彭双姿，刘从省，屈右铭，等. 一次大范围辐射雾天气过程的观测和数值模拟分析[J]. 气象，2012，38(6)：679-687.

一次大范围辐射雾天气过程的观测和数值模拟分析*

彭双姿[1] 刘从省[1] 屈右铭[2] 姚 蓉[2] 唐 杰[2] 田泽芸[3]

1 湖南省邵阳市气象台，邵阳 422000

2 湖南省气象局，长沙 410007

3 湖南省常德市气象台，常德 415000

提 要：利用观测资料分析 2010 年 1 月华中一次大范围辐射雾过程的环流背景及气象要素分布特点。发现：本次大雾过程有两层较明显的逆温层，高空系统性偏北气流形成下沉逆温，位于 700 hPa 附近，使大气层结维持稳定，低层水汽不能上传，为大雾生成提供高湿环境条件；地面辐射冷却作用形成近地辐射逆温层，是辐射雾形成和发展的主要因素，而日出后太阳短波辐射对地面的加热和热量湍流输送是白天辐射雾消散的重要原因。利用 WRF 模式进行模拟实验，发现用 T213 资料作为模式的初始和边界条件模拟近地层气象要素，较 NCEP 再分析资料有一定优势；900 m 以下 U 大值区与最大逆温≥5℃重叠区与雾区对应较好；河流湖泊北侧在地面由高压脊转高压后部后，在低空偏南气流水汽输送作用下，出现辐射雾转平流雾可能性较大；WRF 模式模拟的近地面层要素结果和实况有所差距，必须采用观测资料同化改进。

关键词：辐射雾，逆温层，WRF 模式

Observations and Numerical Simulation of a Wide Range of Radiation Fog

PENG Shuangzi[1] LIU Congsheng[1] QU Youming[2] YAO Rong[2]
TANG Jie[2] TIAN Zeyun[3]

1 Shaoyang Meteorological Observatory of Hunan Province, Shaoyang 422000

2 Hunan Provincial Meteorological Service, Changsha 410007

3 Changde Meteorological Observatory of Hunan Province, Changde 415000

Abstract: The circulation background and characteristics of meteorological element distribution are analyzed on a wide spread radiation fog that occurred in January 2010 over the Central China area. Observation and simulation of the wide spread radiation fog over Hunan are investigated by using a new generation of high-resolution Weather Research and Forecasting (WRF) Model. The results show that there are two obvious inversion layers occurring in the evolution process of the radiation fog. One is the subsidence inversion formed by the high-altitude systemic northerly airstream, which is located near 700 hPa with the stable atmospheric stratification, and thus low-level water vapor can not be propagated upward, and therefore provides high humidity conditions for the fog formation. The other is the radiation inversion formed from the surface cooling effect of radiation, which is the main factor for the formation and development of this fog. However, for the dissipation of the fog the main cause is the surface heating by solar shortwave radiation after sunrise and heat transportation. In addition, it shows that there are better simulation results by using WRF model when T213 data are used as the initial conditions instead of NCEP reanalysis. The

* 中国气象局 2011 年气象关键技术集成与应用(CMAGJ2011M35)项目资助
2011 年 6 月 1 日收稿； 2011 年 8 月 13 日收修定稿
第一作者：彭双姿，主要从事天气分析及数值模拟分析. Email：114380107@qq.com

overlap zone of the maximum U value below 900 m with large inversion $\geqslant 5$℃ corresponds well with the fog. At the north of the rivers and lakes, moreover after high ridge changed into high rear sector near the surface, the advection fog appears likely due to the effect of water vapor transport by low-level southerly flow. There is a gap of the near-surface layer of elements between the simulation from WRF model and observations, and the assimilation of observation data must be considered in the simulation.

Key words: radiation fog, inversion layer, WRF model

引 言

雾是由于贴地层空气中悬浮的大量水汽凝结物使水平能见度降到 1 km 以内的一种恶劣天气现象[1]。据统计高速公路上因大雾等恶劣天气造成的交通事故,大约占总事故的 25%;国内航班不能正常起降的原因有 78%是大雾造成的。另外被人类活动污染了的城市或工矿区的雾中含有各种酸、碱、盐、胺、苯等重金属微粒以及灰尘和病源微生物,这些物质可伤害树木和农作物,被吸入人体后可危害人体健康。大雾还是输电网络的破坏者,易使输电设备绝缘性能下降,导致短路和跳闸,造成大面积停电。雾对农业生产也会产生危害,缺乏光照,会影响农作物的生长和引发病虫害。因此,雾的研究对促进社会经济良性发展和人民生活有重要的意义,越来越得到重视。

在常规天气预报业务中,由于雾难以预报准确,预报员比较注重总结预报经验[2-8]。对于辐射雾的数值模拟研究,国内进行了大量实验,并取得不少的成果:周斌斌等[9]通过模拟实验认为辐射雾顶是长波辐射冷却的极大值区;众多研究者[10-21]从不同的角度建立雾模式,基本上较好地模拟出雾的形成和发展特点。王继志等[22]对北京及周边地区的能见度和雾特征及其演变进行了研究,认为能见度变化有显著的季节差异;徐怀刚等[23]认为在雾的发生发展过程中,边界层温度层结由雾前的逆温层变为雾区内的近中性层结。雾的发展过程具有明显的局地性特征,不同性质、不同地区雾的结构、发生发展过程和时间分布各具特点,为了研究华中辐射雾特征,本文根据 2010 年 1 月 16—19 日常规气象资料分析这次大雾环流背景特征,并采用 NCEP 再分析资料,将 T213 资料作为初始场,用 WRF 中尺度模式对大雾生消过程进行模拟,揭示本次大雾的一些重要特征,为湖南辐射雾模拟和预报总结积累经验。

