田梦, 吴彬贵, 黄鹤, 等. 2020. 环渤海近海岸雾产生的天气条件及边界层特征分析 [J]. 气候与环境研究, 25(2): 199−210. TIAN Meng, WU Bingui, HUANG He, et al. 2020. The Synoptic Condition and Boundary Layer Characteristics of Coastal Fog around the Bohai Sea [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25 (2): 199−210. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19008

环渤海近海岸雾产生的天气条件及边界层特征分析

田梦[1] 吴彬贵[2] 黄鹤[2] 王兆宇[3] 张文煜[1]

1 兰州大学大气科学学院/甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室，兰州 730000
2 天津市气象局，天津 300074
3 天津市人工影响天气办公室，天津 300074

摘 要 利用渤海沿岸微波辐射计、风廓线雷达、四分量辐射仪和超声风速仪等多种观测反演资料，并结合常规站点气象资料，卫星云图，浮标气象水文观测和 FNL（Final）再分析资料研究了 2016 年 12 月 17~19 日一次环渤海大雾个例产生的天气水文条件以及边界层垂直分层的辐射和湍流特征。研究发现：（1）此次大雾出现在大陆低压前部、入海高压后部的西南低空急流控制区域，与强急流相伴的暖湿平流输送为雾区提供了稳定的逆温和持续的水汽积累，非常有利于大雾天气的形成；（2）水汽通量的分布与低空急流的移动密切相关，近地面比湿的增速与低空急流的强度成正比；（3）由于低空急流的水汽输送增湿了环渤海低层大气，从而增强了大气辐射的衰减效应，导致雾形成前向下短波辐射逐渐减小，向下长波辐射不断增加，净辐射在大雾形成后趋近于零；（4）逆温有效抑制了湍流的发展，近地层湍流动能和摩擦速度微弱。

关键词 雾 气象观测 低空急流 天气系统 大气边界层
文章编号 1006-9585(2020)02-0199-12 **中图分类号** P412.17 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19008

The Synoptic Condition and Boundary Layer Characteristics of Coastal Fog around the Bohai Sea

TIAN Meng[1], WU Bingui[2], HUANG He[2], WANG Zhaoyu[3], and ZHANG Wenyu[1]

1 *Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education*, *College of Atmospheric Sciences*, *Lanzhou University*, *Lanzhou* 730000
2 *Tianjin Meteorological Bureau*, *Tianjin* 300074
3 *Tianjin Weather Modification Office*, *Tianjin* 300074

Abstract In this study, a heavy fog that occurred around the Bohai Sea on 17 December 2016, was investigated based on measurement data from microwave radiometer, wind profiler radar, four-component radiometer, sonic anemometer-thermometer, satellite images, buoys, conventional surface observation, and FNL (Final) reanalysis. The synoptic system for fog formation and vertical characteristics of radiation and turbulence were studied as key analysis points. The results show the following: (1) The fog appeared in the front of a low-pressure area and the back of a high-pressure area, and the warm-wet advection accompanied by strong low-level jet provided stable inversion and continuous water vapor

收稿日期 2019-01-15；**网络预出版日期** 2019-06-13
作者简介 田梦，女，1989 年出生，博士研究生，主要从事大雾预报模拟方面的研究。E-mail: tianm08xs@163.com
通讯作者 张文煜，E-mail: zhangwy@lzu.edu.cn
资助项目 国家自然科学基金项目 41675018、41675135，天津市自然科学基金项目 17JCYBJC23400
Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41675018 and 41675135), Natural Science Foundation of Tianjin (Grant 17JCYBJC23400)

accumulation in the fog area, which was very helpful to the fog formation. (2) The water vapor flux was closely related to the movement of the low-level jet. The growth rate of near-surface specific humidity was proportional to the intensity of the low-level jet. (3) Water vapor transport humidified the lower-boundary layer atmosphere around the Bohai Sea, which enhanced the attenuation effect of atmospheric radiation, leading to a decrease in short-wave radiation and an increase in long-wave radiation. When the fog formed, the net radiation was approaching zero. (4) Inversion effectively inhibited the development of turbulence. The kinetic energy and friction velocity of the turbulence were weak in the near-surface layer.

Keywords Fog, Meteorological observation, Low-level jet stream, Synoptic system, Atmospheric boundary layer

1 引言

雾是由于近地面悬浮的微小水滴或冰晶的凝聚态使大气水平能见度小于 1 km 的天气现象（WMO, 1992）。雾天会对人类活动造成直接或间接的负面影响，包括人员伤亡和经济损失等（Niu et al., 2010）。陆地雾会对陆路交通运输和飞机起降产生不利的影响（Underwood et al., 2004），而海岸带雾会对海上运输、船舶进出港业务，渔业生产和捕捞，军事活动等很多人类活动造成影响。Gultepe et al.（2007）认为，大雾天气所导致的经济损失甚至和台风不相上下。环渤海区域，亦或称为“环渤海经济圈”，是指环绕着渤海的全部沿海区域所组成的广大经济区域。渤海作为一个内海，被辽东半岛、华北平原和山东半岛“C”字形环抱，拥有我国北方最大的综合性港口群，包括天津、秦皇岛、曹飞甸等万吨级码头泊位，进出口贸易、水产捕捞、旅游娱乐等产业繁盛，因此大雾引发的低能见度对环渤海地区存在严重影响，仅 2016 年 12 月的大雾天气就造成了天津港 7800 万滞箱费的经济损失。因此对大雾天气的研究，对于保障这一区域经济活动有序安排，具有重要的社会意义和经济价值。

我国对近海岸雾的研究始于 20 世纪 40 年代，王彬华（1983）对我国以黄海海域为主的海雾进行了全面系统的研究，并集结成册，这也是我国第一部海雾专著。黄雅天（1986）对春季东海北部海雾进行了观测分析，发现当入海变性高压后部控制该海域，又有大陆边沿低压逼近时，一般有平流雾产生。林晓能和宋萍萍（1990）对南海海雾进行分析，发现西南低空急流和稳定的温度层结有利于海雾的形成和发展。刁学贤（1992）对青岛及临近海雾发生时的天气类型进行分类，并发现当偏南气流增多时，常常生成平流雾。Huang et al.（2011）对南海海雾的大气边界层结构及湍流特征进行观测研究，研究表明雾中存在两层湍流，辐射冷却产生的湍流主要在热湍流界面之上，风切变引起的机械湍流主要在热湍流界面之下。控制雾顶发展的因素分别是水汽平流、长波辐射冷却和垂直湍流运动。Zhang et al.（2015）利用观测和再分析资料统计了西太平洋（40°N～50°N，140°W～170°W）海雾发生频率的年际变化，从气候的角度讨论了西太平洋副热带高压移动与海雾发生频率的关系。当副热带高压中心东移时，大量来自亚热带的水汽由南向北输送，充沛的水汽为海雾的产生提供了更有利的条件。

渤海是我国唯一的内海，更易受大陆性气候的影响，因此与我国其他海域雾的气候特征存在显著差异。渤海大雾日数以 10～12 月最多（高英杰和郑胲泉, 2012），且雾多出现在较暖海面上，即平流蒸发雾多于平流冷却雾（曲平等, 2014）。陈东辉等（2015）统计发现，环渤海地区雾与天气环流型密切相关，汪靖等（2017）进一步证明，渤海湾持续性海雾与西南低空急流携带的大量水汽输送有关。这些研究基于再分析资料和沿岸站点资料，统计渤海雾的气候特征并对形成机制进行了初步分析。近年来随着观测技术的发展，采集自沿岸微波辐射计、风廓线雷达，海上浮标、四分量辐射仪和超声风速仪等多种观测仪器的资料，可对认识雾的边界层结构提供进一步的帮助。因此，本文对一次环渤海大雾进行尽可能详细的观测研究，对该区域大雾形成的物理过程及影响因素进行总结分析，以期更好地理解环渤海大雾的形成机制。

