

一次春季黄海海雾和东海层云关系的研究*

张苏平^{1,2} 刘飞^{1,2,3} 孔扬^{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
与气候山东省重点实验室 青岛 266100; 3. 91199 部队气象台 舟山 316000)

提要 结合多种观测数据和数值模拟结果对 2011 年 3 月 12—13 日的一次黄海海雾过程进行分析。观测数据分析表明:此次黄海海雾过程与东海层云之间存在密切的联系。地面高低压位置为水汽从层云区向北输送提供了有利的环流条件;黄海上空天气尺度下沉运动,加强了海洋大气边界层(MABL)层结的稳定性, MABL 顶自南向北高度降低,有利于水汽在向北输送过程中不断向海面聚集;下沉导致的干层以及逆温层对海雾的发生发展起重要作用。模式结果进一步证明天气尺度下沉运动与 MABL 内的下沉在 29°—30°N 附近同位相叠加,使得该海区上空的下沉运动明显增强,边界层高度迅速下降。下沉可能会导致气块温度升高,云滴蒸发,来自层云区的水汽随流场向北向下输送逐渐接近冷海面凝结成雾,近海面水汽的平流输送使海雾进一步向北发展。本研究为海雾预报提供新的参考思路。

关键词 层云;海雾;下沉;逆温层;海洋大气边界层

中图分类号 P426.4 **doi:** 10.11693/hyhz20121114001

雾可以认为是底部接地的云,它导致能见度小于等于 1km,严重影响交通(Leigh *et al.*,1995)。海雾是指在海洋的影响下,在海上、岛屿或沿海地区形成的雾(王彬华,1983)。海雾导致海上或沿海能见度降低,对海上交通,船舶航行,捕捞等造成严重的影响,据舟山海事局近年来资料统计,近 200 次海上因船舶碰撞、触礁等发生的海难事故中,有 70%是由海雾引起的,海雾可谓“海上无声的杀手”(李晓丽等,2011)。因此研究海雾形成、发展的机制具有十分重要的意义。

Palmer(1917)于 20 世纪 20 年代就研究过加利福尼亚沿岸海雾,我国相关研究起步较晚,20 世纪 80 年代,王彬华(1983)首先对中国沿海海雾进行了研究。前人研究表明,黄海海雾多属于平流冷却雾(王彬华,1983;傅刚等,2002;周发琇等,2004;王鑫等,2006;高山红,2011),即暖湿空气流经冷海面,底层空气降温达到其露点而形成雾。任兆鹏等(2011)用观测资料和中尺度模式 Weather Research and Forecast (WRF)对黄渤海春夏季海雾进行了模拟,并指出了逆温层

在海雾形成过程中的重要作用,张红岩等(2005)的研究也发现逆温层的存在有利于海雾的维持。国外研究表明,海洋大气边界层(MABL)中的层云(marine stratus)可以下降成雾(Leipper,1948,1994),并给出美国西海岸层云下降转化为海雾的物理模型:大范围高压控制下,离岸的越海岸山脉(Coast Range)偏东气流沿山坡下沉,导致近海上空逆温层高度下降, MABL 中的层云高度不断降低至海面形成海雾,该模型一直在海雾预报中应用(Lewis *et al.*,2003,2004)。Koračín 等(2001)认为在大尺度下沉的背景下,低空逆温和云顶长波辐射冷却是层云下降成雾的主要机制。我国黄海多雾时期是东海多层云时期(韩美等,2012),但对东海层云和黄海海雾之间可能关系的研究尚不多。

本文研究了 2011 年 3 月 12 日—13 日发生的一次东海层云-黄海海雾个例(以下简称层云-海雾个例或者层云-海雾系统),此次过程中层云-海雾关系与美国西海岸情况不同,是在东海低压和其北部高压

* 自然科学基金项目,41175006 号。张苏平,教授, E-mail:zsping@ouc.edu.cn

收稿日期:2012-11-14, 收修改稿日期:2013-05-20

共同控制下,水汽从东海层云区向北输送,随着逆温层高度的不断降低而接近海面,在冷海面作用下导致黄海海雾形成,同时也发现存在局地层云下沉成雾的现象。本文讨论此次层云-海雾系统,希望丰富对我国海雾形成机理的认识,并为海雾预报提供新的参考思路。

1 资料、方法和模式介绍

1.1 资料和方法

本文使用以下资料: (1)中国气象局 Meteorological Information Comprehensive Analysis and Process System (MICAPS3.0)提供的地面要素观测数据和标准化探空数据,对海雾事实和大气环流、层结进行分析。(2)美国国家预报中心(NCEP)提供的 Final Analysis (FNL)再分析数据和 Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)再分析数据,用于天气形势以及要素场分析,并为 WRF 模式提供边界条件。(3)NCEP Global Data

Assimilation System(GDAS)数据,为云雾后向追踪提供大尺度背景场。(4)美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)提供的 Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature(OISST)数据,为 WRF 模式提供下垫面海表面温度(SST)。(5)日本气象厅(The Multi-functional Transport Satellite, MTSAT)卫星数据中的可见光云图,对白天云雾区时空变化进行分析,用红外 1、4 通道数据进行夜间海雾反演(吴晓京等, 2008; Hunt, 1973; Eyre *et al.*, 1984; Gao *et al.*, 2009)。

1.2 模式介绍

1.2.1 WRF 模式 本文采用的 WRF v3.3.1 版本,由美国国家大气研究中心(NCAR)中小尺度气象处、NCEP 环境模拟中心等 4 单位联合发起研制的,该中尺度模式被运用于黄渤海海雾的研究,并取得了不错的效果(张苏平和任兆鹏, 2010; 高山红等, 2011)。具体参数化设置如表 1。

表 1 WRF 模式参数化设置
Tab. 1 Specification of WRF model

WRF 参数名称	参数设置
模式基本方程组	非静力平衡原始方程组
投影方式	Lambert 投影, 中心: 33°N, 126°E
初始场数据选取	FNL 客观分析资料, OISST 下垫面 SST 资料
网格	双向反馈两重嵌套
水平分辨率	细: 10km×10km, 粗: 30km×30km
积分时间	2011 年 3 月 10 日 00 时(世界标准时间 UTC, 下同)—15 日 18 时
微物理过程方程	WSM 5-class scheme(Hong <i>et al.</i> , 2004)
积云对流方案	Kain-Fritsch(new Eta)scheme(Kain <i>et al.</i> , 1990)
边界层方案	MYNN2(Mikio <i>et al.</i> , 2006)
长波辐射方案	RRTM scheme(Mlawer <i>et al.</i> , 1997)
短波辐射方案	Dudhia scheme(Dudhia, 1996)
近地层方案	Monin-Obukhov scheme
陆面模式	Thermal diffusion scheme

1.2.2 Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory-4(HYSPLIT-4)模式 HYSPLIT-4 模式是 NOAA 和澳大利亚气象局在过去 20a 间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的来源(Draxler *et al.*, 1997)。本文以 2011 年 3 月 12 日 12 时为初始时刻,利用 HYSPLIT-4 模式,对黄海雾区不同高度的多点进行后向 36 h 追踪。

