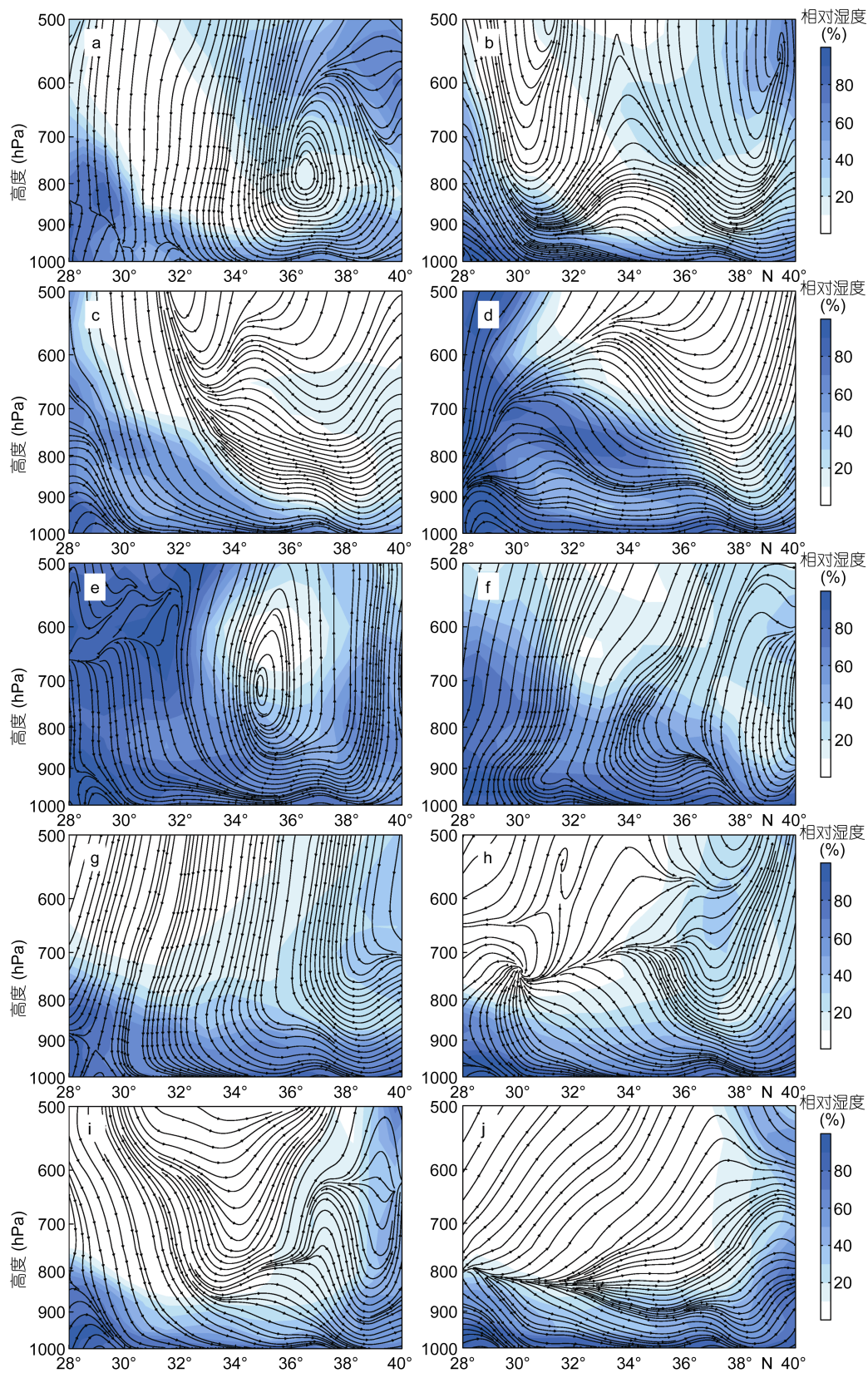


图9 两次海雾过程沿 120.4°E 剖面的流线和相对湿度(%)

Fig.9 Vertical profiles of streamline and relative humidity (%) along 120.4°E section in two fog events

注: 子图 a: 4 月 28 日 12 时, b: 4 月 29 日 0 时, c: 4 月 29 日 12 时, d: 4 月 30 日 0 时, e: 4 月 30 日 12 时, f: 5 月 1 日 0 时, g: 5 月 1 日 12 时, h: 5 月 2 日 0 时, i: 5 月 2 日 12 时, j: 5 月 3 日 0 时