2 数据与方法

2.1 研究区域

环渤海区域是指渤海全部及黄海部分沿岸地区所组成的区域，是我国北部沿海的黄金海岸。渤海三面环陆，海水的平均深度仅有 19 m，水域面积

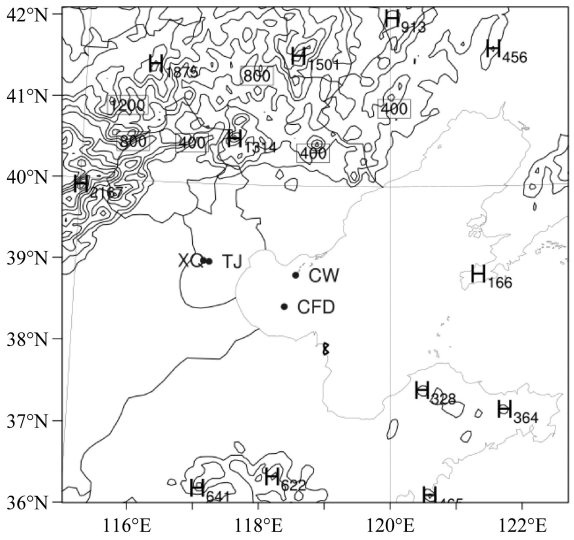

图 1　环渤海区域的地形高度（等值线，单位：m）和观测台站的地理位置（XQ：西青气象观测站，TJ：天津气象观测站，CFD：曹妃甸浮标站，CW：曹妃甸潮位站）

Fig. 1　Circum-Bohai-Sea region's topography (contour, units: m) and the positions of observation stations (XQ, TJ, CFD, and CW indicate Xiqing observational station, Tianjin observational station, Caofeidian buoy station, and Caofeidian tide-level station, respectively)

相对较小。沿岸区域具有非均一的地形特征：渤海近海岸以平坦地形为主，其西北部存在平均海拔为 1100~1400 m 的大兴安岭（图 1），东北部为长白山余脉，东南部存在高 400 m 左右的鲁中山地。崎岖的地形可能会对大气平流造成一定的影响。

2.2　主要分析数据

围绕 2016 年 12 月 17~19 日一次环渤海大雾个例，所用到的资料主要有以下几种：（1）NCEP FNL（Final）格点再分析数据；（2）Himawari-8（简称 H-8）卫星反演数据；（3）海上浮标气象与水文观测数据；（4）陆地气象站常规观测数据；（5）微波辐射计反演数据；（6）风廓线雷达反演数据；（7）气象铁塔各层辐射观测数据；（8）气象铁塔各层湍流观测数据。资料的来源和描述详见表 1。

3　结果分析

2016 年 12 月 17 日至 22 日，我国环渤海区域被大范围带状雾所覆盖，其中 17～19 日，环渤海

表 1　气象与水文分析数据列表

Table 1　Meteorological and hydrological analysis data

数据类型	数据来源	数据详细描述
FNL（Final）格点再分析数据	美国国家环境预报中心NCEP（https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/index.html[2018-12-15]）	包含气温、气压、相对湿度和纬向风速、经向风速和垂直风速等49个物理量，水平分辨率为1°（纬度）×1°（经度），垂直分辨率不同物理量存在区别，例如温度为56层，风速为48层，相对湿度为46层。
卫星数据	Himawari-8（简称H-8）卫星	卫星对雾的检测结合了大雾检测中常用的温度、纹理和噪声检测等步骤（Wu and Li, 2014; 吴晓京等, 2017），雾顶高度的反演采用长波红外（3.9 μm）和中波红外（10.4 μm）两通道差值之间的相关关系得到（Ellrod, 1995）。
浮标气象与水文数据	曹妃甸0073号大型海洋气象浮标观测站（38.86°N，118.55°E）	包含10 min风速、气温、湿度、气压、风向风速、能见度等气象要素和海温等水文资料。该海域为不规则半日混合潮，曹妃甸潮位站（38.90°N，118.50°E）距离曹妃甸浮标站45.8 km。
常规气象观测数据	西青气象观测站（39.05°N，117.03°E）	包含风、温、湿、压等常规气象观测。
微波辐射计数据	西青气象观测站	由Radiomatrics公司MP3000A型微波辐射计反演得到，通过接收天空亮温来反演地面至10 km高度的气温、相对湿度、水汽和液态水含量垂直廓线。时间分辨率能够准确到1 min。
风廓线雷达数据	西青气象观测站	由CFL-06型风廓线雷达反演得到，主要利用大气湍流对电磁波的散射作用对大气风场进行高分辨率探测遥感设备，通过多普勒效应探测安置点上空风向、风速等气象要素随高度的变化情况。
铁塔各层辐射数据	天津气象观测站（39.04°N，117.12°E）	由KIPZONE公司CNR4四分量辐射仪采集得到，有3层高度的数据，分别是40 m、120 m和200 m，时间分辨率为1 min，共输出向下短波辐射$D_{\downarrow}$、向上短波辐射$D_{\uparrow}$、向下长波辐射$L_{\downarrow}$和向上长波辐射$L_{\uparrow}$ 4个变量。净辐射（R_n）由计算公式$R_n=D_{\downarrow}-D_{\uparrow}+L_{\downarrow}-L_{\uparrow}$得到。
铁塔各层湍流数据	天津气象观测站	由美国CAMPELL公司生产的CSAT3型超声风速仪采集得到，湍流观测有5层，分别是40 m、80 m、120 m、160 m和200 m，采样频率为10 Hz，并用处理软件生成30 min时间间隔的数据。湍流观测需进行严格的质量控制，在野点剔除、倾斜修正、时间滞后校正等基本处理的基础上，删除了如下数据：（1）涡动相关法（EC）的风向和声速计风向夹角大于120°；（2）风速小于0.5 m/s；（3）风向和水平面之间的夹角大于3°；（4）摩擦速度小于0.05 m/s。

区域经历了一次始于辽东湾以北，并向东部海面逐渐拓展的大雾过程。大雾于 18 日 23:00（协调世界时，下同）左右达到了极盛时期，之后逐渐消散。但由于环渤海地区处于均压场内，海上雾消散后，陆地雾在接下来的几天里仍反复昼消夜生，直到 22 日强冷锋过境才彻底消散。并且由于后期陆地雾的促发因素主要为地面长波辐射降温，与 19 日之前弱锋影响下的环渤海大雾成因不同，因此本文仅将重点放在 17～19 日大雾形成的机制研究，利用卫星云图，微波辐射计、风廓线雷达反演资料，常规地面站资料和海上浮标资料，NCEP FNL 再分析资料以及湍流辐射等观测资料对本次环渤海大雾过程进行分析。

3.1 卫星云图观测分析

图 2 给出了 H-8 卫星反演得到的环渤海大雾演变过程。2016 年 12 月 17 日 16:00，雾首先在辽东湾沿海岸线零星出现（图 2a）。19:00 至 22:00，零星雾区迅速发展扩大，渤海西岸和西边界的雾团发展，与辽东湾一线雾带合并成东北—西南走向，长约 900 km，宽约 100 km 的条状雾带（图 2b、2c）。雾带与渤海西海岸线平行，最北端位于吉林与黑龙江省的交界处，雾顶高度在 400～500 m，最南端位于河北与河南省的交界处，雾层厚度比北端浅薄，高度在 300～400 m。18 日白天，受太阳短波辐射影响，陆地雾逐渐消散，但渤海海雾并没有消失。雾带主体向东移动并不断扩展，至 18 日