1 大雾观测及环流背景分析

1.1 观测事实

2010 年 1 月 16 日夜间至 19 日华中、华南出现大范围移动性大雾天气过程。这次大雾过程于 16 日凌晨首先在四川产生,之后迅速扩展到整个华中地区。17 和 18 日为华中大雾发展最强时段,四川、湖北、湖南、江西等地大雾弥漫,雾区大部分地区能见度小于 500 m,部分地区小于 50 m,局部能见度不足 10 m。随着西南气流的发展、高压主体东移,19 日主要影响江西、福建、广东等省,湖南、湖北大雾明显减弱,除局地大雾维持外,雾区范围明显东移。20 日随着低空暖湿气流强烈发展及新的冷空气影响,大范围大雾天气趋于结束。

1.2 环流背景

从此次大雾过程(1 月 16—20 日)的 5 天平均环流形势场可以看到,在 500 hPa 高度场(图略)上,我国中东部地区上空为高压脊控制,自华北平原伸向华南地区。华中位于南—北向的脊区,盛行西北偏西气流。云贵高原则为南支槽前西南暖湿气流控制。在热带海洋地区,太平洋副热带高压西伸至印度半岛,台湾的西部,脊线位于 17°N 附近。在低层 850 hPa 上,华中地区处于大陆高压的西部,并有暖脊配合。低层暖平流的存在不但有利于地面弱冷气团变性减弱,使系统内风速减小,而且也有利于低层深厚逆温层的形成。雾通常发生在近地层,它的形成与地面天气形势有更为密切的关系。从图 1 上看到,华中以北地区为一庞大的变性冷高压区,湖南、江西一带处在地面高压的底部,随着高压主体东移南落,逐渐转为大陆高压西侧,大雾发生区随高压主体东移影响华中和华南。一方面,高压控制下的晴空区有利于地表在夜间辐射冷却,为辐射雾的形成提供必要的触发条件;同时地面变性冷高压的西侧、

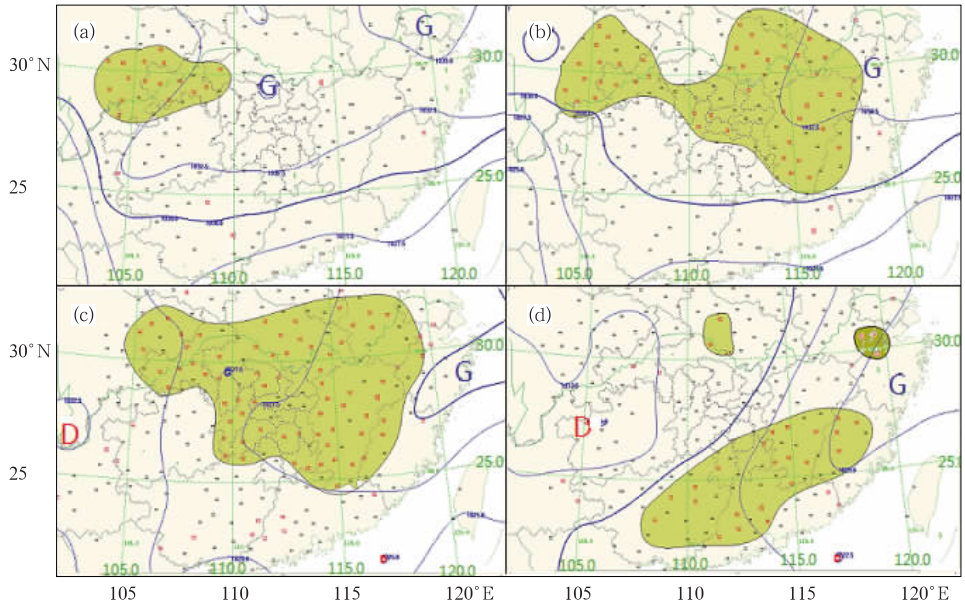


图 1　2010 年 1 月 16 日(a)、17 日(b)、18 日(c)和 19 日(d)08 时地面气压及雾区移动
(黄色区域为大雾区)

Fig. 1　The surface pressure situation and movement of the fog at 08:00 BT of (a) 16, (b) 17, (c) 18, and (d) 19 January 2010
(Yellow area indicates heavy fog)

南侧多为弱偏南或偏东风,潮湿的空气有利于饱和水汽条件的形成。因此地面变性大陆高压的预报对移动性大雾落区有指示意义。另外,观测事实还表明,本次大雾过程还存在显著的日变化,午夜至上午 10 时,大雾发展加强;而中午前后至傍晚,由于气温升高,大雾明显减弱消散,部分转为轻雾。