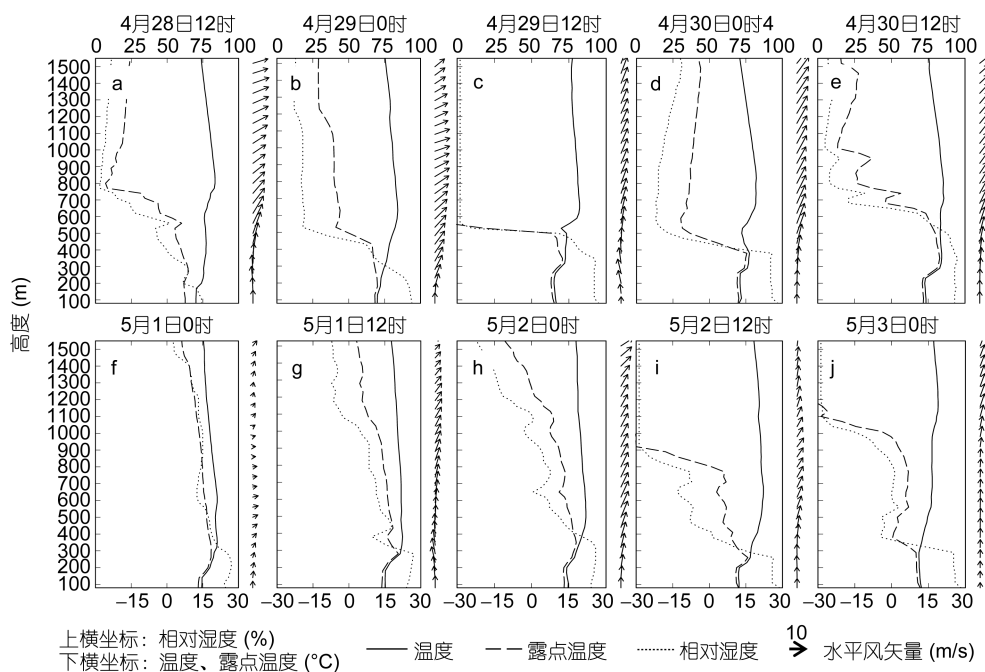


图 10 青岛站探空的温度(°C)、露点(°C)、相对湿度(%)垂直廓线和水平风矢量(m/s)

Fig.10 Vertical profiles of temperature (°C), dew point (°C), relative humidity (%) and horizontal wind vector (m/s) of the sounding at Qingdao station

注: 子图 a: 4月28日12时, b: 4月29日0时, c: 4月29日12时, d: 4月30日0时, e: 4月30日12时, f: 5月1日0时, g: 5月1日12时, h: 5月2日0时, i: 5月2日12时, j: 5月3日0时

仍然有轻雾。5月2日12时,随着边界层上层水汽的减少,干层再次出现(图8)。因此,雾顶长波辐射再次起到了主导作用,海雾再次发展,5月2日9时,海雾覆盖了黄海南部一半以上(图1d)。5月2日18时左右,浮标站观测显示气温再次略低于海温(约0.1°C)(图7)。

5月3日0时,海雾持续,雾顶高度在300m以下(图10j),离海岸较远的崂山站能见度虽不足1000m,但持续时间很短。随着白天太阳辐射增加,崂山站气温迅速上升,相对湿度明显下降(图3b),而靠近沿海的青岛站海雾持续时间较长(图2,图3a)。3日12时,随着冷空气向黄海推进,对流层低层出现了明显的上升气流(图略);同时近海面风速明显增大,边界层内风切变明显增大,机械湍流增强,导致海雾消散(图8);这与张苏平(2014b)分析的结论相似。5月4日0时,黄海海域上空为西北风,冷空气完全破坏了海上边界层内的逆温层结构(图8)。

3.4 模式对海雾垂直结构与长波辐射冷却作用的模拟

对于两次海雾过程中海雾的垂直结构的演变特征, WRF模式的模拟结果与探空观测基本相符。模拟结果显示,在过程1的4月29日18时,青岛以南近

岸海上的雾顶高度达到了300m(图11a);而在过程2的5月2日18时,海上的雾顶高度为200m,比过程1低,与观测相符。在过程1的4月29日21时和30日0时,海雾已深入影响招远站与栖霞站,陆上的雾顶高度达到400m以上(图11b、c);而在过程2的5月2日21时和3日0时,海雾尚未影响到招远站与栖霞站,陆上雾顶高度在350m以下(图11e、f),与观测相符。