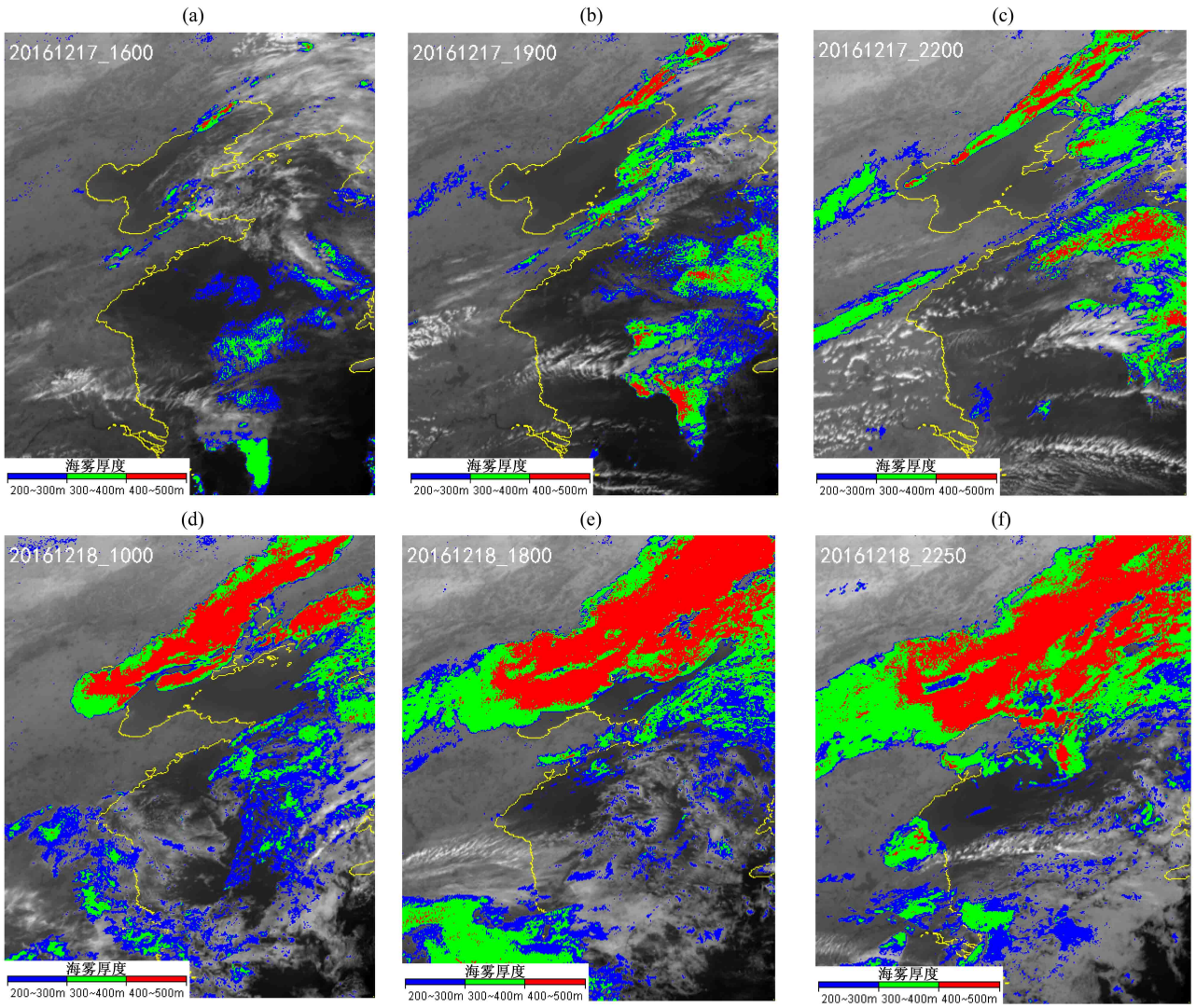

图 2 H-8 卫星反演的雾厚度（单位：m）：（a）2016 年 12 月 17 日 16:00；（b）2016 年 12 月 17 日 19:00；（c）2016 年 12 月 17 日 22:00；（d）2016 年 12 月 18 日 10:00；（e）2016 年 12 月 18 日 18:00；（f）2016 年 12 月 18 日 22:50

Fig. 2 Fog thickness (m) retrieval from satellite H-8 (Himawari-8) at (a) 1600 UTC 17 December 2016, (b) 1900 UTC 17 December 2016, (c) 2200 UTC 17 December 2016, (d) 1000 UTC 18 December 2016, (e) 1800 UTC 18 December 2016, and (f) 2250 UTC 18 December 2016

傍晚，大雾覆盖了渤海大部分海域（图 2d），同时东北地区的陆地雾再次形成。18 日 18:00，环渤海雾区面积扩大，大雾覆盖了渤海全部海域及周边地区，并且向东拓展到黄海的部分海域（图 2e）。18 日 23:00 左右，雾区覆盖范围达到研究时段的最大值，且雾区中心较边缘深厚，北端较南端雾层更为深厚（图 2f）。

3.2　微波辐射计观测分析

通过卫星云图，我们主要了解了雾区的移动和形状范围的演变，但卫星在雾顶高度的反演上可能存在一定偏差（樊宏杰等, 2017），因此我们利用西青站微波辐射计对雾在垂直方向上的变化做进一步的分析。

从西青站的位置来看（图 1），其位于环渤海大雾的西侧边缘，因此西青微波辐射计观测到的大雾于 18 日 15:00 才开始形成（图 3d），这与卫星云图的观测结果一致（图 2d、2e）。大雾发生前，17 日 04:00 至 08:00 地面的水汽密度已经达到了 7 g/cm^3（图 3b），相对湿度与水汽密度的变化较为一致，也达到了 90%（图 3c），但逆温层只在当日的 06:00 至 12:00 200～400 m 高度断续出现，且逆温强度较弱，因此仅在 17 日 05:00 至 07:00 出现零星的液态水凝结。说明充沛的水汽仅是大雾得以形成的部分原因，逆温层的建立也是影响大雾形成与维持的重要因素。18 日白天，近地面水汽密度达到了 8 g/cm^3 以上（图 3b），至 18 日 10:00，较强的逆温层在近地面出现，随后大雾于 18 日 15:00形成。逆温层一直稳定持续到 18 日 23:00，逆温层顶高度由 50 m 升至 800 m，大雾维持阶段，500 m 以下水汽密度一直维持在 4 g/cm^3，同时 3 km 高度处相对湿度较高，说明为云雾共存状态。雾顶高度则稳定在 1.5 km，液态水含量达到 0.01～0.02 g/cm^3。

3.3　站点气象和水文要素的演变特征

通过卫星与微波辐射计的反演资料，我们初步了解了环渤海大雾的空间结构和演变过程。结合站点气象和水文要素的精细观测资料分析，会进一步帮助我们认识各种物理作用对大雾形成的影响。本文选取西青站作为陆地站代表，曹妃甸海上浮标站作为海洋站代表，西青站位于渤海西岸，曹妃甸站位于渤海湾内，距西青站东南方向 127.7 km（图 1）。

图 4 给出两站 2016 年 12 月 16 日 00:00 至 19 日 00:00 的气象和水文要素随时间的演变。从西青站能见度记录可以判断（图 4a），大雾形成时

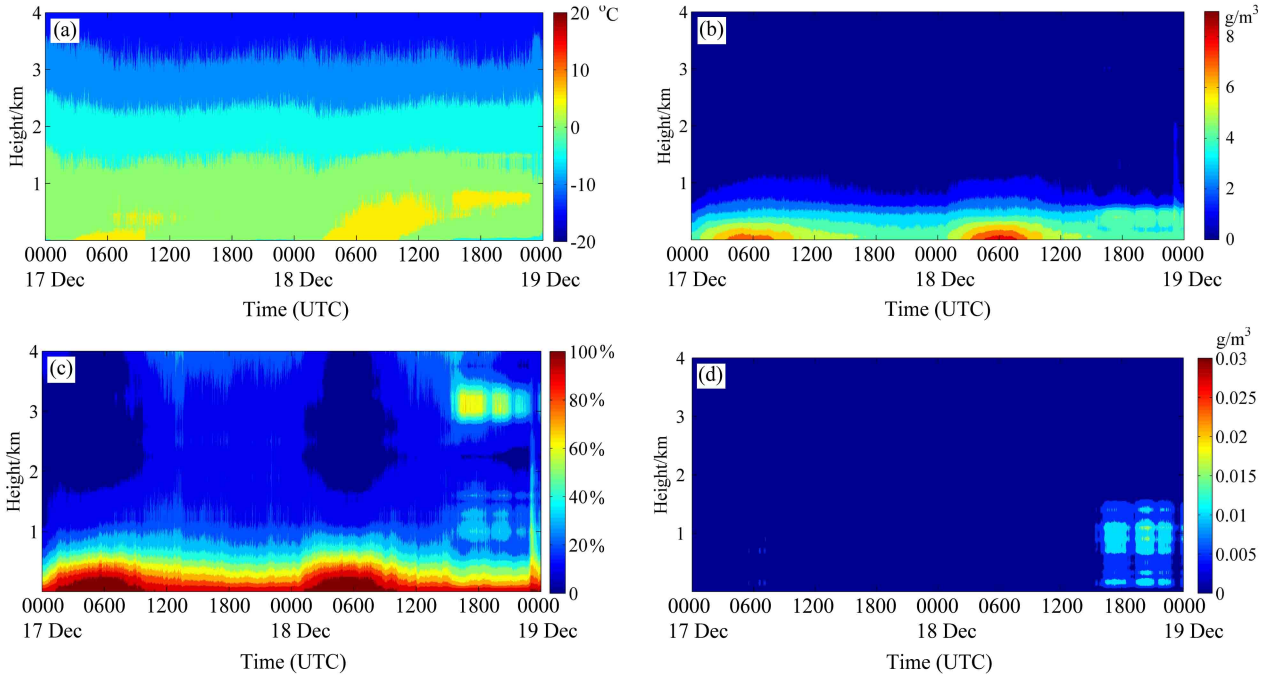

图 3　2016 年 12 月 17 日 00:00 至 19 日 00:00 西青站微波辐射计数据的（a）气温（单位：℃）、（b）水汽密度（单位：g/cm^3）、（c）相对湿度、（d）液态水含量（单位：g/cm^3）

