

赵玉广, 李江波, 李青春. 2015. 华北平原 3 次持续性大雾过程的特征及成因分析. 气象, 41(4):427-437.

# 华北平原 3 次持续性大雾过程的特征及成因分析<sup>\* 1</sup>

赵玉广<sup>1</sup> 李江波<sup>1</sup> 李青春<sup>2</sup>

1 河北省气象台, 石家庄 050021

2 北京城市气象研究所, 北京 100089

**提 要:** 应用常规气象观测资料、区域自动站资料、NCEP/NCAR( $1^\circ \times 1^\circ$ )再分析资料和 L 波段加密探空资料, 对近年华北平原 3 次持续 10 d 以上的大雾天气过程的高空及地面气象要素条件、大尺度环流背景、边界层特征、温湿场特征以及形成原因和维持机理进行了天气学诊断分析。结果表明: 3 次大雾过程都发生在纬向环流背景下, 其平均高度场、湿度场、温度场和海平面气压场极其相似, 其高空和地面气象要素如相对湿度、风速、温度露点差、逆温层厚度等的统计值也比较近似; 高空纬向环流长时间维持导致的冷空气活动偏弱, 加上太行山、燕山对冷空气的阻挡和消弱造成的华北平原长期静稳天气形势, 是华北平原大雾长时间维持的根本原因; 纬向环流背景下多个“干性短波槽”活动、大尺度下沉运动、太行山地形造成的地形辐合线及偏西气流越过太行山下沉增温导致的层结更加稳定也是华北平原大雾加强和维持的重要原因。

**关键词:** 华北平原, 持续性大雾过程, 边界层温湿特征, 地形作用, 干性短波槽

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.04.005

## Characteristics of Three Sustained Dense Fog Events Across the North China Plain

ZHAO Yuguang<sup>1</sup> LI Jiangbo<sup>1</sup> LI Qingchun<sup>2</sup>

1 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

2 Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089

**Abstract:** Based on conventional observation, the NCEP reanalysis data ( $1^\circ \times 1^\circ$ ), regional automatic meteorological station, data and L-band sounding data, three persistent heavy fog events lasting over 10 days across the North China Plain in 2000–2013 are analyzed. The results show that all the three sustained dense fog events occur in the background of zonal circulation. The geopotential height field, humidity field, temperature field and sea level pressure during the events are very similar. The surface weather conditions at the beginning of and during the dense fog events are also similar. The sustained dense fogs in the North China Plain are caused by the long-term static and stable synoptic pattern which is attributed to blocking function of Mountain Taihang and Mountain Yanshan to cold airs in the zonal circulation setting. Several upper short wave troughs mobilizing to the North China Plain and large-scale sinking movement lead to the maintenance and enhancement of fog. Topographic convergence line caused by Mountain Taihang and moderately stable inversion which is formed by west current crossing Mountain Taihang also play an important role in the enhancement and maintain of the dense fog events.

**Key words:** North China Plain, sustained dense fog, inversion layer, terrain effect, dry short-wave trough

\* 国家自然科学基金项目(41175014)、国家科技支撑计划项目(2014BAC16B04)、河北省科学技术研究与发展计划项目(12277114D)和北京市自然科学基金项目(8122022)共同资助

2014 年 5 月 30 日收稿; 2014 年 12 月 20 日收修定稿

第一作者: 赵玉广, 主要从事雾霾、强对流天气预报研究. Email: zyg\_9@163.com

## 引 言

大雾是我国中东部地区秋冬季主要灾害性天气,而华北平原尤其严重。华北平原秋冬季大雾的一个特点是多连续性大雾(吴兑等,2011;李江波等,2010)。连续性大雾天气除了给交通、运输、工农业生产带来重大影响外,还会导致空气质量严重下降,危害公众生命健康。2013年1—2月华北平原持续的雾霾天气,导致京津冀主要城市空气质量持续重度到严重污染,在中国10个污染最严重的城市中,河北省有6个城市,以石家庄为例,在1—2月59d中,有49d为严重污染。持续雾霾导致的空气质量严重恶化引起国内外的广泛关注,造成了深远的社会影响。对于这次高影响雾霾事件,张人禾等(2014)、王自发等(2014)、王跃思等(2014)进行了深入研究。

对于连续性大雾天气的特征和成因,许多气象学者从统计特征、环流背景特征、边界层特征、动力及热力特征、水汽特征、大雾类型等方面进行了分析和研究。李江波等(2010)统计表明:华北平原连续性大雾有渐发性、稳定性等特点,即大范围浓雾天气是一个渐渐发展的过程,从零散雾(几个站)→小范围雾(十几个站)→大范围(几十个站到一百多站),而这种大范围的浓雾一旦形成,如果天气形势不发生根本变化,大雾将稳定维持。这和发生在美国加利福尼亚中部的高逆温连续性大雾事件(Stepnen et al, 1981)及美国中西部冷季的浓雾事件(Nancy, 2007)很类似。从连续性大雾的环流背景看,多发生在中高纬平直的纬向环流背景下,地面处于弱气压场控制之下(刘梅等,2014;马翠平等,2014;张礼春等,2013),雾区湿度场的空间结构呈“上干下湿”(马学款等,2007; Nancy et al, 2009; Tardif, 2006)。稳定的逆温层长期维持是连续性大雾边界层的主要特征,连续性大雾通常有很深厚的逆温层(Stepnen et al, 1981),逆温的增强或减弱,将导致大雾强度及范围的增强或减弱(黄建平等,1998;马翠平等,2014;曹伟华等,2013;毛冬艳等,2006;黄彬等,2014;王益柏等,2014)。何立富等(2006a; 2006b)、康志明等(2005)研究了华北平原连续性大雾的动力和热力特征,认为在中高层暖性高压脊和地面变性冷高压稳定维持的大尺度背景下,地表净辐射引起的近地层冷却是大雾过程的触发和加强机制,中低空下沉气流的存在有助于

近地层的弱风条件和稳定层结的建立,低层暖平流的输入和边界层的浅层抬升是大雾长时间持续的原因。吴彬贵等(2009)在对华北中南部一次持续性浓雾过程研究中注意到,在深厚逆温条件下,南支暖湿水汽的输送和辐合使毛毛雨滴下降过程中蒸发,在近地层较冷气层中再次凝结导致了浓雾的生成。连续性大雾过程通常不会是单一类型的雾,而是多种类型的雾交替出现。浓雾既可以是在夜晚辐射条件下形成的辐射雾,也可以是暖湿平流和地面冷却辐射共同作用下维持和发展的平流辐射雾,还可以是在整层西南暖湿气流条件下发展起来的和低云相伴的平流雾(Nancy et al, 2009; 李江波等, 2010; 2007; 濮梅娟等, 2008)。