WRF模式对正确模拟出两次海雾过程中海雾垂直结构的演变特征是准确的。基于此,我们参考Koračin等(2001)的方法,对长波辐射量值的模拟结果进行分析。前面观测数据的分析表明,过程1的雾顶长波辐射冷却作用应该大于过程2。用模式输出的长波辐射量值计算了青岛站附近海上大气边界层中两次海雾雾层中的长波辐射加热率(图12)。可以看到,首先,两次海雾影响沿岸内陆过程中,雾层中的长波辐射加热率负值所处的高度与对应的雾顶高度,以及二者的变化趋势基本一致;其次,在海雾不同的发生发展阶段,过程1在对应时次(4月29日18时、21时和30日0时)的长波辐射冷却作用要明显强于过程2的对应时次(5月2日18时、21时和3日0时)(图12)。

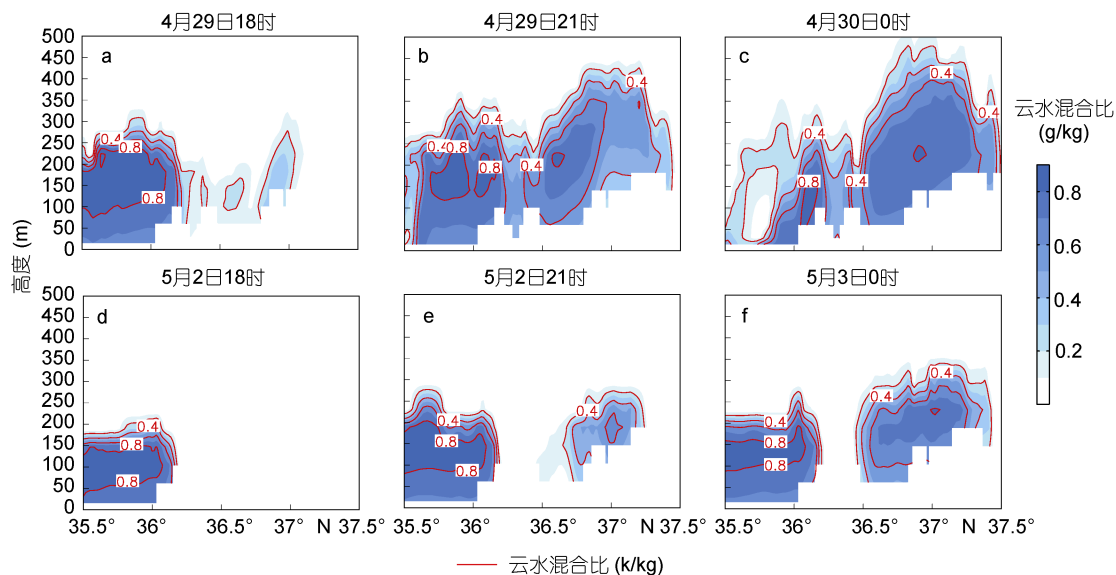


图 11 沿 120.4°E 云水混合比(g/kg)垂直分布的模拟结果

Fig.11 Simulated vertical cloud water mixing ratio (g/kg) along 120.4°E

注: 子图 a: 4 月 29 日 18 时, b: 4 月 29 日 21 时, c: 4 月 30 日 0 时, d: 5 月 2 日 18 时, e: 5 月 2 日 21 时, f: 5 月 3 日 0 时

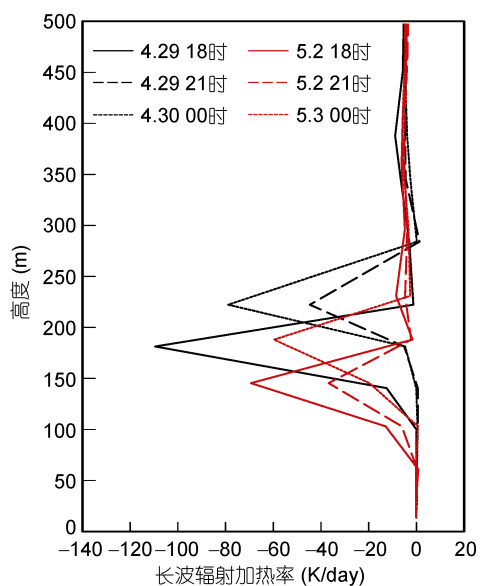


图 12 120.4°E, 36°N 处雾层中长波辐射加热率(K/day)的模拟结果

Fig.12 Simulated longwave radiation heating rate (K/day) in fog at 120.4°E, 36°N

注: 黑线为过程 1, 红线为过程 2

从上述海雾的边界层和海气界面特征中可以看出, 雾顶长波辐射冷却的强弱是这两次海雾影响程度不同的主导因子。从边界层结构上看, 过程 1 的边界层内上干下湿的结构十分明显, 有助于海雾的发展和维持。从海气温差上看, 过程 1 的气温低于海温较多。从数值模拟结果上看, 过程 1 的雾顶长波辐射冷却作用也大于过程 2。雾顶长波辐射冷却作用强,

