

天津地区雾天不同高度湍流输送特征的实验研究

叶鑫欣 魏伟 李航 张宏升[†]

北京大学物理学院大气与海洋科学系, 气候与海-气实验室, 北京 100871; [†] 通信作者, E-mail: hsdq@pku.edu.cn

摘要 利用天津 255 米气象塔层大气边界层观测资料, 分析雾日各气象要素的特征, 研究湍流输送规律。结果表明: 雾前, 大气湿度较大, 逆温层高度约为 100 m, 辐射雾发生前的逆温强于平流雾; 雾中, 逆温层持续变强、增厚; 雾后, 逆温层出现抬升, 大气呈近中性偏不稳定的层结特征。辐射雾过程的逆温现象比平流雾明显; 辐射雾雾顶较低, 平流雾较高; 辐射雾的消散主要受温度影响, 平流雾主要受风速影响。雾天气过程改变了大气层结结构, 夜间可能呈现不稳定层结状态; 雾前和雾中不同高度的湍流垂直输送微弱, 雾过程后期的水平输送突然增强。辐射雾雾前不同高度的平均动能数值较小, 雾中呈增大趋势, 雾消散阶段逐渐增大, 湍流动能的增大是影响辐射雾消散的重要因素。雾前不同高度平均动能与湍流动能比值的突然增大可能是雾发生的湍流信号之一, 比值剧增之后降至雾前水平则为雾消散的信号。

关键词 大气边界层; 雾天气; 湍流动能; 天津

中图分类号 P404

Study of Turbulence Transfer at Different Levels during Fog Periods in Tianjin

YE Xinxin, WEI Wei, LI Hang, ZHANG Hongsheng[†]

Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871; [†] Corresponding author, E-mail: hsdq@pku.edu.cn

Abstract Based on the observational atmospheric turbulent data obtained from 255-m tower in Tianjin, the characteristics of different atmospheric variables and turbulent transfer during the fog periods were studied. The results show that before the fog, there exists high humidity, and the height of inversion reaches to 100 m. The inversion of radiation fog is stronger than that of the advection fog. During the fog, the inversion continues strengthening. With the lifting of inversion, the neutral and unstable stratification occurs which means the dissipation of fogs. Meanwhile, the development of inversion in the radiation fog is more obvious than that in advection fogs, the height of radiation fogs is lower than that of advection fogs, and the main reasons for the dissipation of radiation and advection fogs are temperature and wind speed, respectively. The stratification is changed by the fog period, resulting in an unstable nocturnal atmosphere. The vertical transfer is weak and the horizontal transfer strengthened in the later stage. The increasing in the ratio of mean kinetic energy to turbulent kinetic energy before the fog can be treated as the signal of the occurrence of fog and the decreasing marks the dissipation of fog.

Key words atmospheric boundary layer; fog; turbulent kinetic energy; Tianjin

雾是由于空气中悬浮着大量的微小水滴或冰晶, 使水平能见度低于 1 km 的天气现象。雾是对人类交通活动影响最大的天气现象之一: 雾时的能

见度降低会导致很多交通工具(如飞机等)无法正常使用, 甚至造成意外事故, 还会给人们的日常生活及农作物生长带来不利影响, 也会对人的健康产生

很大影响^[1-2]。揭示雾的发生、发展和消散规律,正确认识雾生消过程中的湍流输送特征,对提高雾的生消预报和人工影响雾实验方案的设计是非常必要的。

由于获取大气边界层观测资料和快速响应资料较困难以及雾天大气边界层结构较复杂等原因,雾的研究多集中在大尺度环流背景^[3-5]、中小尺度地形影响、雾天大气边界层特点^[6-10]、雾中微观物理量演变特征^[11]、垂直湍流输送特征^[12-13]、雾与环境的相互影响^[14]以及不同地区雾过程的特点^[15-17]等方面,雾中边界层特征研究和微观物理量(如雾滴谱等)的研究则集中在辐射雾方面,雾中湍流相似性理论验证及输送规律的研究较少涉及。

根据生成条件可以将雾分为辐射雾、平流雾、山地雾和锋面雾等。雾发生、发展和消散过程与湍流运动密切相关^[18-19]。湍流运动既可促进雾的发展,也可导致雾的消散。Zhou 等^[20]认为湍流和辐射及重力沉降之间存在微妙的平衡,由于辐射冷却而产生的液态水会随着湍流输送作用的增强,上升并蒸发消散。Nakanishi^[21]研究了湍流输送对雾的形成和消散机制。吴彬贵^[22]指出,雾过程中平均动能较小,但湍流扰动活跃,湍流动量输送以垂直方向为主;平均动能和湍流动能在雾前出现异常增强,可能是平流雾的启动信号。辐射雾过程中,低空往往会伴随着逆温层的出现,近地面大气层结常常呈现不稳定特征^[23]。Argentini 等^[24]评估了小风弱切变条件下城市平流雾过程。

本文针对雾天气过程与湍流相互作用研究的相对不足,利用天津 255 米气象塔层大气边界层探测资料,对比分析城市地区不同雾天气过程气象要素廓线演变规律和大气湍流特征,探讨湍流输送对雾发生、发展和消散的影响机制,试图找到预测雾发生的湍流信号。

1 数据获取与处理

天津市位于华北平原东部,邻近渤海。天津 255 米气象铁塔位于天津南郊(39.06°N, 117.1°E),海拔 3.3 m。该气象铁塔周边 500 m 内没有高层建筑,300 m 内建筑物高度控制在 3~30 m 之间。气象铁塔东侧为商业区(建筑物高 10~15 m),南侧和西侧为居民区(建筑物高 15~20 m),北侧约 100 m 处有 20~30 m 高的建筑,基本上代表了城区复杂下垫面条件^[25]。

气象铁塔设置 15 层观测平台,高度分别为 5, 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 220 和 250 m。每个观测平台在南北两个方向上各设有伸展臂,长度约 4 m,进行同步观测。每层平台均安装有风速、风向和温湿度传感器。风、温、湿梯度观测仪分别采用长春气象仪器厂生产的风速风向仪和温度湿度仪。风速、风向、温度和湿度观测为全天候、连续和自动观测,采样间隔为 20 s。