华北平原秋冬季出现连续3~7d的大范围浓雾天气过程是较常见,也有不少研究,而连续10d以上的大范围浓雾过程由于出现概率小,研究比较少。2000年以后共发生过3次:2002年12月8—19日(12d)、2007年12月17—28日(12d)、2013年1月8—31日(24d)。正是由于持续时间长、范围广、强度大,造成的影响远超过一般的连续大雾天气。同时,由于在大雾长时间持续过程中,雾的范围和强度又具有突变特征,加大了预报难度。本文应用常规气象观测资料、区域自动站资料、NCEP/NCAR( $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ )再分析资料和L波段加密探空资料,对这3次特长时间的高影响大雾天气过程进行分析,研究总结其高空及地面气象要素特征、大尺度环流背景、边界层特征、温湿场特征,形成原因及维持机制,以期在今后的业务工作中做好此类天气的预报和服务。

## 1 3次持续性大雾过程概况

### 1.1 2002年12月8—19日大雾过程

2002年12月8—19日,我国中东部地区、尤其是华北平原出现了一次长达12d的连续性大雾天气。12月8日,在河北南部有零散的雾出现,9日雾区与太行山平行,呈狭长的南北带状分布,10日范围扩大到河北中南部、河南北部、山东西北部,11—18日大雾范围缓慢向南、向北、向东扩展,到18日,雾区北缘已扩展到 $40^{\circ}\text{N}$ 。图1a给出了12月9—18日08时(北京时,下同)京津冀 $40^{\circ}\text{N}$ 以南140个站点中逐日能见度分别 $\leq 1, 0.5, 0.05\text{ km}$ 的站数,可

以看出,这 10 d 中每日雾( $vis \leq 1 \text{ km}$ )站数都在 40 个站以上,日雾站数超过 60 个站的有 8 d,18 日范围、强度最大,雾、浓雾( $vis \leq 0.5 \text{ km}$ )、强浓雾( $vis \leq 0.05 \text{ km}$ )站数分别为 106、88、11 个站。从这 10 d 当中雾日的空间分布可以看出(图 2a),河北中南部平原地区雾日数基本在 6 d 以上,雾日最多的在京珠高速沿线及以东,与太行山平行,呈南北带状分布,在 8~10 d 之间;另一高发区分布在河北东部沧州附近,也就是京沪高速和石黄高速交汇处。

### 1.2 2007 年 12 月 17—28 日大雾过程

2007 年 12 月 17—28 日是一次出现在我国东部、华北南部到长江以北地区大范围的持续性大雾,河北平原尤其严重。持续 12 d 的大雾给交通运输、工农业生产造成了重大影响。以河北为例,石家庄机场上百次航班取消或延误,省内 40 余条高速公路

封闭。

17—18 日,雾在冀、鲁、豫三省交界处出现并开始向四周扩展,19—20 日雾区北部边界接近  $40^\circ\text{N}$ ;21—22 日范围缩小,雾区北缘向南收缩;23 日雾区迅速北扩,24 日雾又迅速减弱,京津冀仅有 8 个站有雾(图 1b);25—28 日雾范围又持续扩大,北缘达到  $40^\circ\text{N}$ 。可见,这次大雾过程可分为 18—23 和 25—28 日两个阶段。从图 1b 还可以看出,这次大雾过程达到浓雾和强浓雾的站数很多,有 4 d 强浓雾超过 20 站,最强的 20 日,浓雾 101 站,强浓雾 64 站,08 时京津冀所有大雾站点的平均能见度仅为 78 m,这也是 2000 年以后雾强度最强的一天。从雾日的空间分布看(图 2b),雾出现最多的地方仍是京珠高速沿线和冀东平原的沧州、衡水,和 2002 年相似,雾日数达 8~12 d,其中邢台的宁晋站雾日数达 12 d。

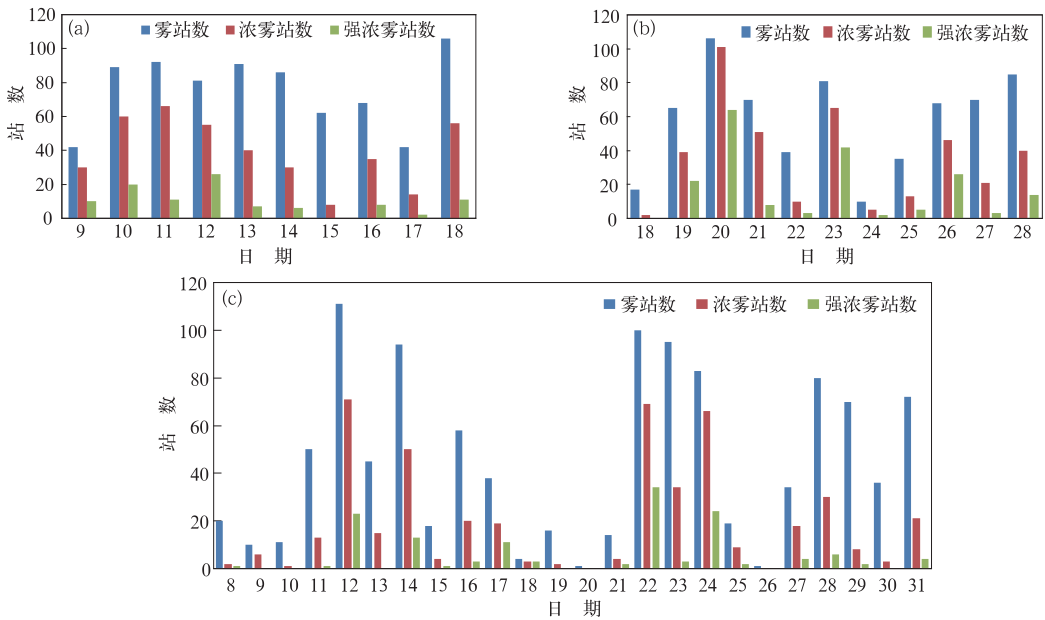


图 1 3 次连续性大雾过程逐日 08 时雾(能见度 $\leq 1 \text{ km}$ )、浓雾(能见度 $\leq 0.5 \text{ km}$ )、强浓雾(能见度 $\leq 0.05 \text{ km}$ )站数

(a)2002 年 12 月 9—18 日, (b)2007 年 12 月 18—28 日, (c)2013 年 1 月 8—31 日

Fig. 1 Number of stations in three sustained dense fog events

(a) 9—18 December 2002, (b) 18—28 December 2007, (c) 8—31 January 2013

### 1.3 2013 年 1 月 8—31 日大雾过程

华北平原连续性大雾多发生在 11 月下旬到 1 月上旬,12 月发生的概率最大(李江波等,2010),1 月较少,因此 2013 年 1 月出现如此时间长的连续大雾实属罕见,其造成的影响也尤其突出。从图 1c 可

以看出,这次大雾过程由 3 个阶段组成:8—19、21—25、27—31 日,在 24 d 中,除了 18、20、26 日雾站数较少外,其他 21 d 雾站数基本在 20 站以上,12 日最多,雾、浓雾、强浓雾站数分别为 111、96、23 站(总站数为 140 站)。从京津冀雾日数空间分布来看(图 2c),在 24d 的时间里,河北平原大部分

