

# 一次典型高压型海雾过程中海上 大气波导的数值模拟\*

袁夏玉<sup>1, 2, 3</sup> 高山红<sup>1, 2①</sup>

(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 山东省高校海洋-大气相互作用与气候重点实验室 青岛 266100; 3. 中国科学院大气物理研究所 北京 100029)

**提要** 2009 年 4 月 9—12 日黄海海域发生了一次受高压系统影响的海雾过程。利用卫星观测与探空数据、WRF 模式(Weather Research and Forecasting Model)对此次海雾过程及相伴的大气波导进行了观测分析与数值模拟。海雾与波导发展可分为 3 个阶段: (1)大气波导先于海雾存在于黄海海面; 受高压下沉影响, 黄海上空存在逆温层和较强的湿度梯度, 表现为较强的贴海表面波导和非贴海表面波导。(2)海雾始于高压西部, 并随高压系统逐渐东移减弱, 向黄海北部扩展; 辐射冷却虽然使雾顶附近逆温增强, 但海雾的机械湍流使其顶部湿度梯度减小, 雾顶附近对应弱悬空波导或波导消失。(3)高压系统影响使干空气下沉到雾区导致黄海海雾消散; 雾顶附近逆温仍存在, 同时湿度梯度增大, 黄海上空逐渐变为非贴海表面波导。本研究结果表明: 高压系统不仅极易为波导的发生提供有利条件, 而且有利于海雾的生成, 在海雾演变过程中主要是雾顶水汽梯度的变化导致了波导类型及强度的变化。

**关键词** 黄海; 大气波导; 海雾; WRF 模式(Weather Research and Forecasting Model); 观测分析; 数值模拟  
**中图分类号** P732 **doi:** 10.11693/hyhz20130500060

海雾是悬浮在滨海、岛屿上空或海上低层大气的水汽凝结物, 并使大气水平能见度小于 1km, 是沿海和海上的灾害性天气之一。根据海雾的性质、出现海区和季节的不同, 可以将其分为平流雾、混合雾、辐射雾和地形雾等(王彬华, 1983)。在对海雾的形成机制的研究中发现, 海雾多为平流雾, 平流雾又分为暖平流雾和冷平流雾(王彬华, 1983; 孙安健等, 1985)。

王彬华(1983)把中国近海海雾的天气类型归纳为入海变性高压、北太平洋高压脊和中国大陆东移的低压或低槽 3 种。其中高压系统影响下的海雾是黄海海雾的一种重要类型, 关于受其影响的海上大气波导的研究较少。大气波导在逆温与湿度梯度较大时极易产生。按照大气修正折射指数垂直分布廓线的不同, 将大气波导分为蒸发波导、表面波导、悬空波导 3 种基本类型, 以及基于它们组合而成的复合波导类

型(Mentes *et al.*, 2007)。对于海雾过程中的大气波导, Atkinson 等(2001)曾在利用数值模拟研究波斯湾海雾与大气波导关系时指出, 当暖湿空气经过冷海面导致海雾生成时, 可以在海雾顶部附近观测到平流波导。

我国近海为海雾多发区, 已有研究者开始关注波导与海雾的关系。郭铁宝(2004)认为暖气流流经冷海面, 在海面上形成逆温层, 逆温层阻止了海面蒸发的水汽向上输送, 此时湿度梯度与温度梯度的值较大, 从而形成波导现象, 也为平流海雾的生成创造有利条件, 因此可以用海面蒸发波导来预报平流海雾。胡晓华等(2007)在研究气象条件对大气波导的影响过程中指出, 雾中一般为负折射层, 但雾顶为波导层, 雾顶的高度便是波导层的底高, 因此辐射雾或平流雾是悬空波导层存在的重要标志。张玉生等(2007)通

\*国家自然科学基金项目, 41276009 号。袁夏玉, 硕士, E-mail: yuanxy@mail.iap.ac.cn

通讯作者: 高山红, 教授, E-mail: gaosh@ouc.edu.cn

收稿日期: 2013-05-18, 收修改稿日期: 2013-08-17

通过分析海雾的成因、辐射特性等说明了海雾的可监测性,认为当有海雾出现和存在时,存在着大气逆温和大气湿度骤减层,同时满足风速较小、大气层结稳定等条件,容易产生海上大气波导现象;因此可利用海雾遥感,再配以一定的天气形势来预报海上大气波导。陈莉(2010)通过 WRF 模式(Weather Research and Forecasting Model)模拟分析了大气的三维结构,发现海雾与大气波导存在十分密切的联系,雾顶往往会发生大气波导,并且雾体的辐射冷却作用使波导强度增大。

虽然上述研究者意识到海雾与波导的联系,并做了一系列的研究,但并没有深入研究海雾生消过程中水汽及温度条件的变化对雾顶波导的影响。在黄海海雾生成阶段,一般情况下暖湿空气平流到冷海面上,通常形成逆温层结(王彬华, 1983; Gao *et al.*, 2007)。海雾发展阶段,雾顶长波辐射使温度降低;雾体内存在的风切变引起的湍流作用导致雾体内水汽混合(张守宝, 2010);研究表明海雾之上的干层,也利于海雾的维持(王彬华, 1980)。在雾的消退阶段,较强湍流作用使雾消散,同时近海面水汽状况发生变化,从而引起湿度层结的变化。

大气波导的发生需要大气层结中温度与湿度等气象要素场在垂直方向存在合理配置(Bean *et al.*, 1968)。已有研究成果发现:波导与湿度、温度的梯度存在密切联系——湿度梯度越大,逆温层结越强,越有利于波导的发生(张玉生等, 2009; 陈莉, 2010)。由此推断,在海雾发展的各个阶段,雾顶附近温度与湿度层结的变化,可能导致大气波导随之变化。譬如 2009 年 4 月 9—12 日在黄海海域及其沿岸发生了一次受高压系统影响的大范围海雾过程,同时有大气波导出现。本文将对此次伴随海雾的大气波导过程进行 WRF 数值模拟,主要针对以下 2 个问题进行详细回答:(1)受海雾影响的波导特征(包括空间分布类型、波导层底高、陷获层底高、波导层厚度、陷获层厚度及波导强度)与没有受海雾影响的大气波导有何不同?(2)海雾是如何影响大气波导的?