1.3　层结结构

在这次大雾期间,边界层结构比较复杂,具有两层逆温的变化特点。利用 NCEP 再分析资料制作垂直剖面图(图 2),高层逆温位于在 850 至 700 hPa 高度之间,在大雾生成和维持期间,始终悬在大雾顶部以上,在整场雾的过程中没有贴地,因此该逆温层的存在对大雾的生成没有直接作用,它的作用在于使稳定的层结维持,雾能长时间存在;该逆温层日变化不大,其形成与辐射降温相关性小,是由于高空的空气在偏北气流作用下下沉、压缩,导致内能增加升温造成的[16,20]。在 925 hPa 以下为近地面逆温层,具有明显的日变化特点。夜间随着地面辐射降温,该逆温层开始形成,在 02—08 时达到最强;白天随着地面气温升高,该逆温层逐渐离开地面,减弱消失。因此该逆温层是由于地面辐射降温引起。根据湖南省内 18 日 08 时高空站探空曲线上温湿变化特点可以看出(图略),在 850～700 hPa 高度之间有逆温层存在,在高层逆温层下有一个贴地逆温层。由图 2 可见,在大雾发展和维持期间,湖南(24°～31°N、108°～116°E)上空为高湿度区。700 hPa 以下为相对湿度 60%～70%的高值区,在 750 hPa 附近迅速降低至 10%左右,形成高层湿度拐点。这是由于高空系统性偏北气流下沉造成的。从图 3 中可以看出,随着高空西北气流之南压,露点温度之锋区由 15 日 500 hPa 附近降至 17 日 700 hPa 附近,700 hPa 以下形成下沉逆温层,相对湿度梯度大值区随之下降至该逆温层下。在近地层还有一个和辐射逆温对应的湿度拐点。夜间晴空使地面辐射较强,形成近地层辐射逆温,该逆温层形成一个像盖子一样的稳定的层结,使近地面水汽不能上传,加上辐射降温使近地层空气很快达到饱和,在弱的扰动作用下,饱和空气在近地逆温层以下迅速发展,形成大雾。而逆温层内由于气温较高,空气不容易达到饱和,而成为雾之顶部以上的相对干区(RH 为 60%～70%)。徐怀刚等[23]认为在大雾过程中,整个雾层内相对湿度达到饱和状态,相对湿度廓线转变为不饱和状态的拐点就是雾的顶部的高度,雾层厚度和湿度层结曲线有很好的对应关系。本次过程位于 700 hPa附近的湿度拐点是从不饱和状态(70%)变

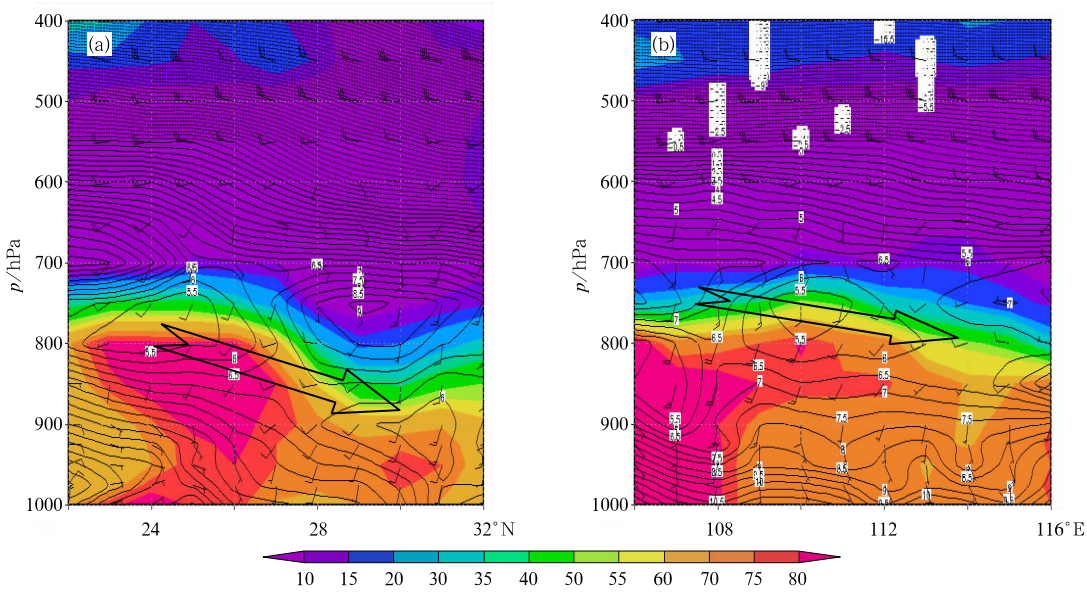


图 2 2010 年 1 月 18 日 08 时温度(黑色实线)、湿度层(色斑)及水平风剖面图
(a)沿 112°E 经向剖面,(b)沿 26°N 纬向剖面
(黑色空心箭头为两逆温层之间的降温或中性层)

Fig. 2 Cross sections of temperature (black solid), moisture layer (shaded) and horizontal wind at 08:00 BT 18 January 2010 along 112°E (a) and along 26°N (b)
(The hollow black arrows indicate the cool or neutral layer between the two inversion layers)

为更干区,因此不是大雾顶点位置。低层辐射逆温下,对应的相对湿度拐点,离地面大约 200～300 m(探空站资料),雾的顶部应该位于该处。从图 2b 可看到沿着 26°N 弱西南气流,有水汽向雾区输送,使对流层中低层维持高湿高温,满足在近地面凝结成大雾所需要的水汽。18 日白天,随着地面升温,辐射逆温层离开地面,近地层相对湿度迅速下降到 70%以下,湖南省大雾减弱并逐渐消散。