2 层云-海雾个例观测事实

图 1 为 MTSAT 可见光云图(图 1a—图 1d, 图 1i—

图 1j)和反演的夜间低云/雾区(图 1e—图 1h, 白色)。3 月 12 日 00—03 时(图 1a 和图 1b)东海为大片云区覆盖, 06 时(图 1c)东海海区北端伸展云区(图 1d)表现为乳白色, 表面均一, 纹理光滑, 边界清晰, 符合海雾在可见光云图上的表现特征(鲍献文等, 2005; 张纪伟等, 2009)。夜间卫星反演云图(图 1e—图 1h)表明, 杭州湾以北为低云/雾区, 地面观测资料证实了这片区域即为海雾, 雾区逐渐向北偏东方向发展, 最终覆盖黄海大部分海区, 并在长江口与山东半岛附近分别向陆地扩展, 最北端达到朝鲜半岛, 与此同时东海上空云区逐渐消散。13 日 03 时(图 1j)东海云区基本消

散, 黄海雾区维持, 但范围逐渐减小, 06—09 时黄东海逐渐被云层所覆盖(图 1k—图 1l)。

在黄东海沿岸由南至北选取云雾区所影响的站点: 定海、嵊泗、昆山、吕泗、大丰、海阳(图 2 右图), 利用其 3h/次的地面观测数据绘制图 2, 由于登陆沿海的海雾通常不能造成小于等于 1km 的低能见度, 本文选取小于等于 2km 作为海雾指标。

3 月 12 日 06—09 时定海、嵊泗站为 10 成(图 2)

层云, 这与卫星观测的东海为云区覆盖是一致的(图 1c—图 1d)。15 时嵊泗、定海站先后出现能见度小于等于 1km 的天气现象, 15—18 时昆山站天气现象由低云转为雾, 昆山以北逐渐被北上雾区覆盖。为了展现层云和雾的联系, 选取离大陆较远的海岛测站嵊泗站(SS, 位置见图 2 右图)分析其气象要素变化(表 2), 12 日 00—06 时嵊泗站多云到阴短时伴有小雨, 低云底高度由 300m 降为 100m。09 时初次有 100m 高

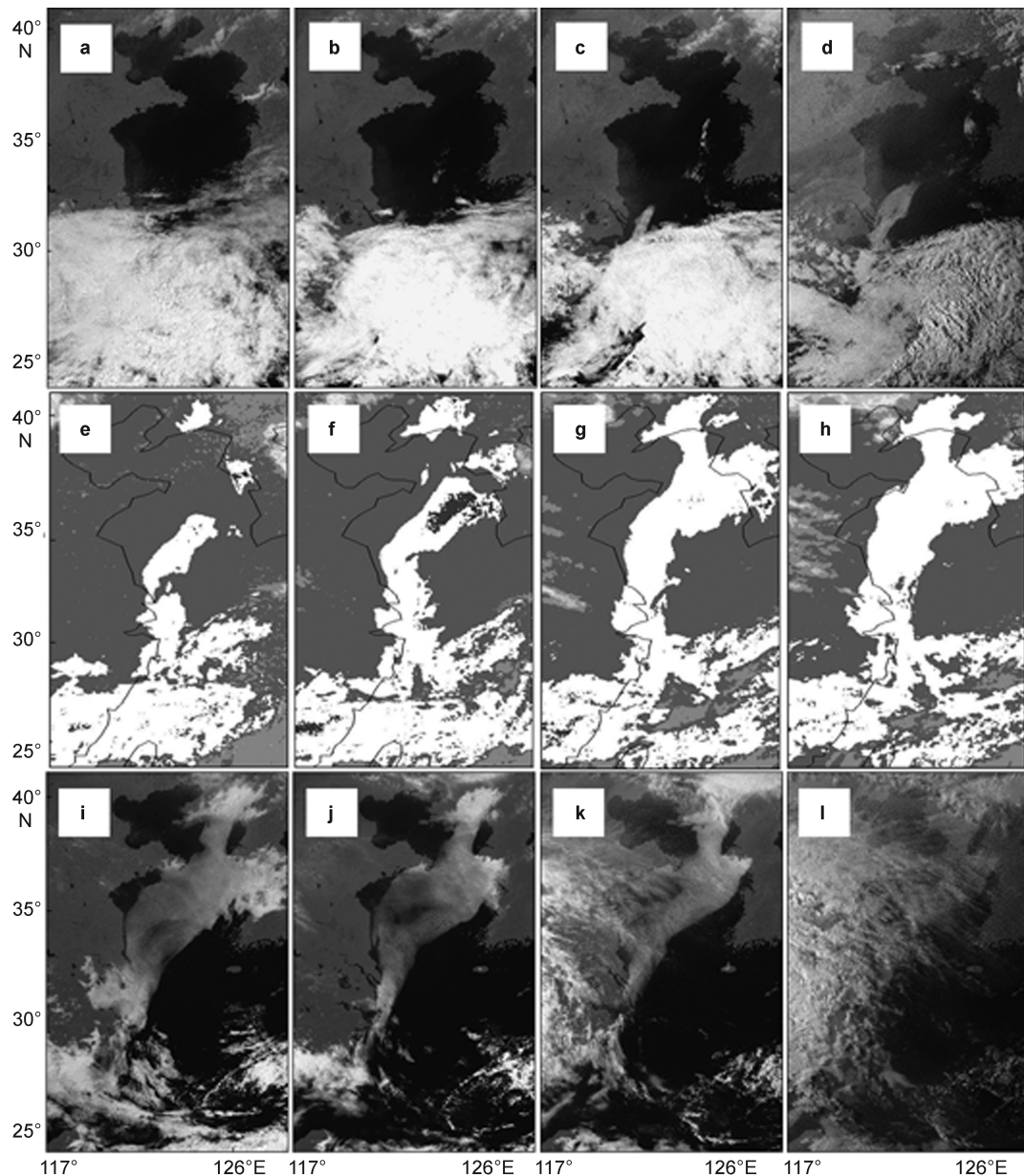


图 1 2011 年 3 月 12 日—13 日层云-海雾系统演变过程 MTSAT 卫星云图

Fig.1 MTSAT satellite detection of stratus-fog system development on 12—13 Mar 2011
a: 12 日 00 时, b: 12 日 03 时, c: 12 日 06 时, d: 12 日 09 时, e: 12 日 12 时, f: 12 日 15 时,
g: 12 日 18 时, h: 12 日 21 时, i: 13 日 00 时, j: 13 日 03 时, k: 13 日 06 时, l: 13 日 09 时

