

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.

一次持续性大雾边界层结构特征及诊断分析^{*}

马翠平¹ 吴彬贵² 李江波³ 于雷⁴ 赵娜¹ 蔡子颖² 曲晓黎¹

1 河北省气象服务中心, 石家庄 050021

2 天津市气象局, 天津 300074

3 河北省气象台, 石家庄 050021

4 河北省保定市气象台, 保定 071000

提 要: 2010 年 11 月 30 日至 12 月 2 日, 冀中南部及天津地区出现了一次大范围的大雾天气, 持续时间长达 3 d, 其中石家庄浓雾持续时间长达 34 h, 强浓雾持续时间 7 h. 利用加密自动站、天津市 250 m 气象铁塔梯度观测资料, 结合常规气象资料和 NCEP/NCAR 再分析资料, 对连续性大雾边界层结构特征以及大雾的形成、发展维持和消散进行了诊断分析. 研究得到: 大雾形成前期地面持续东风, 有利水汽的聚积; 当地面风向转为偏北风时促进水汽凝结, 致使大雾形成, 大雾形成后再次转为长时间偏东风有利大雾的维持和加强; 850 hPa 以下西南暖湿气流和近地面层逆温的长时间维持, 是平流大雾持续的主要原因; 低层 3 支水汽的输送及 850 hPa 的西南急流重建直接导致了强浓雾形成. 大雾维持加强期间, 边界层风速为 $1\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 尤其是强浓雾期间, 风速仅为 $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; 当边界层 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上西北风速从 250 m 逐渐下传至地面时, 逆温层破坏, 大雾天气结束.

关键词: 持续性大雾, 边界层结构, 热力特征, 动力特征

中图分类号: P456

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.06.008

Boundary Layer Structure Features and Diagnostic Analysis of One Successive Heavy Fog Event

MA Cuiping¹ WU Bingui² LI Jiangbo³ YU Lei⁴ ZHAO Na¹ CAI Ziyong² QU Xiaoli¹

1 Hebei Meteorological Service Centre, Shijiazhuang 050021

2 Tianjin Meteorological Bureau, Tianjin 300074

3 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

4 Baoding Meteorological Observatory of Hebei, Baoding 071000

Abstract: Heavy fog occurred in most areas of middle and south of Hebei Province and Tianjin for 3 days successively from 30 November to 2 December 2010, during which Shijiazhuang experienced a 34 h dense fog, including a 7 h strong dense fog. The diagnostic analysis on structure characteristics of successive heavy fog boundary layer and the formation, development and maintenance, and dissipation of the fog was made based on intensive automatic weather station data and Tianjin 250 m meteorological tower gradient observation data as well as conventional observation data and NCEP/NCAR reanalysis data. The result shows that prior to the foggy weather, the continuous east wind on surface is beneficial to the accumulation of water vapor. When the east wind turns to north wind, the vapor begins to condense, and eventually, becomes heavy fog. After the formation of heavy fog, the direction of wind turns to east again, helping maintain and strengthen the fog density. The long-time SW warm and wet flow under 850 hPa and the inversion on the near surface layer are the main causes for the durative heavy fog. The water transfer of the low-level three branches of vapor and reconstruction of southwest jet at 850 hPa are responsible for the for-

* 国家自然科学基金项目(41075004, 41175014)和河北省科技厅项目(12277114D, 10276907D 及 12275405)共同资助

2013 年 1 月 26 日收稿; 2013 年 4 月 22 日收修定稿

第一作者: 马翠平, 主要从事气象服务技术研究. Email: macuiping@vip.sina.com

mation of the heavy fog directly. During the strengthening period, the wind speed on boundary layer is $1-2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, especially during the strong dense fog, the wind speed is only $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. When the wind with speed greater than $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ travels down to the ground surface, the heavy fog disperses affected by the destroyed inversion.

Key words: successive heavy fog, boundary layer structure, thermal features, dynamic characteristics

引 言

河北平原是我国北方秋冬季大雾出现频率较高的地带,具有发生范围广、强度大、局地性强、持续时间长及频率高等特点,如 2002 年 12 月 9—19 日和 2007 年 12 月 17—28 日分别出现了连续 11~12 d 的大范围大雾天气,而在 1994 年 11 月的一次连续性大雾过程中,广平和景县连续 15 d 大雾不散,创河北省单站连续性大雾极值。随着社会的发展,连续性大雾给社会经济、交通运输以及公众生活健康带来的影响越来越大。