有利于雾层的增厚。青岛 L 波段探空资料显示, 过程 1 的雾层厚度从 29 日 12 时 240m 发展到 30 日 0 时 400m 左右(图 9c、d), 过程 2 的雾层厚度从 2 日 12 时 180m 发展到 3 日 0 时 300m 左右(图 9i、j), 过程 1 的雾层厚度大于过程 2。因为过程 1 持续时间长、雾层较厚, 在风速相近的情况下, 有利于随着盛行风向影响到远离海岸的地区。

3.5 垂直稳定度

利用青岛站探空资料分析的边界层稳定度特征(图 13)。总体上看, 两次海雾过程中 200m 以下的低层存在条件性不稳定层结($\partial\theta_{se}/\partial z < 0$), 而其上为稳定层结(图 13a)。这样, 局部形成“上稳下湍”的结构, 是典型的雾季海上大气边界层的结构特征, 与前人的研究一致(张苏平等, 2008; Zhang *et al.*, 2009)。4 月 29 日 12 时近地面出现较强的风切变, 局部适度的机械剪切有利于湍流的混合, 有利于海雾的发展(张苏平等, 2014)。

两次海雾过程梯度理查森数 Ri 存在不同。在过程 1 海雾维持阶段, $Ri < 1$ 和 $Ri < 0.25$ 的湍流混合区厚度在 200m 左右, 此时在雾顶长波辐射的主导作用下, 雾中冷湿气块下沉、暖湿气块上升, 内部的混合有助于雾层的发展和维持(张苏平等, 2008; Huang *et al.*, 2015)(图 13b)。过程 2 海雾维持阶段, 初期的湍流发展高度较低, 后期由于低层风速增大, 湍流混合层迅速变厚, 且湍流增强($Ri < 0.25$)。这一变化使逆温层顶抬高较快, 在水汽供应量不足的条件可促使海雾消散(图 9i、j; 图 13b)。另外, 过程 2 的中后期, $\partial\theta_{se}/\partial z <$

0 的垂向范围明显大于过程 1。

由上可见, 过程 1 比过程 2 维持的时间更长、近

地面湍流层的特征更稳定, 有利于海雾影响离海岸较远的地区。

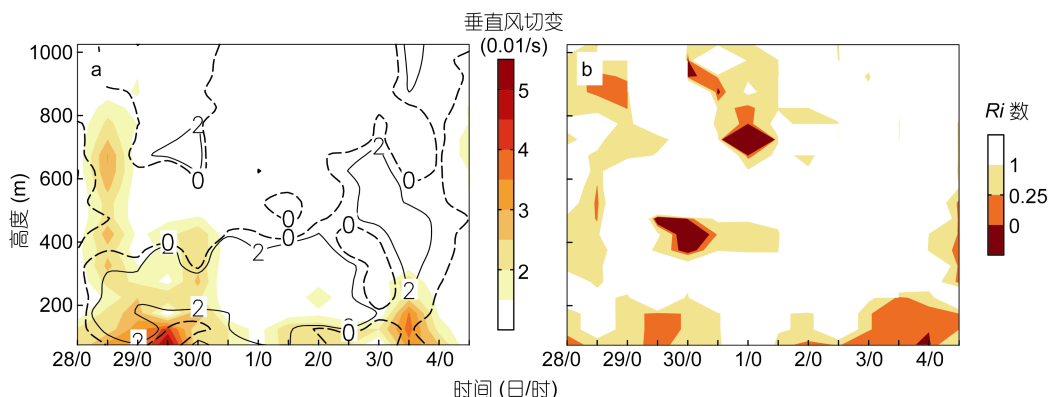


图 13 青岛站探空资料的边界层稳定度分析

Fig.13 Stability analysis on the sounding profile at Qingdao station

注: 子图 a 为垂直风切变(填色, 单位为 0.01/s)和静力稳定度($\partial\theta_{se}/\partial z$, 等值线, 单位为 0.01K/m); b 为 Ri 分布

4 温度平流与水汽输送

前面的分析表明, 过程 1 的暖湿平流比过程 2 强。进一步分析 1000hPa 的温度平流和水汽通量, 以及边界层内的水汽输送。

4.1 暖平流输送

本文利用 ECMWF 的再分析资料计算黄淮海域上空 1000hPa 的温度平流。温度平流的计算公式如下:

$$T_{adv} = -\bar{v} \cdot \nabla T \approx -\left(u \frac{\Delta T}{\Delta x} + v \frac{\Delta T}{\Delta y}\right) \quad (2)$$

其中, $\bar{v}$ 是水平风矢量, ∇T 是温度水平梯度, u 、 v 分别为纬向和经向风分量, Δ 代表的经纬度差为 0.75°。青岛站位于 36.07°N, 由图 14 可见, 两次过程黄淮海