采用美国 CAMPBELL 公司生产的 CSAT3 型超声风温仪,安装在南伸展臂顶端,开口向东,采样频率为 10 Hz。2006 年 1 月 1 日,40 m 高度的超声风温仪正式开始自动连续观测。2007 年,在 40 m 高度同方位加装一台 CAMPBELL 公司生产的 KH20 湿度快速响应仪,采样频率为 10 Hz。能见度观测采用 Belfort Model 600 能见度监测仪,安装在距地面 2 m 高度处,采样间隔为 1 min。2010 年,气象塔观测设备全部更新后,塔上 15 层平台风向风速、温度和湿度观测仪器仍采用长春气象仪器厂设备;40 m 平台有 CAMPBELL 公司 CSAT3 型超声风温仪和 LI-7500 二氧化碳水汽分析仪,能见度观测沿用 Belfort Model 600 能见度监测仪。地面自动站温湿度传感器采用芬兰 Vaisälä 公司生产的 HMP45D 型传感器。

表 1 雾过程个例
Table 1 Cases of fog periods

编号	归类	个例发生时间	天气现象
001	辐射雾	2010 年 10 月 22 日 22:00—23 日 06:00	雾前后, 晴
002	平流雾	2010 年 10 月 24 日 02:00—06:00	雾后, 24 日降水
003	辐射雾	2010 年 11 月 19 日 02:00—08:00	雾前后, 晴
004	平流雾	2011 年 11 月 28 日 04:00—10:00	雾前后, 晴

考虑到雾天气边界层气象要素演变和城市下垫面变化的影响。本文针对 2010—2011 年秋冬季 4 次雾天气过程(表 1)分别分析雾发生前、发展和消散过程的边界层结构特点。每次雾天气过程包括雾形成前和雾消散后数小时的资料。所有资料都进行严格的质量控制,包括湍流数据预处理、湍流宏观统计量计算、微观特征量计算等。其中,大气湍流数据预处理包括剔除野点、趋势项去除、数字滤波、坐标旋转等。湍流数据经过预处理后,去除平均风速小于 0.5 m/s 的资料组,取整点后 30 min 数据滑动进行湍流分析。

2 背景场分析

图 1 给出 2010—2011 年 10, 11 和 12 月的平均温湿风廓线。从整体上看, 10 月气温在 0~100 m 高度表现为下高上低, 20 m 以下高度温度梯度较大, 20~100 m 高度之间温度梯度较小, 部分层结呈现近中性。100~120 m 高度和 160~220 m 高度常出现逆温层。查询气温日变化(图略)可知: 最高气温大约出现在北京时 15:00 左右; 最低气温一般出现在 05:00, 较高层的最低气温可延迟 0.5~1 小时出现,

高层气温随时间的变化较低层小一些。11 和 12 月与 10 月的温度变化规律大体上一致, 逆温层高度和最高/低气温出现的时间和量值略有差别。

平均风速廓线结果表明: 10 月风速呈低层小、高层大的趋势, 并且白天(08:00—18:00)高低空风速差较夜间小(白天差值约 3 m/s, 夜间约 7 m/s, 图略)。低空, 风速随时间变化较小; 高空, 风速随时间的变化较大。80~100 m 高度是上述高低空风速变化趋势的大致拐点。11 和 12 月风速与 10 月整体趋势较一致, 主要差别在于高低空风速差值较小, 高低空风速变化趋势的拐点大致在 100 m 高度。

平均相对湿度廓线表明: 10 月平均相对湿度在 50%~70%之间。低空相对湿度昼夜差值较大, 夜间 22:00 至次日 08:00, 相对湿度在 65%以上, 午时, 相对湿度一般在 40%~50%; 高空相对湿度昼夜差值较小, 一般在 5%左右(图略)。11 和 12 月相对湿度变化趋势与 10 月基本上一致。

3 雾天气过程温湿风演变分析

从图 2 的能见度和相对湿度变化情况可以确定, 2010 年 10 月 22 日 22:00—10 月 23 日 06:00 和

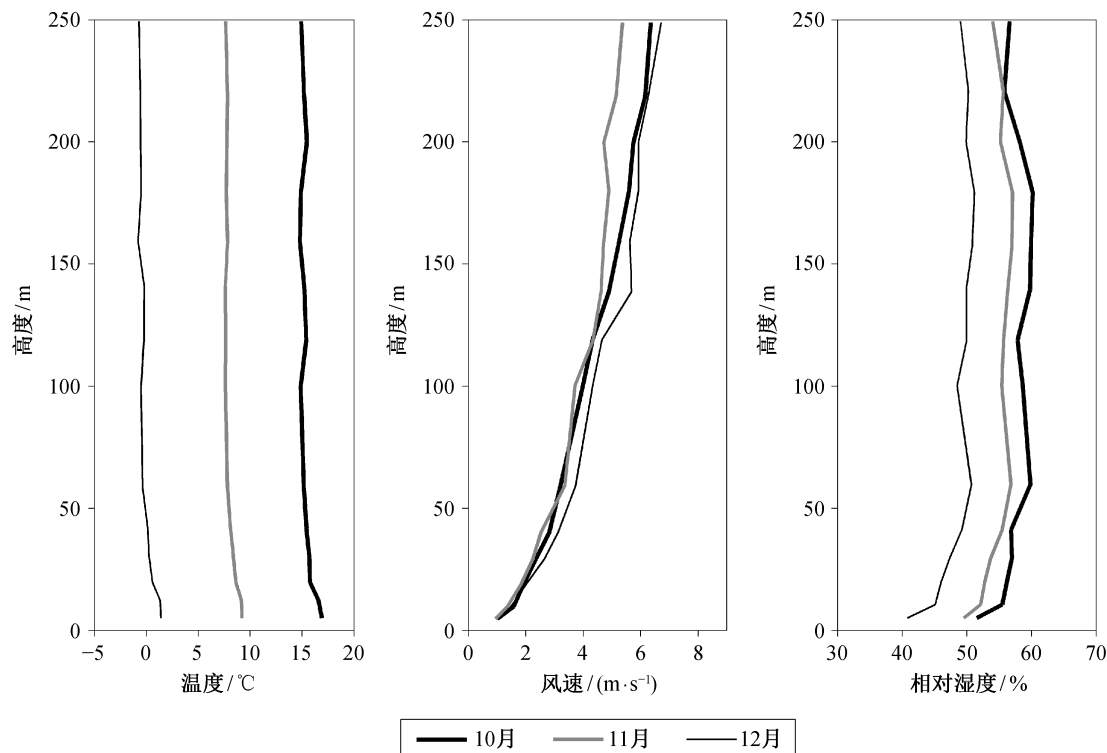


图 1 2010—2011 年 10, 11 和 12 月平均气温、风速和相对湿度

Fig. 1 Mean temperature, mean wind speed and mean relative humidity from October to December in 2010 and 2011