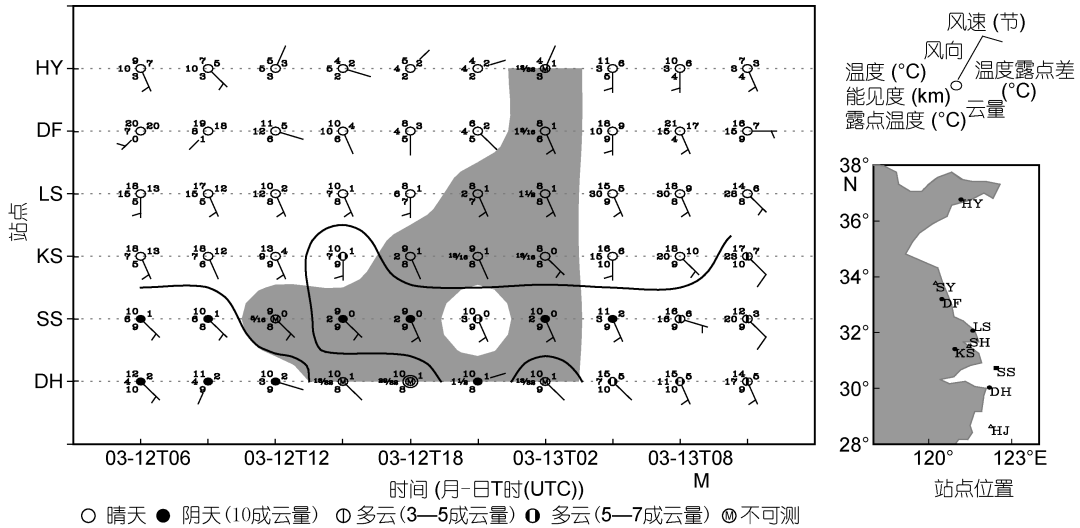


图 2 层云-海雾系统演变过程地面站点观测及站位图

Fig.2 Meteorological stations for observation on stratus-fog system development

阴影区: 能见度 $\leq 2\text{km}$, 等值线: 云底高度 1000m 以下低云区; DH: 定海; KS: 昆山; LS 吕泗; DF: 大丰; HY: 海阳; SS: 嵊泗; HJ: 洪家(下同)

表 2 嵊泗地面站观测要素场

Tab. 2 Weather details observed in the meteorological station at Shengsi

时间(年-月-日 T 时(UTC))	低云量/总云量(成)	低云状	低云云底高度(m)	能见度(km)	天气现象
2011-03-12T00	3/10	淡积云	300	30	阴
2011-03-12T03	5/7—8	淡积云	300	30	多云
2011-03-12T06	7/10	碎雨云	100	6	间歇性小雨
2011-03-12T09	7/9—10	层云和(或)碎层云	100	6	轻雾
2011-03-12T12	不可测	不可测	不可测	0.3	雾, 过去 1h 内变浓, 天空不可辨
2011-03-12T15	7/10	层云和(或)碎层云	100	2	观测前 1h 内有雾
2011-03-13T18	7/10	层云和(或)碎层云	100	2	观测前 1h 内有雾
2011-03-13T21	5/10	层云和(或)碎层云	100	3	轻雾
2011-03-13T00	7/10	层云和(或)碎层云	100	2	轻雾
2011-03-13T03	6/9—10	层云和(或)碎层云	100	3	轻雾
2011-03-13T06	1/6	淡积云	300	16	多云
2011-03-13T09	2/7—8	淡积云	300	20	多云

的层状云出现。层云出现 3h 后能见度降为 0.3km, 15—21 时出现层云和雾区并存的现象。13 日 06 时以后转为淡积云, 云底高度升高, 能见度转好。

纵观整个过程, 南部的定海、嵊泗为层云区, 其北为雾区, 并且随着时间的推移, 雾区北进至山东的海阳站(图 2, 图 1h)。能见度小于等于 2km 的测站温度露点差维持在 1°C, 小于等于 1km 的测站温度露点差则为 0—1°C。风向为南-东南, 可为云雾区的北向发展提供有利条件。地面观测和卫星监测结果基本一致, 3 月 12 日 15 时—13 日 00 时, 杭州湾(28°—30°N 附近)以南为与低压相匹配的低云区, 以北为海雾区,

海区亮温的变化也证明了这种分布(图略), 东海低云区范围较大, 雾区主要集中于黄海西部, 在杭州湾附近存在云雾并存的现象, 观测表明海雾和层云可能存在密切的联系。

3 层云-海雾的环境流场

3.1 水平流场

3 月 12 日 06 时(图 3a)1000hPa 天气图上东海上空为低压控制, 表现在云图上为大片云区(图 1a)。黄海为高压控制, 低压系统东北部的东南气流, 与海上高压后部的偏南气流联合, 向黄海提供暖湿气流。

850hPa(图 3b)黄东海西部处于槽后, 槽后下沉气流有利于逆温层的形成。

3.2 垂向流场

3月12日06时(图4a), 30°N以南比湿大值区(湿度大于0.005kg/kg)达到700hPa, 对应低压系统造成的东海云区, 其以北为明显的偏北下沉气流, 与槽后偏北气流对应(图3b)。近海面30°N以北为偏南气流, 与海上高压后部流场对应(图3a)。13日00时(图4b)在30°N附近, 下沉更加明显, 比湿大值区从850hPa陡降至920hPa, 在30°N以北, 下沉气流控制水汽由云区向下输送至冷海面。

由此, 这次层云-海雾过程的流场条件为: 30°N以北的黄东海近海面是偏南气流, 上空为下沉气流, 该下沉气流可导致边界层温度层结更加稳定, 甚至出现逆温, 使水汽限制在低层, 同时下沉有助于在雾顶上空形成干层, 使雾层向上长波辐射加强, 有利于海雾的发展和维持, 这与Zhang等(2011)的结论是一致的。近海面的偏南气流为海雾的形成提供水汽, 注意到13日00时(图4b), 在MABL中, 30°N以北的偏南气流趋于来自南方的低云区, 从850hPa高度下沉至海面, 该自南向北的下沉气流可能直接对海雾形成有贡献。