从 1 月 14 日 20 时至 19 日 20 时郴州探空资料时间剖面图分析看(图 3),15—16 日随着高空偏北气流增强,露点锋(垂直方向 $T-T_d$ 梯度密集区)从 500 hPa 附近下降至 700 hPa 以下,下沉气流在 700 hPa 附近形成下沉逆温层,像盖子一样阻止了动量和热量的上下交换,使得低空维持高温、高湿状态。17—18 日,边界层至 700 hPa 为西南或偏南风,风速 1～4 m·s^{-1},这种一致的西南风给雾区上空输送一定的水汽,为大雾产生提供高湿环境条件。在 17 日夜间辐射雾的形成和持续阶段,近地面水平风速很小,微风扰动使饱和层扩散到一定高度,在近地面形成一定强度的大雾。18 日 14 时,随着地面增温,近地面空气上升较快,逆温层抬升减弱,湖南省大雾减弱消散。18 日下午开始,随着地面高压主体和高空槽东移,湖南上空 700 hPa 及以下转为 12～16 m·s^{-1}的西南气流,低空暖平流输送使高层逆温加强,中低空继续维持高湿暖空气,但是由于中低层西南风速加大,低空扰动加大,加大了低层水汽和能量的交换,造成混合层增厚,18 日夜间湖南省内地面辐射形成的逆温层明显减弱,湖南省形成以阴天

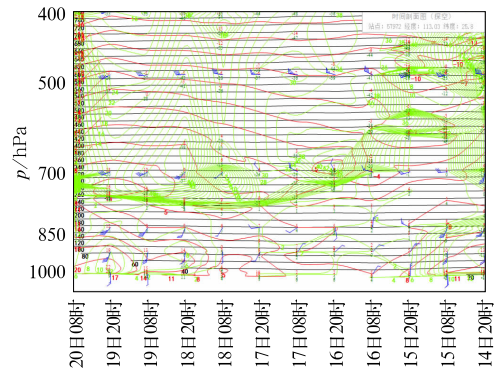


图 3 2010 年 1 月 14 日 20 时至 20 日 08 时 57972(郴州站)探空资料时间剖面图
(红色实线是 T,绿色实线是 $T-T_d$)

Fig. 3 The pressure-time profiles of sounding data at Chenzhou Station (57972) from 20:00 BT 14 to 08:00 BT 20 January 2010
(The red solid line represents T, and green for $T-T_d$)