Fig. 3　Time−height distributions of (a) temperature (°C), (b) vapor density (g/cm^3), (c) relative humidity, and (d) liquid water content (g/cm^3) sampled by microwave radiometer at Xiqing station from 0000 UTC 17 December 2016 to 0000 UTC 19 December 2016

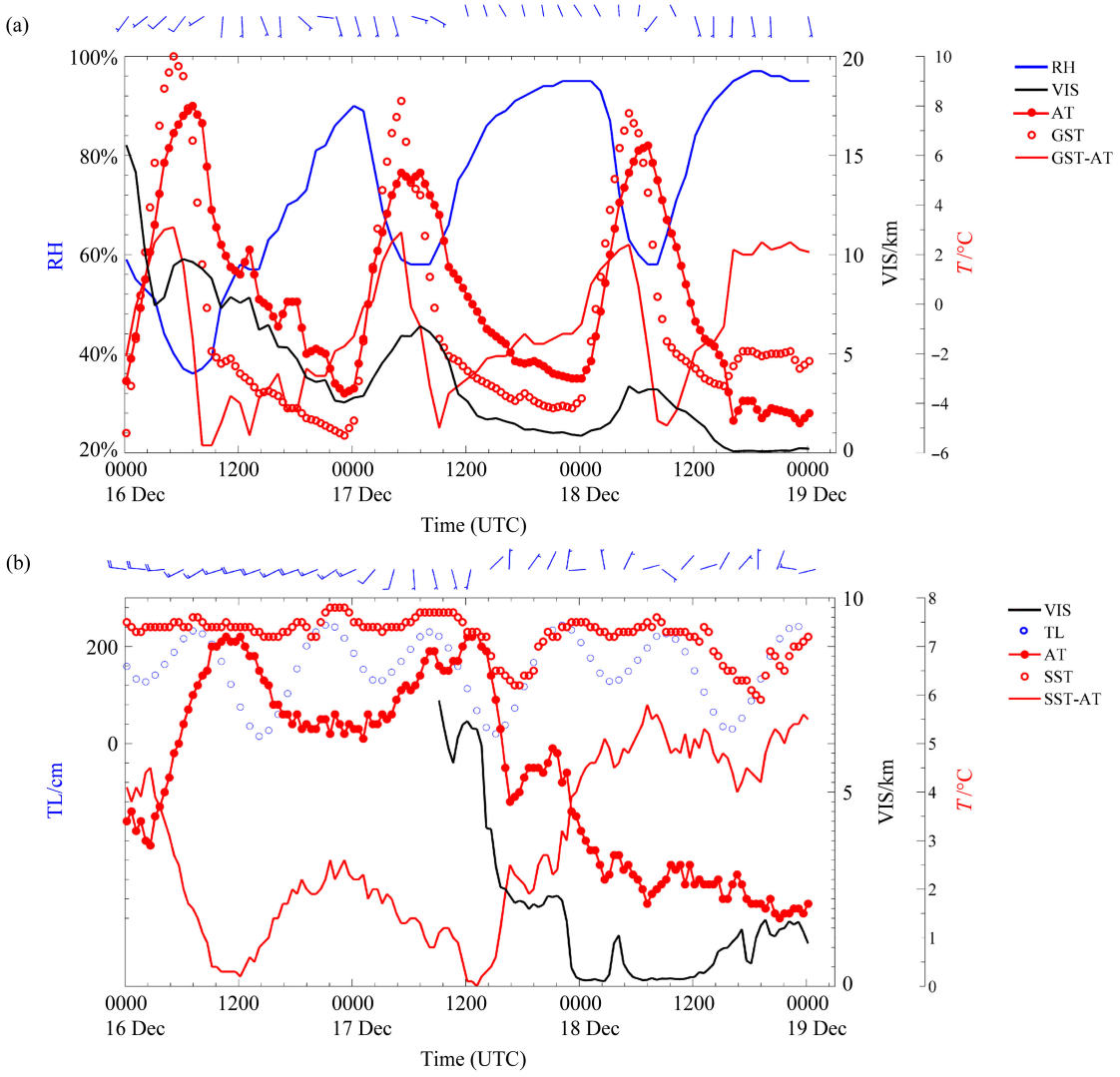

图 4　2016 年 12 月 16 日 00:00 至 19 日 00:00（a）西青站观测相对湿度（RH，蓝色实线）、水平能见度（VIS，黑色实线）、2 m 气温（AT，红色加点实线）、地表土壤温度（GST，红色圆圈）、陆气温差（GST-AT，红色实线）、10 m 风向风速（风矢杆），以及（b）曹妃甸站观测水平能见度（VIS，黑色实线）、潮位（TL，蓝色圆圈）、2 m 气温（AT，红色加点实线）、海表温度（SST，红色圆圈）、海气温差（SST-AT，红色实线）、10 m 风向风速（风矢杆）

Fig. 4　(a) Time series of the station observations of relative humidity (RH, blue line), horizontal visibility (VIS, black solid line), 2-m air temperature (AT, solid line with red dot), surface soil temperature (GST, red circle), and land−air temperature difference (GST-AT, solid red line) at Xiqing station from 0000 UTC 16 December to 0000 UTC 19 December 2016; (b) time series of the station observations of horizontal visibility (VIS, black solid line), tide level (TL, blue circle), 2-m air temperature (AT, solid line with red dot), sea surface temperature (SST, red circle), and sea air temperature difference (SST-AT, solid red line) at Caofeidian station from 0000 UTC 16 December to 0000 UTC 19 December 2016. The wind direction and speed are expressed as wind vectors at the top of each panel

间为 18 日 15:00（水平能见度<1 km），与微波辐射计结果一致（图 3d），16～17 日存在不同程度轻雾（水平能见度<10 km），且水平能见度与其他气象要素一样，呈现明显的日变化。在大雾形成前的 16 日 00:00 至 16 日 12:00，西青站以西南风为主，近地面风速 2～4 m/s，16 日 12:00 至 17 日 12:00 以东南风为主，近地面风速小于 2 m/s。这表明 17 日 12:00 之前，南部暖湿风不断向西青站吹送，导致夜间相对湿度峰值达到 90% 以上。17 日 12:00 后，风向由偏南风转变为弱西北风，此时能见度迅速降低到 5 km 以下。18 日白天，太阳短波辐射导致地表土壤温度升高，湍流输送导致近地层温度上升，相对湿度下降，能见度上升。18 日 12:00，随着风向重新转为偏南风，同时受夜间地

面长波辐射的影响，2 m 气温由 18 日 13:00 的 −1.4°C 迅速下降到 16:00 的−4.7°C，下降速率为 1.1°C/h。18 日 15:00，水平能见度进一步降低到 1 km 以内，大雾形成。在这种情况下，由于雾顶对陆地具有保温效应，减弱了地面长波辐射的冷却，地表土壤温度反而有所增高。此后各气象要素维持稳定，陆气温差维持在 2°C 左右。