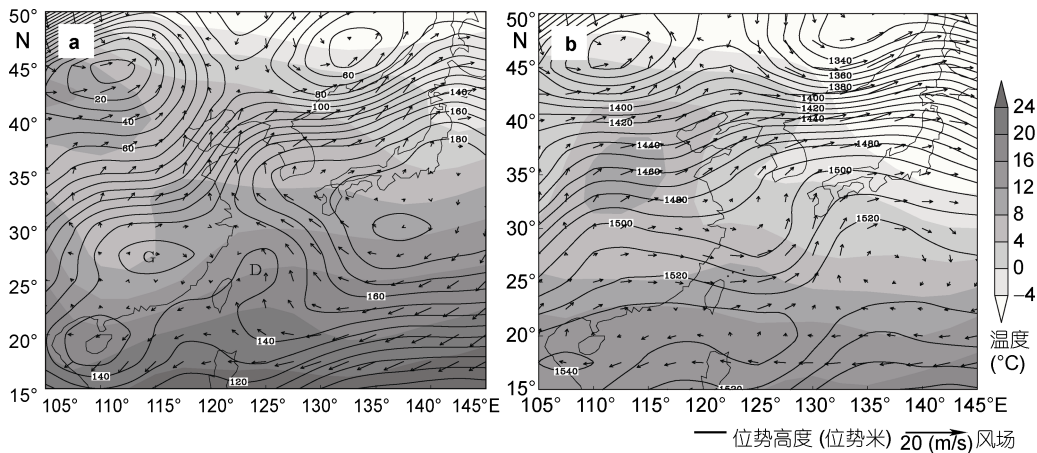


图3 2011年3月12日06时天气形势图

Fig.3 Weather chart at 06 UTC 12 Mar 2011
a: 1000hPa, b: 850hPa

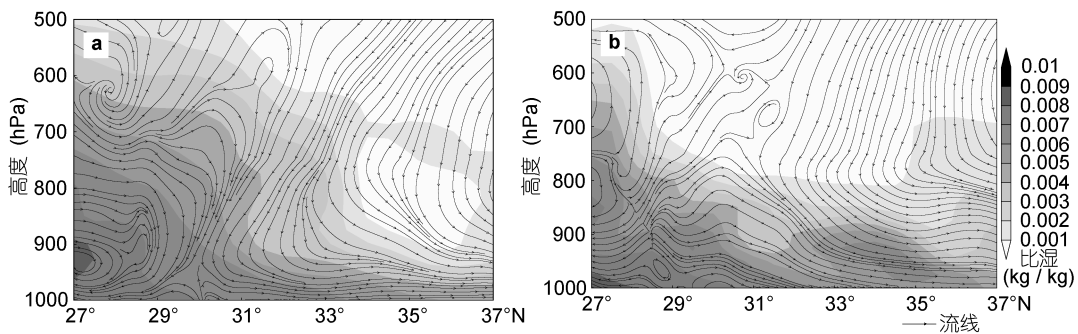


图4 流线和比湿沿122.5°E剖面

Fig.4 Vertical section of streamlines and specific humidity along 122.5°E
a: 2011年3月12日06时, b: 2011年3月13日00时

4 下沉运动与水汽输送

图5为垂向速度与水汽通量, 箭头区域表示水汽通量大于0.0045kg/(cm·hPa·s)。12日06时(图5a)低云-海雾系统向北发展初始阶段大陆850hPa高度上已经存在明显的下沉运动, 垂直速度大值区位于32°N,

116°E, 为0.2Pa/s, 黄海上空也为下沉气流, 在黄海低空下沉气流控制范围内, 有明显的自南方低压控制下高水汽辐合区(云区)的水汽向北输送。13日00时(图5b)下沉中心移至海上, 杭州湾附近下沉明显增强, 本文后面的模式结果表明, 过强的下沉可能会导致云消散, 这说明天气系统的位置和强度对层云-海

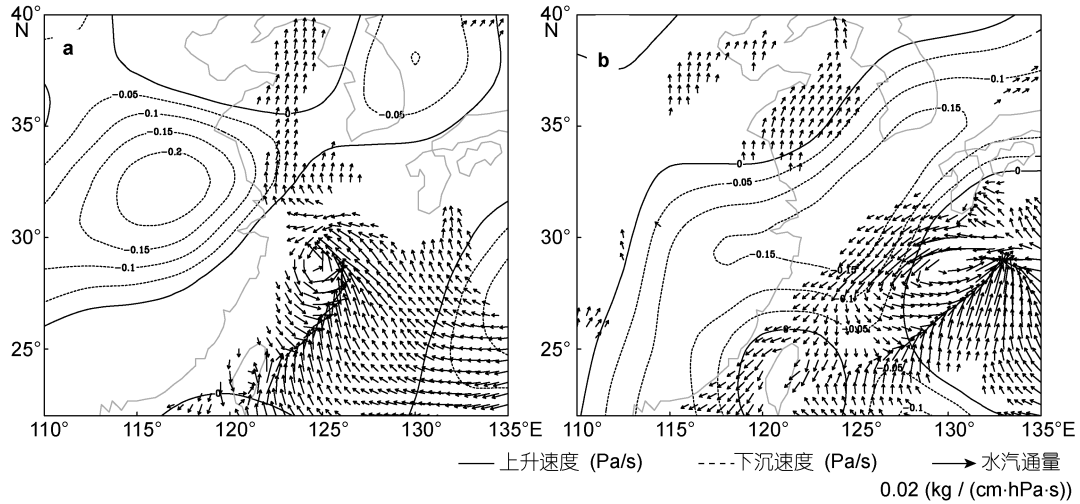


图5 850hPa垂直速度与1000hPa水汽通量图

Fig.5 Vertical velocity of 850hPa and vapor flux of 1000hPa
a: 2011年3月12日06时; b: 2011年3月13日00时

雾系统的生消起重要作用。

利用 HYSPLIT-4 模式对海雾区气块进行后向追踪, 可以有效的揭示海雾水汽来源。参考 3 月 12 日 12 时反演的海雾区(图 1e), 选取(123.5°E, 35°N), (123°E, 34°N), (123°E, 33°N)作为跟踪起点(分别对应图 6a 中 A, B, C 三点), 对 10m, 300m, 1000m 3 个不同高度的气块进行后向 36h 追踪。10m 气块从海上通过(图 6a), 期间并无明显的垂向变化, 300m 气块来至海上, 在自南向北运动中气块由 1000m 左右下降到 300m, 1000m 气块来自大陆 1500m 以上高空(图 6b)。这些气块路径均为反气旋性弯曲, 反映了高压环流的影响, 证明了下沉气流的存在。

图 6c 表明 10m 气块在 11 日 12 时前维持 40%左右的较小相对湿度。12 日 00 时, 10m 气块相对湿度急剧增加至 90%以上, 此时气块位于 30°N 附近。随后, 10m 气块相对湿度稳定维持在 90%左右, 表明了海雾的形成和北向发展。1000m 气块由大陆 1500m 的位置下滑而来, 相对湿度维持在 20%左右, 与前面分析的 MABL 以上的干层结论一致。

最值得一提的是起点为 300m 的气块在 11 日 00—12 时, 相对湿度随高度下降而增加, 而此时近海面(10m 气块)的相对湿度却为 40%左右的较低值(图 6c), 说明 300m 气块相对湿度的增加很可能来自云中液态水的蒸发。在 11 日 18 时之前, 300m 气块相对湿度高