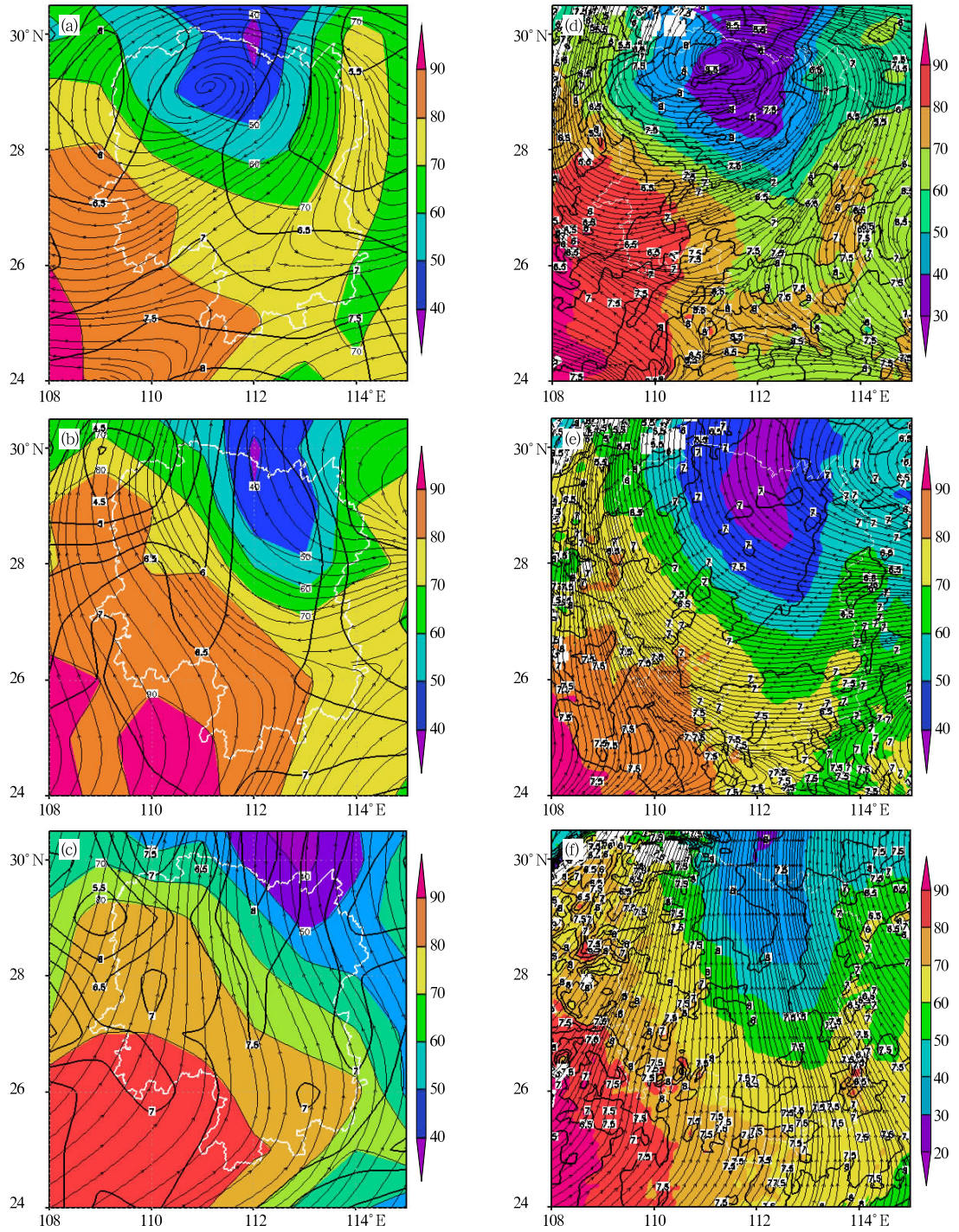


图 4　2010 年 1 月 18 日 02 时(a,d)、08 时(b,e)、14 时(c,f)NECP 再分析资料(左列)与 WRF 模拟(右列)温度、湿度、流场资料对比分析

(色斑代表 850 hPa 相对湿度,黑色粗实线代表 850 hPa 温度场,流线代表风场)

Fig. 4　The comparisons of temperature, humidity and flow of 850 hPa between NCEP reanalysis (left panel) and WRF simulation (right panel) at 02:00 BT (a,d), 08:00 BT (b,e) and 14:00 BT (c,f) 18 January 2010

(Shadow area indicates relative humidity for 850 hPa, black thicked line for temperature field for 850 hPa, stream line for wind field)

和轻雾为主的天气。同时低空西南气流对水汽的平流输送使雾区随地面高压而东移、南压。可见高空西北气流形成的下沉逆温为此次辐射雾提供稳定的大气层结，低空弱西南气流给大雾区上空输送一定的水汽，地面弱扰动使饱和层发展到一定高度，是大雾形成不可缺少的动力条件；在低空高湿环境和高层下沉逆温同时存在时，西南气流加大导致近地面扰动加大，近地辐射逆温被破坏，难以形成大雾天气，成为本次大雾结束的重要因素之一。

2 大雾数值模拟分析

本文利用中尺度数值预报 WRF(Weather Research and Forecast)模式对本次大范围大雾进行了模拟。设计了两组试验方案，分别采用了 NCEP 再分析资料和 T213 资料作为初始场，每 6 小时更新一次边界。模式采用了两层嵌套，粗网格 120×120 个格点，格距 27 km，细网格 121×121 个格点，格距 9 km，两层网格中心经纬度均为(27.5°N、111.5°E)。模式启动时间为 2010 年 1 月 17 日 20 时，积分步长分别取 90 和 30 s，每小时输出一次结果。模式微物理过程中水汽方案选择 Kessler 暖云方案，积云参数化方案采用 Grell-Devenyi 集合方案，边界层方案采用 YSU 方案，考虑到辐射对大雾的形成的重要作用，所以采用了云辐射方案。为了达到更好的模拟效果，反映大雾过程大气低层的物理量场状况，在垂直方向设计了 41 层，主要加密了对近地面层的分析。

由于此次大范围大雾发生主要时段在 17 日夜间至 18 日凌晨，模拟时间段为 2010 年 1 月 17 日 20 时至 19 日 08 时共 36 小时。由于初始条件对大雾模拟有非常重要的作用[9]，为提高模式背景场的质量，模式试验中还利用 WRF3DVAR 对地面和高空常规观测资料同化。

将数值模式计算结果与 NCEP 再分析资料比较，以湖南区域(24°～31°N、108°～116°E)为例。2010 年 1 月 17—18 日中低层温度、湿度及风场模拟与 Ncep 资料对比如图 4 所示。由于在该区域上空探空资料较少，用 NECP 再分析资料代替实况。由于南岭山脉海拔高度在 1000～1500 m，接近 850 hPa 高度，模拟的 850 hPa 风场受到地形风影响较大，因此风场资料使用的是 700 hPa 同时次资料。从图上可以看出，环流与湿度的预报结果，由于受地形影响，模拟结果的等值线不平滑，温度场还出现了若干个冷暖中心。总体来说，模拟结果得到的湿度、温度、风场数值和分布与实况非常相近，模拟性能较好，具有一定的可信度。地面海平面气压场预报和实况基本一致(图略)，说明地面气压预报效果很好。

由于大雾主要出现在近地面层，影响辐射雾形成和消散的逆温层也出现在近地面层。为更一步详细分析近地面大气层结，本文还利用 T213 资料作为初始和边界条件，将 WRF 模拟得到的 900 m 以下大气最大逆温、近地层相对湿度制作时间变化图(图 5)。从图上可见，18 日 02、07 和 08 时近地面相对湿度大于 95%的地区大部分为雾或浓雾区，部分为阴天(有轻雾)，雾区对应的大湿度区与阴天所对应的大湿度区比较，可发现低层最大逆温幅度大于 5℃基本为雾或浓雾区；18 日 08 时湖北南部与湖南北部交界处的大湿度区所对应的近地层最大逆温达 10℃左右，至 18 日 14 时，近地面最大逆温还有 5℃以上区域，相对湿度也维持在 95%以上。实况是湖北南部辐射雾一直维持至 18 日 14 时还没有消散，也说明近地层相对湿度大值区(≥95%)与低层最大逆温幅度(≥5℃)重叠区对辐射雾预报有一定指示意义。