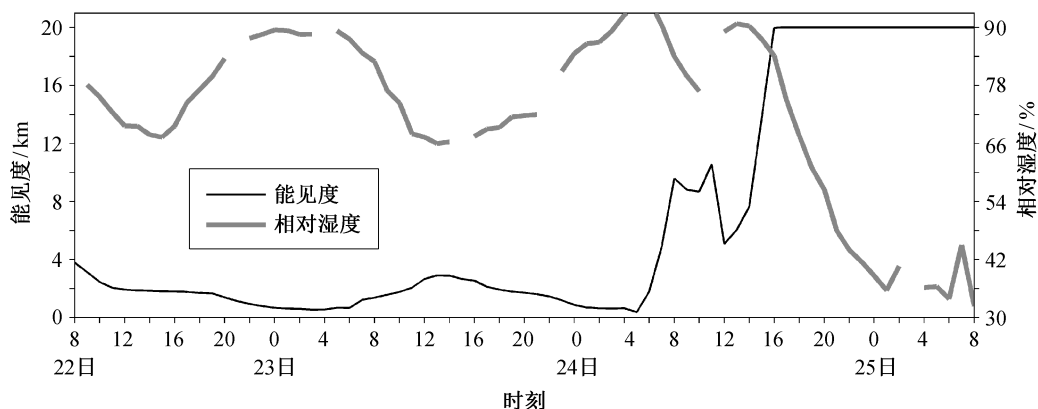


图 2 2010 年 10 月 22 日 08:00—25 日 08:00 能见度与相对湿度

Fig. 2 Visibility and relative humidity from 08:00 on 22 to 08:00 on 25 October, 2010

10 月 24 日 02:00—06:00 期间出现两次雾过程(个例 001 和 002), 最低能见度分别为 0.54 和 0.36 km。查询历史天气可知, 24 日下午 12:00—17:00 时段内出现小雨天气。

3.1 个例 001 分析

综合图 3 中相对湿度、比湿、气温和风速的时间-高度分布情况, 分析 22 日 22:00—23 日 06:00 的雾过程的边界层特征以及雾体的特点, 可以得到以下结果。

雾发生前数小时, 整层大气比湿保持在一个较大的数值, 约 9 g/kg; 相对湿度同时出现明显增大, 达到 85% 以上, 低层大气甚至达到 90%。150 m 左右高度出现逆温层, 并逐渐发展、变厚、下压。低空风速持续低于 1 m/s, 有利于雾的形成, 并且雾发生前十几个小时风速都较小。风向由雾前的北风逐渐转为东偏南风(图略)。由于天津地区东临渤海, 东风带来的暖湿气流是雾形成的水汽条件, 也是此次雾形成的可能原因之一。

在此次雾发生发展过程中, 大气的相对湿度几乎处于饱和状态, 比湿则比雾前有减小的趋势。在整个雾过程中, 比湿与相对湿度存在一定的反对应关系, 即相对湿度明显变大的时刻和高度, 比湿一般都呈现减小的趋势, 但两者都比平时的水平高, 这与前人关于辐射雾的结论^[25]一致。雾发生前中期, 逆温层持续变强、增厚, 并下压逐渐接地; 而雾过程的后期, 逆温层底出现抬升的情况, 大气呈现弱不稳定层结特征。整个雾发生过程中, 雾区低层风速较小(约 1 m/s), 直到雾临近消散, 才有缓慢增加的趋势。根据相对湿度低于 80% 可以判定为非雾区, 不难得出结论: 此次雾过程的大部分时间

段, 雾顶高度在 100~150 m 之间, 整个雾层较浅, 只在雾发展的后期, 雾顶才略有抬升。

雾消散前, 随着逆温层底的抬升, 逆温强度也在减弱, 直至雾消散前 1~2 小时, 大气呈现弱不稳定、近中性的特征, 对流增强, 加快了雾的消散速度。06:00 以后, 随着太阳辐射逐渐出现, 大气缓慢升温, 湍流交换变强, 雾加速消散。并且, 从 23 日 06:00 开始, 高层的极大风速逐渐下压, 低层的风速也在缓慢增加, 空气流动加强, 促使雾的消散。可以认为, 温度和风速是影响本次雾消散的重要因素。

3.2 个例 002 分析

2010 年 10 月 24 日 02:00—06:00 的雾过程(个例 002)与 22 日 22:00—23 日 06:00 的雾过程(个例 001)时间间隔比较短, 为了更好地对比不同雾日的特点, 两次雾过程均呈现在图 3 中。对个例 002 的相对湿度、比湿、气温和风速的变化进行分析, 可以看出 002 号雾过程具有以下特点。

雾前 3~4 个小时, 大气的相对湿度也明显增大, 达到 80% 以上, 低层大气的相对湿度雾前接近 90%。雾前逆温层开始出现并逐渐发展、增厚、下压。低空风速持续较低, 有些时段风速低于 1 m/s, 甚至无风。雾前风向虽然持续变化, 但是都有偏东的风向, 为此次雾的形成提供了水汽。

此次雾发生发展过程中, 大气的相对湿度几乎处于饱和状态, 相比于雾前比湿则略微减小。在雾发生一小时后, 逆温层底出现抬升的情况, 大气呈现弱不稳定层结特征, 逆温层减弱。与个例 001 不同的是, 此次雾过程逆温层较弱, 逆温层底的下压、抬升也不明显, 不易通过逆温层判断雾顶的高