域的暖平流都与东南气流相联系, 过程 1 黄海上空的暖平流的范围和强度要明显强于过程 2。过程 1 发生时, 黄淮海域处于我国东北地区的低压和日本的高压之间, 等压线密集, 风速较大, 暖平流输送也较强(图 5e, 图 14a)。过程 2 黄淮海域处于弱脊区, 受弱高压控制, 风速较小, 对应的暖平流也较弱。从暖平流的来源看, 过程 1 的东南气流来自 30°N 以南的西太平洋上空, 气流源地海温较高; 而过程 2 的气流来自黄海和东海南部, 来源地的海温相对较低(图 6、图 14)。暖平流输送与浮标站气温的变化是一致的。过程 1 期间 4 月 29 日 12 时—4 月 30 日 6 时的气温升幅, 明显高于过程 2 期间 5 月 02 日 12 时—5 月 3 日 6 时(图 7)。

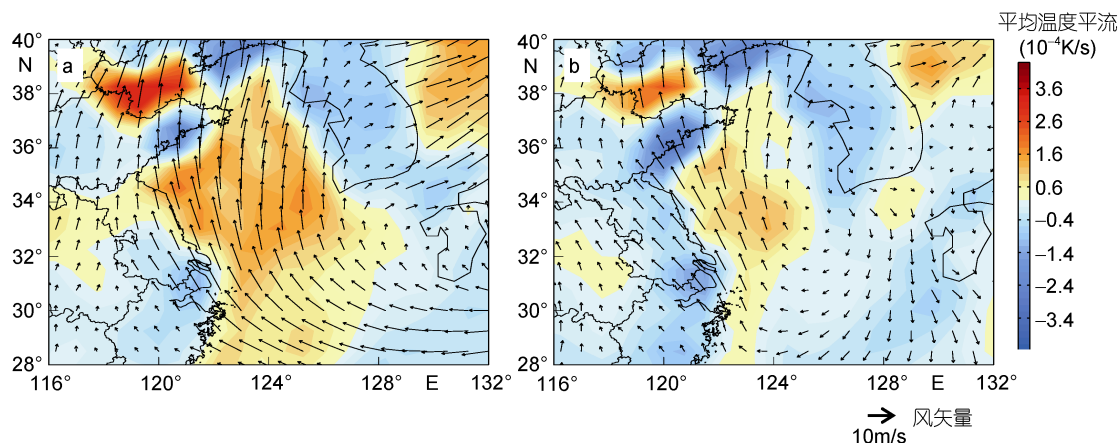


图 14 1000hPa 平均温度平流(填色, 10^{-4} K/s)和风场

Fig.14 Averaged horizontal advection of temperature (10^{-4} K/s) and wind vector at 1000hPa

注: 子图 a 为 4 月 29 日 12 时—4 月 30 日 6 时, b 为 5 月 2 日 12 时—5 月 3 日 6 时

4.2 水汽通量输送

两次海雾过程水汽通量的水平输送也有明显差异(图 15)。过程 1 中黄海上空的水汽通量要明显大于过程 2。同时可以看出过程 1 中水汽在黄海区域的辐合更明显, 范围更大。在来源方面和温度平流一致, 即过程 1 水汽来源于 30°N 以南副热带西北太平洋, 过程 2 主要来源于黄海南部和东海北部(图 15a、b)。

这个结论与白慧等(2010)一致。沿 120.4°E 剖面边界层内, 过程 1 相比过程 2, 黄海上空的水汽通量更大, 水汽通量大值区更深厚, 水汽输送到了较高的位置, 这与前面边界层结构的分析结论一致(图 8c—f; 图 15c—d)。由此可见过程 1 中充足的水汽输送, 确保了在气温上升的背景下, 海雾仍可以在距离海边较远的崂山站维持较长的一段时间(图 3)。