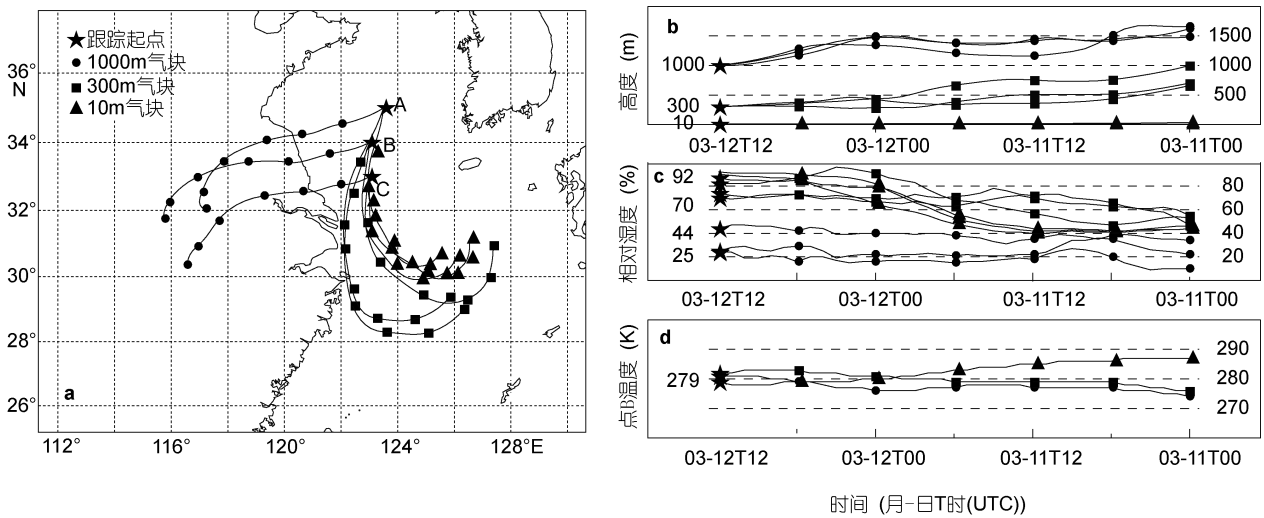


图6 2011年3月12日12时对海雾区气块后向追踪的结果

Fig.6 Back trajectory at 12 UTC 12 Mar 2011

于 10m 气块, 与存在低云相匹配。11 日 12 时以后, 气块继续下降, 气温升高(图 6d), 但相对湿度维持在较高水平(图 6c), 说明气块在下降过程中不断从环境吸收水汽, 环境水汽可以来自云中液态水的蒸发, 亦可以来自近海面偏南气流。

参考 Koračin 等(2001)的方法, 利用 MICAPS 实测数据, 进行等熵面要素分析以反映 MABL 之上气流变化。根据常用判定边界层高度的方法: 随着高度的增加, 当位温突然增大, 而比湿相对减小时的高度定义为边界层高度(惠小英等, 2011), 选取层云高度下降明显区域(图 7a 中的方框区)289 K 作为 MABL 顶的位置, 进行 289 K 等熵面要素场分析。289K(图 7b)的等熵面上, 沿海地区存在北向略偏东下沉气流, 并由 26°N 的 500m 降到 32°N 的 200m, 到 34°N 已基本接近地面。该观测资料的分析与后向追踪结果一致, 进一步证明了下沉气流的存在。

5 逆温层对层云-海雾系统的影响

图 8 所示的 3 站点位置已在图 2 中标出。其中洪家(HJ)处于低压云团的北缘, 2011 年 3 月 12 日 00 时湿层(温度露点差小于 3°C)位于 960hPa 以上, 反映云的存在, 12 时湿层高度下降, 逆温层初步建立, 13 日 00 时逆温层明显下降和加强。上海站(SH)湿层 12 日 00 时位于 780 hPa 以上, 12 时降至 960hPa 左右, 13 日 00 时湿层则直接接地, 反映了雾的存在, 该层的温湿

度廓线表明雾层内是比较充分的湍流混合, 混合层上方是逆温层, 与前人研究的海雾“上稳下湍”层结一致(张苏平等, 2008; Zhang *et al*, 2008), 该站逆温层高度相对南部洪家站降低。射阳站(SY)位置更加偏北, 位于雾区, 逆温层更加贴近海面, 13 日 00 时湿层出现 990hPa 以下。总的来说, 湿层的高度由南向北降低, 最终接地, 逆温层底高度也具有同样的分布形态, 表明层云中水汽由南向北输送的同时向下输送, 水汽接近冷海面而成雾。

6 WRF 模拟结果分析

为了进一步验证水汽的输送, 逆温层的作用, 以及 28°—30°N 下沉区层云-海雾的关系, 利用 WRF 模式对此次海雾过程进行模拟, 模式具体参数化设置如表 1。Kunkel 等(1984), Stoelinga 等(1999)根据大气消光系数提出了计算水平能见度的经验公式:

$$X_{\text{vis}} = -\ln(0.02) / \beta \quad (1)$$

其中 X_{vis} 为水平能见度(km), β 为消光系数。在黄海海雾过程中 β 取云水的消光系数(任兆鹏和张苏平, 2011; Zhang *et al*, 2011), 能见度与液态水含量有关系如下:

$$X_{\text{vis}} = -\ln(0.02) / [144.7 (\rho q)^{0.88}] \quad (2)$$

其中 ρ 为空气密度(g/m^3), q 为液态水含量($\times 10^{-3}$), 令能见度为 1km, 可以计算出雾的云水混合比(q_c)临界值为 0.016×10^{-3} (Zhang *et al*, 2011)。本文取

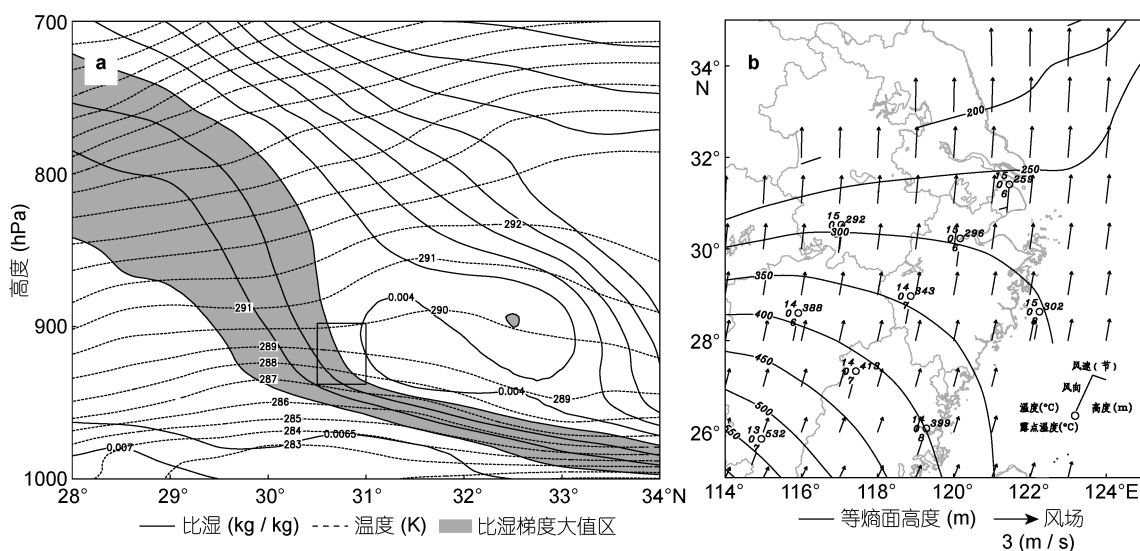


图 7 2011 年 3 月 12 日 122.5°E 垂直剖面图(a)和基于 MICAPS 数据的 289K 等熵面分析(b)

Fig.7 Vertical section along 122.5°E and analysis of the isentropic surface at 289K based on MICAPS data at 12 UTC 12 Mar 2011