## 1 WRF 数值模拟

### 1.1 模拟设置

WRF(V3.2.1)采用两重嵌套网格,水平分辨率分别为 30km×10km,垂直为 49 $\eta$ 层。区域设置和模式物理方案选取见表 1。其中,我们采用了 MYNN 2.5 阶边界层方案(Nakanishi and Niino, 2009),而没有采用运行稳定度较差的 MYNN 3 阶方案;WRF 模式输出

结果为每 3h/次。

表 1 WRF 模式设置  
Tab.1 WRF modeling design

区域与选项	具体设置
模式区域	区域: 两重嵌套(Lambert conformal)投影中心点: (32.5°N, 123.0°E)格点数: 大区 108×108 个, 小区 151×163 个
分辨率	水平分辨率: 大区 30km, 小区 10km; 垂直分辨率: 49 $\eta$ 层*
时间步长	120s, 40s
边界层方案	MYNN 2.5 阶方案(Nakanishi <i>et al.</i> , 2009)
积云参数化方案	Kain-Fritsch 方案(Kain <i>et al.</i> , 1990)
微物理方案	Lin 方案(Lin <i>et al.</i> , 1983)
辐射方案	RRTMG 长、短波方案(Iacono <i>et al.</i> , 2008)
陆面模式	Noah 陆面模式(Chen <i>et al.</i> , 2001)

注:  $\eta=1.0000, 0.9990, 0.9985, 0.9975, 0.9950, 0.9925, 0.9900, 0.9850, 0.9800, 0.9775, 0.9700, 0.9540, 0.9340, 0.9090, 0.8800, 0.8506, 0.8212, 0.7918, 0.7625, 0.7084, 0.6573, 0.6090, 0.5634, 0.5204, 0.4798, 0.4415, 0.4055, 0.3716, 0.3397, 0.3097, 0.2815, 0.2551, 0.2303, 0.2071, 0.1854, 0.1651, 0.1461, 0.1284, 0.1118, 0.0965, 0.0822, 0.0689, 0.0556, 0.0452, 0.0346, 0.0249, 0.0159, 0.0076, 0.0000$ 。

### 1.2 初始和边界条件

WRF 模式所用背景场为美国环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)大气再分析数据 FNL(final analysis of NCEP, 水平分辨率 1°×1°, 垂直 26 层, 6h/次);海温采用 NEAR-GOOS(North-East Asian Regional Global Ocean Observing System)日平均数据,分辨率为 0.25°×0.25°。利用循环三维变分(高山红等, 2010),同时利用卫星遥感反演的海面风 QSCAT(Quick Scatter meter)、AIRS (Atmospheric Infrared Sounder)大气温度廓线、SSM/I (Special Sensor Microwave Imager)大气可降水量等非常规观测数据,尽可能为 WRF 模拟提供高质量的初始场。为了进一步提高 3DVAR 同化效果,利用 FNL 数据驱动 WRF 模式,以模拟时段为中心进行 8d 的后报模拟(每天进行 2 次 24h 后报),然后根据模拟结果,采用 NMC 方法(National Meteorological Center; Parrish *et al.*, 1992)为此次模拟生成独自的特征值空间背景误差协方差 CV5(WRF-3DVAR 的背景误差协方差有 CV3、CV5 与 CV6 等 3 种,具体见 WRF 主页 <http://www.wrf-model.org>)。同化时段为 2009 年 4 月 9 日 20 时—10 日 08 时(北京时间,下同),模拟时间起止点从 4 月 10 日 08 时—11 日 20 时。

### 1.3 模拟结果检验

2009 年 4 月 9—12 日的海雾主要生成于黄海及

其沿岸，采用双通道差值方法(Hunt, 1973; Ellrod, 1995)，利用 MTSAT (Multi-functional Transport Satellite)长短波红外数据得到夜间海雾观测事实(夜间短波与长波亮温差为 $-5.5\text{—}-2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  的区域为海雾; Gao *et al.*, 2009)，白天海雾的观测事实直接由 MTSAT 可见光云图得到。图 1a、图 1b、图 1c、图 1d 分别给出了此次海雾典型时刻的夜间与白天海雾观测事实。综合分析其他时刻的海雾观测事实(图略)与上海、青岛、成山头等站的地面温度、露点温度和能见度观测数据发现：上海站在 4 月 10 日 05 时，青岛站在 4 月 11 日 08 时与 14 时，济州岛站在 4 月 9 日 20 时—10 日 02 时的地面温度与露点温度相差很小，同时大气水平能见度都低于 1km，可以判断海雾区域与了解其演变过程。

依据 WRF 模拟结果中的云中液态水含量(CLW)，采用高山红等(2010)的方法(为了将模拟结果与卫星云图进行有效地直接比较，模仿卫星的“鸟瞰”方式，依据模拟 CLW 计算出雾/低层云顶高度，将其水平空间分布认为是雾/低层云区域：判据是  $\text{CLW} >$

$0.016\text{g/kg}$  且高度 $<600\text{m}$ )，计算得到了模拟雾区(图 2)。通过与海雾观测事实比较，发现模拟结果与实际观测基本一致。海雾在 4 月 10 日 08 时已在黄海南部海域生成，主体部分已连成一片，由黄海南部的一直延伸到东海北部。随后，雾区不断向北扩展；到 11 日 08 时，雾向北扩展至山东半岛沿岸(对比图 1c 与图 2e)，此后占据黄海大部分的雾开始消散。11 月 14 时，雾已明显消散并消散成 2 部分，分别存在于黄海与东海附近(图 1d 与图 2f)。由此可见，WRF 模式很好地模拟出了此次黄海海雾雾区及其向北扩展与消散的过程。进一步对比观测与模拟的天气形势(图略)也获得了较为一致的结果：黄海处于高压控制下，占据黄海的雾区受高压西部南风影响，雾区风速较小，为  $2\text{—}4\text{m/s}$ ；此外，模拟结果中的温度、湿度的垂直廓线与实测探空基本一致(图略)，由模拟的温度、湿度依据上述所得到的大气修正折射指数垂直廓线也趋于一致(图 3)，基本上能够表现出大气波导的发生与类型。因此，模拟结果较好地反映了海上大气边界层温湿结构的变化，可以使用此模拟结果进行大气波导的演变及其成因分析。