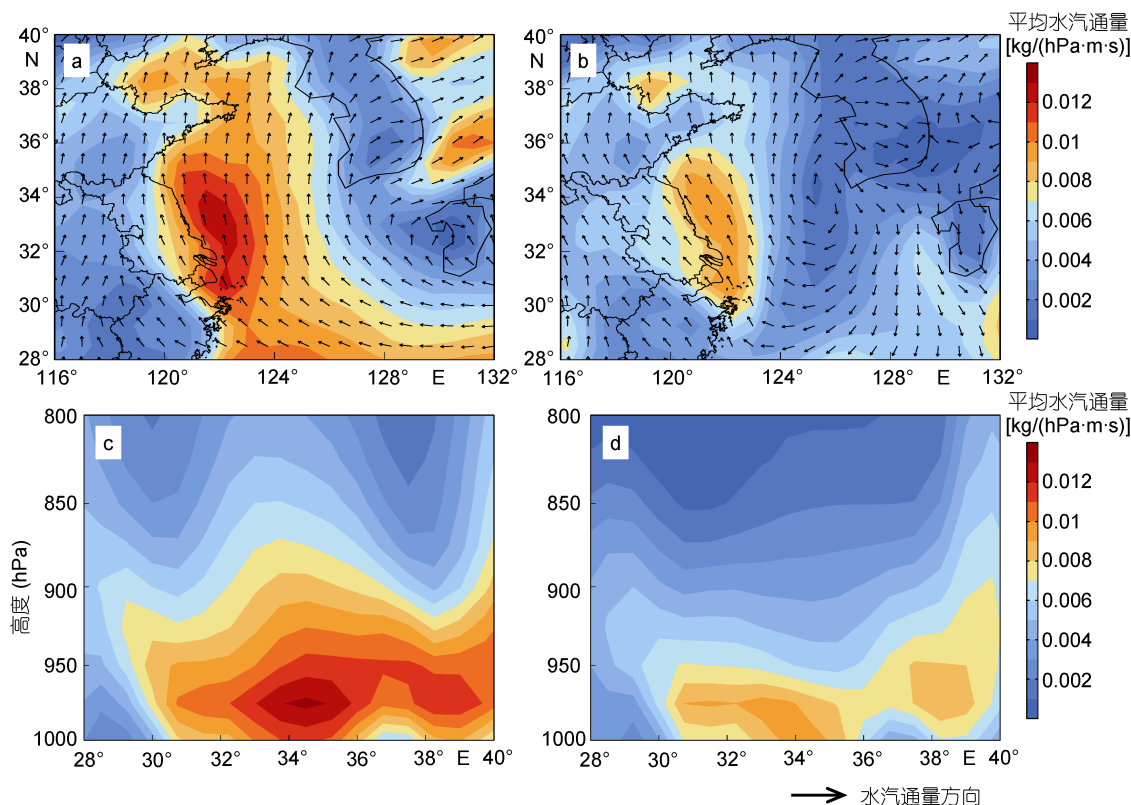


图 15 1000 hPa 的平均水平水汽通量[填色, $\text{kg}/(\text{hPa}\cdot\text{m}\cdot\text{s})$]和沿 120.4°E 剖面边界层内的平均垂直水汽通量(填色)

Fig.15 Pattern of averaged horizontal vapor flux [$\text{kg}/(\text{hPa}\cdot\text{m}\cdot\text{s})$] at 1000 hPa and vertical vapor flux in boundary layer along 120.4°E
注: 子图 a: 4 月 29 日 12 时—4 月 30 日 6 时, 1000hPa; b: 5 月 2 日 12 时—5 月 3 日 6 时, 1000hPa; c: 4 月 29 日 12 时—4 月 30 日 6 时, 沿 120.4°E 剖面; d: 5 月 2 日 12 时—5 月 3 日 6 时, 沿 120.4°E 剖面

5 结论与讨论

本文利用可见光卫星云图、再分析资料、地面观测资料、青岛 L 波段雷达探空资料、近海浮标资料和 WRF 模式模拟结果等, 从天气形势、边界层与近地层结构, 暖湿平流与水汽输送以及长波辐射冷却作用等方面, 分析了黄海海域两次海雾过程的差异, 发现天气形势导致的水汽来源、雾顶长波辐射冷却作用、边界层内稳定度等过程的差异, 导致海雾影响沿海地区程度不同。主要结论如下:

(1) 天气形势是海雾影响沿海地区程度的决定性因素。在对流层低层水平方向上, 合理的高、低压

配置使近海面气流持续地从副热带暖湿海面输送到冷海面上, 在充足水汽供应下, 有利于形成深厚的海雾。在垂直方向上, 边界层内来自内陆干暖气流在雾层上方形成明显的干层和逆温层, 在一定的湍流混合条件下, 形成深厚海雾, 影响沿海地区的程度较大。

(2) 边界层的垂直结构影响海雾过程的发展与维持, 进而波及海雾的影响程度。稳定持续的逆温层结构有利于水汽在逆温层内累积, 当雾顶长波辐射冷却作用占主导地位时, 有利于海雾的发展与维持。海雾雾层内部适度的湍流混合作用, 有助于海雾的维持和发展; 而低层风速增大会引起机械湍流迅速

增长,进而导致海雾消散。

(3) 暖湿平流和水汽输送也关系到海雾的影响程度。当近海面偏南气流来自副热带海区时,黄海海域上空的暖平流强、水汽通量大,暖湿平流来源于温度高的海面,海雾影响明显。当近海面偏南气流来自黄海南部、东海北部时,黄海海域上空的暖平流弱、水汽通量小,暖湿平流来源于温度低的海面,海雾影响不明显。从垂直结构看,较强的水汽输送导致边界层内相对湿度的增幅较大。