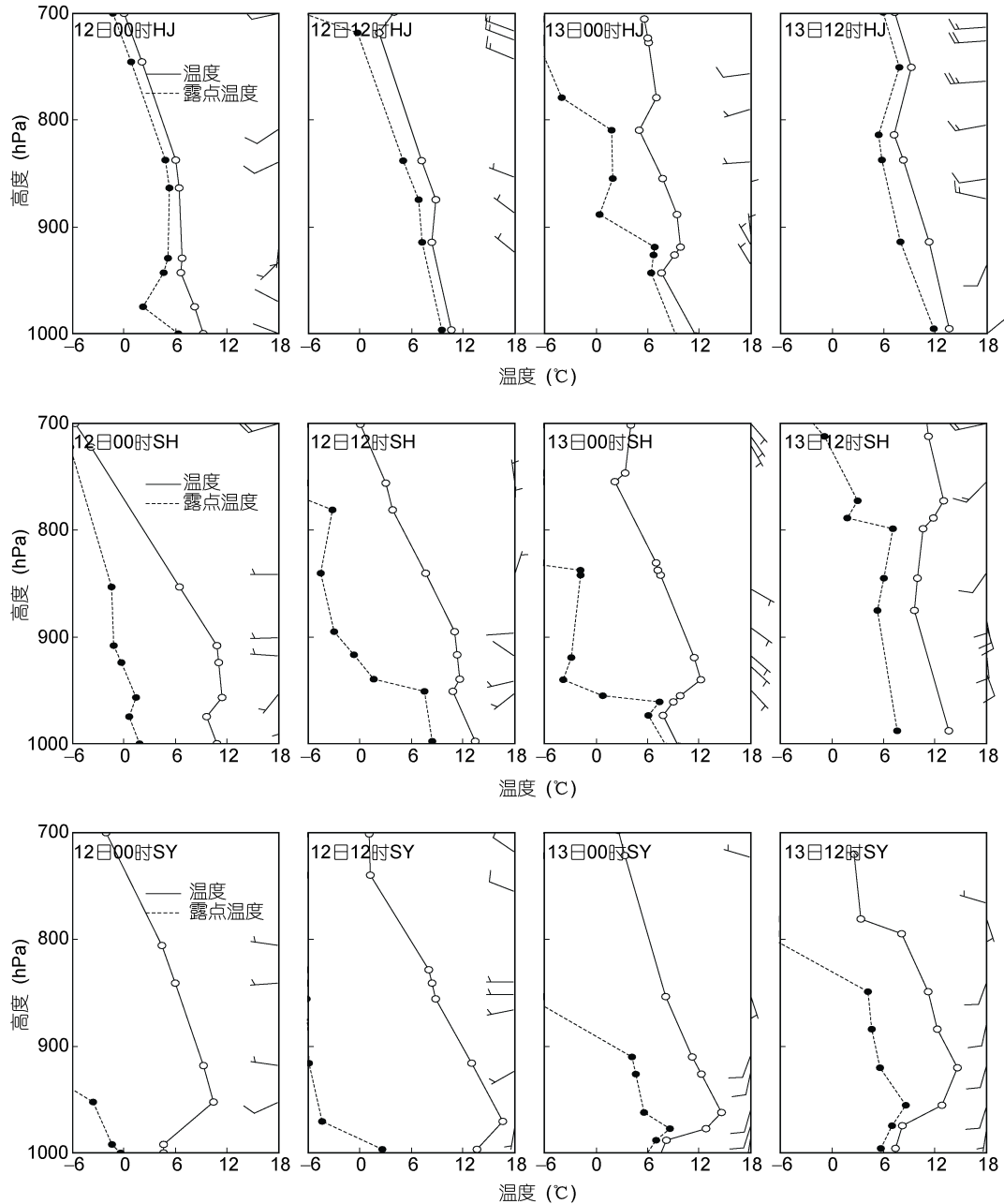


图8 2011年3月12日—13日探空曲线(风场图例同图2)

Fig.8 Plot of upper-air sounding

WRF 输出 σ 坐标结果的最底层 q_c 大于等于 0.016×10^{-3} 作为雾区, 第 10 层(约 400m 高度) q_c 大于等于 0.016×10^{-3} 且最底层 q_c 小于 0.016×10^{-3} 作为云区, 如图 9 所示。

与卫星观测对比, 虽然雾区范围有些差异, 但模拟结果基本可以反映此次“南云北雾”和海雾向北发展过程(图 9, 图 1)。12 日 00 时(图 9a)杭州湾以南为零碎低云, 湾口已有小片雾区生成, 云雾共存现象与前面观测一致。随后雾区逐渐向北发展, 09 时发展至

34°N 附近, 雾区局部 q_c 达到 0.5×10^{-3} 以上, 东海仍为低云所覆盖。13 日 00 时(图 9e)海雾覆盖整个黄海海区, 东端扩展至朝鲜半岛, 与图 1i 对比, 除渤海区外, 模拟结果与实际基本一致。随着时间的推移, 受太阳加热作用, 陆面附近湍流混合增强, 促使其上雾区消散(对比图 9e 与图 9f), 海雾沿着海岸线分布明显(图 9f—图 9g), 整个雾区 q_c 均值维持在 0.2×10^{-3} 。综上所述, 模式对所关心区域黄东海的低云-海雾系统有较好的刻画。

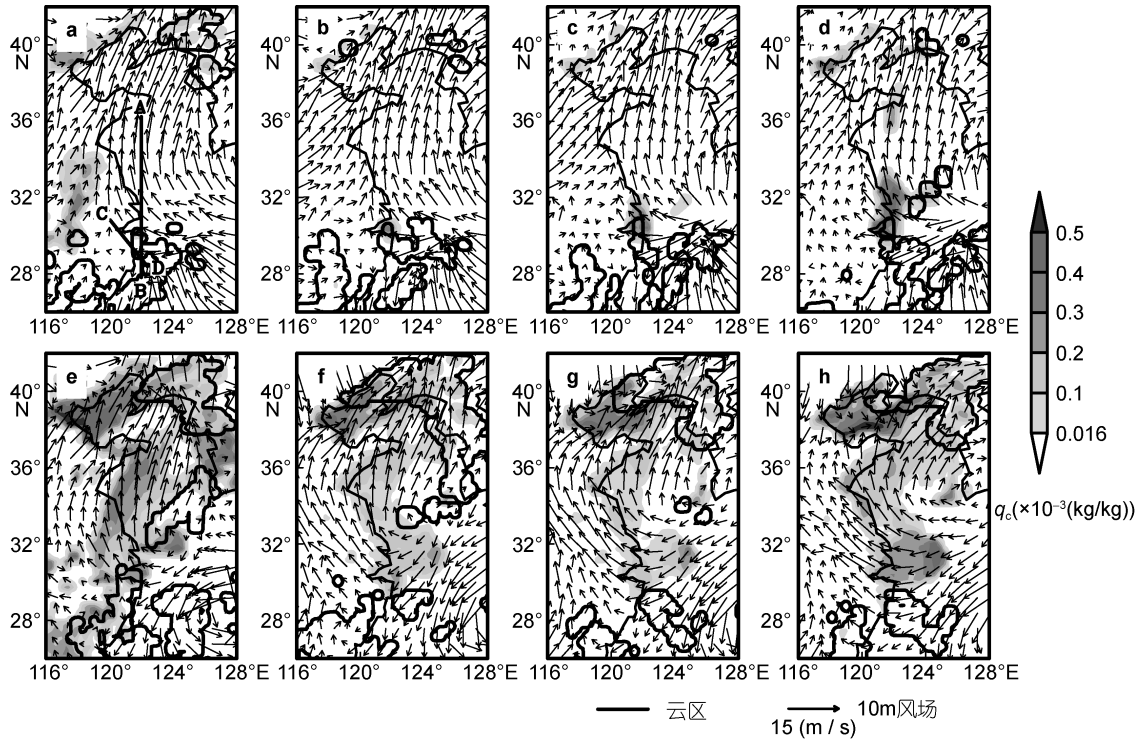


图9 WRF 模式最底层 q_c , 10m 的风场, 第 10 层(约 400m 高度)的云区

Fig.9 The simulated cloud mixing ratio ($\times 10^{-3}$) at the lowest level, wind at 10m (m/s) and cloud cover at 10th level on March 12th and 13th 2011 in the WRF model

a: 3 月 12 日 00 时; b: 3 月 12 日 03 时; c: 3 月 12 日 06 时; d: 3 月 12 日 09 时; e: 3 月 13 日 00 时; f: 3 月 13 日 03 时; g: 3 月 13 日 06 时; h: 3 月 13 日 09 时; AB 和 CD: 剖面位置