渤海曹妃甸站的能见度记录指出（图 4b），海雾形成于 17 日 22:40（水平能见度<1 km）。在大雾形成前的 16 日 00:00 至 17 日 00:00，西青站以较强的西南风为主，近海面风速在 6～8 m/s，随后风向逐渐由西南风转为东南风，风速也减小到 2～4 m/s。17 日 13:00，风向转为弱北风，风向由偏南风转向偏北风的时间与西青站基本一致。与此同时，冷空气的逼近导致气温从 17 日 13:00 的 7.6°C 降低至 16:00 的 3.8°C，下降速率接近 1.3°C/h。在此期间，水平能见度由 5 km 骤降到 2 km。17 日夜，海表面温度（SST）随潮位升高同步上升，能见度略有上升。17 日 21:00，气温由 4.9°C 持续下降到 18 日 03:00 的 2°C。在此期间，水平能见度持续下降并于 17 日 22:40 降低至 1 km 以下。大雾形成后，气温稳定在 2°C 且略有下降，下降平均速率仅有 0.04°C/h。海雾发生前，海温变化幅度较小，在 6～8°C 波动，气温呈现出明显的日变化，因此海气温差在夜间增大到 2.5°C 左右，白天减小到近乎于零。在大雾形成后，海温随潮位表现出更大的波动性，同时气温受冷空气影响下缓慢下降，海气温差稳定在 4～6°C 波动。整个观测阶段，海温始终大于气温。

3.4　天气形势分析

图 5 给出 NCEP FNL 再分析资料得到的天气形势场。2016 年 12 月 16 日 00:00，大陆高压迅速

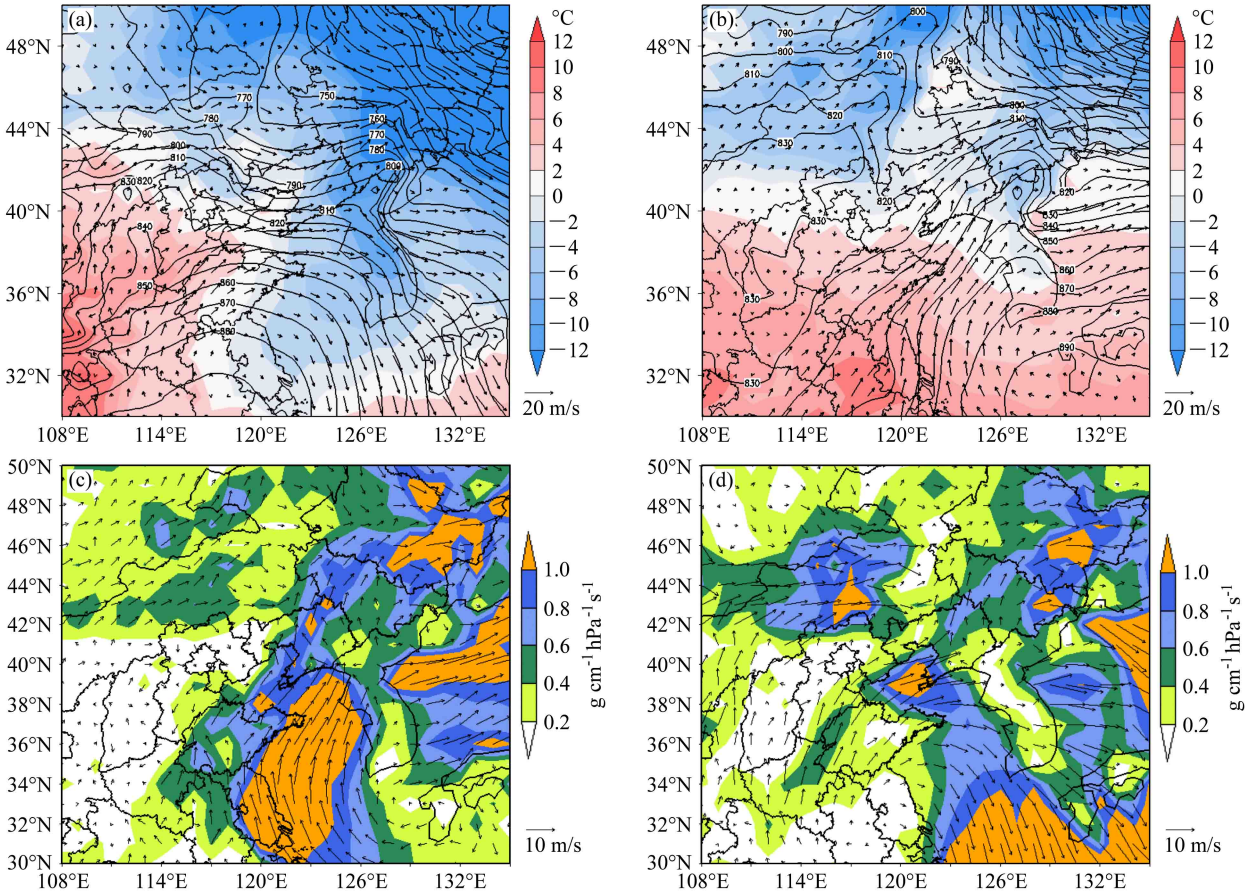

图 5　2016 年 12 月（a）16 日 06:00 和（b）17 日 18:00 925 hPa 风（矢量箭头，单位：m/s）、气温（填色，单位：°C）、位势高度场（黑色实线，单位：gpm）；2016 年 12 月（c）16 日 06:00 和（d）17 日 18:00 1000 hPa 水汽通量（填色，单位：g cm^{-1} hPa^{-1} s^{-1}）和风场（矢量箭头）

Fig. 5　925-hPa distribution of wind vectors (vectors, units: m/s), air temperature (colored, units: °C), geopotential height (black solid lines, units: gpm) at (a) 0600 UTC 16 December 2016 and (b) 1800 UTC 17 December 2016; 1000-hPa distribution of vapor fluxes (colored, units: g cm^{-1} hPa^{-1} s^{-1}) and wind (vector, units: m/s) at (c) 0600 UTC 16 December 2016 and (d) 1800 UTC 17 December 2016

东移南缩，受高压后部的影响，环渤海上空的风向由西北风转为西南风（图略）。至16日06:00（图5a），在我国中东部地区已经形成较强的西南气流。从925 hPa高度可以清楚看到，在我国东部沿海至辽宁吉林地区上空形成一支强劲的西南气流。其中心风速超过16 m/s，对应850 hPa和黄渤海近海面风速均超过12 m/s（图略）。按照Wei et al.（2013）对低空急流的定义和分类：将大气低层（<2000 m）风速达到6 m/s且该层内风速差$\Delta V(=V_{max}-V_{min})$不小于3 m/s的气流定义为低空急流（$V_{max}$、$V_{min}$分别为最大、最小风速）。按最大风速阈值将其强度分为三类，6 m/s≤V_{max}<10 m/s为弱低空急流，10 m/s≤V_{max}<14 m/s为中等强度低空急流，14 m/s≤V_{max}<20 m/s为强低空急流，该支西南气流已经达到强低空急流的标准。

急流穿过安徽、山东和黄渤海海域，一直延伸到吉林东北部，从850 hPa等压面以下均可看到（图略），伴随低空急流的暖舌在各层走向和急流流向大体一致（图5a），沿低空急流的湿舌带上，有两个水汽通量大值区（图5c），最大水汽通量中心位于渤海海域，次大水汽通量中心位于山东与河北交界，这表明低空急流给沿途地区提供了合适的逆温逆湿条件。

伴随着入海高压向东偏北的方向移动，17日18:00，925 hPa上浅低压槽从北京到河北中部一线（图5a）东移到渤海西海岸线一带，36 h内只东移了150 km（图5c）。风速大于12 m/s的低空急流带范围移动到渤海以东海域，其水平跨度从前期约400 km拓宽到1000 km（图5c），伴随该支急流带的暖舌和湿舌随之东移到渤海海峡及以东海面。由于海洋上的水汽较陆地更为充足，向东北地区输送的水汽量明显增加（图5d），这可能是大雾生成时，北端雾层较南端更为深厚的原因（图2）。

卫星云图、微波辐射计和站点观测资料以及天气图分析表明，大雾形成之前，强低空急流引导西南暖湿空气北上，致使环渤海区域逆温层建立，水汽密度和相对湿度增加。随着低槽的东移，完成风向由西南风到西北风的转变，弱冷空气与低空急流输送至环渤海地区的暖湿空气混合，导致了大雾形成。