许多学者对华北平原连续大雾发生的气候和气象条件特征进行了统计和分析(田华等,2008;张宗灏等,2007;马翠平等,2012)。李江波等(2010)对华北平原 9 次连续 4 d 以上的大雾过程分析得到,连续性大雾一般是大范围、区域性的,一般为几种类型的雾重叠或交替出现,并有明显的渐近性,是特定的天气形势背景条件、稳定的边界层结构,以及弱的水汽输送和湍流增强的结果。毛冬艳等(2006)研究了华北平原大雾发生的气象条件,康志明等(2005)、何立富等(2006)分别对 2004 年冬季华北平原一次连续 6 d 的大雾天气过程进行了诊断分析,研究了连续 6 d 大雾的动力和热力特征。吴彬贵等(2009)对 2006 年 2 月 13—14 日华北中南部一次持续性浓雾过程的水汽输送和逆温特征进行了计算,分析得到,加强北上的低空西南急流为浓雾的启动和长时间的维持提供了大量的水汽,有利于逆温层的增厚,进而促进了浓雾的生成和发展。侯瑞钦等(2009)分析了 2007 年 11 月 7—13 日河北平原一次持续大雾,成因主要是稳定的大气环流背景、充足的水汽、地面辐射冷却作用、近地面层的弱辐合和持续微弱的暖平流有利于逆温层的维持而使大雾持续。李子华等(1999)对 1996 年南京连续 5 d 浓雾研究指出,深厚逆温层的维持对雾层长时间维持起着重要的作用;低空有下沉逆温,地面有辐射逆温,这是雾形成和长时间不消的重要条件,并指出菲律宾以东洋面上热带风暴的存在,阻碍了大陆高压东撤,是辐射雾持续

5 d 的重要原因。周之栩等(2003)通过 1999 年 12 月 29 日至 2000 年 1 月 5 日连续 7 d 的浓雾分析发现,对流层中层 500 hPa 的平直纬向环流和低层的浅槽活动是大雾发生的重要条件,同时低层的充沛的水汽和稳定层结条件对大雾的发生和维持也很关键。徐艳玉等(2006)对河南省南阳市西峡县持续大雾的成因分析发现 925 hPa 以下的逆温层是大雾生成和维持的关键,且逆温强度与大雾的强度及持续时间密切相关。王伟等(2009)对 2007 年 12 月 18—23 日发生在中国东部的较大范围的一次大雾过程,从天气形势背景、气象要素以及物理量场等方面,分析了大雾形成和持续的物理机制。以上研究结果说明:雾的成因十分复杂,对雾过程边界层气象要素场分布特征的认识还不足,特别是对连续性浓雾形成、发展、消散和分布特征的变化规律研究还不够。

本文针对 2010 年 11 月 30 日至 12 月 2 日一次连续大雾天气过程,从其形成、发展、消散和边界层分布特征的变化规律进行分析,探讨大雾天气持续多日的主要成因。为提高连续性大雾预报准确率提供技术支撑和预报依据。

1 天气背景

2010 年 11 月 29 日 08 时至 12 月 2 日 20 时欧亚中高纬 500 hPa 图上(图略,北京时)为两槽一脊,低槽分别位于威海和库页岛,巴尔喀什湖是一弱高压脊,随着威海上空的低槽东移,使得巴尔喀什湖弱高压脊迅速减弱变平,欧亚上空为一宽平的低槽区,没有明显的温度平流。850 hPa 图上(图略),29 日 08 时河北境内为西南气流,并有 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的低空急流相伴,当 29 日 20 时后小槽移出(小槽仅限于低层,700 和 500 hPa 都没有槽对应),河北转为偏西气流控制,30 日 20 时虽然风场无明显的低槽,但有一明显的温度槽,1 日 20 时西南低空急流重建($18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),2 日 08 时,当威海低槽到达华北上空时,河北整层转受西北气流控制,并伴有明显冷平流(锋区强度达 7 条等温线/10 个纬距)影响,大气稳

定层结破坏,维持 3 d 的大雾天气结束。

地图上(图 1a),30 日 08 时亚洲大陆 40°N 以北为西西北—东东南向低压带,1034 hPa 的高压中心位于河西走廊,河北为一鞍形场,雾区在高压前部大面积形成,从长江流域及以南地区逐渐由南向北伸展,河北大雾从 30 日 02 时开始形成,大雾区由河北南部和山东北部地区迅速向北发展,12 月 1 日 08 时(图 1b),随着低压东南移动,雾区继续向北东伸展,范围扩大,当低压轴向由西西北—东东南向转为南北向时,大雾结束。表 1 给出的是 11 月 30 日至 12 月 2 日河北省及天津市雾出现的站数统计,从表中 1 可看出,11 月 30 日和 12 月 1 日大雾天气最为严重,冀中南大部地区形成大范围的浓雾天气,河北交通严重受阻。

表 1 2010 年 11 月 30 日至 12 月 2 日河北省及天津市大雾出现站数

Table 1 Numbers of fog affected stations in Hebei Province and Tianjin from 30 November to 2 December 2010

日期	大雾 (<1000 m)	浓雾 (<500 m)	强浓雾 (≤50 m)
30 日	135	32	5
1 日	99	85	26
2 日	27	23	6

图 2 给出了大雾前期、大雾期间 925 hPa 沿 116.0°E(雾区中心剖面,冀中南部范围:36°~40°N、113.56°~119.32°E;天津:39.12°N、117.17°E;石家庄:38.07°N、114.4°E)温度平流及比湿、风场随时间演变图,从图 2a 和 2c 中可看到,大雾前期,29 日 02:00 河北中南部地区处于槽前西南暖湿气流控制,从低纬到 43°N 为一致西南风,西南风的北上,