综上所述,海雾的影响需要多种因素的配合:一是合适的天气形势形成海风,持续引导海雾侵入陆地;二是强的雾顶长波辐射冷却作用使雾层发展和维持,以抵消太阳短波辐射造成的升温;三是有利于海雾发展的下垫面与边界层垂直结构;四是充足的水汽输送。

海雾的影响是一个复杂的问题,既要考虑海雾在海上的发生发展条件,也要考虑陆上的边界层及下垫面状况。本文只是利用观测和再分析资料等进行初步分析,对这一问题的理解还需要持续开展针对性的观测,获取更多的观测资料。另外,利用数值模式进行敏感性试验研究,也有助于加深对该问题的认识。此外,本文只选用了黄海春季两个海雾个例,未来还需要分析更多有代表性的海雾过程,开展综合性的研究。

致谢 感谢青岛市气象局提供 L 波段雷达探空和海上浮标资料;感谢克罗地亚斯普利特大学 Darko Koračin 教授的宝贵修改建议。

参 考 文 献

- 王 鑫, 黄 菲, 周发琇, 2006. 黄海沿海夏季海雾形成的气候特征. 海洋学报, 28(1): 26—34
- 王彬华, 1983. 海雾. 北京: 海洋出版社, 352
- 白 慧, 张苏平, 丁做尉, 2010. 青岛近海夏季海雾年际变化的低空气象水文条件分析—关于水汽来源的讨论. 中国海洋大学学报, 40(12): 17—26
- 任兆鹏, 张苏平, 2011. 黄海夏季海雾的边界层结构特征及其与春季海雾的对比. 中国海洋大学学报, 41(5): 23—30, 109
- 李月安, 曹 莉, 高 嵩等, 2010. MICAPS 预报业务平台现状与发展. 气象, 36(7): 50—55
- 张纪伟, 张苏平, 吴晓京等, 2009. 基于 MODIS 的黄海海雾研究——海雾特征量反演. 中国海洋大学学报, 39(S): 311—318
- 张苏平, 龙景超, 尹跃进等, 2014b. 我国东部沿海一次局地海雾抬升成云过程分析. 中国海洋大学学报, 44(2): 1—10
- 张苏平, 刘 飞, 孔 扬, 2014a. 一次春季黄海海雾和东海层云关系的研究. 海洋与湖沼, 45(2): 341—352
- 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
- 周发琇, 王 鑫, 鲍献文, 2004. 黄海春季海雾形成的气候特征. 海洋学报, 26(3): 28—37
- 周发琇, 刘龙太, 1986. 海雾. 山东海洋学院学报, 16(1): 114—127, 131
- 胡瑞金, 董克慧, 周发琇, 2006. 海雾生成过程中平流、湍流和辐射效应的数值试验. 海洋科学进展, 24(2): 156—165
- 黄 健, 王 斌, 周发琇等, 2010. 华南沿海海雾过程中的湍流热量交换特征. 大气科学, 34(4): 715—725
- 黄 彬, 王 靖, 陆 雪等, 2014. 黄渤海一次持续性大雾过程的边界层特征及生消机理分析. 气象, 40(11): 1324—1337
- 黄 彬, 高山红, 宋 煜等, 2009. 黄海平流海雾的观测分析. 海洋科学进展, 27(1): 16—23
- 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——以 2004 年 4 月 11 日为例. 中国海洋大学学报, 34(5): 720—726
- Berrisford P, Dee D, Fielding K *et al*, 2009. The ERA-interim archive. ERA Report Series, 1(1): 1—16
- Coniglio M C, Correia J C Jr, Marsh P T *et al*, 2013. Verification of convection-allowing WRF model forecasts of the planetary boundary layer using sounding observations. Wea Forecasting, 28(3): 842—862
- Draxler R R, Hess G D, 1998. An overview of the HYSPLIT-4 modelling system for trajectories, dispersion and deposition. Aust Meteor Mag, 47(4): 295—308
- Dudhia J, 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. J Atmos Sci, 46(20): 3077—3107
- Emmons G, Montgomery R B, 1947. Note on the physics of fog formation. J Meteor, 4(6): 206
- Findlater J, Roach W T, McHugh B C, 1989. The haar of north-east Scotland. Quart J Roy Meteor Soc, 115(487): 581—608
- Gao S H, Lin H, Shen B *et al*, 2007. A heavy sea fog event over the Yellow Sea in march 2005: analysis and numerical modeling. Adv Atmos Sci, 24(1): 65—81
- Huang H J, Liu H N, Huang J *et al*, 2015. Atmospheric boundary layer structure and turbulence during sea fog on the southern China coast. Mon Wea Rev, 143(5): 1907—1923
- Huang H J, Liu H N, Jiang W M *et al*, 2011. Characteristics of the boundary layer structure of sea fog on the coast of southern China. Adv Atmos Sci, 28(6): 1377—1389
- Huang J, Wang X, Zhou W *et al*, 2010. The characteristics of sea fog with different airflow over the Huanghai Sea in boreal spring. Acta Oceanol Sin, 29(4): 3—12
- Janjić Z I, 1994. The step-mountain Eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. Mon Wea Rev, 122(5): 927—945
- Janjić Z I, 2000. Comments on “development and evaluation of a convection scheme for use in climate models”. Journal of the Atmospheric Sciences, 57(21): 3686
- Koračin D, Dorman C E, Lewis J M *et al*, 2014. Marine fog: a review. Atmos Res, 143: 142—175