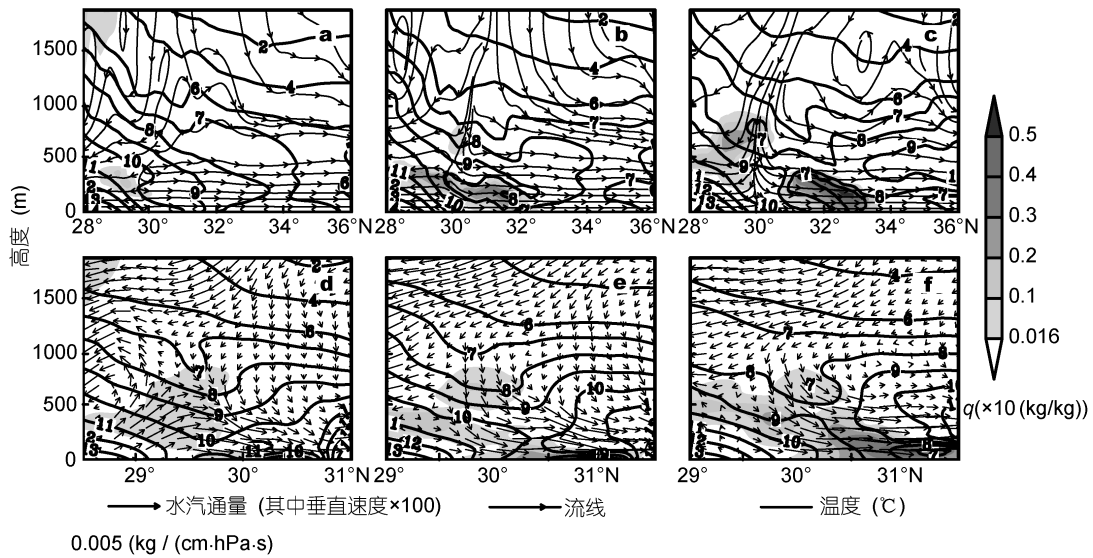


图 10 2011 年 3 月 12 日 q_c 、流线和温度沿图 9a 中的 AB 剖面(a—c)以及 q_c 、水汽通量和温度沿图 9a 中的 CD 剖面(d—f)的分布

Fig.10 Vertical section of q_c , streamlines and temperature(a—c) along AB in Fig.9 and vertical section of q_c , water vapor flux and temperature along CD in Fig.9 (d—f) on March 12th, 2011

a, d: 3 月 12 日 06 时; b, e: 3 月 12 日 09 时; c, f: 3 月 12 日 12 时

2011年3月12日, 伴随下沉运动, 28.5°—31°N 范围内云底高度从南至北不断降低, 09时已经贴近海面, 标志海雾的形成(图 10a—图 10c)。无论层云还是海雾, q_c 都达到 0.5×10^{-3} 以上, 并且高值区集中在顶端(图 10b—图 10c), 此为云/雾顶长波辐射冷却导致(Zhang *et al.*, 2011), 在水汽含量充足的情况下, 雾顶的长波辐射冷却会导致雾区向上发展, 12时雾顶抬升至 400m 左右(图 10c)。强下沉运动区域有暖中心形成, 下沉升温可导致云滴蒸发, 甚至层云消散, 气块接近海面后受冷海面非绝热冷却作用, 水汽可再次凝结, 形成海雾(图 10c 方框区), 与前面讨论的后向追踪结果一致。

为进一步分析层云和海雾的关系, 根据气块的反气旋性弯曲路径, 做斜剖面(如图 9a 中 CD 线所示)。由图 10d—f 能够更加清楚地看出层云区源源不断的水汽随流场向北向下输送至海面, 如果云中一直保持有液态水, 则反映出沿流场层云下降至海面现象。在 30.5°N 以北, 水汽沿低空气水平输送, 使海雾向北发展, 并且冷海面上雾区逐渐变浓(图 10f)。图 2 中崂山站(SS)先云后云雾共存现象, 很可能是云雾相接或者层云向下发展的结果, 其北面的吕泗站(LS)及以北则完全被雾区覆盖。

7 结论和讨论

本文利用地面观测资料、高空探空资料、卫星资料、FNL 等多种再分析资料对 2011 年 3 月 12—13 日发生在黄东海一次“南云北雾”过程进行分析, 并利用 HYSPLIT-4 模式、WRF 模式对层云和海雾的关系进行了探讨, 重点研究了 28°—30°N 附近层云中水汽向北向下输送成因和对海雾的贡献, 得出以下结论:

1) 天气形势分析表明, 28°—30°N 以南东海低空为低压, 有大片层云与其相配合。低压北部为高压, 高低压的南北位置配置使 30°N 以北的海面为偏东南气流, 水汽由层云区向黄海输送, 有利于海雾生成。天气尺度的下沉运动, 导致黄海大气边界层稳定度增加, 甚至出现逆温, 大气边界层顶的高度呈现南高北低的态势, 使得边界层中的云自南向北不断下降, 下沉运动在云雾顶形成干层, 有利于海雾发展和维持。

2) HYSPLIT-4 模式的后向追踪表明, 气块路径均呈现反气旋弯曲, 由北向南高度不断下降, 反映了高压系统的影响。来自层云的气块在向北运动过程中高度不断下降, 气温升高, 相对湿度增加, 说明下沉可

能导致云滴蒸发, 从而增加了气块中的水汽。黄海雾区 300m 气块来至东海 1000m 高度的云区, 气块下降过程中温度逐渐升高, 底层 10m 高度气块受冷海面影响温度逐渐降低, 有利于逆温层的形成。

3) WRF 模式对此次层云-海雾系统有较好的刻画, 结果表明, 天气尺度的下沉运动与 MABL 内的下沉在 30°N 附近同位相叠加, 导致该海区上空的下沉运动明显增强, 边界层高度迅速下降, 在 30°N 附近来自层云的水汽下沉接近冷海面凝结成雾。如果云中一直保持有液态水, 则表现为层云高度不断降低接近海面; 如果下沉运动过强, 可导致层云完全消散, 卫星云图上表现出云区与雾区分离。30.5°N 以北, 水汽主要以平流输送为主导, 这促使海雾进一步向北发展, 为典型的平流冷却雾过程。