度。但是,雾前以及雾中逆温层的出现和发展依然是雾过程的重要特点。从 02:00 开始,雾区风速持续增大,达到 6 m/s 左右;06:00 以后的雾消散期间,在 200~250 m 高空出现风的极大值。本次雾过程期间,风速一直较大,雾中一段时间有东偏南风向,暖湿气流提供了水汽输送。可以判定此次雾为平流雾。此次雾过程的大部分时间段,雾顶高度在 250 m 以上。雾发展的初期高度较低,之后逐渐升高,直到大于 250 m。

雾消散前,大气呈现弱不稳定,近中性,对流增强,利于雾的消散。06:00 以后,随着太阳辐射逐渐增强,大气缓慢升温,湍流交换变强,加快了雾的消散速度。同时风速在高层达到一个极大值,空气流动加强,促使雾消散。可以认为风速是影响此次雾消散的重要因素。

3.3 普适性分析

为了验证上述结果的普适性,我们另外选取两次雾天气个例进行分析。分别是 2010 年 11 月 19 日 02:00—08:00 的辐射雾过程(记为 003)和 2011 年 11 月 28 日 04:00—10:00 的平流雾过程(记为 004)。

将 003 与 001 两次辐射雾过程进行对比(图略),相同点是:1) 雾前比湿、相对湿度较平均状态大,风速较平均状态小,利于雾的形成;雾前出现逆温层,并且持续发展、增厚;2) 雾中相对湿度持续增大,但比湿略有减小,保持较小风速,利于雾的维持,雾初期逆温层变强、增厚、下压,雾后半段逆温层底抬升,逆温层减弱;3) 温度变化与 001 号雾过程比较一致,温度是导致雾消散的主要原因。不同点是:1) 003 号雾过程的雾前比湿小于 001 号雾过程的 9 g/kg,相对湿度也较小,003 号雾过程能见度只略小于 1 km;2) 雾中相对湿度略小于 90%,与 001 号雾过程中 95% 以上的高湿状态有一定区别,雾顶高度在 200 m 左右,略低于 001 号雾过程;3) 雾消散阶段风速增大现象不如 001 号雾过程明显。

将 004 与 002 两次平流雾过程进行对比(图略),相同点是:1) 雾前比湿、相对湿度较平均状态大,逆温层和小风速均利于雾的形成;2) 雾中相对湿度持续增大,比湿略有减小,风速有增大趋势,利于平流雾的发生,雾初期逆温层变强、增厚,并下压逐渐接地,雾后半段逆温层底抬升,逆温层减弱;3) 004 号雾过程雾消散时的温度和风速变化与 002 号雾过程趋势一致,风速是导致雾消散的主要原因。不同点是:1) 004 号雾过程雾前比湿和风速略有差

异,2) 雾中风速尤其是低层的风速比 002 号雾过程中小,平流不强,初期雾顶高度在 150 m 左右,很快雾顶就上移到 250 m 以上。

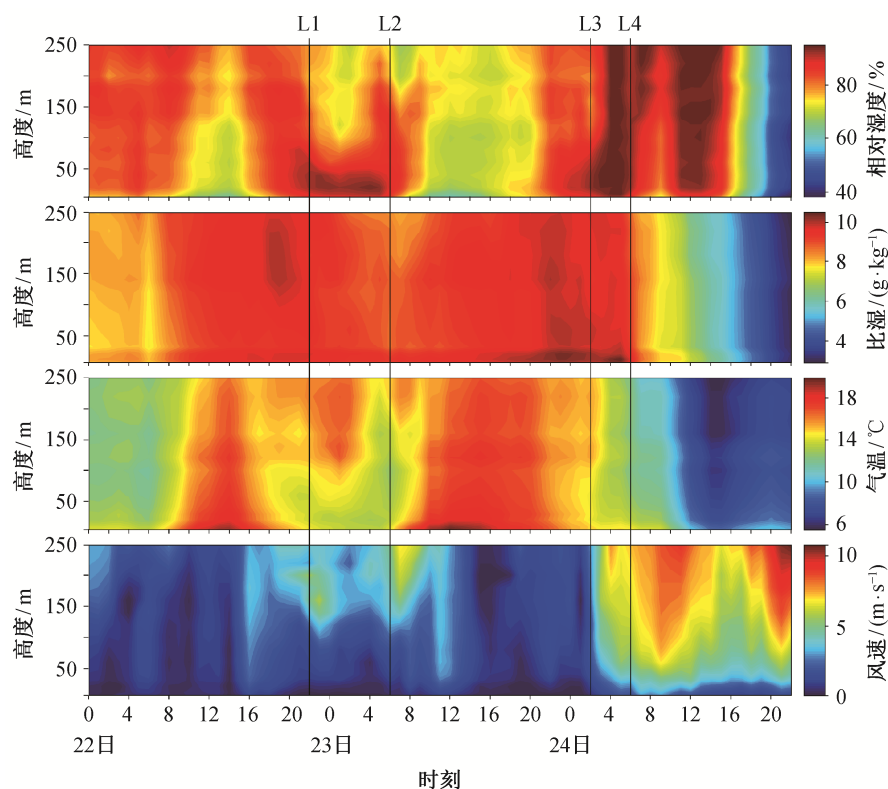
4 秋冬季雾天的湍流输送特征研究

4.1 个例 001 分析

图 4 给出三层高度(40, 120 和 220 m)水平热量输送和垂直热量输送。可以看出,不论是雾前还是雾持续过程中,垂直输送都非常弱,水平输送则一直存在,尤其是雾过程的后半段,40 和 120 m 高度还出现较强的水平热量输送,有利于雾的消散。检查三层高度稳定度参数(图略),2010 年 10 月 22 日白天,大气层结都以不稳定层结为主。雾前一小时直至雾开始消散时间段,三层稳定度都呈现明显的稳定层结与不稳定间层结振荡的趋势,前半时间段以稳定层结为主,后半段时间以不稳定间层结为主。从雾前后层结稳定度参数的演变看,本次雾天气的存在改变了大气原有的层结结构,降低了夜间的层结稳定度,使夜间部分时段呈现不稳定层结状态。这一点与前人研究结果相似:辐射雾过程中由稳定层结演变为不稳定层结^[26-27]。