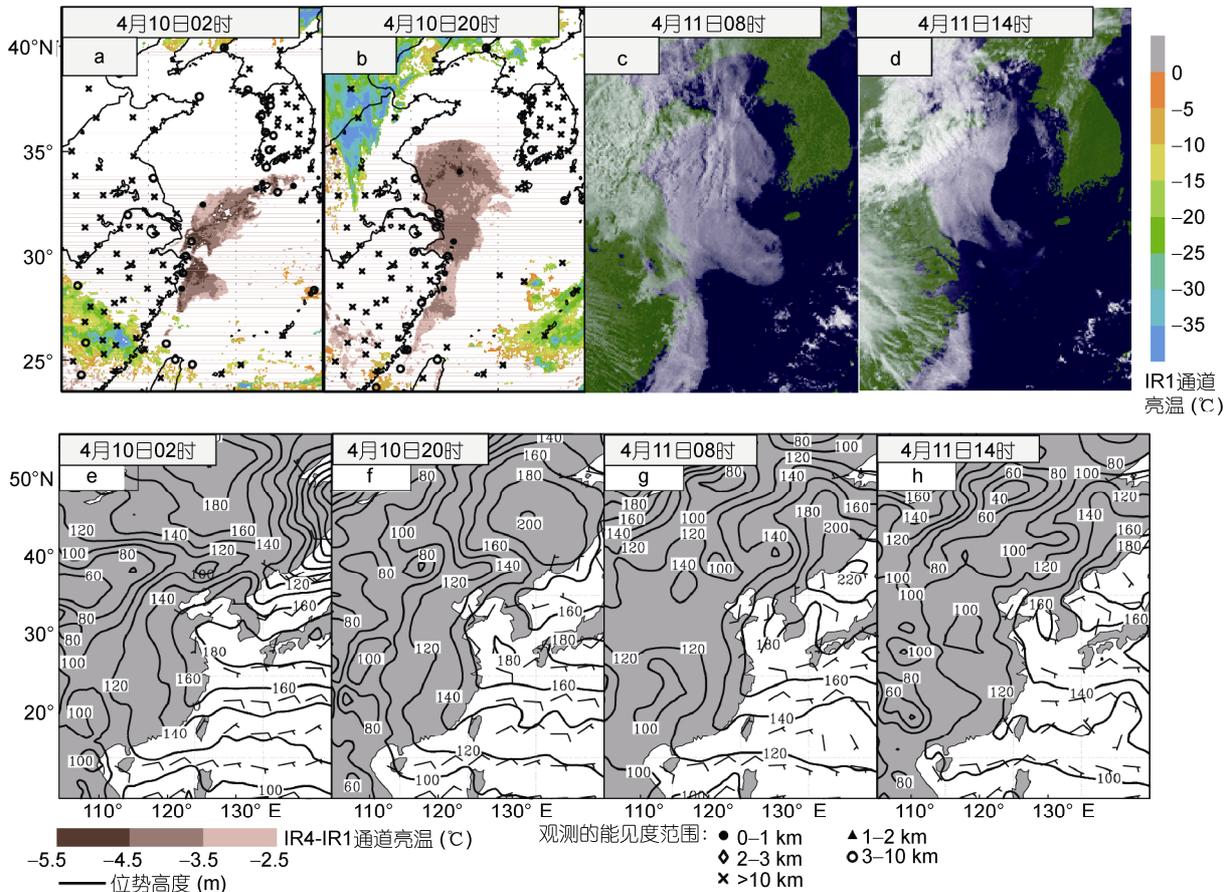


图 1 海雾观测事实(a—d)与相对应的 FNL 1000hPa 天气形势(e—h)

Fig.1 Observed facts of the sea fog (a—d)and their corresponding situation at FNL 1000hPa (e—h)

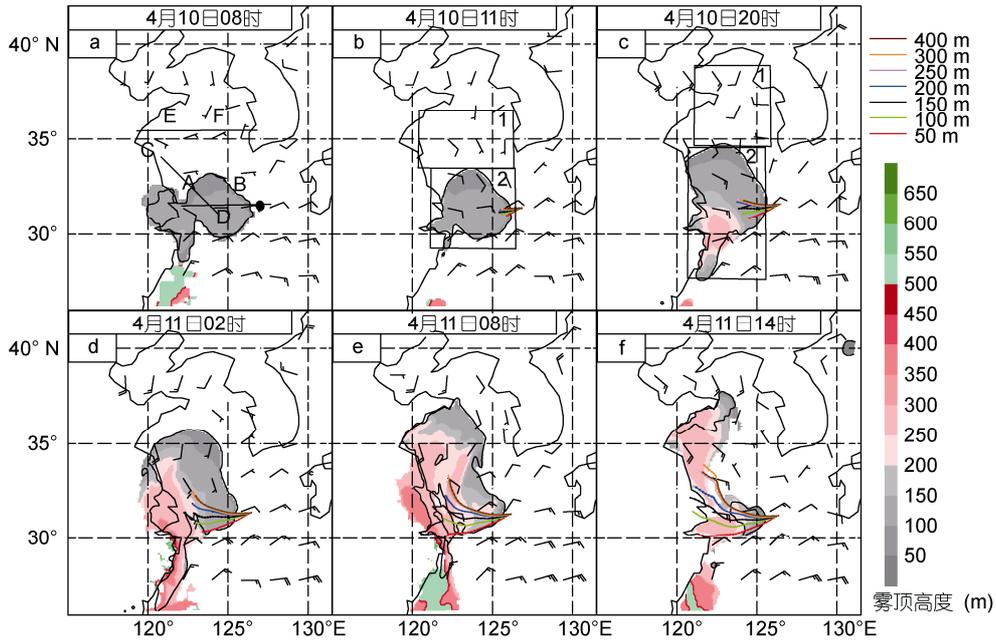


图 2 模拟雾区演变图与无雾区上空不同高度气块前向轨迹追踪

Fig.2 Simulated variation of fog area and forward trajectory of air mass at different heights from non-fog area

线段 AB、CD、EF: 剖面; 区域 1: 接近高压中心无雾区域上空对应的非贴海表面波导区域; 区域 2: 远离高压中心存在雾的区域上空对应的悬空波导; 黑色圆点: 气团起始位置; 线条: 前向追踪的气团位置(与图 4 对应)。

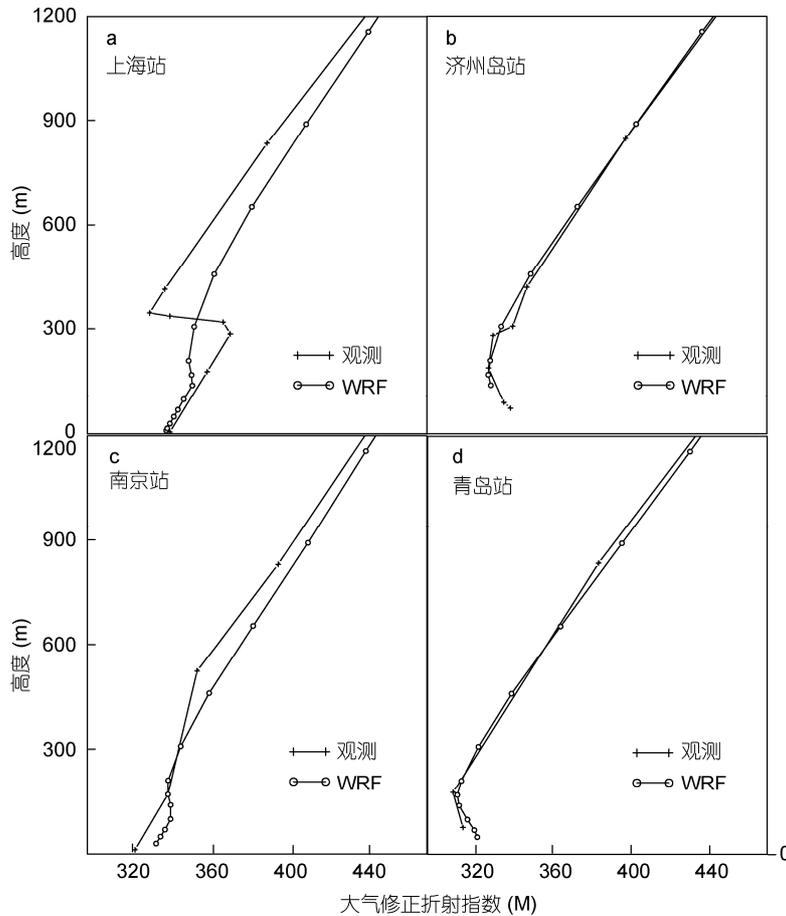


图 3 2009 年 4 月 10 日 08 时波导个例的模拟与站点观测的大气修正折射指数对比图

Fig.3 Comparison of modified refractive index between simulated and observed data