值得一提的是在 30°N 附近, 下沉特别明显, 边界层高度明显下降(图 7a), 可能与东海海面温度锋(SSTF)强迫的次级环流有关, 在 SSTF 冷水侧为次级环流的下沉支, 该下沉与天气尺度环流导致的下沉运动同位相叠加, 使下沉一直到 MABL 内(图 4b)。关于下垫面热力条件和 SSTF 的作用, 我们另文对 2011 年 6 月 2—4 日黄东海的层云-海雾个例进行了详细分析(Li *et al.*, 2013), 进一步证明了本文中提出的猜测。

在海雾的形成过程中, 除了层云下降蒸发的水汽外, 也有一部分水汽来自低空偏南气流, 从水汽通量分析看, 在 28.5°—30°N 附近的层云-海雾相接区域, 层云区下降的水汽更加明显(图 10d—f)。需要指出的是, 并非所有黄海海雾都同时伴随东海层云, 反之亦然。

本文对层云-海雾系统发生、发展的微物理过程并没有涉及, 对下沉运动和水平输送的贡献没有定量的分析, 下一步将通过 WRF 模式敏感性试验, 结合 PAFOG 一维模式对下沉、湍流、感热、潜热、辐射等机制进行更好的研究。我们将通过更多个例分析, 研究黄海海雾与东海层云之间的普遍关系, 为海雾预报提供新的思路。

致谢 感谢青岛市气象局提供的 MICAPS 数据, 感谢高山红教授网站对云图和高空数据提供下载。

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
 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
- 李晓丽, 唐跃, 王雷, 2011. 舟山海雾发生问题探讨. 海洋预报, 28(1): 60—65
- 吴晓京, 张苏平, 杨昌军等, 2008. 静止气象卫星白天和夜间海雾的检测方法, 专利号 ZL2008 10249768.7
- 张红岩, 周发琇, 张晓慧, 2005. 黄海春季海雾的年际变化研究. 海洋与湖沼, 36(1): 36—41
- 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(S1): 311—318
- 张苏平, 任兆鹏, 2010. 下垫面热力作用对黄海春季海雾的影响-观测与数值试验. 气象学报, 68(4): 439—449
- 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
- 高山红, 张守宝, 齐依玲等, 2011. 利用循环 3DVAR 改进黄海海雾数值模拟的初始 I: WRF 数值试验. 中国海洋大学学报, 40(10): 1—9
- 韩 美, 张苏平, 尹跃进等, 2012. 黄东海大气边界层季节变化特征及其成因. 中国海洋大学学报, 42(增): 034—044
- 惠小英, 高晓清, 韦志刚等, 2011. 利用探空气球升速判定敦煌夏季白天边界层高度的分析. 高原气象, 30(3): 614—619
- 傅 刚, 张 涛, 周发琇, 2002. 一次黄海海雾的三维数值模拟研究. 青岛海洋大学学报, 32(6): 859—867
- 鲍献文, 王 鑫, 孙立潭等, 2005. 卫星遥感全天候监测海雾技术与应用. 高技术通讯, (1): 101—106
- Draxler R R, Hess G D, 1997. Description of the HYSPLIT_4 modeling system. Air Resources Laboratory, Silver Spring, Maryland: 1—22
- Dudhia J, 1996. A multi-layer soil temperature model for MM5. Boulder Colorado: Sixth Annual PSU/NCAR Mesoscale Model Users Workshop. 22—24
- Eyre J R, Brownscombe J L, Allam R J, 1984. Detection of fog at night using Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery. J Meteorology Magazine, 113: 266—271
- Gao S H, Wu W, Zhu L, 2009. Detection of Nighttime Sea Fog/Stratus over the Yellow Sea Using MTSAT-1R data. Acta Oceanologica Sinica, 28: 23—35
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H, 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of cloud and precipitation. Mon Weather Rev, 132: 103—120
- Hunt G E, 1973. Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infrared thermal window wavelengths, Quart. J. Roy Meteor Soc 99: 346—359
- 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
- Koraćin D, Lewis J, Thompson W T, Dorman C E, Businger J A, 2001. Transition of stratus into fog along the California coast: observations and modeling. Atmos Sci, 58(13): 1714—1731
- Kunkel B A, 1984. Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models. Appl Meteor, 23(1): 34—41
- Leigh R J, 1995. Economic benefits of terminal aerodrome forecasts (TAFs) for Sydney airport. Meteorol Appl, 2(3): 239—247
- Leipper D F, 1948. Fog development at San Diego, California. J Mar Res, 7: 337—346
- Leipper D F, 1994. Fog on the U.S. west coast: A review. Bull Amer Meteor Soc, 75: 229—240
- Lewis J, Koracin D, Rabin R *et al*, 2003. Sea fog off the California coast: viewed in the context of transient weather systems. Geophys Res, 108(D15): 1—17
- Lewis J, Koracin D, and K. Redmond, 2004. Sea fog research in the United Kingdom and United States: Historical essay including outlook. Bull Amer Meteor Soc, 85: 395—408
- Li M, Zhang S P, 2013. The impact of sea surface temperature front on stratus-sea fog over the Yellow and East China Seas-A case study with implications for climatology. J_Ocean Univ China, 12(2): 301—311
- Palmer A K, 1917. Fog along the California coast. Mon Wea Rev, 45: 496
- Mikio N, Hiroshi N, 2006. An improved Mellor-Yamada Level-3 Model: its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. Boundary-Layer Meteorology, 119: 397—407
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long wave. J Geophys Res, 102: 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. Appl Meteor, 38(4): 385—404
- Zhang S P, Ren Z P, Liu J W *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 S P, Li M, Meng X G *et al*, 2011. A comparison study between spring and summer fogs in the Yellow Sea-Observations and mechanisms. Pure Appl Geophys, 169: 1001—1017

REMOTE RELATIONSHIP IN ORIGINATION OF SEA FOG IN EAST CHINA SEA TO THE STRATUS IN YELLOW SEA IN SPRING

ZHANG Su-Ping^{1,2}, LIU Fei^{1,2,3}, KONG Yang^{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. *Observatory of the 91199 Army, Zhoushan 316000, China*)

Abstract A sea fog event in the East China Sea and stratus-fog system over the Yellow Sea on 12—13 March, 2011 were found closely related in this study as shown by observations and numerical modeling. Results indicate that the synoptic high- and low-pressure systems favored the northward moisture transfer in the cloud. Subsidence in 29°—30°N generated by synoptic high stabilized the marine atmospheric boundary layer (MABL). The height of the MABL from south to north is conducive for confining the northward water vapor into the low level. Inversion and dry layer generated by the subsidence played a major role in the formation of the sea fog. In addition, the modeling testified that synoptic scale subsidence superimposed onto that inside the MABL in 29°—30°N zone, which enhanced the subsidence and lowered the height of the MABL. Consequently, the air masses were heated, clouds evaporated, and water vapor condensed; water from the stratus plunged down to the cold sea surface, forming up the sea fog subsequently. This study can provide a new method of fog forecast.

Key words stratus; sea-fog; subsidence; inversion; marine atmospheric boundary layer