在湖北南部由于河流较多，水汽条件丰沛，因此 17、18 和 19 日出现连续性大雾天气，特别是 18 日白天，尽管气温有所上升，大雾并没有完全消散。用 T213 资料模拟出低层云水含量，制作荆州(30.5°N、112°E)、汉寿(29°N、112°E)气象站附近 17 日 20 时至 19 日 08 时的低层云水含量(单位：$g \cdot kg^{-1}$)、温度(单位：℃)、温度露点差(单位：℃)、*UV* 风时空剖面图(图 6)。

周梅等[19]认为雾在－15～0℃时液态水含量范围为 0.05～0.5 $g \cdot kg^{-1}$，因此认为云水含量大于 0.05 $g \cdot kg^{-1}$ 为该地的大雾顶位置。从模拟结果看 17 日 20 时开始近地面云水含量大于 0.2 $g \cdot kg^{-1}$，云水含量中心位于地面，强度低，说明荆州本站有雾；18 日 02 时以后云水含量迅速加大，并向高空发展，但最大中心仍位于地面，说明该地雾加强；18 日 08—10 时雾顶部发展到 250 m 附近，云水含量高值中心离开地面，低层云水含量中心达到 0.9 $g \cdot kg^{-1}$，10 时以后低层云水含量下降，但仍维持在 0.3 $g \cdot kg^{-1}$ 以上，说明该地大雾减弱，但大雾仍然维持，20 时以后低层云水再次加大，雾顶部向上发展，说明该地区近地面水汽含量加大，有水汽平流输送，辐射雾转为平流雾。对比汉寿站资料可发现，18 日