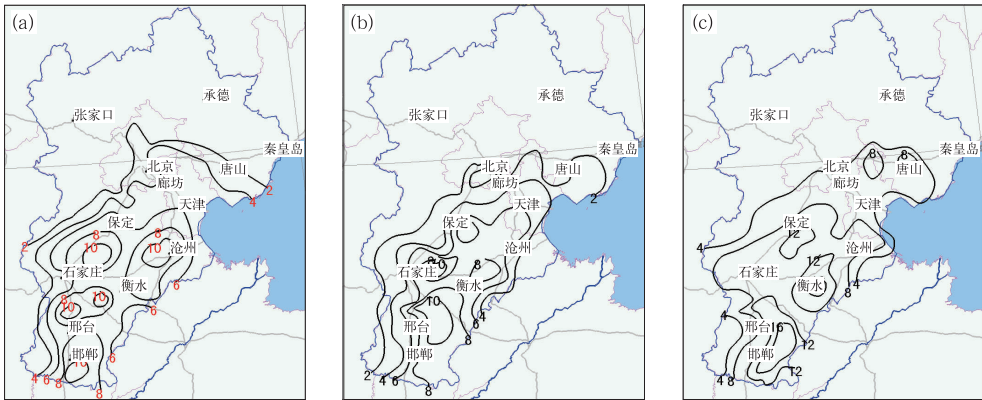


图2 3次持续性大雾过程京津冀雾日数的空间分布(单位:d)

(a)2002年12月9—18日,(b)2007年12月18—28日,(c)2013年1月8—31日

Fig. 2 Spatial distribution of dense fog days in three sustained heavy fog events in Beijing, Tianjin, Hebei

(a) 9—18 December 2002, (b) 18—28 December 2007, (c) 8—31 January 2013

站点雾日数在8~19 d,雾的高发区位于平原东部,邯郸东部的邱县雾日数达19 d。

表1给出了京津冀40°N以南地区140个站点的3次连续性大雾的统计情况,可以看出以下特征:(1)从持续时间看,2013年这次大雾持续24 d,远远超过另外两次(12 d),但京津冀区域日雾站数 $\geq 30$ 站的天数所占比例(14/24)远小于另外两次(10/12和9/12),单站雾出现最多天数也是如此。(2)从日平均出现雾( $vis \leq 1.0$  km)、浓雾( $vis \leq$

0.5 km)的站数看,2002年最多,日平均分别为75和60站,在12 d中,每日都超过40站(图1)。(3)从雾的强度看,2007年这次连续大雾过程最强。08时平均能见度为0.28 km,日强浓雾( $vis \leq 0.05$  km)平均站数达20站,远大于另外两次(10和9站)。总的来说,2002年大雾过程日平均雾站数最多,2007年连续大雾过程强度最强(或者平均能见度最低);2013年连续时间最长。

表1 3次持续性大雾天气过程统计

(根据08时京津冀40°N以南地区140个站点统计)

Table 1 Statistics of 3 sustained dense fog processes  
(according to the 08:00 data from 140 stations in the south of 40°N in Beijing, Tianjin and Hebei)

日期/年.月.日	过程天数/d	日雾站数 $\geq 30$ 站 天数/d	单站雾出现最多 天数/d	雾日平均 站数/个	浓雾日 平均站 数/个	强浓雾日 平均站 数/个	08时平均 能见度 /km	大雾类型统计
2002.12.8—19	12	10	11	75	60	10	0.32	辐射雾(6 d) 平流雾(3 d) 平流辐射雾(2 d)
2007.12.17—28	12	9	12	69	56	20	0.28	辐射雾(4 d) 平流雾(2 d) 平流辐射雾(3 d)
2013.1.8—31	24	14	19	69	44	9	0.37	辐射雾(11 d) 平流雾(3 d) 平流辐射雾(7 d)

## 2 大尺度环流背景场特征

### 2.1 高度场特征

从500 hPa位势高度平均场看,3次长时间连

续大雾过程的高空环流形势极其相似。以2002年12月8—19日大雾过程为例(图3a),亚洲中高纬为一槽一脊,低槽位于里海和巴尔喀什湖之间,贝加尔湖为一高压脊,我国北方大部分地区受弱高压脊控制,以西北偏西气流为主。700、850 hPa直至1000 hPa,华北地区也都处在高压脊的控制下(图

略)。还有一点值得注意的是:3 次大雾过程的平均高度值也基本相同,如华北区域均处于 544~564 dagpm 等高线之间。在这种环流背景下,大气以下沉运动为主,天空云量较少,有利于夜间近地层大气

降温,容易出现辐射雾。例如在 2013 年 1 月连续 24 d 的大雾中,有 11 d 是辐射雾(表 1)。同时,由于高空冷空气势力较弱,容易出现静稳形势,有利于大雾出现。

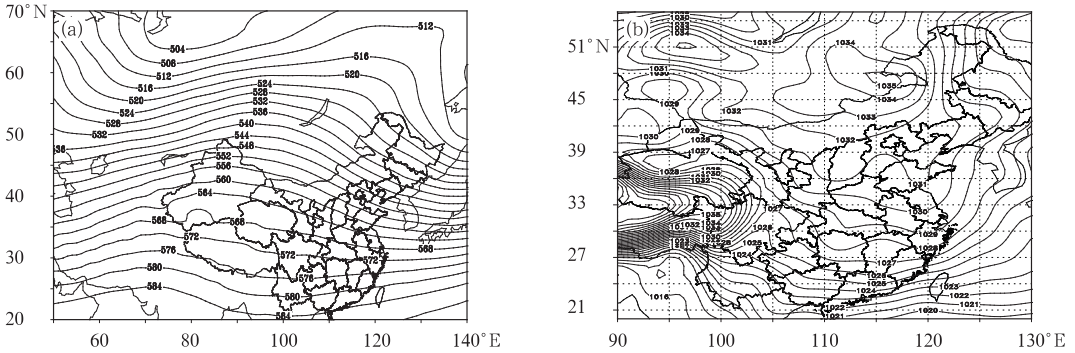


图 3 2002 年 12 月 8—9 日大雾过程 500 hPa 高度场平均(a, 单位: dagpm)和海平面气压场平均(b, 单位: hPa)

Fig. 3 Mean geopotential height at 500 hPa (a, unit; dagpm) and mean sea level pressure (b, unit; hPa) during the heavy fog process from 8 to 9 December 2002

## 2.2 海平面气压场

从海平面气压平均场可以看出,这 3 次过程的地面形势也非常相似。以 2002 年 12 月 8—19 日大雾过程为例(图 3b),高压中心位于内蒙古东部到河北西北部,等压线在燕山和太行山相对密集,而在华北平原地区稀疏。从高压中心的强度值看,2002 年 12 月 8—9 日和 2013 年 1 月 8—31 日(图略)的中心气压平均值为 1034 hPa,而 2007 年 12 月 17—28 日仅为 1028 hPa(图略),表明 2007 年的这次大雾过程冷空气强度弱于另外两次。对比图 2 可以看出,处于高压南部等压线梯度大值区的河北省北部(39°~40°N,包括北京)和西部发生大雾的日数为 2~4 d,明显少于处于等压线梯度小的其他地区(雾日 8~19 d),说明雾区分布和地面气压场关系密切。