然而,水汽输送结果(图 5)显示,不论是雾前还是雾持续过程中,垂直水汽输送都非常弱,以水平输送为主,尤其是雾过程的前段和后段,120 m 高度和 220 m 高度出现较强的水平水汽输送,说明本次雾的水汽来源以平流输送为主。即使在雾结束阶段,水平输送量也能达到垂直输送的 3 倍,甚至更多。值得注意的是,23 日 02:00 至雾开始消散的这段时间,三层水汽水平输送都有增大的趋势,但是 40 m 高度是正方向,而 120 m 高度和 220 m 高度是负方向。

图 6(a)是三层高度平均动能随时间的变化。整体来看,16:00 以前,三层高度平均动能都不大。16:00 以后,平均动能有一个快速的升高过程,并很快达到峰值,40 m 高度在 4 m²/s² 左右,120 m 高度在 7 m²/s² 左右,220 m 高度达到 8 m²/s² 以上。之后又有降低的趋势,其中 40 m 高度和 120 m 高度平均动能的降低一直持续到雾前的 22:00,基本上达到最小值。但是,220 m 高度的平均动能却在 19:00 开始再次上升,并且上升趋势持续到雾前,并在雾后 1 小时左右达到极大值。雾的形成需要在较低的平均动能背景下,此次雾过程由于 120 m 及以上高度的平均动能过大,不利于雾的形成和保



L1 与 L2 之间的时段对应 001 号雾过程, L3 与 L4 之间的时段对应 002 号雾过程; L1 和 L3 为雾开始时间, L2 和 L4 为雾结束时间

图 3 2010 年 10 月 22 日 00:00—24 日 22:00 相对湿度、比湿、气温和风速

Fig. 3 Relative humidity, specific humidity, temperature and wind speed from 00:00, 22 to 22:00, 24 October, 2010