加剧了水汽向雾区的输送,在 37°~41°N 之间分别出现一比湿为 3 g · kg⁻¹ 的大值中心与 +32 × 10⁻⁴ °C · s⁻² 的温度平流中心叠置。29 日 20 时后由于受低层小槽东移扰动影响,水汽聚集区域的水汽得以快速凝结,30 日 02 时(图 2d)后河北中南部地区大面积大雾及浓雾形成,其中最低能见度仅为 40 m(衡水)。37°~41°N 之间仍维持 4 g · kg⁻¹ 的大值中心,与之对应的是 +16 × 10⁻⁴ °C · s⁻² 暖平流中心(图 2b),42°~45°N 之间是 -16 × 10⁻⁴ °C · s⁻² 冷平流中心,冷暖平流的对峙使雾区始终维持在 40°N 以南地区的暖区中,12 月 1 日随着暖平流加强北上,42°~45°N 之间比湿增至 4 g · kg⁻¹,雾区向北扩展,因此这一天是这次雾过程强度最大、范围最广的一天。2 日,强冷平流的到来(-40 × 10⁻⁴ °C · s⁻²),大雾天气结束。

2 大雾期间边界层特征

边界层内风向、风速、湿度、温度的相互作用共同促成大雾的形成。图 3 是石家庄大雾期间风向、风速、相对湿度、能见度随时间演变图。为研究方便,将本次雾过程按石家庄能见度(图 3a)的变化划分为 3 个期间。(1)大雾前期(29 日 08:00 至 30 日 02:00),在这一期间受西南暖湿气流影响,能见度开始转坏,能见度维持在 2 km 附近,天气现象记录以轻雾或烟为主,入夜随着低层小槽的到来,加速了水汽的凝结,能见度降至 1 km 附近;(2)大雾形成维持加强期间(30 日 02:00 至 12 月 2 日 04:00),入夜,低层小槽与辐射降温的叠加促使能见度急速降

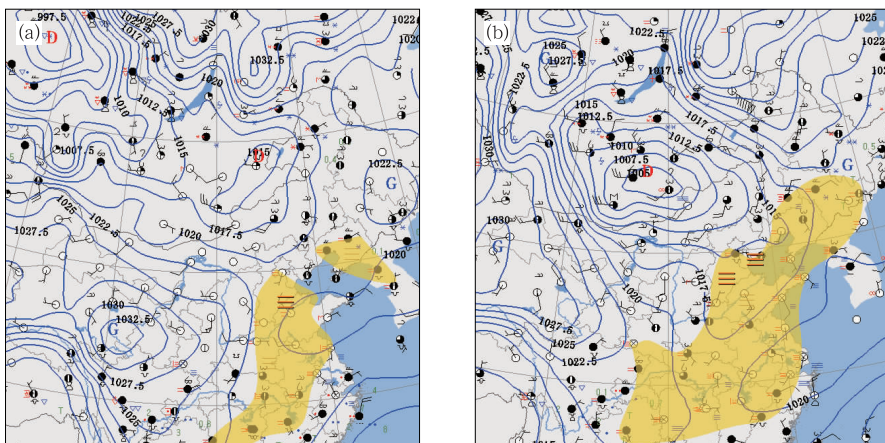


图 1 2010 年 11 月 30 日至 12 月 1 日地面天气图
(a) 11 月 30 日 08 时, (b) 12 月 1 日 08 时

Fig. 1 Surface synoptic chart at (a) 08:00 BT 30 November and (b) 08:00 BT 1 December 2010