## 3 地面、高空气象要素特征

### 3.1 地面气象要素特征

统计了 3 次连续性大雾过程京津冀所有大雾站点 08 时的地面要素如温度、露点、相对湿度、气温日较差及风速等平均状况(表 2),3 次过程的平均气温日较差分别为 3.1、5、4.2℃,逐日平均气温日较差变化范围在 0.4~9.1℃;温度和露点温度的平均值在 -6~-2℃;平均温度露点差为 0~0.7℃;平均相对湿度为 94%~95%,逐日变化范围在 91%~97%;平均风速在 1~2 m·s<sup>-1</sup>,说明大雾多发生在微风条件下。

图 4a 为 3 次连续大雾过程风向频率分布图,同

表 2 3 次持续性大雾天气过程雾站点地面要素统计

Table 2 Statistics of surface meteorological elements in three sustained dense fog events

日期/年.月.日	平均日较差 /℃	08 时平均气温 /℃	08 时平均露点 温度/℃	08 时平均温度 露点差/℃	08 时平均相对 湿度/%	08 时平均风速 /m·s <sup>-1</sup>
2002.12.8—19	3.1 (0.5~6)	-4 (-6.7~-1.1)	-4.7 (-7.7~-1.5)	0.7	95 (93~97)	1.1
2007.12.17—28	5 (1.4~9.1)	-2.1 (-3.5~0.2)	-2.8 (-4.1~-0.9)	0.7	95 (94~96)	1
2013.1.8—31	4.2 (0.4~8.1)	-6 (-9.7~-1.4)	-6 (-10.7~-2)	0	94 (91~97)	2

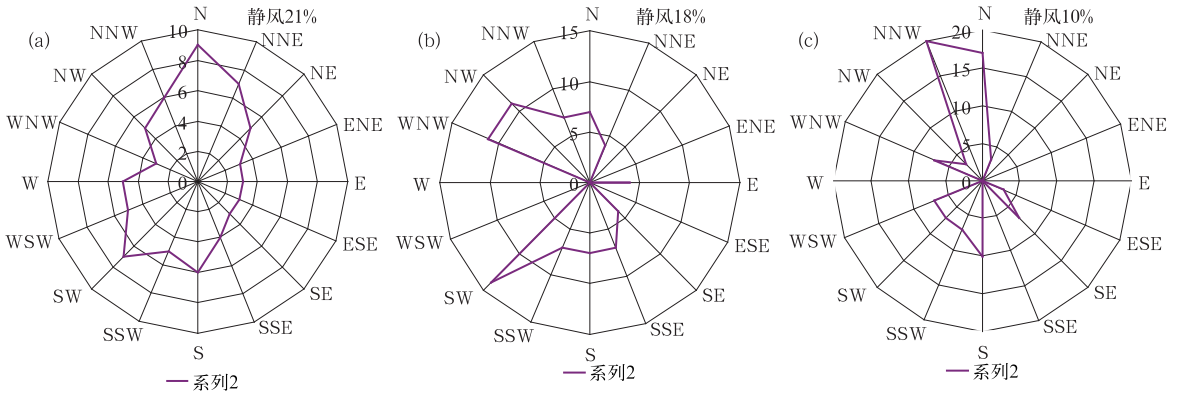


图4 连续性大雾过程风向频率统计(单位: %)

(a) 所有雾站, (b) 宁晋(53796), (c) 邱县(54820)

Fig. 4 Wind rose of three sustained dense fog events (unit: %)

(a) all station, (b) Ningjin (53796), (c) Qiuxian (54820)

时给出了静风所占比例。可以看出,大雾发生时静风所占比例最大,占21%;其次是偏北风和偏南风,各占22%和18%;偏西风占13%,偏东风所占的比率最小,仅为9%。从雾日数较多的宁晋(53796,位于京珠高速沿线)和邱县(84820,位于河北平原东南部)大雾期间风向频率分布(图4b,4c)也反映了这一规律,但这两个站的不同之处在于,宁晋的最多风向为NW、WNW、SW,占36%,邱县则是N、NNW风所占比例最多,为37%。

### 3.2 高空气象要素特征

表3给出了3次连续性大雾过程中邢台站(53798)08时高空各层次相对湿度和温度露点差的平均状况,可以看出,1000 hPa平均相对湿度为83%,温度露点差为3℃;而850、700和500 hPa平均相对湿度在23%~39%,三层平均为29%,露点温度差在13~18℃,三层平均为16℃,可见湿度的空间结构为“上干下湿”。

表3 3次持续性大雾08时高空湿度特征统计

Table 3 Statistics of upper-air humidity in three sustained dense fog events

日期/年.月.日	高空平均相对湿度/%					高空平均温度露点差/℃				
	1000	925	850	700	500	1000	925	850	700	500
2002.12.8—19	88	65	44	29	19	2	6	10	16	17
2007.12.17—28	79	51	47	29	27	3	10	11	16	14
2013.1.8—31	81	41	27	15	24	3	13	18	22	17
总平均	83	52	39	24	23	3	10	13	18	16

图5a为2013年1月8—31日大雾过程700 hPa平均湿度场的空间分布,可以看出,从北向南(45°~30°N)的区域内,相对湿度呈现“高低高”分布特征,华北平原大部平均相对湿度在30%~35%,而其南北两侧则为40%~70%。从1000 hPa的平均湿度场看(图略),3次大雾过程华北平原地区的平均相对湿度为55%~85%,从表2看出地面的平均相对湿度为91%~97%,表明华北平原地区湿度场空间分布呈现“上干下湿”特征,容易出现大雾。

## 4 逆温层特征分析

大雾是发生在边界层的天气现象,稳定层结(逆温层)是生成大雾的重要条件之一,雾层一般在逆温层以下(黄建平等,1998)。3次连续性大雾过程的逆温平均特征如下(表4):(1)就逆温层底的平均高度而言,2002年12月连续大雾和2013年1月连续大雾较接近,在980 hPa(约370 m)上下,而2007年

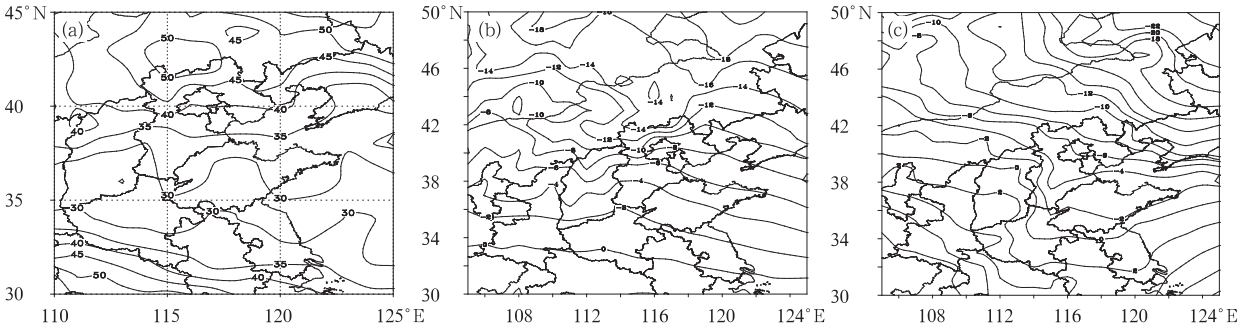


图 5 2013 年 1 月 8—31 日 700 hPa 湿度场平均(a, 单位: %)、850 hPa (b)和 1000 hPa (c)温度场平均(单位: °C)