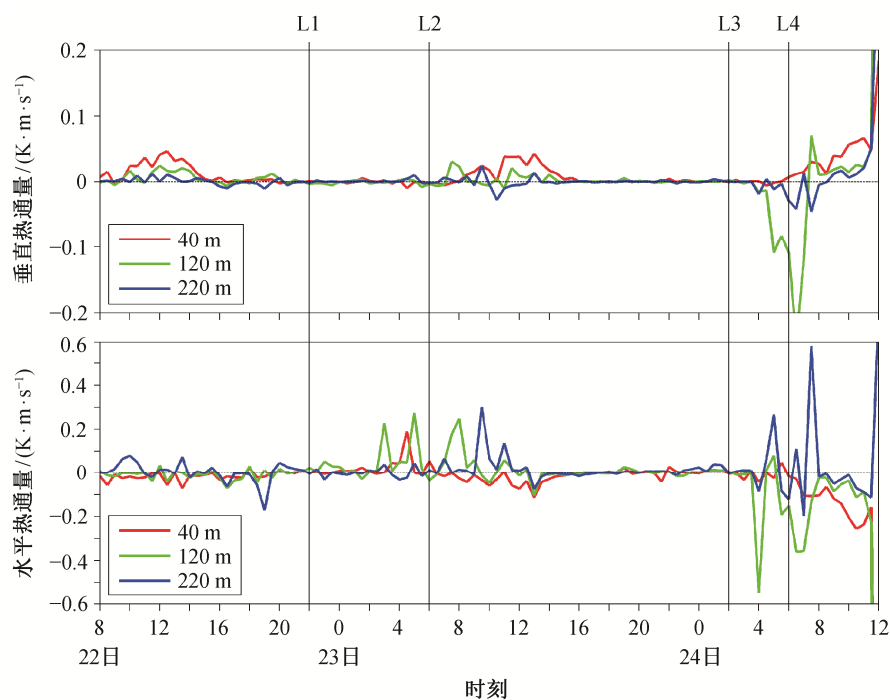


图 4 2010 年 10 月 22 日 08:00—24 日 12:00 三层高度热通量

Fig. 4 Heat flux on three levels from 08:00, 22 to 12:00, 24 October, 2010

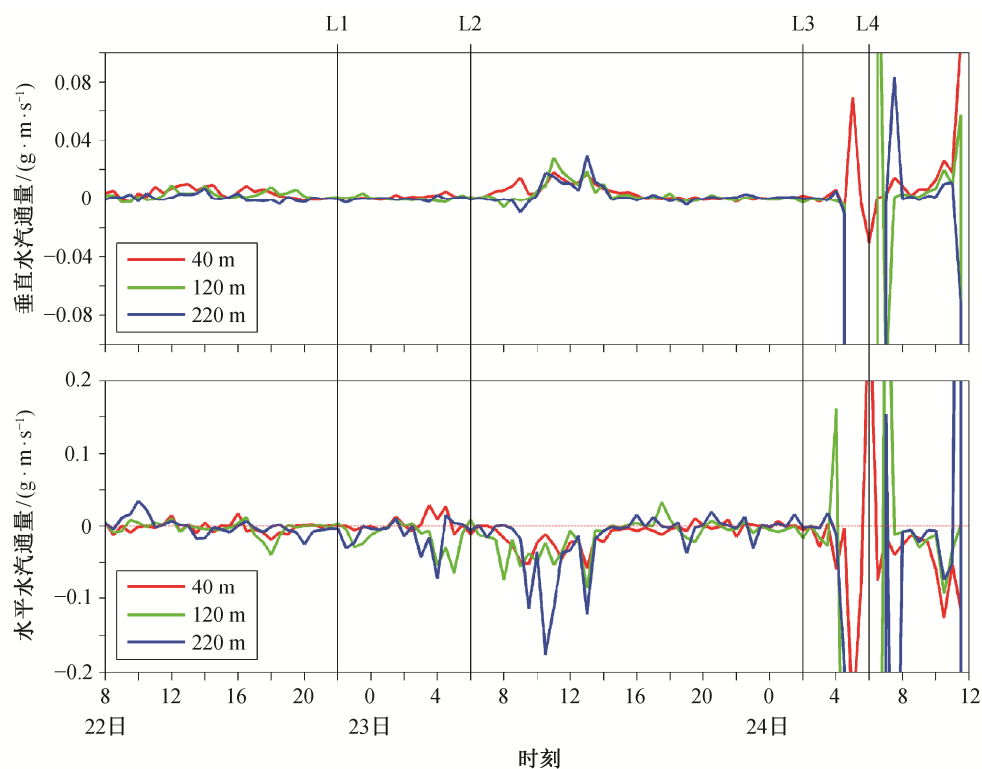


图5 2010年10月22日08:00—24日12:00三层水汽通量

Fig. 5 Moisture flux on three levels from 08:00, 22 to 12:00, 24 October, 2010

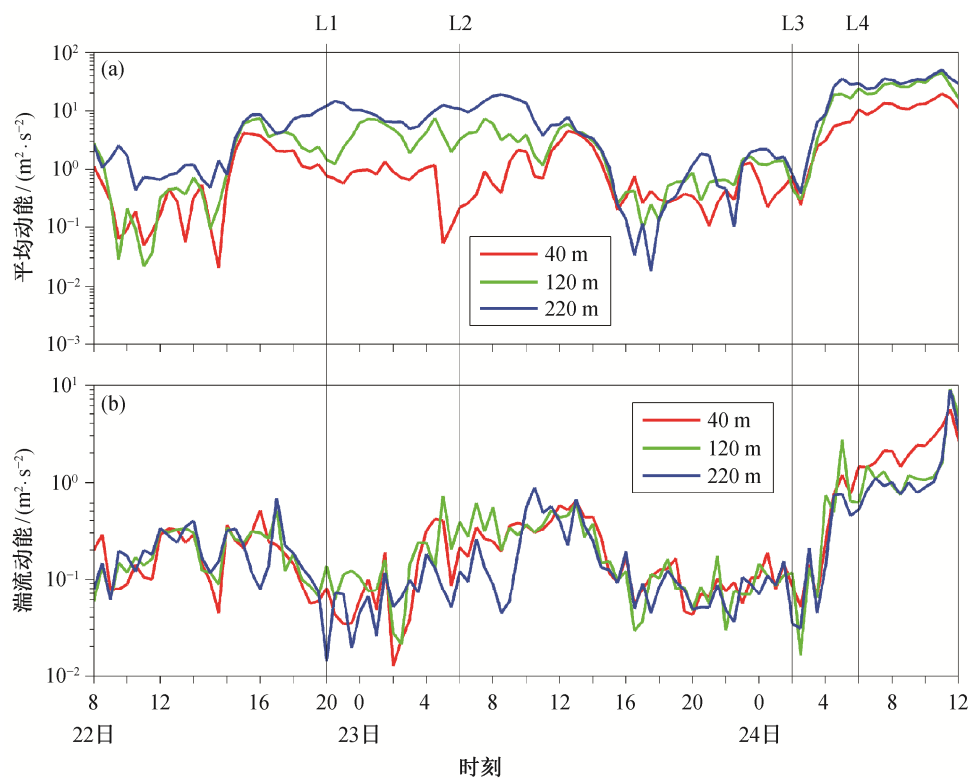


图6 2010年10月22日08:00—24日12:00三层平均动能和湍流动能

Fig. 6 Mean kinetic energy and turbulent kinetic energy on three levels from 08:00, 22 to 12:00, 24 October, 2010

持。我们可以推测雾顶的高度应该在 100 m 左右, 只在中后期短小时内雾顶高度可能有所提升。雾消散前, 平均动能较雾中期的平均值小, 在开始消散后的 2 小时左右才达到较大的值。可以认为, 平均动能对此次的雾消散有影响, 但不是决定性因素。

图 6(b)是三层高度湍流动能随时间的变化。可以看出, 22 日白天三层湍流动能的波动都较大, 波动趋势基本上一致。雾前的几个小时, 三层湍流动能均开始降低; 雾中期三层湍流动能均在波动中稳步上升, 在雾临近消散前达到一个较大的数值。湍流动能减小到一定数值是雾发生的条件之一, 可以认为, 湍流动能的增大是影响雾消散的重要因素。

图 7 是 40, 120 和 220 m 三层高度平均动能与湍流动能的比值演变情况。不难发现, 雾前数小时, 比值突然增大到 30 倍左右, 并保持一定的时间, 直到雾发生。雾持续的中间时段, 比值有一个剧增, 可达 100 倍以上。之后, 比值降低到雾前的水平, 雾开始消散, 消散期间, 比值较小。在雾顶高度以下的 40 m 和 120 m 高度, 这一特征更为明显。吴彬贵等^[28]针对平流雾的研究指出: 雾前的湍流动能和平均动能异常, 且前者大于后者, 可能是平流雾的启动信号。根据对三层高度平均动能与湍流动能比值的分析, 可将二者比值的突然增大看做辐射雾发生的一个信号, 而雾过程中比值在剧增之后降低到雾前的水平, 可以作为辐射雾即将消散的信号(通过下文的分析可以看出, 这一比值也可以作为平流雾发生和消散的信号)。

4.2 个例 002 分析

参照图 5~7 后半时段的结果, 我们对 002 个例中平流雾过程的湍流输送特征进行分析。

分析图 4 中三层热通量垂直输送的方向和强度, 可以看出: 04:00—08:00, 40 m 高度向上输送, 120 m 和 220 m 高度向下输送, 120 m 高度热量垂直输送强度大于 220 m 和 40 m 高度; 08:00—12:00, 三层高度都向上输送, 40 m 高度的输送强度大于 120 m 和 220 m 高度的输送强度。观察温度的梯度情况(图 3), 可以看出 120 m 高度的温度梯度较大, 而 220 m 和 40 m 高度较弱, 这可能是导致输送强度不同的主要原因。08:00—12:00, 在太阳辐射的加热作用下, 整层大气呈现弱不稳定层结, 热量向上输送, 但强度较弱。