3.5 垂直边界层特征分析

3.5.1 风廓线雷达观测分析

由前文分析可知，雾的形成发展与低空急流的移动密切相关，那么低空急流是如何增湿环渤海区域的近地面空气呢？图6给出西青站2016年12月15日06:00至17日21:00的风廓线、近地面的风和比湿。按照Wei et al.（2013）对低空急流的定义和分类，并综合考虑风向的转换，将2000 m高度内风速达到6 m/s且该层内风速差ΔV不小于3 m/s的西南风定义为低空急流。因此在图6a中标记低空急流顶，其标准为西南风不小于6 m/s，而其上风速小于6 m/s或风向不再是西南风。此外，也需要考虑时间的一致性，例如16日00:00至09:00期间，如仅考虑16日06:00左右的风速，则低空急流高度达到近2500 m，所以在绘制低空急流顶时，做了平滑处理。15日18:00，在400～500 m高度出现低空急流，几乎在同时，近地面的风向也由偏北风转为西南风，2 m比湿呈现上升趋势。至16日03:00，400～500 m急流风速增加至10～12 m/s，急流顶部高度增加到1200 m以上，对流层中下层均被深厚的西南风所控制。比湿从1 g/kg激增到2.5 g/kg。地面比湿上升最快时段为15日23:00至16日03:00，上升率为0.23 g kg^{-1} h^{-1}，对应正是低空急流最强的时段。低空急流一直持续到16日21:00，急流移出后，近地面转为弱东南风，同时受东侧渤海的影响，比湿仍然缓慢上升，在17日01:00达到3.2 g/kg。17日12:00风向转为西北风后，比湿略有下降。

利用风廓线雷达可以清楚地看到低空急流与近地面增湿在时间上的一致性，近地面空气的增湿速度与低空急流强度成正比，低空急流给环渤海地区带来了持续的水汽输送，使得西青站近地面层大气水汽含量不断增加，这是大雾形成的一个重要因素。

3.5.2 辐射与湍流特征分析

站点分析发现，大雾的发生发展与辐射和湍流密切相关（图4），然而由于边界层各层观测资料的获取困难等原因，对雾过程中辐射和湍流分析较少。本文利用天津站3层辐射和5层湍流观测对此次大雾过程中长短波辐射和湍流输送特征进行分析。天津站与西青站距离非常近（图1），起雾时间和常规气象要素的变化也较为一致（图略）。图7给出15日00:00至19日00:00天津站40 m高度处的辐射与湍流特征量的演变过程，随着低空急流的建立，比湿量值不断攀升（图6），低空急流携带的水汽对太阳短波辐射的衰减是比较明显

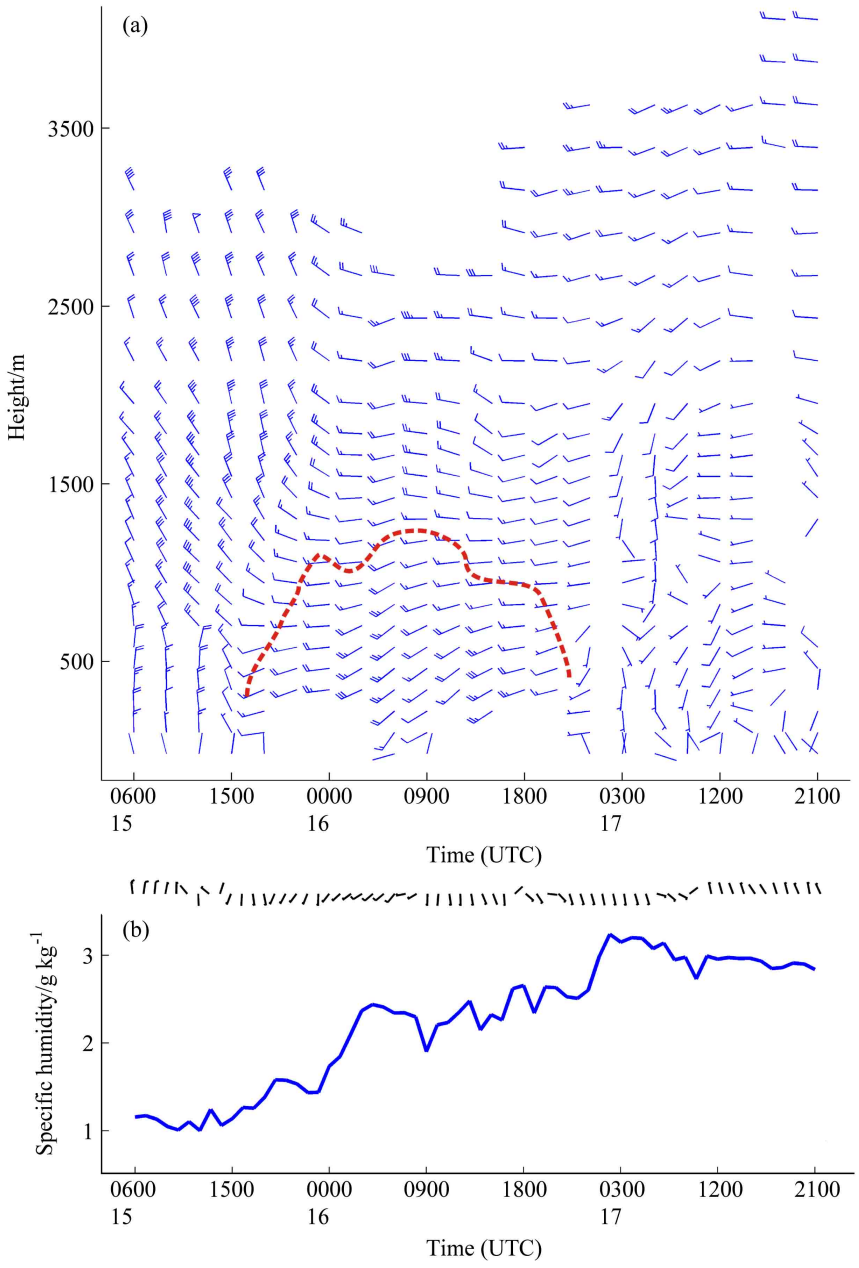

图 6　西青站 2016 年 12 月 15 日 06:00 至 17 日 21:00（a）风廓线时间—高度剖面（虚线代表低空急流顶部高度）和（b）近地面风场和比湿时间序列

Fig. 6　(a) Time−height profile of wind profile and (b) time series of surface wind and specific humidity from 0600 UTC 15 December to 2100 UTC 17 December 2016 at Xiqing station. The dashed line in (a) represents the top height of the low-level jet

的，向下短波辐射的峰值由 15 日的 460 W/m^2 逐渐减小到 18 日的 310 W/m^2，衰减比例为 33%（图 7a）。120 m 与 200 m 高度处向下短波辐射的变化趋势相近（图略），18 日比湿增加放缓后（图 6b），向下短波辐射的下降幅度也明显减小。与此同时，40 m 向下长波辐射由 15 日的 240～250 W/m^2 跃升到 16～19 日的 260～300 W/m^2，尤其以 18 日夜间起雾后长波辐射的增加最为明显（图 7b），随着向下长波辐射增加到 290 W/m^2 以上，净辐射接近 0 W/m^2。这表明雾中近地层的辐射达到了平衡状态（图 7c）。

大雾发生前，湍流也经历了由强到弱的演变过程（图 7d）。15 日白天湍流动能的峰值在 5 m^2/s^2，15 日夜间减小至 1 m^2/s^2 以下。16 日白天，湍流动能的量值较 15 日白天明显减小，湍流动能的峰值仅在 2 m^2/s^2 左右。17～19 日随着低空急流