Fig. 5 Mean humidity at 700 hPa (a, unit: %), mean temperature (unit: °C) at 850 hPa (b) and 1000 hPa (c) in 8—31 January 2013

表 4 3 次持续性大雾逆温层特征统计(根据 08 时邢台探空统计)

Table 4 Characteristics of inversion layer at Xingtai, Hebei in three sustained dense fog events

日期/年.月.日	逆温层底平均高度/hPa	逆温层顶平均高度/hPa	逆温层平均厚度/hPa	最大逆温层厚度/hPa	平均逆温/°C	最大逆温/°C
2002. 12. 8—19	982 (~370 m)	912 (~960 m)	71 (~580 m)	150	6	9
2007. 12. 17—28	1004 (~220 m)	943 (~700 m)	61 (~480 m)	112	4	10
2013. 1. 8—31	981 (~370 m)	921 (~870 m)	63 (~500 m)	150	9	16

12 月 17—28 日则较另外 2 次偏低,为 1004 hPa (~220 m),可见 3 次连续性大雾过程雾层平均高度在 370 m 以下,说明以辐射雾为主;(2)2002、2007 和 2013 年 3 次连续大雾的逆温层顶分别为 912 hPa (~960 m)、943 hPa (~900 m)、921 hPa (~870 m);(3)从逆温层平均厚度看 2002 年 12 月连续性大雾为 71 hPa (~580 m),较另外两次 61 hPa (~480 m)、63 hPa (~500 m)厚,而最大逆温厚度达 150 hPa (~1200 m),出现在 2002 年 12 月 14 日和 2013 年 1 月 13 日;(4)3 次连续性大雾过程的平均逆温值分别 6、4、9°C,而最大逆温值达到 16°C,出现在 2013 年 1 月 14 日。

图 6 给出了 3 次连续性大雾过程邢台站

(53798)高空温度和露点温度的平均层结曲线,其中 2013 年 1 月 8—31 日(图 6c)为 L 波段加密探空平均,可以发现,3 次过程的探空曲线较为相似,925 hPa 以上的温度露点差为 10~16°C,925 hPa 以下尤其是 1000 hPa 以下的温度露点差为 0~1°C,具有典型的“上干下湿”层结;温度曲线(蓝线)在逆温层以上接近湿绝热。在 925 hPa 以下,风速较小;高空风随高度呈顺时针转动,说明雾层之上以暖平流为主;平均逆温层顶在 925 hPa 以下,雾层(温度露点差小于 1°C)在 1000 hPa (210~240 m)以下,表明连续性大雾过程以辐射雾为主,这一点从表 1 的大雾类型统计也可以证明,如 2013 年 1 月 8—31 日 24 d 的大雾中,有 11 d 是辐射雾。

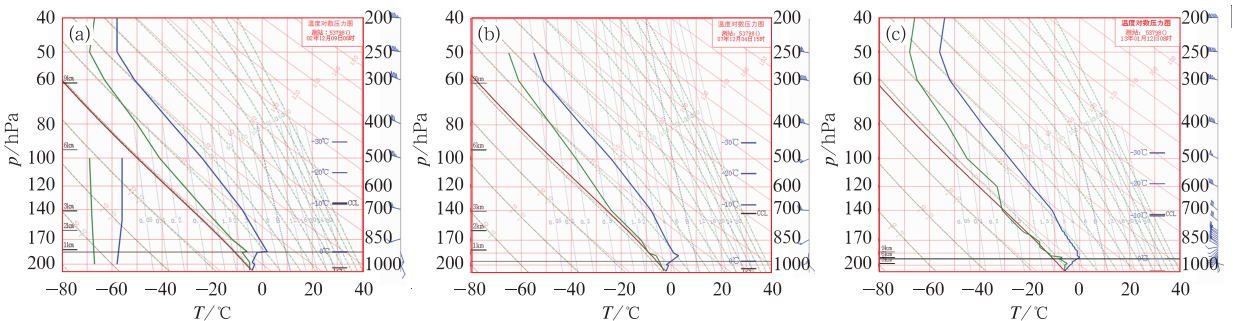


图 6 河北邢台 3 次连续性大雾过程探空曲线(T-log p)平均

(a)2002 年 12 月 8—19 日, (b)2007 年 12 月 17—28 日, (c)2013 年 1 月 8—31 日

Fig. 6 Mean soundings at Xingtai, Hebei in three sustained dense fog events

(a) 9—18 December 2002, (b) 17—28 December 2007, (c) 8—31 January 2013

图 5b、5c 分别为 2013 年 1 月 8—31 日大雾过程 850 和 1000 hPa 的高空平均温度场,可以看出,850 hPa(图 5b)上,从河南北部到河北省为从西南伸向东北的暖脊,控制华北平原的暖脊温度变化范围为  $-6 \sim -2^{\circ}\text{C}$ ,在 1000 hPa,平均温度场则恰恰相反(图 5c),华北平原受一东北—西南向的冷温槽控制,说明近地层有弱冷空气从东北平原扩散南下,导致近地层大气降温。另外两次过程高空平均温度场也是如此(图略),这种温度场的空间配置有利于逆温的形成、加强和维持,从而利于大雾的生成与维持。

## 5 持续性大雾成因及维持机制分析

### 5.1 地形作用

华北平原北倚燕山、西靠太行、东临渤海。一些

具有区域特色的特殊天气如华北回流(张迎新等, 2006)、太行山东麓焚风(陈明等, 1995; 王宗敏等, 2012)、华北干槽(刘瑞芝等, 1957)都和太行山地形相联系的。西部的太行山和北部的燕山半环抱华北平原。燕山呈东西走向,北部和坝上高原(属内蒙古高原)相连,东西长约 420 km,南北最宽处近 200 km,海拔 600~1500 m(图 7 阴影),最高峰雾灵山海拔 2166 m。太行山系呈东北—西南走向,西接山西高原(属黄土高原),南北长约 600 km,东西宽约 180 km,海拔高度在 2000 m 以上的高山很多,其中最高峰小五台山海拔 2880 m。从沿  $116^{\circ}\text{E}$  的南北向剖面图(图略)和沿  $37^{\circ}\text{N}$  东西向剖面(图略)看,燕山南坡和太行山东坡为陡峭的阶梯状下沉地形,相比而言,太行山的坡度更大。地形对华北平原大雾的影响表现在以下三个方面。