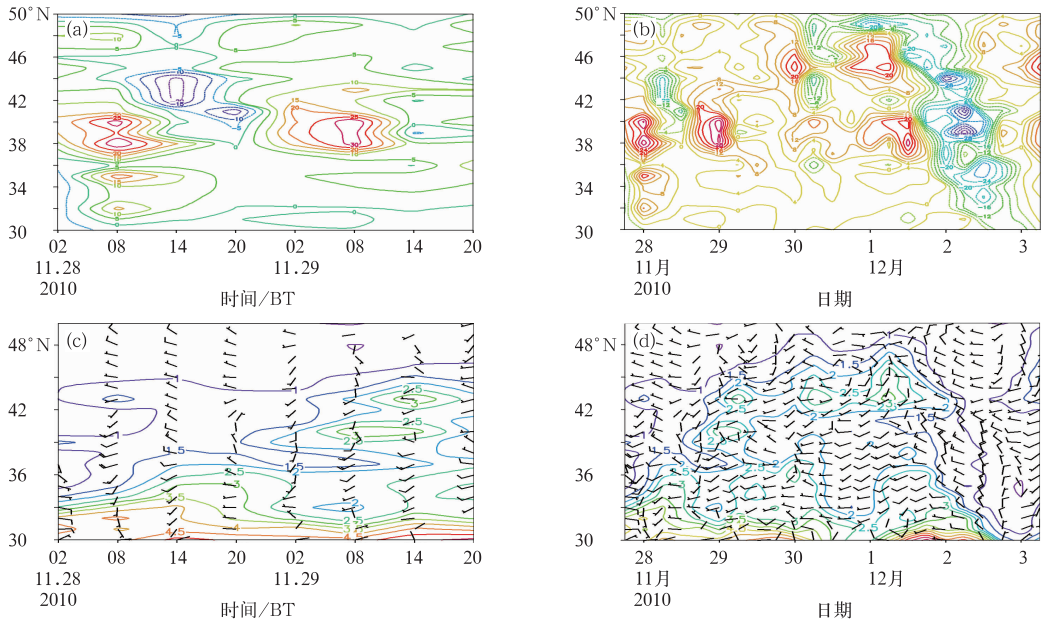


图2 2010年11月28—29日(a, c)和11月28日至12月3日(b, d)925 hPa沿116°E温度平流及比湿、风场随时间的演变图

(a, b)温度平流(单位: $10^{-4} \text{ C} \cdot \text{s}^{-2}$), (c, d)比湿(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 2 Evolutions of (a, b) temperature advection, (c, d) specific humidity and wind at 925 hPa along 116°E from 28 to 29 November (a, c) and from 28 November to 3 December (b, d) 2010

(a, b) temperature advection (unit: $10^{-4} \text{ C} \cdot \text{s}^{-2}$); (c, d) specific humidity (unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and wind field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

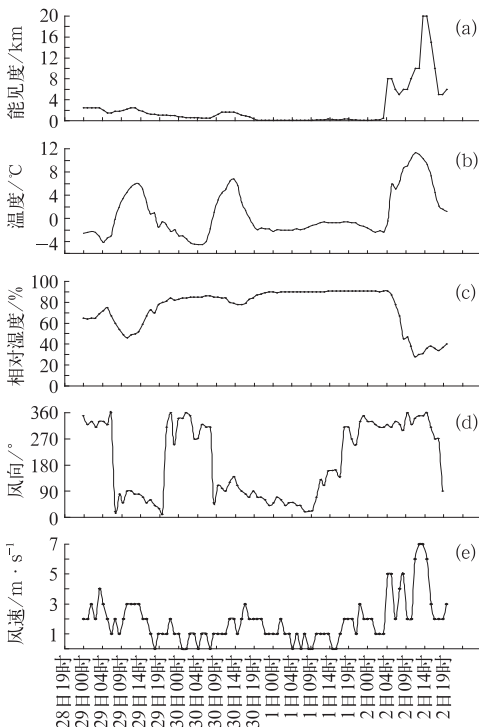


图3 2010年11月28日至12月2日石家庄自动站能见度(a)、温度(b)、相对湿度(c)、风向(d)、风速(e)观测实况随时间的变化

Fig. 3 Observations of visibility (a), temperature (b), relative humidity (c), wind direction (d), and wind speed (e) at Shijiazhuang automatic station from 19:00 BT 28 November to 19:00 BT 2 December 2010

低,石家庄大雾于30日02:57形成,能见度降至600 m,相对湿度接近90%,随着日出的增温(图3b),白天最高温度升至6°C,能见度也随之稍有回升,午后随着弱冷空气的到来,温度再度下降,能见度也随之迅速下降,30日16:00能见度重新回落到1 km,20:00辐射降温加上850 hPa温度槽的作用,能见度降至50 m,强浓雾天气形成,相对湿度为91%,浓雾时间长达34 h(30日19:00开始到12月2日04:00),当850 hPa低空急流再次重建时,强浓雾天气出现并维持长达7 h,浓雾期间相对湿度始终维持在90%以上,最高相对湿度达95%(图3c),气温变化维持在一2.4~-0.6°C之间,日温度差为1.8°C;(3)大雾消散期间(12月2日04:00—07:00),由于冷空气的到来,逆温层破坏,石家庄于12月2日04:00能见度由500 m升至1500 m后快速转好,温度也随之升高。

2.1 风与湿度

风对雾发生发展有直接或间接的影响作用,风向可以使异地水汽向雾区输送。从图3可以看出,大雾前期风向以偏东风为主,且风速很小在1~2 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间,偏东风(在河北偏东风来自渤海湾,冬季

一般为暖湿)导致冀中南部地区相对湿度由40%快速上升至80%,随时间演变为快速上升趋势,地面偏东风与850 hPa的西南风形成风向切变,为大雾的形成提供了有利条件。大雾形成维持加强期间,石家庄地面风向(30日09:00)由偏北风转为偏东风,偏东风维持近27 h,且风速一直维持在 $1\sim 3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,相对湿度均维持90%以上,最高达95%;风向变化呈顺时针旋转,边界层存在明显暖平流,有利于大雾维持和加强。大雾后期,风向逐渐由偏南风转为偏北风,且风速逐渐加大。大雾消散期间,风速明显增大,由 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大到 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,风向转为偏北风,近地面风速增大和风向的改变,使得空气混合作用增强,大气稳定度破坏,能见度快速上升,相对湿度迅速下降,致使维持3 d的大雾迅速消散。