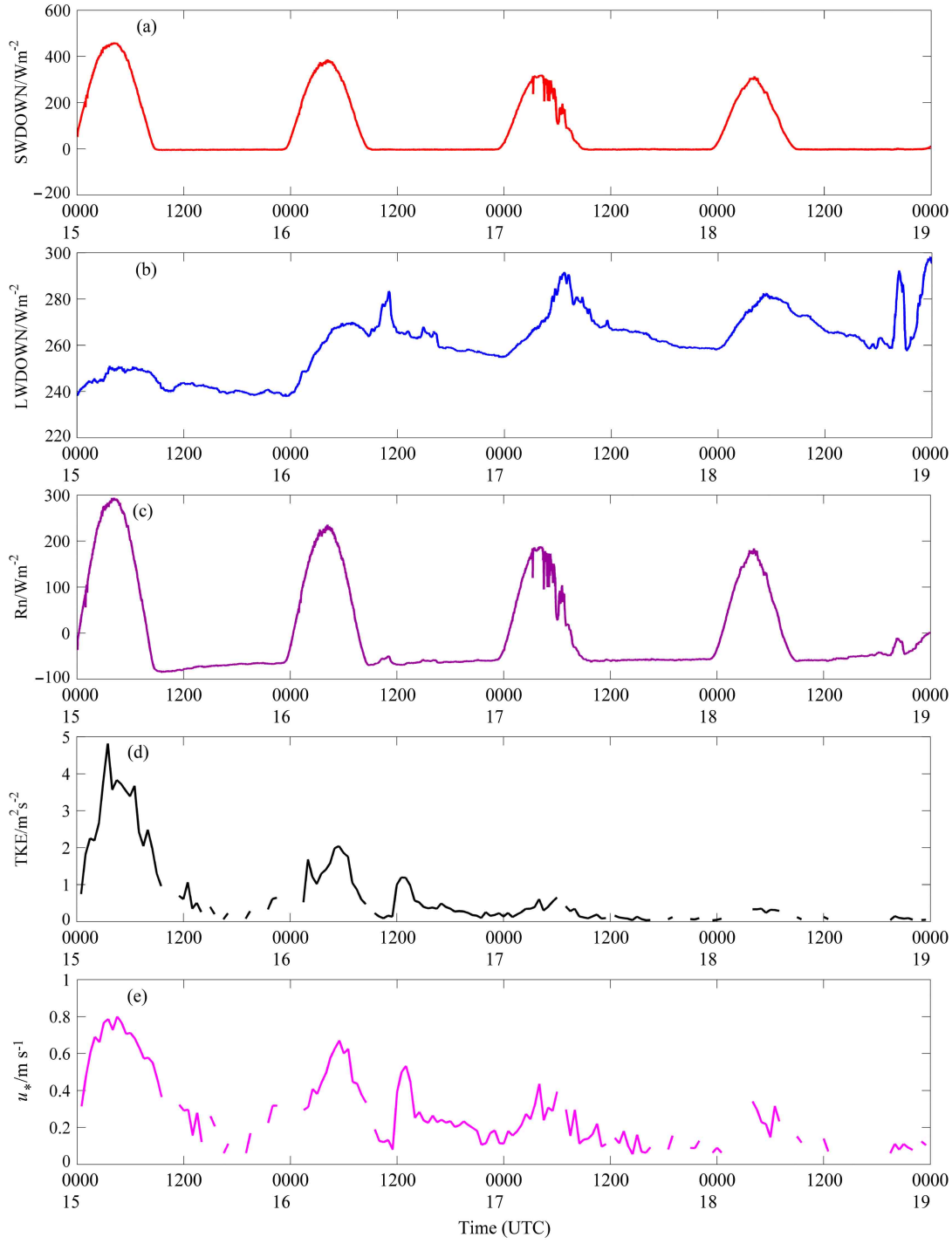

图 7　2016 年 12 月 15 日 00:00 至 19 日 00:00 天津气象铁塔 40 m 处各变量的时间序列：（a）向下短波辐射（SWDOWN，单位：W/m^2）；（b）向下长波辐射（LWDOWN，单位：W/m^2）；（c）净辐射（Rn，单位：W/m^2）；（d）湍流动能（TKE，单位：m^2/s^2）；（e）摩擦速度（u_*，单位：m/s）

Fig. 7　Time series of (a) downward short-wave radiation (SWDOWN, units: W/m^2), (b) downward longwave radiation (LWDOWN, units: W/m^2), (c) net radiation (Rn, units: W/m^2), (d) turbulent kinetic energy (TKE, units: m^2/s^2), and (e) friction speed (u_*, units: m/s) of Tianjin meteorological tower at the height of 40 m from 0000 UTC 15 December 2016 to 0000 UTC 19 December 2016

的减弱和风向的偏转（图 6a），且边界层逆温抑制湍流发展（图 3a），湍流动能降低到 0.5 m^2/s^2 以下。从各层垂直分布来看（图 8），大雾发生前和雾后湍流动能存在着量级上的差别，以 16 日 06:00 和 18 日 16:00 为例（图 8a、8b），16 日 06:00，低层的湍流动能大于高层，平均为 1.5 m^2/s^2（图

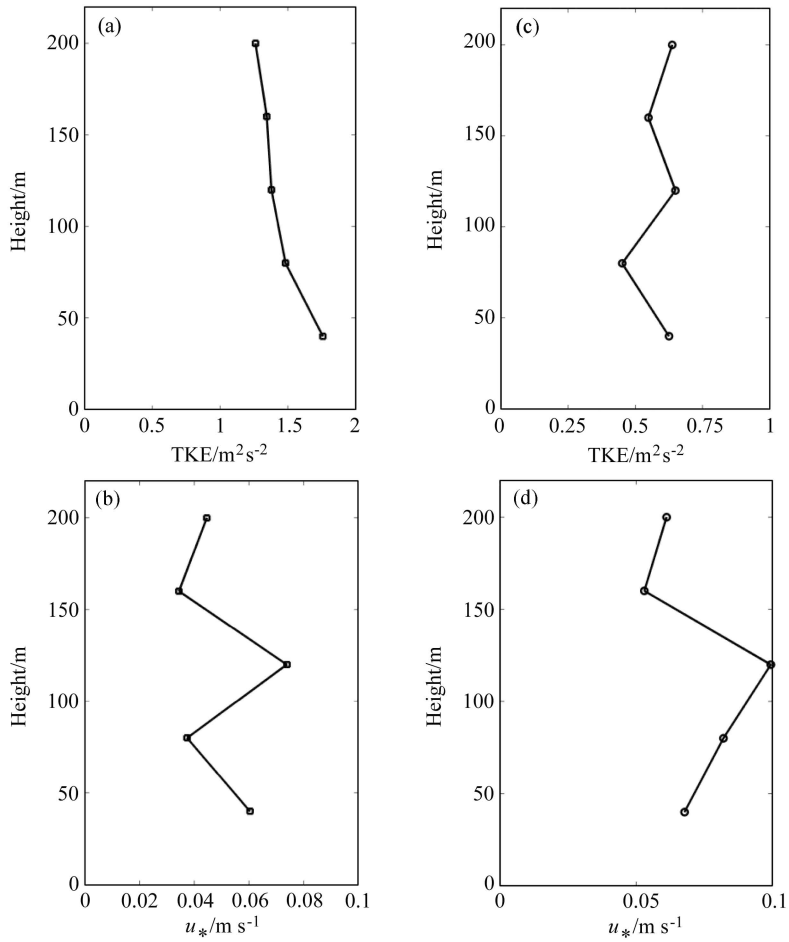

图 8　2016 年 12 月（a、c）16 日 06:00 和（b、d）18 日 16:00 天津气象铁塔湍流特征量的垂直廓线：（a、b）湍流动能 （TKE，单位：m^2/s^2）；（c、d）摩擦速度（u_*，单位：m/s）

Fig. 8　Vertical profile of (a, b) turbulent kinetic energy (TKE, units: m^2/s^2) and (b, d) friction speed (u_*, units: m/s) of Tianjin meteorological tower at (a, c) 0600 UTC 16 December 2016 and (b, d) 1600 UTC 18 December 2016

8a）；18 日 16:00 雾形成后，湍流动能降低到 0.08 m^2/s^2 以下（图 8b），湍流动能的垂直分布并不均匀，120 m 高度处相对较高，结合液态水的垂直分布（图 3d），液态水在 120 m 左右存在高值区，推测是较高的液态水含量激发向下长波辐射增加，从而促进了湍流的微弱向下发展。

40 m 摩擦速度由 15 日 0.8 m/s 的峰值，在以后几天的时间里经历了由大到小的变化，逐渐下降到 0.4 m/s 以下（图 7e）。从各层垂直分布来看（图 8），大雾发生前和雾后摩擦速度差异明显，从 16 日 06:00 垂直廓线图上看（图 8c），摩擦速度在 120 m 高度处存在 0.65 m/s 的峰值。18 日 16:00，摩擦速度在 120 m 高度处存在 0.1 m/s 的峰值（图 8d）。