分析图 4 中水平方向三层高度热量输送的情况可知, 23 日 08:00—14:00, 40 m 高度以负方向输送

为主, 平均值在 $0.1 \text{ K} \cdot \text{m/s}$ 左右, 120 m 和 220 m 高度则以正方向输送为主, 输送强度比 40 m 高度大, 其中 220 m 高度的峰值达到 $0.4 \text{ K} \cdot \text{m/s}$, 平均值在 $0.2 \text{ K} \cdot \text{m/s}$ 左右。14:00 以后一直到雾发生的前两个小时, 从整体上看, 水平输送很微弱, 大部分时段几乎为零。04:00 至雾消散阶段, 三层的水平热量输送相对之前都增强, 其中 40 m 高度基本上保持负方向输送, 数值持续增大; 120 m 和 220 m 高度则表现出正负方向交替, 峰值和平均值都较大。

检查三层高度稳定度参数(图略), 2010 年 10 月 23 日 20:00—24 日 02:00 (雾前), 三层高度都呈现明显的稳定层结与不稳定间层结振荡的趋势, 前半时段以稳定层结为主, 后半时段以不稳定层结为主。雾持续期间, 40 m 高度由不稳定逐渐过渡到近中性并持续到雾消散, 而 120 m 和 220 m 高度则基本上保持稳定层结。这与持续的较大风速有关, 也受到温度廓线的影响。直到 08:00 以后, 在更大的风速影响下, 三层高度都调整到近中性并保持到 12:00 以后开始降水。

从三层高度水汽输送对比(图 5)可以看出, 雾前数小时直至雾前半时段, 垂直输送一直都非常弱, 以水平输送为主。雾后半时段, 各层都出现较大的垂直输送和水平输送, 但这可能与雾滴附着在仪器表面有关。整体上以水平输送为主, 平均值约为垂直输送的 3 倍, 甚至更多。

通过比较 3 个高度层的平均动能(图 6(a))可以看出, 三层高度的平均动能在雾前都有一个相当长时间的低值区, 雾的出现也伴随着平均动能的迅速增大。当平均动能增大到一定数值之后, 雾开始消散。由此也可以判定, 雾的形成是由比较强的平流引起的, 而雾的消散同样是大风引起的, 这非常符合平流雾的定义和特征。

从图 6(b)后半段 002 个例三层高度湍流动能来看, 雾前较长时间湍流动能很小, 随着雾的发生迅速增大。当湍流动能增大到一定数值后, 雾开始消散。这也是典型的平流雾的特征。值得注意的是, 在雾的消散阶段, 可以发现湍流动能呈现上低下高的状态, 即 40 m 高度湍流动能 > 120 m 高度湍流动能 > 220 m 高度湍流动能。

从图 7 后半段三层高度平均动能与湍流动能的比值演变情况可以看到, 23 日傍晚一直到雾前, 比值都有变大的趋势, 三层高度的比值平均增大 3 倍左右。雾中期, 40 m 高度和 220 m 高度的比值明显

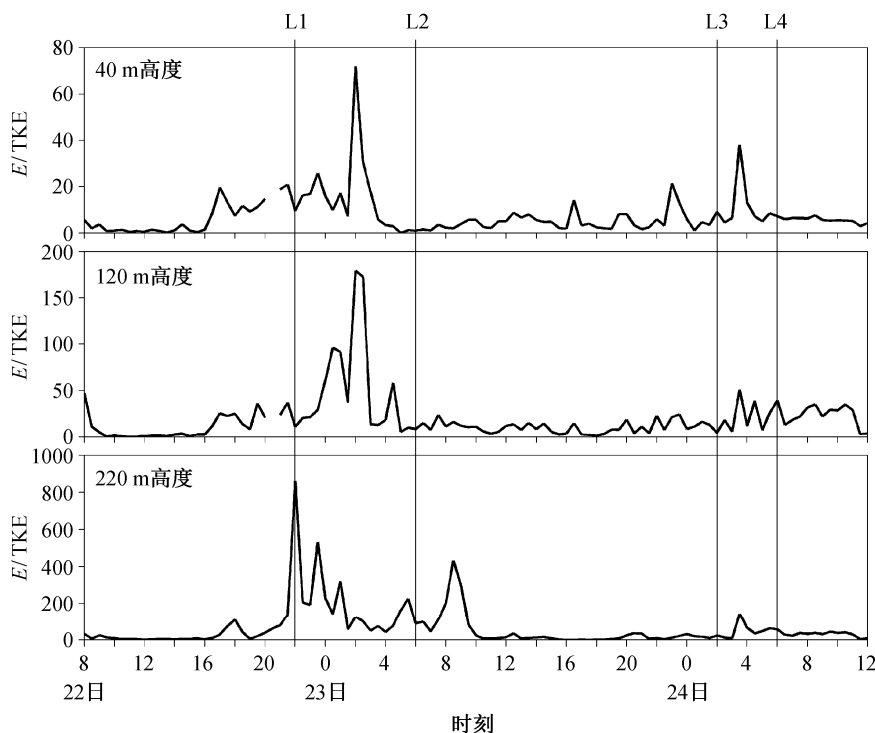


图7 2010年10月22日08:00—24日12:00平均动能(E)与湍流动能之比(TKE)

Fig. 7 Ratio of mean kinetic energy (E) to turbulent kinetic energy (TKE) from 08:00, 22 to 12:00, 24 October, 2010

有一个突增,分别可达40和150,之后又迅速降低到雾前的水平,很快雾开始消散,消散期间的比值也基本上保持在雾前较大的水平。120 m高度变化不明显,但也可以看到这个趋势。比值的突然增大可以看做雾发生的一个信号;比值在剧增之后降低到雾前的水平,可以作为雾即将消散的信号。

4.3 普适性分析

同样将003号与001号雾过程、004号与002号雾过程进行对比分析(图略),得到以下一致性的结论。1)综合三层热量输送情况来看,不论是雾前还是雾持续过程中,垂直输送都非常弱,水平输送则一直存在,可见雾中的热量输送以水平输送为主。2)不论是雾前还是雾持续过程中,垂直水汽输送都非常弱,以水平水汽输送为主。3)雾过程中,三层高度的平均动能都有增大趋势;雾消散阶段,三层的平均动能先略有减小然后逐渐增大。可以看出,雾的形成需要在较低的平均动能背景下。雾消散前,平均动能数值增大到较大的数值,对此次的雾消散有很大的影响。4)雾前几小时,三层高度的湍流动能一致降低;雾持续过程中,虽然各层湍流动能先在短时间内降低,但之后稳步上升,在达到一定的数值后,雾开始消散。湍流动能减小到一定