分析得到,雾前期地面长时间维持偏东风,地面偏东风与850 hPa西南风的风向切变辐合,为大雾的形成提供了有利条件。弱冷空气促使(偏北风)大雾形成,持续的偏东风有利于大雾加强和长时间维持,没有出现明显的日变化。本次大雾是一次典型平流雾过程。

2.2 风垂直廓线

借助天津250 m气象铁塔梯度观测资料分析边界层风向风速对雾区的影响作用。图4给出大雾前期和大雾期间天津气象铁塔风向风速垂直廓线图,天津位于雾区东北部,11月29日07:00至11月30日00:00,整层相对湿度超过80%,能见度下降至4 km,30日02:00后天津城区能见度降至1 km,地面最大相对湿度达到95%以上,且持续到12月1日下午15:00,12月2日04:00—10:00雾开始消散,能见度由1 km恢复至10 km,相对湿度由90%以上快速下降至60%(蔡子颖等,2012)。从图4a和4b(29日04:00至30日04:00)中可看到,大雾前期:29日午前100 m以下高度风向为暖湿东风分量,且风速均 $<2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,100 m高度以上风向均为南—东南风,风向呈顺时针旋转,边界层有明显暖平流,午后东风层由低层逐渐向高层增厚至180 m,风向为偏东风,最大风速达 $4\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,风速加大,东风层加厚, $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 偏东风从100 m下降至20 m高度上,对流层低层(850 hPa)为西南风,暖湿空气在冷湿空气上爬升有利于平流雾的形成。29日19:00—21:00边界层风向转为偏北风(受低层

小槽影响),但风速 $<2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,时间维持甚短仅为3 h,弱冷空气的影响加速了水汽凝结。入夜,小槽过后边界层风向再次顺转为东北—东风。

大雾形成维持期间:30日02:00开始冀中南地面先后出现了大雾天气,冀南地区能见度最差,最低能见度仅达40 m(衡水),随着日出温度的回升,边界层东北风一度加大, $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东风层降至20 m高度,雾区能见度稍有好转,天津市维持5~6 km之间,石家庄能见度保持在1~2 km之间,午后边界层的风速减小到 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,并顺时针旋转为东南风,边界层暖平流导致雾区再度加强,30日19:00边界层线层风向受500 hPa温度槽影响,转为 $1\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的弱西北风后快速又转为西南风,降温作用促使地面水汽凝结导致能见度急剧下降,30日20:00石家庄市能见度降至50 m,强浓雾天气形成,强浓雾期间(11月30日20:00至12月2日04:00,图4b~4d)边界层风速均维持在 $1\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,风向以西南风和东南风为主导。大雾消散期,12月2日02:00边界层风向开始由西南风转为西北风,但风速仍保持在 $1\sim 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,12月2日04:00石家庄能见度开始转好,12月2日08:00(图4d)边界层风场160 m高度上出现了 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西北风,随着 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西北风速的下传,天津能见度也随之逐渐转好。

大雾前期持续东风和偏东气流水汽输送,有利雾区相对湿度快速上升,使大雾快速形成。大雾形成维持期间,西南暖湿气流的维持是平流大雾持续的主要因素。

3 大雾过程诊断分析

3.1 水汽输送

雾的形成、发展和维持需要源源不断的水汽,为了说明大雾所需的水汽来源,图5给出了大雾前期、形成维持加强期间和大雾消散期间975 hPa水汽通量及风矢量分布,大雾前期29日08时(图5a),水汽输送主要来自西风槽前西南暖湿气流,水汽通量值最大中心为 $2\times 10^{-2}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,前期明显水汽输送为大雾形成提供了充沛的水汽条件。30日02时(图5b)河北中南部大雾形成,西风槽前西南暖湿气流在山西西北部分为两支,一支经内蒙古到达蒙古国东部,另一支向偏东方向抵达河