总的来说，大雾发生前，伴随着低空急流引导暖湿平流输送，水汽吸收导致向下短波辐射逐渐减小，向下长波辐射逐渐增加，净辐射在大雾形成后达到近乎于零的平衡状态。边界层逆温抑制了湍流的发展，大雾期间湍流动能和摩擦速度均较弱。

4　结论与展望

本文利用了环渤海区域观测资料和再分析资料对 2016 年 12 月 17～19 日一次环渤海冬季大雾个例进行了观测分析，探讨了大雾形成的物理机制。主要结论如下：

（1）大雾发生前，环渤海区域处于入海高压后部和低压槽前，气压梯度的增加导致在我国中东部地区形成中心风速超过 16 m/s 的强低空急流。低空急流的发展东移，有利于暖湿空气向环渤海区域的输送，为环渤海区域提供了 800 m 左右的稳定逆温层和持续的水汽输送，近地面比湿同步增长，

并最终促使东北—西南走向条状雾带的产生。

（2）低空急流在 16 日发展强盛，形成了较宽的水汽输送带，近地面比湿同步迅速增长，低空急流的移动和强度与环渤海区域湿度的增加密切相关。

（3）低空急流引导的持续暖湿输送增强了环渤海区域水汽对辐射的衰减作用，尤其起雾后长波辐射的增加最为明显，此时净辐射接近 0 W/m^2。表明雾中近地层大气达到了辐射平衡状态。

（4）湍流在大雾发生前经历了由强变弱的演变过程，湍流动能由 15 日峰值的 5 m^2/s^2，在逆温出现后降低到 0.5 m^2/s^2 以下。摩擦速度在 17～19 日均维持在小于 0.4 m/s 较低水平。

关于环渤海近岸雾的研究是一个复杂的问题，既要考虑到大尺度环流条件，也要考虑边界层的结构特征和发展演变。本文仅是收集尽可能多的观测资料进行初步分析，在大雾形成和发展过程中，往往存在着多种物理机制的相互作用，还需要持续展开有针对性的观测计划。此外，气象铁塔由于受探测高度的限制，只能获取 200 m 以下的湍流和辐射信息，远低于此次大雾的雾顶高度，因此，我们的下一步工作是利用高分辨率的数值模拟对雾中垂直边界层的特征结构、以及与大雾演变的响应做更加深入的分析研究。

参考文献（References）

陈东辉, 尚可政, 赵中军, 等. 2015. 环渤海地区雾特征及其影响因子分析 [J]. 气象与环境学报, 31(4): 74−81. Chen Donghui, Shang Kezheng, Zhao Zhongjun, et al. 2015. Characteristics of fog and its influence factors around the Bohai coastal areas [J]. Journal of Meteorology and Environment (in Chinese), 31(4): 74−81. doi:10.11927/j.issn.1673-503X.2015.04.011

刁学贤. 1992. 青岛及近海海雾的统计分析 [J]. 海洋预报, 9(3): 45−54. Diao Xuexian. 1992. Statisitical analysis of sea fog in Qingdao and near sea [J]. Marine Forecasts (in Chinese), 9(3): 45−54. doi:10.11737/j.issn.1003-0239.1992.03.006

Ellrod G P. 1995. Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery [J]. Wea. Forecasting, 10(3): 606−619. doi:10.1175/1520-0434(1995)010<0606:AITDAA>2.0.CO;2

樊宏杰, 黄亦鹏, 李万彪. 2017. 基于卫星红外遥感的云顶高度反演算法综述 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 53(4): 783−792. Fan Hongjie, Huang Yipeng, Li Wanbiao. 2017. Overview of retrieval algorithm of cloud-top height based on satellite infrared remote sensing [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis (in Chinese), 53(4): 783−792. doi:10.13209/j.0479-8023.2016.126

高英杰, 郑胲泉. 2012. 乐亭海岸带大雾统计分析及监测 [J]. 气象水文海洋仪器 (3): 54−59. Gao Yingjie, Zheng Haiquan. 2012. Statistical analysis and monitoring on heavy fog in Leting coastal zone [J]. Meteorological, Hydrological, and Marine Instruments (in Chinese)(3): 54−59. doi:10.3969/j.issn.1006-009X.2012.03.015

Gultepe I, Tardif R, Michaelides S C, et al. 2007. Fog research: A review of past achievements and future perspectives [J]. Pure Appl. Geophys., 164(6-7): 1121−1159. doi:10.1007/s00024-007-0211-x

Huang H J, Liu H N, Jiang W M, et al. 2011. Characteristics of the boundary layer structure of sea fog on the coast of southern China [J]. Adv. Atmos. Sci., 28(6): 1377−1389. doi:10.1007/s00376-011-0191-8

黄雅天. 1986. 春季东海北部海雾的观测和初步分析 [J]. 海洋湖沼通报 (3): 1−6. Huang Yatian. 1986. Preliminary observation and analysis of the sea fog in northern part of East China Sea [J]. Transations of Oceanology and Limnology (in Chinese)(3): 1−6.

林晓能, 宋萍萍. 1990. 南海一次典型海雾过程的特征分析 [J]. 海洋预报, 7(4): 75−80. Lin Xiaoneng, Song Pingping. 1990. Characteristic Analysis of a typical sea fog process in the South China Sea [J]. Marine Forecast (in Chinese), 7(4): 75−80. doi:10.11737/j.issn.1003-0239.1990.0.014

Niu S J, Lu C S, Yu H Y, et al. 2010. Fog research in China: An overview [J]. Adv. Atmos. Sci., 27(3): 639−662. doi:10.1007/s00376-009-8174-8

曲平, 解以扬, 刘丽丽, 等. 2014. 1988~2010 年渤海湾海雾特征分析 [J]. 高原气象, 33(1): 285−293. Qu Ping, Xie Yiyang, Liu Lili, et al. 2014. Character analysis of sea fog in Bohai Bay from 1988 to 2010 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 33(1): 285−293. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00187

Underwood S J, Ellrod G P, Kuhnert A L. 2004. A multiple-case analysis of nocturnal radiation-fog development in the central valley of California utilizing the GOES nighttime fog product [J]. J. Appl. Meteor., 43(2): 297−311. doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0297:AMAONR>2.0.CO;2

王彬华. 1983. 海雾 [M]. 北京: 海洋出版社, 1-5. Wang Binhua. 1983. Sea Fog (in Chinese)[M]. Beijing: China Ocean Press, 1-5.

汪靖, 郭玲, 吴振玲, 等. 2017. 渤海湾一次罕见持续性海雾过程的成因分析 [J]. 环境科学与技术, 40(4): 112−118, 147. Wang Jing, Guo Ling, Wu Zhenling, et al. 2017. Causality analysis of a rare sustained sea fog event over the Bohai Gulf [J]. Environmental Science & Technology (in Chinese), 40(4): 112−118, 147.

Wei W, Wu B G, Ye X X, et al. 2013. Characteristics and mechanisms of low-level jets in the Yangtze River delta of China [J]. Bound.-Layer Meteor., 149(3): 403−424. doi:10.1007/s10546-013-9852-8

World Meteorological Organization (WMO). 1992. International Meteorological Vocabulary[M]. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.

Wu X J, Li S M. 2014. Automatic sea fog detection over Chinese adjacent oceans using Terra/MODIS data [J]. Int. J. Remote Sens., 35(21): 7430−7457. doi:10.1080/01431161.2014.968685

吴晓京, 李云, 黄彬, 等. 2017. 利用动态阈值方法改进的风云二号卫星海雾检测技术 [J]. 海洋气象学报, 37(2): 31−41. Wu Xiaojing, Li Yun, Huang Bin, et al. 2017. Application of dynamic threshold method to sea fog detection with FY-2 satellite [J]. Journal of Marine Meteorology (in Chinese), 37(2): 31−41. doi:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2017.02.004

Zhang S P, Chen Y, Long J C, et al. 2015. Interannual variability of sea fog frequency in the northwestern Pacific in July [J]. Atmospheric Research, 151: 189−199. doi:10.1016/j.atmosres.2014.04.004