## 2 海雾的生成与发展

### 2.1 高压移动与海雾的关系

此次海雾过程中, 整个黄海受不断东移减弱的高压系统的控制。观测发现: 4月9日白天济州岛附近与靠近东海北部的中央海域上空附近存在2块较小的海雾, 它们均处于高压南部并在夜间相连(图略); 随着高压中心向东移动并减弱(图1e—图1g), 黄海西部逐渐转为南风, 海雾随之不断生成并向黄海北部扩展(图1a—图1c); 一直到4月11日08时, 海雾扩展至山东半岛南岸, 占据黄海大部(图1c), 此时雾发展最为强盛; 此后随着高压强度的减弱(图1g, 图1h), 海雾趋于消散(图1c, 图1d); 至4月11日14时, 海雾仅存在于黄海北部(图1d)。

受高压系统控制, 海面低层空气应该在此高压形成的稳定流场中运动。通过从模拟起始时刻2009年4月10日08时向前30h追踪高压南部50—700m无雾区的气团, 气团轨迹(图2, 图4)也说明了这种情况: 50—700m气团在高压形成的稳定流场中作顺时针运动; 在低空50—250m的气团轨迹随高度呈顺时针旋转, 1000hPa的等高线与等温线的夹角大致呈45°(图略), 表明雾区内存在暖平流, 同时结合海表温度(图略)得

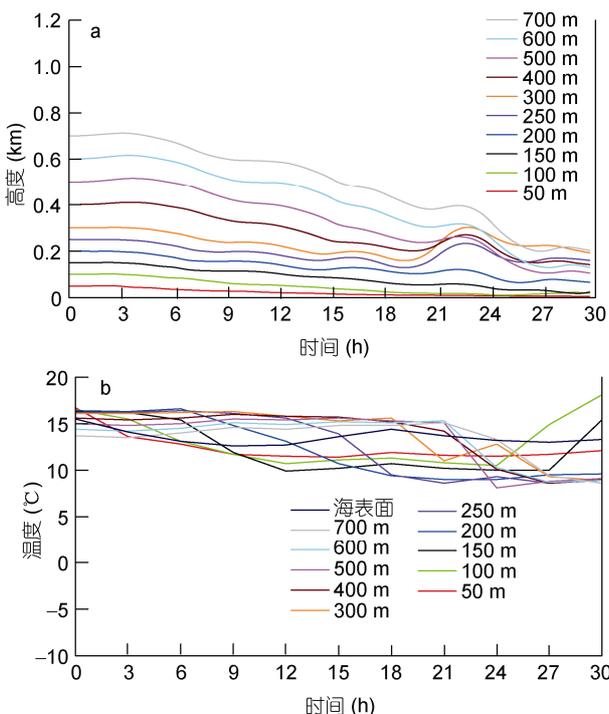


图4 前向追踪30h内气团高度和温度随时间的变化  
Fig.4 Temporal changes in air mass height (a) and temperatures (b) of forward trajectories

知, 此次海雾是由暖气团移动到冷海面上而形成的暖平流雾; 相对高空250—700m的气团轨迹较为一致, 下沉运动过程中增温, 并受海雾影响有上升运动降温, 最后到达黄海中部上空。

### 2.2 温度、湿度廓线变化

为了详细分析近海面大气层中温度、湿度廓线的变化, 一是运用拉格朗日方法, 选取与上述轨迹较为一致的250—700m范围的暖湿气团, 每隔3h给出气团的温度、湿度和水汽混合比的垂直廓线(图5); 二是沿图2a中所示的线段AB(122°—129°E, 31.5°N)与CD(121°—125°E, 34°—31°N), 分析垂直剖面内温度与湿度层结状况, 如图6与图7所示。

气团追踪始于4月10日08时, 此时暖湿气团位于高压南部晴空区(图2a与图6a), 不存在逆温(图5b中线条1, 图6a), 湿度随高度递减(图5c线条1, 图6d)。4月10日11时, 暖湿气团移动到雾体所在区域和其对应上空(图2b, 图4b和图6b), 低层输送的水汽与黄海局部提供的水汽在湍流混合作用下冷却成雾(图4a, 图5a中线条2), 水汽在雾体之上逐渐降低(图5c中线条2), 同时雾顶长波辐射冷却使逆温增强(图5b中线条2)。

此后受高压影响, 雾区向北扩展并不断向上发展, 所追踪200—250m气团被迫抬升(图5a中线条3—6, 图6c, 图7a, 图7b), 且逆温层也不断抬升(图5b中线条3—6), 同时水汽在雾体内逐渐混合均匀(图5c中线条3—6), 到4月11日08时水汽已完全混合均匀(图5c中线条6)。此后, 高空的干空气不断下沉(图4a与图5c中线条7), 雾体内云水含量降低(图5a中线条7), 海雾消散(图2f)。由于雾顶长波辐射冷却作用, 虽然海雾消散, 但雾顶附近逆温仍继续保持(图5b中线条7)。

## 3 波导的形成原因

### 3.1 波导事件

由于我国海上缺乏探空资料, 仅利用1天2次的黄渤海沿岸站点资料给出的温度、水汽压等气象观测要素, 根据大气波导公式(Beane *et al.*, 1968)计算得到大气修正折射指数。通过分析发现, 济州岛站在4月9日20时、10日08时、20时与11日08时均出现波导, 波导陷获层大约在100—350m之间; 同样上海站在4月10日08时出现波导, 陷获层较低, 大约在250—350m, 4月11日08时、20时也出现波导, 但陷获层较高, 在500—700m左右(图略)。南京站、青岛站和射阳站探空资料由于垂直分辨率较低并没有显示出波导(图略), 而这些站点实际在某些时刻有可能也会发生波导。