的数值是雾发生的条件之一,湍流动能的增大是影响雾消散的重要因素。5)雾顶以下高度的平均动能与湍流动能比值在雾消散前均增大。

5 结论

本文采用天津市255米气象铁塔不同高度的常规气象和湍流观测资料,对秋冬季节4次雾过程的大气边界层结构和湍流输送特征进行分析。得到以下结论。

1)雾前数小时,大气边界层整层的比湿和相对湿度数值都较大;逆温层发生并逐渐发展,其中辐射雾雾前的逆温强度大于平流雾雾前的逆温强度;雾前风速较小,平流雾发生前1~2小时呈增大趋势。雾中逆温层厚度和强度持续发展,大气呈弱不稳定层结特征,辐射雾的逆温强度高于平流雾。辐射雾雾区的低风速现象持续到雾消散时才略有增加;平流雾后期则往往出现风速的增大。辐射雾雾顶高度(150~200 m)略低于平流雾(大于250 m)。辐射雾的消散主要受温度的影响,而平流雾消散的主要影响因素是风速。

2)雾前和雾过程中,热量和水汽的垂直输送较弱,水平输送相对较强。逆温层的发展导致雾前

期的大气层结状态以稳定层结为主。雾天气的存在降低了夜间的大气层结稳定度,部分时段呈现弱不稳定层结状态。雾过程中,不同高度的平均动能有增大趋势;雾消散前,平均动能数值有明显增加。湍流动能的增加是雾消散的重要因素之一,平均动能与湍流动能比值的突然增大可以视为雾发生的湍流信号,而雾过程中出现的比值数值的迅速减小可以作为雾即将消散的湍流信号。

参考文献

- [1] 吴兑,邓雪娇,范绍佳,等. 南岭大瑶山雾区锋面降水的雨水化学成分研究. 中山大学学报: 自然科学版, 2005, 44(6): 105-109
- [2] Elsom D. Smog alert: managing urban air quality. London: Earthscan, 1996
- [3] 王丽荣,连志莺. 河北省中南部一次大雾天气过程分析. 气象, 2005, 31(4): 65-68
- [4] 刘秀梅,叶凤娟,邹涛,等. 天津近海沿岸雾的分析. 天津航海, 2005(2): 50-51
- [5] 罗学义,张雪梅,兰博文. 哈尔滨市雾的特征分析及预报指标研究. 自然灾害学报, 2005, 14(2): 47-49
- [6] Fuzzi S, Facchini M C, Orsi G, et al. The Po valley fog experiment 1989. Tellus B, 1992, 44(5): 448-468
- [7] Frank G, Martinsson B, Cederfelt S I, et al. Droplet formation and growth in polluted fogs. Contributions to Atmospheric Physics, 1998, 71(1): 65-85
- [8] Leipper D F. Fog on the US west coast: a review. Bulletin of the American Meteorological Society, 1994, 75(2): 229-240
- [9] Kloesel K A. A 70-year history of marine stratocumulus cloud field experiments off the coast of California. Bulletin of the American Meteorological Society, 1992, 73(10): 1581-1585
- [10] Gulpepe I, Hansen B, Cober S G, et al. The fog remote sensing and modeling field project. Bulletin of the American Meteorological Society, 2009, 90(3): 341-359
- [11] 黄玉生,黄玉仁,李子华,等. 西双版纳冬季雾的微物理结构及演变过程. 气象学报, 2000, 58(6): 715-725
- [12] 唐浩华,范绍佳,吴兑,等. 南岭山地浓雾的微物理结构及演变过程. 中山大学学报: 自然科学版, 2002, 41(4): 92-96
- [13] 吴兑,赵博,邓雪娇,等. 南岭山地高速公路雾区恶劣能见度研究. 高原气象, 2007, 26(3): 649-654
- [14] 陈祥辉,冯民学. 沪宁高速公路大雾监测与预报. 中国交通信息产业, 2003(2): 100-101
- [15] 李子华,仲良喜,俞香仁. 西南地区和长江下游雾的时空分布和物理结构. 地理学报, 1992, 47(3): 242-251
- [16] 李子华,吴君. 重庆市区冬季雾滴谱特征. 南京气象学院学报, 1995, 18(1): 46-51
- [17] 罗清泉,鲜学福. 重庆市雾水的离子组分特征. 西南农业大学学报, 2005, 27(3): 393-396
- [18] 吴彬贵,张宏升,张长春,等. 华北地区平流雾过程湍流输送及演变特征. 大气科学, 2010, 34(2): 440-448
- [19] Oliver D A, Lewellen W S, Williamson G G. The interaction between turbulent and radiative transport in the development of fog and low-level stratus. Journal of the Atmospheric Sciences, 1978, 35(2): 301-316
- [20] Zhou B, Ferrier B S. Asymptotic analysis of equilibrium in radiation fog. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2008, 47(6): 1704-1722
- [21] Nakanishi M. Large-eddy simulation of radiation fog. Boundary-Layer Meteorology, 2000, 94(3): 461-493
- [22] 吴彬贵. 天津地区雾湍流输送特征的实验研究[D]. 北京: 北京大学, 2011
- [23] Nishikawa T, Maruyama S, Sakai S. Radiative heat transfer and hydrostatic stability in nocturnal fog. Boundary-Layer Meteorology, 2004, 113(2): 273-286
- [24] Argentini S, Mastrantonio G, Lena F. Case studies of the wintertime convective boundary-layer structure in the urban area of Milan, Italy. Boundary-Layer Meteorology, 1999, 93(2): 253-267
- [25] 吴彬贵,张宏升,张长春,等. 天津城区大雾过程近地面层特征研究. 气候与环境研究, 2010, 15(2): 179-190
- [26] 黄建平,朱诗武,朱彬. 辐射雾的大气边界特征. 南京气象学院学报, 1998, 21(2): 258-265
- [27] 李子华. 中国近 40 年来雾的研究. 气象学报, 2001, 59(5): 616-624
- [28] 吴彬贵,张宏升,王兆宇,等. 平流雾过程湍流微结构及能量输送的分析研究. 北京大学学报: 自然科学版, 2011, 47(2): 295-301