- Koraćin D, Lewis J, Thompson W T, *et al*, 2001. Transition of stratus into fog along the California coast: observations and modeling. *Atmos Sci*, 58(13): 1714—1731
- Lamb H, 1943. Haars or North Sea fogs on the coasts of Great Britain. Meteorology Office Publication, 24
- Leipper D F, 1948. Fog development at San Diego, California. *J Mar Res*, 7: 337—346
- Leipper D F, 1994. Fog on the United-States west-coast-a review. *Bull Amer Meteor Soc*, 75(2): 229—240
- Lewis J M, Koraćin D, Redmond K T, 2004. Sea fog research in the United Kingdom and United States: a historical essay including outlook. *Bull Amer Meteor Soc*, 85(3): 395—408
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D, 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J Appl Meteor*, 22(6): 1065—1092
- 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
- Petterssen S, 1938. On the causes and the forecasting of the California fog. *Bull Amer Meteor Soc*, 19: 49—55
- Stull R B, 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 665
- Taylor G I, 1917. The formation of fog and mist. *Quart J Roy Meteor Soc*, 43: 241—268
- Thiébaux J, Rogers E, Wang W Q *et al*, 2003. A new high-resolution blended real-time global sea surface temperature analysis. *Bull Amer Met Soc*, 84(5): 645—656
- Zhang D L, Anthes R A, 1982. A high-resolution model of the planetary boundary layer—sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J Appl Meteor*, 21(11): 1594—1609
- Zhang S P, Lewis J M. 2017. Synoptic processes. In: Koraćin D, Dorman C E eds. *Marine Fog: Challenges and Advancements in Observations, Modeling, and Forecasting*. New York: Springer, 291—343
- Zhang S P, Li M, Meng X G *et al*, 2012. A comparison study between spring and summer fogs in the Yellow Sea—observations and mechanisms. *Pure Appl Geophys*, 169(5-6): 1001—1017
- Zhang S P, Xie S P, Liu Q Y *et al*, 2009. Seasonal variations of yellow sea fog: observations and mechanisms. *J Climate*, 22(24): 6758—6772

IMPACT OF SEA FOG ON COASTAL AREA: ANALYSIS OF TWO CASES OVER THE YELLOW SEA IN SPRING 2008

SUN Jian-Xiang^{1,2}, HUANG Hui-Jun^{3,4}, ZHANG Su-Ping^{1,2}, LIU Jing-Wu^{1,2}, WANG Qian^{1,2}

(1. Physical Oceanography Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 3. Guangdong Provincial Key Laboratory of Regional Numerical Weather Prediction, Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080, China; 4. Joint Open Laboratory of Marine Meteorology, Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080, China)

Abstract To understand the impact of sea fog on coastal area, we analyzed two sea fog cases occurred in April 29—30 and May 2—3 over the Yellow Sea in 2008 using observation data, reanalysis data, and WRF (Weather Research and Forecasting, v3.8) simulation. The two events were of advection cooling type, and took place due to interaction of high and low pressures at a low level, from which warm-moist air was transported continuously from warm to cold sea surface. In vertical direction, a two-layered boundary structure (upper dry layer and lower moist layer) was conducive to the formation and development of sea fog. In addition, a stable and sustaining inversion layer existed in the boundary layer, which favored vapor accumulation in an inversion layer. Meanwhile, long-wave radiation cooling on fog top and moderate turbulent mixing inside the fog helped stay and development of sea fog, whereas high wind increased turbulence and dissipated the sea fog. Above the sea fog area, warm advection and vapor flux were strong, or if they were weak, warm moist from relatively cold sea surface would form no fogs.

Key words sea fog; coastal area; boundary layer structure; advection transportation; numerical simulation