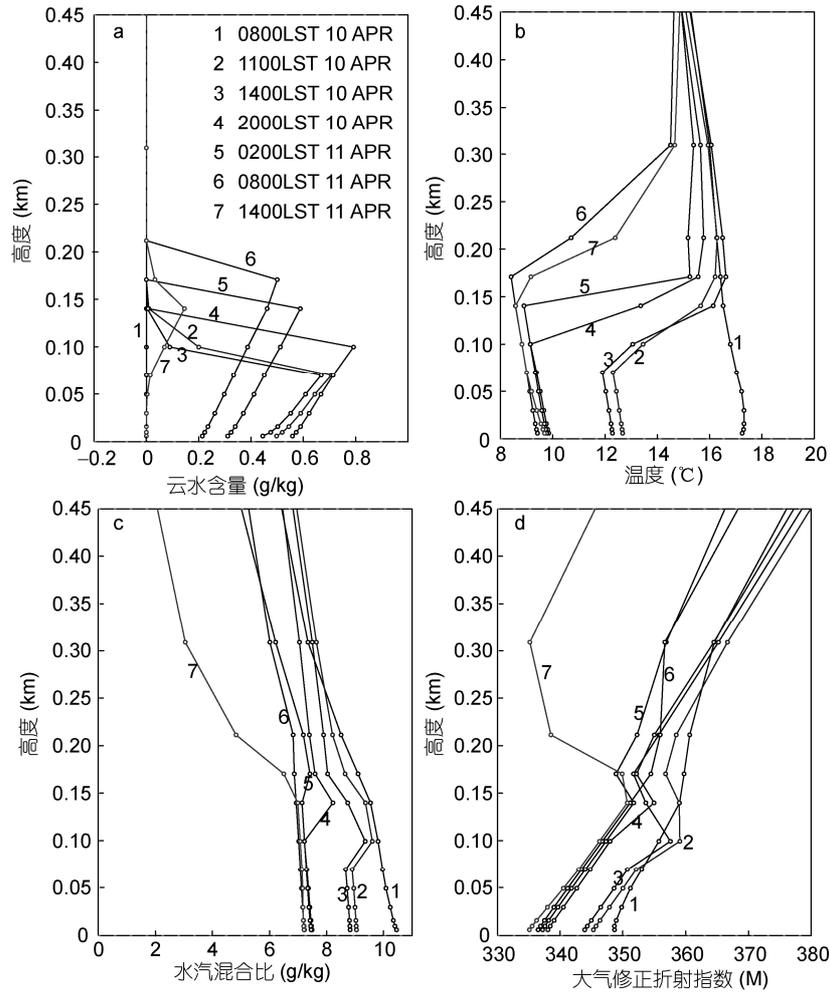


图 5 前向追踪气块中不同变量云水含量(a)、温度(b)、水汽混合比(c)、大气修正折射指数(d)的垂直廓线

Fig.5 Forward trajectories of clouds in different heights in terms of water mixing ratio (a), temperature (b), water mixing ratio (c) and atmospheric modified refractive index (d)

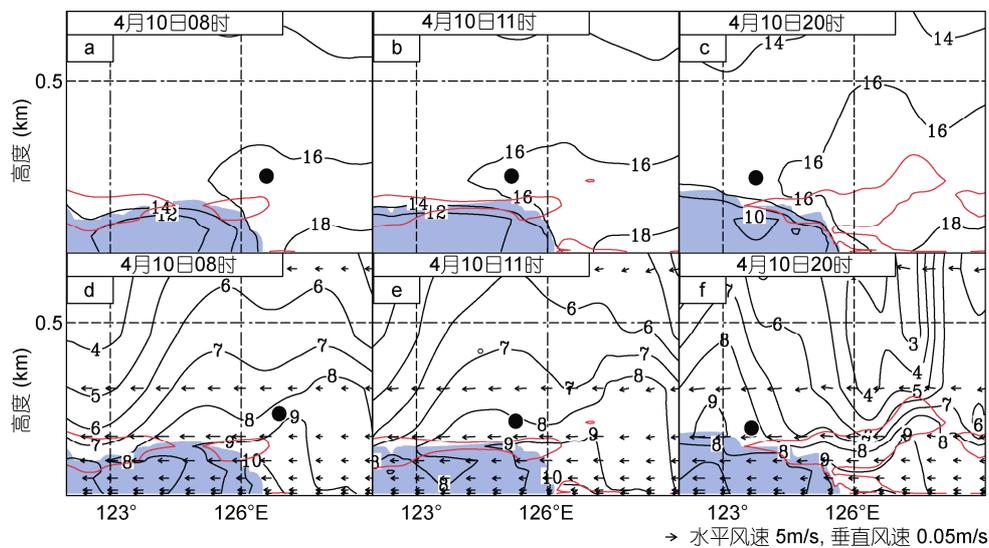


图 6 沿图 2 线段 AB 的温度(a—c, 单位: °C)与水汽混合比(d—f, 单位: g/kg)垂直剖面

Fig.6 Vertical profiles of temperature (a—c, unit: °C) and vapor mixing-ratio (d—f, unit: g/kg) along the AB line

黑色圆点: 所追踪气团位置; 蓝色填充区: 海雾; 红色等值线区域: 波导陷获层(图 7、图 10 同)

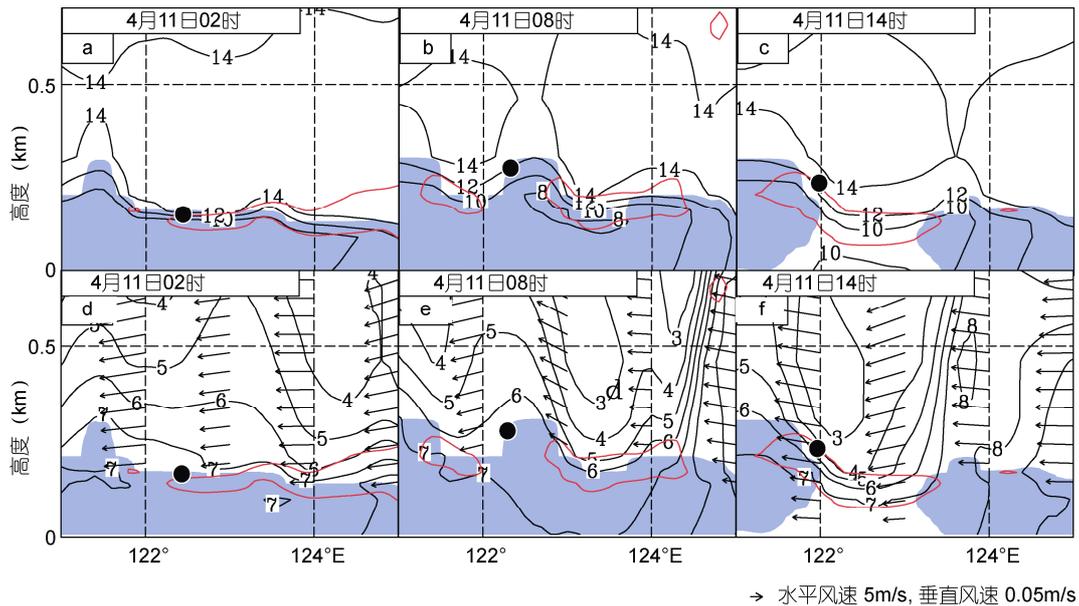


图7 沿图2线段CD的温度(a—c, 单位: °C)与水汽混合比(d—f, 单位: g/kg)垂直剖面

Fig.7 Vertical profiles of temperature (a—c, unit: °C) and vapor mixing-ratio (d—f, unit: g/kg) along the CD line

通过对比海雾分布与计算得到的大气修正折射指数廓线(图略), 不难发现: 济州岛站在4月9日20时、10日08时、20时与11日08时均出现波导, 波导陷获层是逐渐降低的, 且仅在陷获层较高的时刻4月9日20时济州岛存在海雾, 由此推测这可能是由于海雾的存在增大了陷获层的高度; 同样, 上海站在4月10日08时、11日08时(图1c)上空均有海雾存在, 在两个时刻也同时有波导发生。由此推测此次高压海雾过程中黄海上空存在波导, 进一步的模拟结果表明黄海的确发生了大面积的大气波导现象。