(1) 冬季影响华北的冷空气以西北或偏西路径

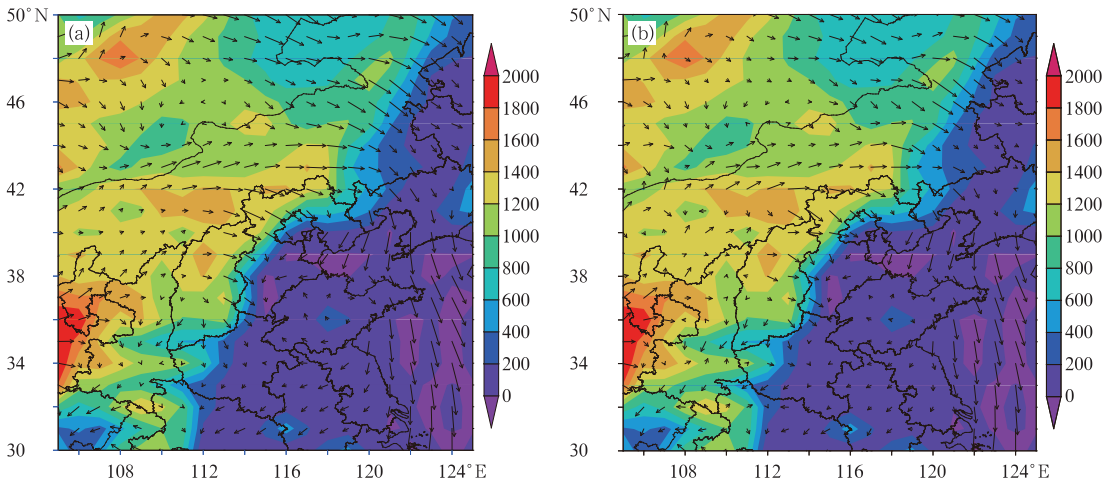


图 7 2002 年 12 月 8—19 日 08 时 1000 hPa 风场平均(a)、地面风场平均(b)  
(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 阴影为地形高度)

Fig. 7 Mean wind field at 1000 hPa (a) and surface (b) at 08:00 BT 8—19 December 2002  
(unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , shadow is the height of the terrain)

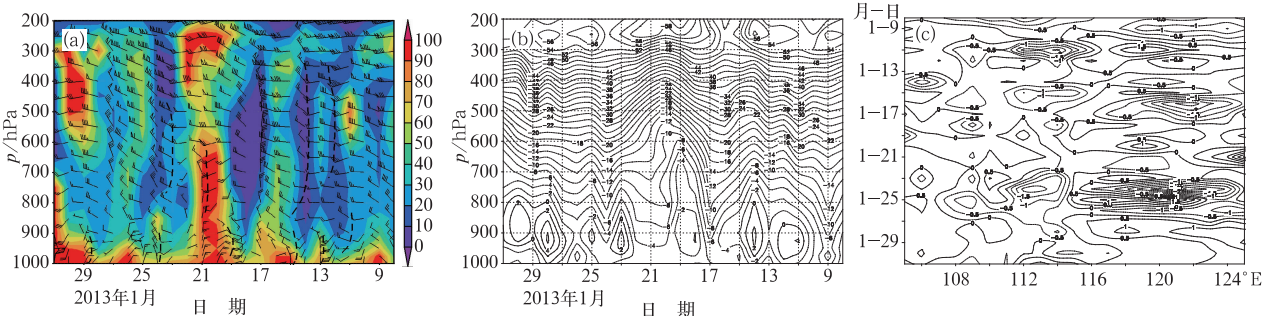


图 8 2013 年 1 月 8—31 日连续性大雾过程(a)08 时高空风场和相对湿度(阴影)沿( $37^{\circ}\text{N}$ ,  $116^{\circ}\text{E}$ )高度-时间剖面图(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , %), (b)温度场高度-时间剖面(单位:  $^{\circ}\text{C}$ ), (c)850 hPa 温度平流沿  $37^{\circ}\text{N}$  经度-时间剖面(单位:  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 8 (a) Height-time cross-section of wind field and humidity (shadow) ( $37^{\circ}\text{N}$ ,  $116^{\circ}\text{E}$ ), (b) height-time cross-section of temperature ( $37^{\circ}\text{N}$ ,  $116^{\circ}\text{E}$ ), (c) time-longitude cross-section of temperature advection at 850 hPa (unit:  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ ) along  $37^{\circ}\text{N}$  at 08:00 BT 8—31 January 2013



为主,由于群峰林立的燕山和太行山半环抱华北平原,如一天然屏障,对西北或西来的冷空气起到阻挡和削弱作用。当中纬度环流平直,冷空气势力较弱时,一方面,受河北北部燕山和西部太行山阻挡,冷空气在山脉的北部和西侧堆积,在内蒙古中东部形成一地面高压,冷空气分股扩散南下,造成等压线西北梯度大、东南部小的格局(图3b),华北平原处于始终弱气压场控制之下,易出现静稳形势,有利于雾霾的出现。另一方面,燕山北部的弱冷空气东移进入东北平原,受长白山阻挡,在低层从东北平原经渤海南下扩散至河北平原,有利于近地层大气的降温冷却,从而更接近露点温度,使大气趋于饱和,有利于大雾的出现,这一点从1000 hPa风场(图7a)及地面风场(图7b)可以看出,京珠高速以东的河北平原大部分为弱的东北风,在1000 hPa温度场(图5c)则表现为冷温槽。

(2) 西北或偏西路径的弱冷空气越过近似南北走向的太行山,下沉增温,有利于平原地区近地层逆温层的维持或加强。从2002年12月8—19日850 hPa平均风场可以看出(图略),华北大部分地区受西北偏西气流控制,气流越山后,下沉增温。从500和850 hPa垂直速度场看(图9a和9b),华北大部分地区为弱的下沉气流,垂直速度值自太行山向平原递减,下沉速度为 $0\sim 0.1\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。从平原地区温度的垂直剖面(图8b)可以看出在900 hPa以下形成逆温,大气层结稳定。

(3) 太行山地形的另一个作用是有益于地面辐合线的生成。图7a、7b给出了2002年12月8—19日08时1000 hPa风场和地面风场的平均场,可以看出,河北平原存在一条东北—西南向与太行山平行的地形辐合线,这条辐合线基本和京珠高速的位置一致,辐合线以西是西北风,以东为北到东北风,另外两次连续性大雾的地面和1000 hPa的平均风场也是如此(图略)。可见在河北平原,近地层存在着一条与京珠高速平行、近似重合的辐合线,这条辐合线的存在有益于近地层的水汽和大气污染物的聚集,从而有益于雾霾的生成,这可以解释京珠高速沿线多雾的原因(图2)。那么这条地形辐合线是怎么形成的呢?主要由山区和平原的热力差异造成的,夜间,西部的太行山降温较平原快,造成太行山区温度低,平原温度高,导致山风下泄,吹向平原,与近地层平原东部的东北风相遇形成辐合线,由于高空环流平直,冷空气强度较弱,因此从东北平原经渤海回流至华北平原的东北风的厚度较浅薄,所以这条地