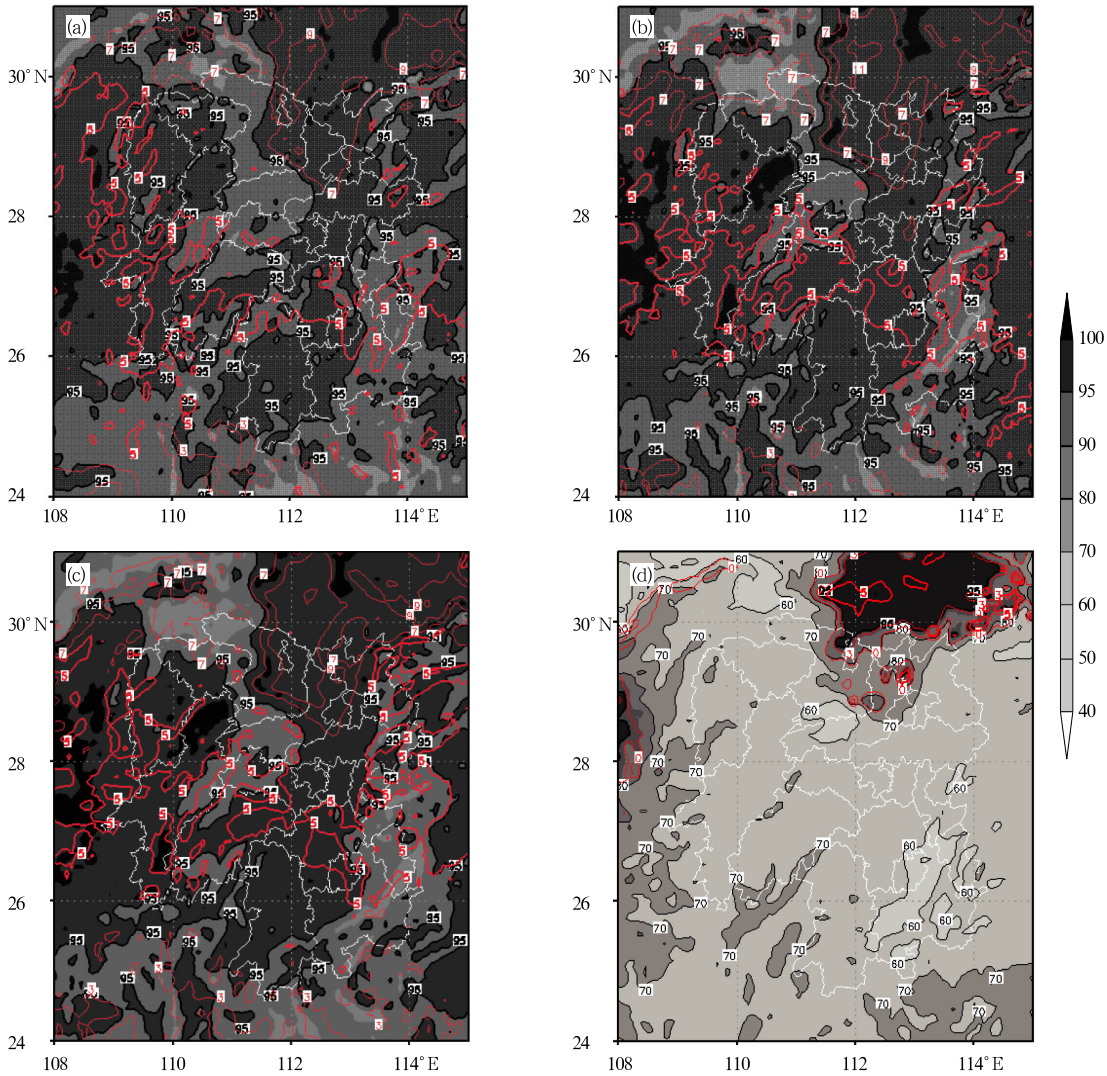


图 5　WRF 模拟 2010 年 1 月 18 日 02(a)，07(b)，08(c)和 14(d)时近地面相对湿度及 900 m 以下最大逆温幅度

（色斑为相对湿度，黑色粗线为 95%，红色实线为地面至 900 m 最大逆温等值线，红色粗线为 5℃等值线）

Fig. 5　The near-surface relative humidity and maximum rate of inversion below 900 m from WRF model at (a) 02:00 BT, (b) 07:00 BT, (c) 08:00 BT, and (d) 14:00 BT 18 January 2010

(Shadow area indicates relative humidity, red line is contour of maximum inversion from ground to 900 m, red thicked line is contour for 5℃, black thicked line denotes 95% relative humidity)

20 时以后，湖南北部南风明显加强。湖南北部与湖北交界处，沅水、澧水及长江东西向蜿蜒而过，正是这支近地面南风将河流上空的水汽输送至湖北南部，造成该区平流雾天气。可见 WRF 模式对于辐射雾云水含量具有一定的模拟能力。由于水汽辐合，近地面水汽饱和区可以向上发展到更高的高度，因此平流雾雾顶较辐射雾高。大型水体北侧地区在辐射雾形成后需警惕随之而来的平流雾天气预报。同一次过程的湖南南部、江西西部等地，大部分没有出现全天连续性大雾，云水含量模拟结果不是很理想。

同时为了改进数值模拟预报大雾的能力，对本次大雾生成、发展及消亡做了几组敏感试验，试验 A 采用不同的水平、垂直分辨率，结果表明加大模式水平分辨率，模式模拟改进效果不明显，但是增加模式垂直分辨率，模式模拟效果得到明显改进。试验 B 去掉辐射项中的长波和短波辐射后，夜间地面缓慢冷却，并通过湍流逐渐影响近地面大气。由于温度下降缓慢，近地面层增湿不明显，没有大雾生成；白天由于没有得到太阳短波辐射，地面继续降温，通过

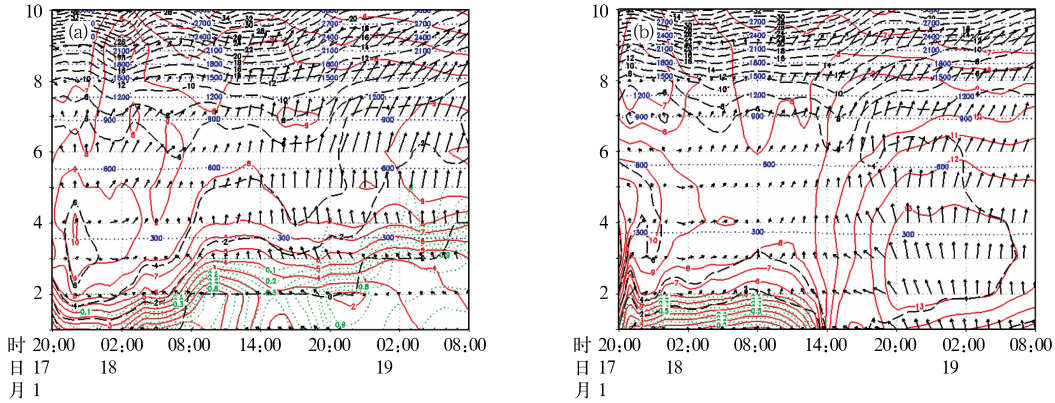


图 6 2010 年 1 月 17 日 20 时至 19 日 08 时荆州(a)、汉寿(b)3000 m 以下云水含量、$T-T_d$、温度、UV 风时间高度剖面图

[垂直方向为 σ 坐标,实线为温度曲线,长划线为 $T-T_d$ 曲线,虚线为云水含量,水平虚线为离地高度(单位:m),矢量箭头代表 UV 风]

Fig. 6 The time-height profiles of cloud water content, $T-T_d$, T and UV wind below 3000 m at (a) Jingzhou Station (30.5°N, 112°E) and (b) Hanshou Station (29°N, 112°E) from 20:00 BT 17 to 08:00 BT 19 January 2010

(vertical coordinates for the σ, solid line indicates temperature, the dashed line for $T-T_d$, dotted line for cloud water content, level dashed lines are hight from ground (unit: m), arrows represent UV wind)