### 3.2 此次海雾对大气波导的影响

海雾的发生会使大气温度与湿度层结发生变化, 从而对大气波导的生消、类型、强度等产生影响。譬如在此次波导过程中, 雾区上空对应悬空波导, 而没有雾的区域上空对应非贴海表面波导(图8)。为了探讨海雾对大气波导的影响, 一是对比雾区与雾区外大气波导的空间分布, 二是观察海雾不同演变阶段内温度与湿度层结的变化(沿图2中线段EF(120°—127°E, 35.5°N)作垂直剖面分析)。

**3.2.1 此次大气波导的空间分布特征** 将接近高压中心无雾区域内非贴海表面波导记为“波导1”, 而远离高压中心海雾雾区内的悬空波导记为“波导2”(分别见图2中方框所示)。通过对比两者的波导底部、陷获层底部、波导厚度、陷获层厚度、波导强度等特征属性的空间分布, 发现受雾影响的“波导2”的波导底部、陷获层底部较高, 而波导厚度、陷获层厚

度、波导强度较小(图9)。在沿33°—36°N每隔1°的东西方向(120°—127°E)垂直剖面内, 进一步分析这2类波导的温度和湿度梯度的差别。结果发现: 在同一纬度上“波导1”的陷获层逆温较弱, 约在每千米0.05—0.4°C, 同时逆温强度较弱; 波导陷获层的湿度差较大, 大约在3—6g/kg之间, 而湿度梯度也较大。“波导2”的情况相反, 陷获层逆温较大, 大致在每千米0.2—0.9°C, 同时逆温强度较强; 而波导陷获层的湿度差较小, 大致在0—4g/kg间, 湿度梯度也较小。特别指出的是, 海雾上方没有波导的区域湿度梯度明显较小。

### 3.2.2 海雾演变过程中温度与湿度层结的变化

海雾生成前, 冷高压系统周围存在强烈的下沉运动, 致使干空气下沉到冷湿海面上, 紧贴海面形成上干下湿的湿度梯度(图10f), 同时下沉气团增温形成弱逆温层(图10a), 贴海表面波导形成(图8a、图10a)。冷海面与海面大气之间进行湍流热量运输, 紧贴海面的下层大气开始降温与增湿(图10b、图10g), 逐渐形成混合层并提供波导基础层; 同时逆温层与湿度突降层抬升(图10b、图10g), 贴海波导变为非贴海表面波导(分别对比图8b、图8c与图10a、图10b)。

随着湍流混合发展, 湿度突降层与逆温层继续抬升(分别对比图10b、图10g与图10c、图10h), 海雾逐渐生成(图2d、图10c), 由于此时海雾较薄, 波导类型仍为非贴海表面波导(图8d)。随着海雾的不断生成向北推移并增厚(图2e与图10d), 水汽梯度减弱(图

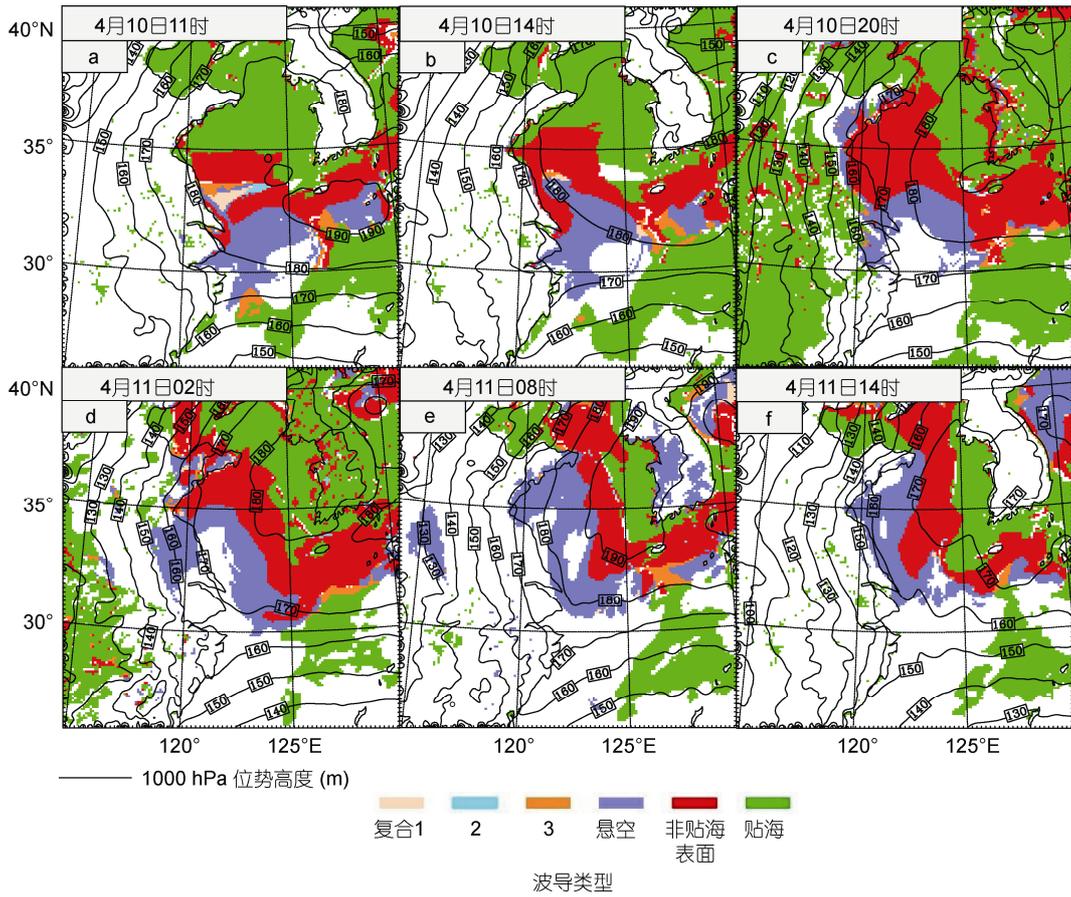


图8 模拟的波导区域与类型分布

Fig.8 Simulated variation of the atmospheric duct areas and the duct type. The contour lines are 1000hPa geopotential heights