形辐合线的空间伸展高度也较低,在1000 hPa(约200 m)以下。

## 5.2 “干性”短波槽作用

前面已经提到3次连续性大雾都发生在纬向环流背景下,而在这种环流下的一个特征是多短波槽活动。短波槽有的来自新疆,经河套东移影响华北;有的是高原东移影响华北南部。这些短波槽一个最明显的特征是“干性”短波槽,即高层湿度较小( $10\%\sim 40\%$ ),尤其在850 hPa以上表现明显。这种“干性”短波槽对华北平原大雾的发生、维持、发展加强具有重要作用,通常会导致雾的范围扩大和强度增强,同时也会使雾的类型发生变化,当河北处于高空槽前时,雾一般以平流雾为主,高空槽过后,转为辐射雾。3次连续性大雾过程中,每次过程有3~4个短波影响华北。图8给出2013年1月8—31日连续大雾过程河北东南部( $37^{\circ}\text{N}$ 、 $115^{\circ}\text{E}$ )风场、湿度场(图8a)和温度场(图8b)的高度-时间剖面图,可以看出,12日、14日、19—20日、24日分别有4个短波槽过境,除了19—20日整层湿度都较大的短波槽带来明显的降雪导致雾减弱外,其余3个短波槽湿度场空间结构都具有明显的干性特征,925 hPa以上相对湿度为 $10\%\sim 30\%$ ,导致雾维持或加强。例如,第一个短波槽(12日)过后,京津冀雾站数从50站次增加至110站;第二个短波槽(13日),雾站数从45站次增加至94站次;第四个短波槽(23日)影响,雾站数维持在80站以上。造成这种现象的原因有以下几个方面:(1)高空短波槽呈干性,说明高空无云或少云,有利于夜间地面辐射冷却降温,从而有利于雾的生成和维持;相反,如果是湿度很大的高空槽移过,则可能会导致降水或云量增多,进而使大雾减弱或消散。(2)高空槽前暖平流的输送使逆温增强增厚(平流逆温),使近地层层结更加稳定,有利于大雾增强和维持。从温度场的高度-时间剖面(图8b)可以看出,伴随着12、14、24、28日4个短波槽活动,低空分别在975~850 hPa出现了 $2\sim 6^{\circ}\text{C}$ 的逆温,对应11—14、22—24、27—31日三个阶段的大雾维持和加强。从850 hPa沿 $37^{\circ}\text{N}$ 所做温度平流的经度-时间剖面(图8c)可以看出,大雾持续期间,雾区( $115^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$ )有弱的暖平流输送,其值一般小于 $0.5\times 10^{-4}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ ,其中11—14、23—24、27—29日暖平流输送较强的时段分别对应着较强的浓雾时段。(3)高空槽前西南气流将南方的暖湿空气向华北平原输送,流经华北平原冷下垫面,冷却

凝结形成平流雾。如果高空槽白天过境,会导致大雾没有明显的日变化,在中午仍然有大片的雾区,例如2002年12月14日、15日、2007年12月26日、2013年1月14日、30日、31日都是典型的平流雾,可以发现,在14时地面图上仍然维持大片的雾区(图略)。(4)短波槽过后,华北平原高空转受西北气流控制,大气的下沉运动导致天空晴朗和下沉逆温,有利于辐射雾的形成。从3次过程逐日大雾类型可以看出(表4),在34 d的大雾中,辐射雾有21 d。

### 5.3 大尺度下沉运动作用

分别计算了3次连续性大雾过程地面到高空的垂直速度平均场,发现华北及平原大部分地区以下沉运动为主。在华北平原,500 hPa及以上层次下沉气流相对明显,700 hPa及以下下沉运动相对较弱,在近地面层(1000 hPa以下),平原部分地区出

现弱的上升运动。图9给出2013年1月8—31日08时高空垂直速度平均场,可以看出,500 hPa,华北平原大部分地区08时平均垂直速度在 $0.1\sim 0.2\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (图9a);850 hPa,08时平均垂直速度为 $0\sim 0.1\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (图9b);1000 hPa,在河北东部平原出现了弱的上升运动,平均垂直速度为 $-0.1\sim 0\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (图9c)。另外两次过程也比较类似(图略)。

从2013年1月8—31日08时河北东南部( $37^\circ\text{N}$ 、 $115^\circ\text{E}$ )垂直速度的高度-时间剖面图(图10)看出,1月8—31日期间,700 hPa及以上基本为下沉气流,垂直速度值在 $0.1\sim 0.8\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ,而在900 hPa以下,则以弱的上升气流为主,上升速度为 $-0.4\sim -0.1\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。从图中还可以看出,每伴随一次下沉气流的加强和向低层伸展,都伴随着一次大雾的加强或维持。例如,11—12日,中高层从弱的上升运动转为下沉运动,大雾从50站增加到

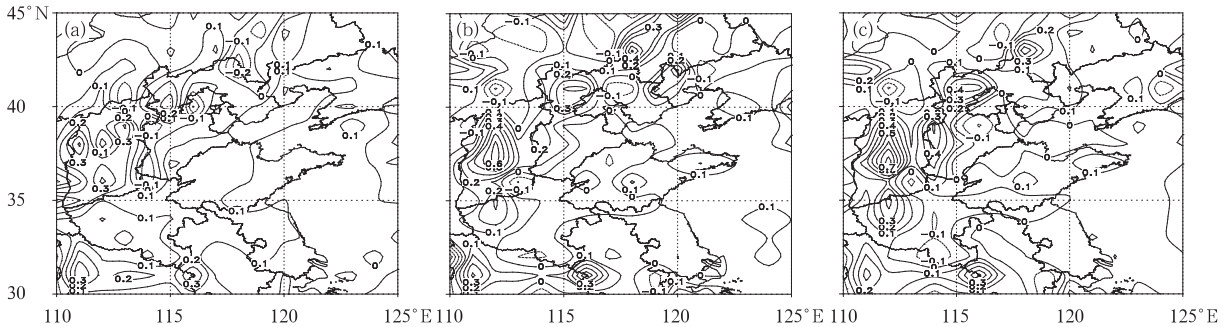


图9 2013年1月8—31日08时高空垂直速度平均场(单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )

(a)500 hPa, (b)850 hPa, (c)1000 hPa

Fig.9 Mean vertical velocity (unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ) at 08:00 BT 8—31 January 2013

(a) 500 hPa, (b) 850 hPa, (c) 1000 hPa

111站;22—24日,900 hPa以上均为下沉气流,最大下沉速度达 $0.8\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ,伴随这次强的下沉运动,大雾站数从14站发展到100站次,并连续3 d维持80站次以上;29—30日,从下沉运动转为上升运动,大雾站数从70站减为36站;18—19日上升运动较强,达到 $-0.4\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ,出现了降雪,导致大雾明显减弱。

从以上分析可见,华北平原维持大尺度的下沉运动一方面有利于夜间晴空的存在,另一方面其导致的下沉逆温限制了边界层之上的混合作用,从而有利于大雾的出现。当下沉运动加强时,低层稳定层结进一步加强和维持,从而导致大雾范围扩大,强度变强;当下沉运动减弱或中低层上升运动加强时,低层逆温层减弱或导致将雾抬升为低云,从而大雾减弱。

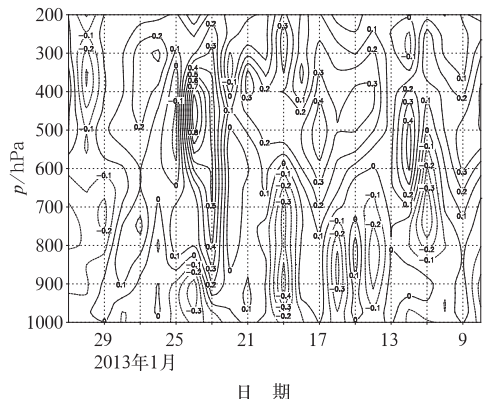


图10 2013年1月8—31日连续性大雾过程垂直速度沿( $37^\circ\text{N}$ 、 $116^\circ\text{E}$ )高度-时间剖面图(单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Fig.10 Height-time cross-section of vertical velocity ( $37^\circ\text{N}$ ,  $116^\circ\text{E}$ ) at 08:00 BT 8—31 January 2013 (unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )