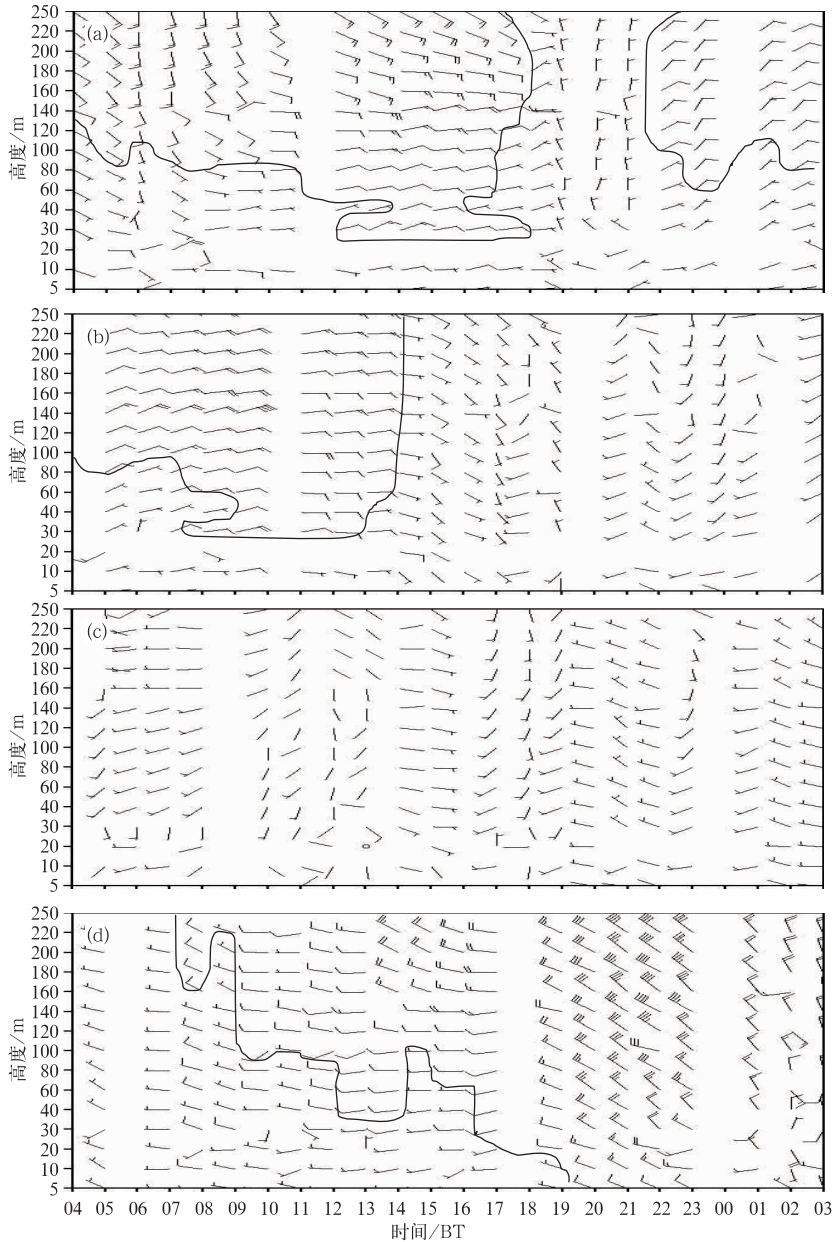


图4 天津铁塔250 m雾过程风向和风速垂直廓线图

(a) 11月29日, (b) 11月30日, (c) 12月1日, (d) 12月2日

(黑线所围为风速 $<2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 4 The vertical profiles of wind direction and wind speed during the fog at the 250 m meteorological tower in Tianjin

(a) 29 November, (b) 30 November, (c) 1 December, (d) 2 December

(Black line enclosed area is wind speed $<2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)

北中南部地区,从图上还可清晰地看到河北中南部地区有一明显风向辐合存在(风速较小),进而促使河北中南部地区大雾形成。在大雾形成维持加强期间,30日08时(图5c),图上显示是两支水汽输送带使大雾维持加强,即主力偏北的西风槽前分支偏西气流与渤海海面偏东气流伴有 $2\times 10^{-2}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot$

$\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 水汽通量中心共同作用使大雾维持。当偏东水汽通道消失后(图5d和5e),南支西南暖湿输送带和东南暖湿输送带叠加并与偏西水汽通道在河北东南部地区汇合,为大雾加强提供了充沛的水汽。大雾消散期间,当3支水汽输送带东移出海后,大雾消散(图5f)。由此可见,3支水汽输送导致了