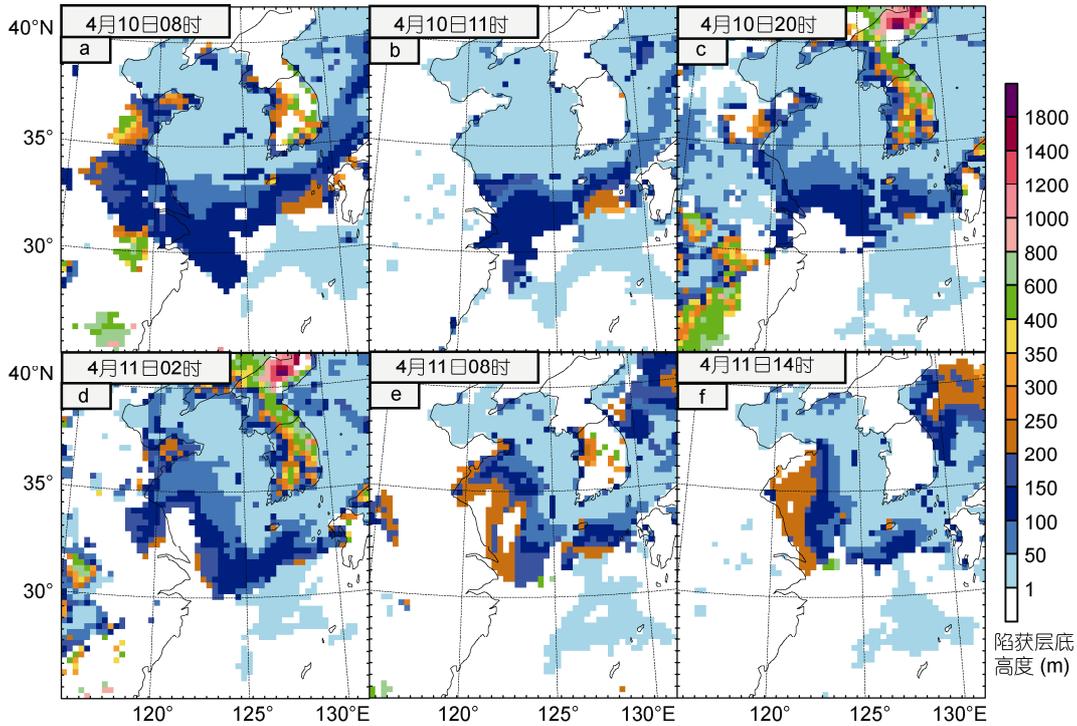


图9 模拟波导的陷获层底高度

Fig.9 Height of trapping layer bottom of the simulated ducts

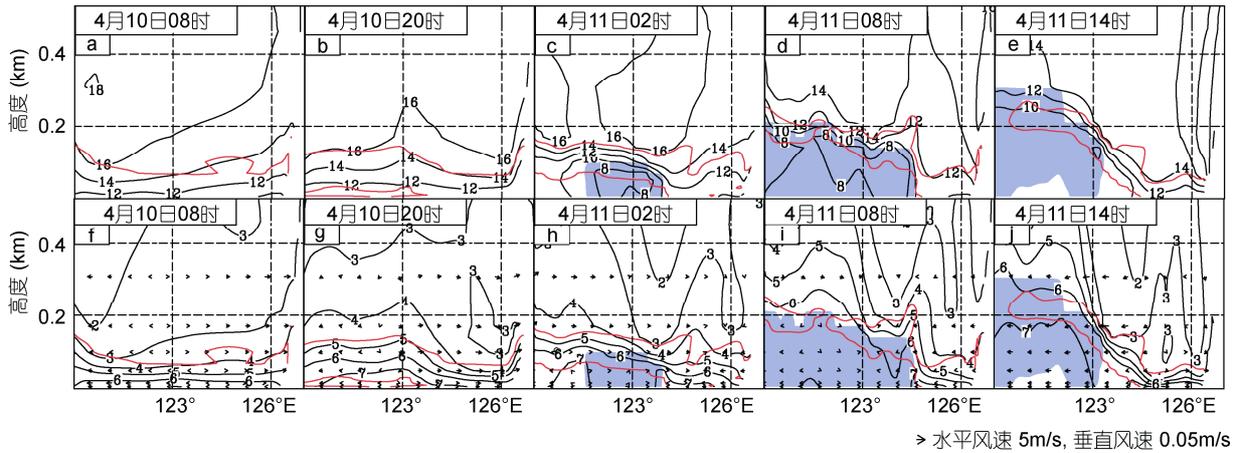


图 10 沿图 2 线段 EF 的温度(a—e, 单位: °C)与水汽混合比(f—j, 单位: g/kg)垂直剖面  
 Fig.10 Vertical profiles of temperature (a—e, unit: °C) and vapor mixing-ratio (f—j, unit: g/kg)along the EF line

10i), 逆温层结也减弱(图 10d), 较强的非贴海表面波导被较弱的悬空波导所替代(图 8d, 图 8e), 并随海雾逐渐占据黄海大部(图 2e、图 8e)。值得指出的是, 此过程中随着海雾发展, 当雾发展得较厚时(图 2c、图 2d), 在雾顶附近会出现下干上湿的较小湿度梯度, 这时虽然存在逆温(图略), 但雾顶也会波导消失(图 8c、图 8d)。

由于高压的影响, 高空干空气下沉(图 10j), 逆温层结下降(图 10e), 雾逐渐消散(图 2f、图 10j)。这时水汽梯度增强(图 10j), 温度梯度较大(图 10e), 波导增强, 雾区上空逐渐变为非贴海表面波导(图 8f)。

### 3.3 大气修正折射指数的廓线变化

可以通过图 5 来分析大气修正折射指数垂直廓线的变化。4 月 10 日 08 时, 不存在逆温(图 5b 线条 1), 同时湿度梯度较小(图 5c 中线条 1), 不足以形成波导(图 5d 中线条 1)。随着暖湿气团的移动, 逆温出现(图 5b 中线条 2), 雾顶湿度梯度递减(图 5c 中线条 2), 雾体提供波导基础层, 雾顶附近形成悬空波导(图 5a、图 5d 中线条 2)。此后逆温层不断抬升(图 5b 中线条 3—6), 海雾的厚度增加导致基础层随之加厚(图 5a 中线条 3—6), 水汽递减层也相应升高(图 5c 中线条 3—6), 虽然此过程中逆温加强, 但海雾内部的湍流混合作用使水汽梯度变小, 故波导底部增高, 陷获层厚度减小(图 5d 中线条 3—6)。一直到 4 月 11 日 08 时, 海雾内部水汽混合均匀, 水汽梯度较小(图 5c 线条 6), 虽然雾顶辐射冷却作用导致逆温变强(图 5b 中线条 6), 但波导还是消失(图 5d 中线条 6)。这说明, 湿度梯度起决定作用; 也可以解释在波导的发展过程中, 海雾的上方有时不存在波导(对比图 8)。4 月 11 日 14 时, 干空气下沉导致湿度梯度增大(图 5c 中线条 7), 这时逆温仍较大(图 5b 中线条 7), 促使形成了比

较强的非贴海表面波导(图 5d 中线条 7)。

## 4 结论

2009 年 4 月 9—12 日的大气波导过程中的海雾受不断东移的高压系统控制, 高压系统的移动造成海雾的发生、发展与消退。在海雾演变过程中, 水汽输送、雾体内降温等作用导致近地面的大气温度与湿度层结发生变化, 从而引起大气波导分布、类型、强度发生变化。大气波导与海雾之间存在密切联系, 图 11 给出的概念示意图可以概括它们的演变过程。