## 6 结 论

对2000—2013年华北平原3次持续10 d以上的大雾天气过程进行了研究,分析了3次连续性大雾过程的高空、地面要素特征、边界层特征、大尺度环流背景特征以及华北平原连续性大雾的成因和维持机制,结果表明:

(1) 2000年以后,华北平原共发生了3次持续10 d以上的范围大、强度强的连续性大雾过程,2次出现在12月,1次出现在1月。2002年12月9—19日大雾过程日平均雾站数最多,2007年12月19—28日连续大雾过程强度最强(平均能见度最低),2013年1月8—31日大雾过程连续时间最长。3次连续性大雾过程的大尺度天气背景场如500 hPa高度场、海平面气压场、湿度场、温度场等都极其相似。在500 hPa高度场上,亚洲中高纬为一槽一脊,我国北方大部分地区受弱高压脊控制,以西北偏西气流为主;从海平面气压场来看,在内蒙古中东部到华北北部为高压,华北平原处在此高压东南部的弱气压场下;高空湿度场则表现为“上干下湿”;高空温度场的突出特征是850及925 hPa在华北平原为自西南伸向东北的暖脊,而1000 hPa则表现为自东北伸向西南的冷槽。

(2) 3次连续性大雾地面要素统计特征为:逐日平均气温日较差变化范围在0.4~9.1℃;温度和露点温度的平均值在-6~-2℃;逐日平均温度露点差为0~0.7℃;逐日平均相对湿度变化范围在91%~97%;平均风速在1~2 m·s<sup>-1</sup>;就风向而言,大雾发生时,静风所占比例最大,其次是偏南风 and 偏北风,东风和西风的比例最小。高空湿度的统计特征为:850、700、500 hPa三层平均相对湿度为29%,平均温度露点差为16℃;而1000 hPa的平均相对湿度则为83%,平均温度露点差为3℃。

(3) 高空纬向环流长时间维持导致的冷空气活动偏弱,加上太行山、燕山对冷空气的阻挡和消弱造成的华北平原长期静稳天气形势,是华北平原大雾长时间维持的根本原因。纬向环流背景下多个“干性短波槽”活动和大尺度下沉运动导致大雾维持和加强。另外,太行山地形造成的地形辐合线及偏西气流越过太行山下沉增温导致的层结更加稳定也是华北平原大雾加强和维持的重要原因。

## 参考文献

曹伟华,梁旭东,李青春. 2013. 北京一次持续性雾霾过程的阶段性特

- 征及影响因子分析. 气象学报, 71(5): 940-951.
- 陈明,傅抱璞. 1995. 太行山东坡焚风的数值模拟. 高原气象, 14(4): 443-450.
- 何立富,陈涛,毛卫星. 2006a. 华北平原一次持续性大雾过程的成因分析. 热带气象学报, 22(4): 340-350.
- 何立富,李峰,李泽春. 2006b. 华北平原一次持续性大雾过程的动力和热力特征. 应用气象学报, 17(2): 161-168.
- 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.
- 黄建平,朱诗武,朱彬. 1998. 辐射雾的大气边界层特征. 南京气象学院学报, 21(2): 254-265.
- 康志明,尤红,郭文华,等. 2005. 2004年冬季华北平原持续大雾天气的诊断分析. 气象, 31(12): 51-56.
- 李江波,侯瑞钦,孔凡超. 2010. 华北平原连续性大雾的特征分析. 中国海洋大学学报, 40(7): 15-23.
- 李江波,沈桐立,侯瑞钦,等. 2007. 华北平原一次大雾天气过程的数值模拟研究. 南京气象学院学报, (6): 820-827.
- 刘梅,严文莲,张备,等. 2014. 2013年1月江苏雾霾天气持续和增强机制分析. 气象, 40(7): 835-843.
- 刘瑞芝,顾震潮. 1957. 论华北干槽的形成. 北京大学学报, 1: 107-113.
- 马翠平,吴彬贵,李江波,等. 2014. 一次持续性大雾边界层结构特征及诊断分析. 气象, 40(6): 715-722.
- 马学款,蔡苏宁,杨贵名,等. 2007. 重庆市雾的天气特征分析及预报方法研究. 气候与环境研究, 12(6): 795-803.
- 毛冬艳,杨贵名. 2006. 华北平原雾发生的气象条件. 气象, 32(1): 78-83.
- 濮梅娟,张国正,严文莲,等. 2008. 一次罕见的平流辐射雾过程的特征. 中国科学 地球科学, 38(6): 776-783.
- 王益柏,梅娜,范磊,等. 2014. WRF模式对2013年1月华北一次大雾的数值对比试验. 气象, 40(12): 1522-1529.
- 王跃思,姚利,王莉莉,等. 2014. 2013年元月我国中东部地区强霾污染成因分析. 中国科学 地球科学, 44: 15-26.
- 王自发,李杰,王哲,等. 2014. 2013年1月我国中东部强霾污染的数值模拟和防控对策. 中国科学 地球科学, 44: 3-14.
- 王宗敏,丁一汇,张迎新,等. 2012. 太行山东麓焚风天气的统计特征和机理分析 I: 统计特征. 高原气象, 31(2): 547-554.
- 吴彬贵,张宏升,汪靖,等. 2009. 一次持续性浓雾天气过程的水汽输送及逆温特征分析. 高原气象, 28(2): 258-267.
- 吴兑,吴晓京,李菲,等. 2011. 中国大陆1951—2005年雾与轻雾的长期变化. 热带气象学报, 27(2): 145-151.
- 张礼春,朱彬,耿慧,等. 2013. 南京一次持续性浓雾天气过程的边界层特征及水汽来源分析. 气象, 39(10): 1284-1292.
- 张人禾,李强,张若楠. 2014. 2013年1月中国东部持续性强雾霾天气产生的气象条件分析. 中国科学 地球科学, 44: 27-36.
- 张迎新,张守保. 2006. 华北平原回流天气的结构特征. 南京气象学院学报, 29(1): 107-113.
- Nancy E W. 2007. Some Aspects of dense fog in the Midwestern United States. Wea Forecasting, 22(6): 457-465.
- Nancy E W, David A R K. 2009. A climatology and case study of continental cold season dense fog associated with low clouds. J Appl Meteor Clim, 48(11): 2200-2214.
- Stepnen H, Robert N S. 1981. High-inversion fog episodes in Central California. J Appl Meteor, 20: 890-899.
- Tardif R. 2006. A climatological study of low ceiling and fog events associated with the occurrence of precipitation in the northeastern United States. Preprints, 12th Conf on Aviation Range and Aerospace Meteorology. Atlanta, GA, Amer Meteor Soc, 5. 1.