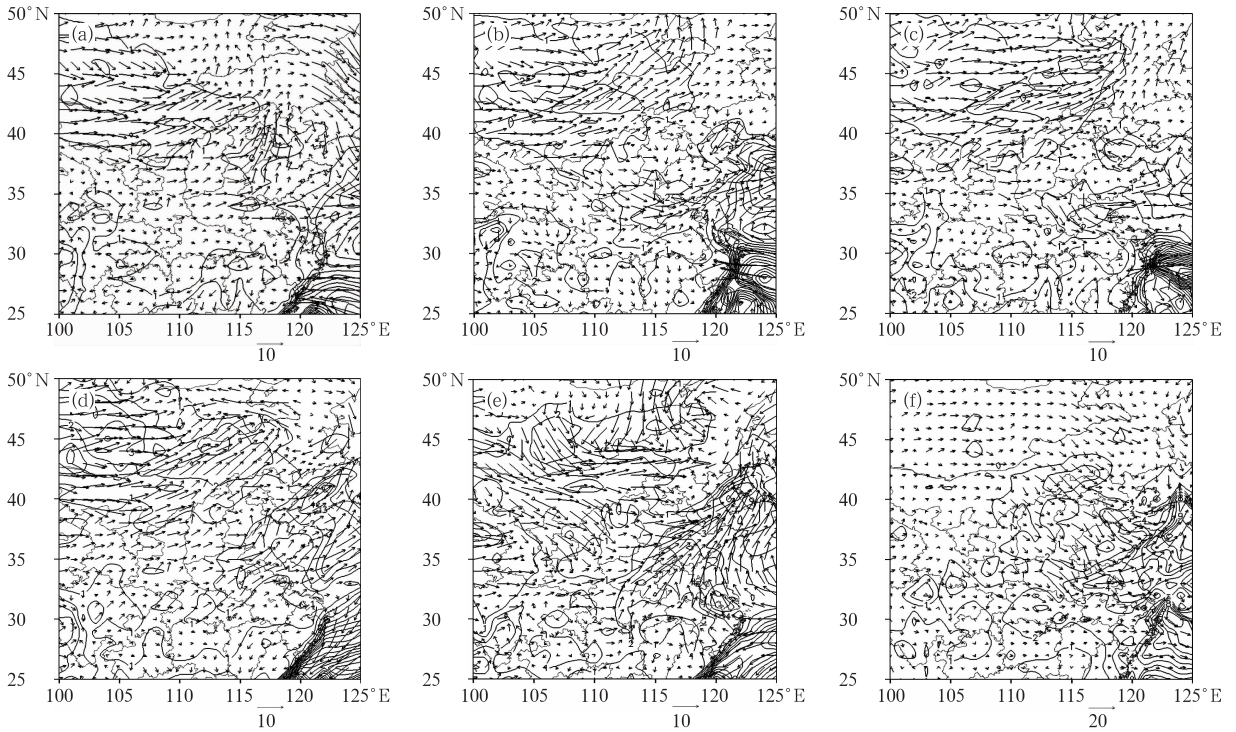


图 5 2010 年 11 月 29 日至 12 月 2 日大雾前期、大雾形成维持加强期和

大雾消散期间 975 hPa 水汽通量(单位: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)及风矢量分布

(a)11 月 29 日 08 时, (b)11 月 30 日 02 时, (c)11 月 30 日 08 时, (d)12 月 1 日 02 时, (e)12 月 1 日 08 时, (f)12 月 2 日 08 时

Fig. 5 975 hPa vapor flux (unit: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind vector distribution at the early stage, enhancing stage and dispersing stage from 29 November to 2 December 2010

(a) 08:00 BT 29 November, (b) 02:00 BT 30 November, (c) 08:00 BT 30 November,

(d) 02:00 BT 1 December, (e) 08:00 BT 1 December, (f) 08:00 BT 2 December

强浓雾的形成。

为进一步了解纬向与经向水汽在本次大雾生消过程中的具体贡献,对水汽通量散度展开如下形变:

$$\nabla \cdot F = \frac{1}{g} \nabla \cdot (qV) = \frac{1}{g} \left[\frac{\partial}{\partial x}(uq) + \frac{\partial}{\partial y}(vq) \right] \quad (1)$$

式中, $\partial(uq/g)/\partial x$ 和 $\partial(vq/g)/\partial y$ 分别表示经向和纬向水汽通量散度的分布。图 6 给出的是沿大雾中心点的剖面图(中心 $37.0^\circ\text{N}, 115.0^\circ\text{E}$)。大雾前期,水汽辐合来自经向和纬向的共同作用,为大雾的形成准备了充沛的水汽。大雾形成加强维持期间,先是以强盛的经向水汽为主,水汽辐合中心达 $-6 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。随后经向水汽出现弱的辐散,但有明显的纬向水汽辐合(渤海偏东水汽辐合),1日白天经向和纬向水汽辐合共同作用使大雾维持加强,1日入夜,边界层经向水汽辐合再度加大为 $-12 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,且有纬向水汽辐合共同作用,导致 1 日强浓雾天气出现最多,能见度最差,有多站最低能见度仅达 20 m(辛集和永

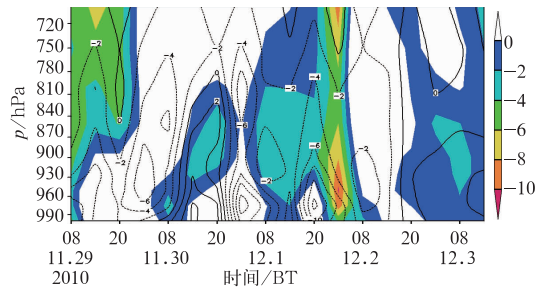


图 6 2010 年 11 月 29 日至 12 月 3 日大雾中心纬向(阴影)、经向(等值线)水汽通量散度时序变化图(单位: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 Time series of vapor flux divergence in zonal direction (shade) and meridional direction (contour line) from fog center (unit: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) from 29 November to 3 December 2010

年)。大雾消散期间,边界层经向水汽辐合减弱,纬向水汽辐合消失,大雾结束。纬向与经向水汽分析结论与水汽的水平输送十分吻合,雾过程主要以经向水汽输送为主导,经向、纬向水汽共同作用可促使雾区大雾加强。