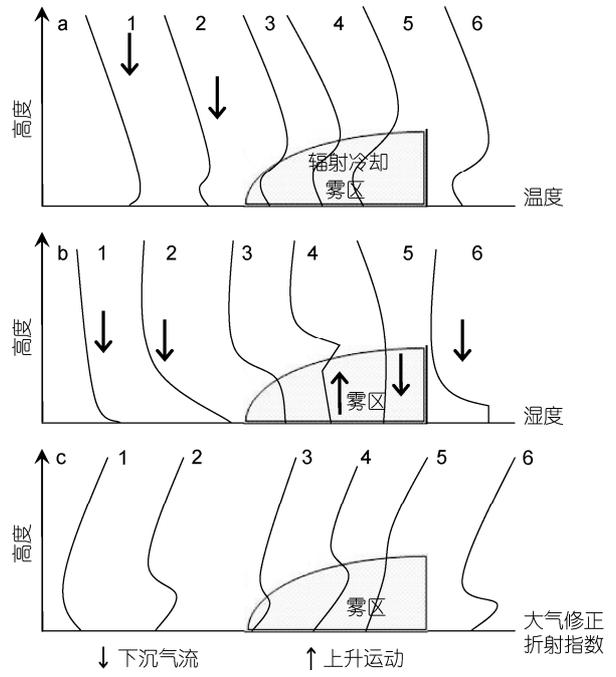


图 11 2009 年海雾与波导关系的概念示意图  
 Fig.11 Schematic illustration of the atmospheric ducts associated with sea fog in 2009  
 1—3: 海雾的生成; 4、5: 海雾的发展; 6: 海雾的消退

1) 海雾生成前, 受高压下沉影响, 近海面存在较强的湿度梯度与相对较弱的温度梯度(图 11a1、图 11b1), 黄海上空对应较强的贴海波导(图 11c1)。随着近海面加湿、降温, 水汽混合, 湿度与温度突降层抬升(图 11a2、图 11b2), 贴海波导变为非贴海表面波导(图 11c2)。

2) 高压不断向东移动减弱, 海雾不断向北生成, 这时虽然雾顶长波辐射冷却导致逆温增强(图 11a3—图 11a5), 但海雾发展的过程中, 水汽不断向西输送的同时垂向混合, 导致雾顶水汽梯度减小(图 11b3—图 11b5), 形成较弱的悬空波导或导致波导消失(图 11c3—图 11c5)。

3) 高压外围干空气下沉, 海雾消退, 虽然湿度梯度与温度梯度突降层下降(图 11a6、图 11b6), 但仍保持较大的梯度, 悬空波导变为较强的非贴海表面波导(图 11c6)。

### 参 考 文 献

- 王彬华, 1980. 中国近海海雾的几个特征. 海洋湖沼通报, 3: 9—20
- 王彬华, 1983. 海雾. 北京: 海洋出版社, 352
- 孙安健, 黄朝迎, 张福春, 1985. 海雾概论. 北京: 气象出版社, 5—15
- 张玉生, 赵振维, 康士峰等, 2007. 利用海雾遥感和天气形势进行海上大气波导的预报研究. 电波科学学报, 22(增刊): 172—174
- 张玉生, 康士峰, 赵振维等, 2009. 大气波导与气象物理量场相关性的模拟分析. 电波科学学报, 24(4): 742—747
- 张守宝, 2010. 高压系统影响下黄海海雾的形成机制研究. 青岛: 中国海洋大学硕士论文, 51—68
- 陈 莉, 2010. 中国近海大气波导的统计特征分析及演变机理的数值研究. 青岛: 中国海洋大学博士学位论文, 47—50
- 胡晓华, 费建芳, 张 翔等, 2007. 气象条件对大气波导的影响. 气象科学, 27(3): 349—354
- 高山红, 齐伊玲, 张守宝等, 2010. 利用循环 3DVAR 改进黄海海雾数值模拟初始场 I: WRF 数值试验. 中国海洋大学学报, 40(10): 1—9
- 郭铁宝, 2004. 由海面蒸发波导预报平流海雾的方法. 海洋预报, 21(4): 40—47
- Atkinson B W, Li J G, Plant R S, 2001. Numerical modeling of the propagation environment in the atmospheric boundary layer over the Persian Gulf. J Appl Meteor, 40(3): 586—603
- Bean B R, Dutton E J, 1968. Radio Meteorology. New York: Dover Publication Inc, 435
- Chen F, Dudhia J, 2001. Coupling an advanced land and surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. Mon Wea Rev, 129(4): 569—585
- Ellrod G P, 1995. Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multi-spectral infrared imagery. Weather Forecasting, 10(3): 606—619
- 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
- Gao S H, Wu W, Zhu L L *et al*, 2009. Detection of nighttime sea fog/stratus over the Huanghai Sea using MTSAT-1R IR Data. Acta Oceanologica Sinica, 28(2): 23—35
- Hunt G E, 1973. Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infrared thermal window wavelengths. Quart J Roy Meteor Soc, 99(420): 346—369
- Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J *et al*, 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. J Geophys Res, 113: D13103
- Kain J S, Fritsch J M, 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. J Atmos Sci, 47(23): 2784—2802
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D, 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J Climate Appl Meteor, 22(6): 1065—1092
- Mentes S S, Kaymaz Z, 2007. Investigation of Surface Duct Conditions over Istanbul, Turkey. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 46(3): 318—337
- Nakanishi M, Niino H, 2009. Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer. J Meteor Soc Japan, 87(5): 895—912
- Parrish D F, Derber J C, 1992. The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system. Mon Wea Rev, 120(8): 1747—1763

## MODELING MARINE ATMOSPHERIC DUCT FORMATION FOR A TYPICAL FOG ON YELLOW SEA

YUAN Xia-Yu<sup>1, 2, 3</sup>, GAO Shan-Hong<sup>1, 2</sup>

(1. *Key Laboratory of Physical Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;*  
2. *Ocean-Air Interaction and Climate Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;*  
3. *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*)

**Abstract** We selected and investigated a typical sea fog event that occurred on the Yellow Sea on April 9—12, 2009 in a high-pressure system. Using FNL (the Final Analyses) results as the initial boundary data, we employed WRF (Weather Research and Forecasting) model to reproduce the duct of the event. The results are followed. (1) An atmospheric duct appeared before the sea fog formation. Due to strong subsidence over the Yellow Sea, humidity gradient was large and inversion layer occurred. Both touching-sea-level surface duct and non-touching-sea-level surface duct appeared. (2) The sea fog initiated in the place west of a high-pressure system and extended northward when the high-pressure system was weakening and shifting eastward. No atmospheric duct existed at top of the fog, although long wave radiation strengthened the inversion at the top of the fog. Meanwhile, a non-touching-sea-level surface duct controlled the regions without fog formation. (3) Under the influence of high pressure system, dry air mass was sinking in the fog region, and the fog was gradually dissipated and vanished at last. Thus, the non-touching-sea-level surface duct over the Yellow Sea was formed due to large humidity gradient and inversion layer occurrence. In other words, the high pressure system resulted in significant temperature and humidity gradients at the top of the sea fog, and then the atmospheric duct developed. Therefore, sea fog and atmospheric duct are closely related and often co-occur.

**Key words** Yellow Sea; atmospheric duct; sea fog; WRF model(Weather Research and Forecasting Model); observation analysis; numerical modeling study