3.2 动力特征

图7是2010年11月29日至12月3日垂直速度和散度时间序列变化图,从图7a中可看到,大雾前期29日垂直速度分布为800 hPa以下有弱上升运动区,强度很弱,仅为 $-0.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。大雾形成加强维持期间,边界层内均有很微弱的上升运动存在,逆温层下的弱上升运动使得雾层的厚度加大,雾加强和维持,在850 hPa以上对应有弱的下沉气流。当边界层上升运动增大并冲破850 hPa高度时,大

雾即将结束。与弱上升运动对应的低层散度场为一致的辐合区(图7b),且位于900 hPa以下,这种浅层辐合上升运动可以使近地层的水汽向上输送,使湿层达到一定的厚度,雾层也达到一定高度。在大雾发展加强期间辐合明显增强,最大中心为 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,850~750 hPa之间基本是正散度区,弱的下沉运动有利于雾区对流稳定层的建立和维持,近地层水汽不能向高层输送,只能在低层积聚,使低层湿度增强,雾区浓度变大。2日08时后850 hPa以下辐合场由辐散替代,大雾消散。

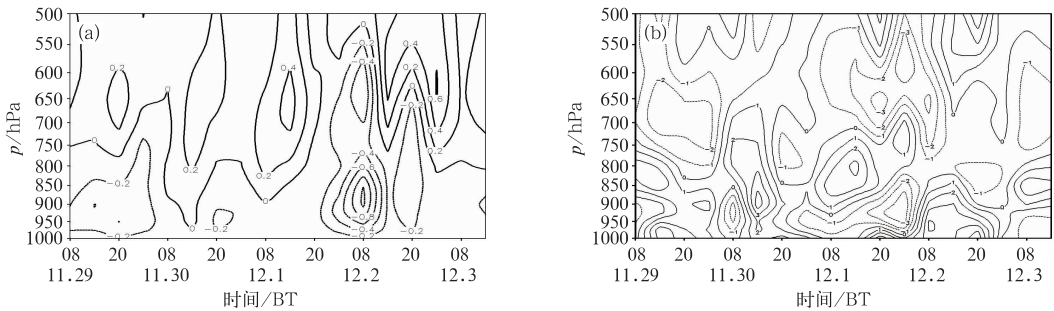


图7 2010年11月29日至12月3日雾中心垂直速度(a,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)和散度(b,单位: 10^{-5} s^{-1})时间序列图

Fig. 7 Time series of vertical velocity (a, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence (b, unit: 10^{-5} s^{-1}) along the fog center point from 29 November to 3 December 2010

4 结论

(1) 欧亚上空宽平的低槽区,为持续性大雾奠定稳定的天气背景条件,大雾期间两次弱小槽和弱温度槽的影响,使得雾区低层冷却,水汽凝结有利大雾加强发展。大雾过程为一次典型的平流雾。

(2) 地面持续偏东风为大雾的形成提供了水汽条件;偏北风带来的冷空气促使水汽凝结,致使大雾形成,大雾形成后地面持续偏东风,使大雾加强并长时间维持;850 hPa以下持续的西南暖湿气流和近地面层逆温的维持,是平流大雾持续的主要原因;低层三支水汽的输送及850 hPa的西南急流重建直接导致了强浓雾形成。大雾维持加强期间,边界层风速为 $1 \sim 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,尤其是强浓雾期间,风速仅为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

(3) 边界层 $>4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西北风速从250 m逐渐下传至地面时,大雾天气结束。

参考文献

蔡子颖,韩素芹,吴彬贵,等. 2012. 天津一次雾过程的边界层特征研究. 气象, 38(9): 1103-1109.

- 何立富,李峰,李泽椿. 2006. 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): 160-168.
- 侯瑞钦,李江波,赵玉广. 2009. 河北平原一次持续大雾天气分析. 甘肃气象, 27(3): 263-270.
- 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,赵玉广,孔凡超,等. 2010. 华北平原连续性大雾的特征分析. 中国海洋大学学报(自然科学版), 40(7): 15-23.
- 李子华,黄建平,周毓荃,等. 1999. 1996年南京连续5天浓雾的物理结构特征. 气象学报, (5): 622-631.
- 马翠平,吴彬贵,李云川,等. 2012. 冀中南连续12天大雾天气的形成及维持机制. 高原气象, 31(6): 1663-1674.
- 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.
- 田华,王亚伟. 2008. 京津塘高速公路雾气候特征与气象条件分析. 气象, 34(1): 66-71.
- 王玮,黄玉芳,孔凡忠,等. 2009. 中国东部一场持续性大雾的诊断分析. 气象, 35(9): 84-90.
- 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.
- 徐艳玉,刘冬艳,禹相杰. 2006. 西峡县持续大雾的成因分析. 河南气象, (3): 52-52.
- 周之栩,李法然,陈卫峰. 2003. 湖州一次连续大雾的分析. 浙江气象, 24(3): 10-14.
- 张宗灏,王咏青. 2007. 鲁西南雾的统计特征. 气象, 33(11): 82-86.