湍流扰动使近地层大气继续降温,相对湿度因为气温下降而加大。因此长波辐射冷却是辐射雾形成和发展的最重要的因素,而日出后的太阳短波辐射加热和湍流输送热量是辐射雾消散的主要原因。在本次辐射雾模拟中分别利用 T213 资料和 NCEP 再分析资料作为初始场做模拟实验,分析发现:在辐射雾期间,由 NCEP 资料提供给的 WRF 模式的初始和边界条件,高空要素和实况比较接近,在近地面层,特别是 975～1000 hPa,NCEP 资料提供的温度较实况明显偏高,湿度较实况明显偏低,和 T213 数值产品比较也是这样。模拟大雾区近地面相对湿度湖南为 85%～90%,和 18 日 08 时 NECP 再分析资料 1000～975 hPa 相对湿度很接近(图略),较 T213 资料模拟结果和实况均略低,大于 90%的相对湿度区较实况雾区面积小,较以往研究成果明显偏低(1000 hPa 相对湿度大于 95%)。宋静等[24]用 WRF 模拟南京地区 2 m 温度发现,多种不同下垫面模式模拟的 2 m 气温均高于实测温度。本次用 NCEP 资料模拟大雾过程中,湖南省内 2 m 气温较实况偏高约 1～2℃。这可能是造成采用该资料进行模拟时近地面相对湿度模拟略低的一个重要原因。通过实况对比将温度订正后,相对湿度＞90%的区域明显加大(山区除外)。利用 T213 资料作为模式的初始场和边界条件,在近地面要素模拟方面更接近实况。

3 结论和讨论

利用 WRF 模式对 2010 年 1 月 17—18 日湖南及周边地区一次大范围辐射雾过程进行观测和数值模拟分析。模拟结果诊断分析发现:

(1) 在华中地区 700 hPa 以上整层大气中下沉运动主导下,大范围的下沉辐散运动有利于中低层大气增温,与近地层的夜间辐射降温相配合,有利于形成两层逆温,而逆温层的存在对大雾层较长时间维持起着重要作用。

(2) 湖南及周围地区大雾出现前,大气层结相对稳定,而且有充足的水汽条件。地面和大气的长波辐射冷却是最主要的降温因子,夜间地面辐射降温,水汽达到饱和凝结成雾。空气湿度大和长波辐射降温是这次大雾过程的主要原因。双层逆温的存在和充沛的水汽是大雾生成的重要条件。

(3) 太阳短波辐射使得地面温度升高,长波辐射和湍流输送将热量传给大气,是导致大雾白天减弱消散的主要原因;次日南风加大,近地面湍流输送加强,近地层水汽和能量向上传递,不能达到饱和,是导致湖南次日不能形成大雾的重要原因。

(4) WRF 中尺度模式对本次大雾过程进行了较好的模拟,近地面气压、温度、湿度和风等要素具有一定的可信度。

(5) 利用 T213 资料模拟得近地面 U 大值区(≥95%)与近地层最大逆温大值区(≥5℃)重叠区与雾区吻合较好,对辐射雾预报有一定指导作用。由于水体南侧及其上空近地面南风加强,造成其北侧近地面水汽辐合,水汽饱和区向上发展,形成平流雾天气。因此需警惕该区域辐射雾转平流雾的连续性大雾。

参考文献

[1] 中国气象局. 地面气象观测规范[M]. 北京:气象出版社,2003:21-27.

[2] 江玉华,王强,王正兴,等. 一次平流辐射雾的边界层特征及雾水离子组分研究[J]. 气象,2009,35(2):18-28.

[3] 王玮,黄玉芳,孙建玲. 2008 年 11 月初大雾过程边界问题分析[J]. 气象,2009,35(11):117-122.

[4] 陈连友,李月英,曹秀芝,等. 秦皇岛地区雾天气气候特征及预报[J]. 气象,2009,35(12):126-132.

[5] 吴彬贵,解以扬,吴丹朱,等. 京津塘高速公路秋冬雾气象要素与环流特征[J]. 气象,2010,36(6):21-28.

[6] 赵瑞金,李江波. 一次华北平原大雾天气 CINRAD/SA 雷达超折射回波的射线追踪分析[J]. 气象,2010,36(2):62-69.

[7] 周贺玲,李丽平,乐章燕,等. 河北省雾的气候特征及趋势研究[J]. 气象,2011,37(4):462-467.

[8] 王婷,潘蔚娟,谌志刚,等. 珠江口持续性雾生消的环流特征和成因分析[J]. 气象,2010,36(6):13-20.

[9] 周斌斌. 辐射雾的数值模拟[J]. 气象学报,1987,45(1):21-29.

[10] 钱敏伟. 长江上空辐射雾的数值模拟[J]. 大气科学,1990,14(4):483-489.

[11] 张利民. 重庆雾的二维非定常数值模拟[J]. 大气科学,1993,17(6):750-758.

[12] 尹球,许绍祖. 辐射雾生消的数值研究Ⅰ—数值模式[J]. 气象学报,1993,51(3):315-359.

[13] 尹球,许绍祖. 辐射雾生消的数值研究Ⅱ—生消机制[J]. 气象学报,1994,52(1):60-66.

[14] 樊琦,吴兑,范绍佳,等. 广州地区冬季一次大雾的三维数值模拟研究[J]. 中山大学学报(自然科学版),2003,42(1):84-86.

[15] 樊琦,王安宇,范绍佳,等. 珠江三角洲地区一次辐射雾的数值模拟研究[J]. 气象科学,2004,24(1):1-8.

[16] 傅刚,王菁茜,张美根,等. 一次黄海海雾事件的观测与数值模拟研究——以 2004 年 4 月 11 日为例[J]. 中国海洋大学学报,2004,34(5):720-726.

[17] 石红艳,王洪芳,齐琳琳,等. 长江中下游地区一次辐射雾的数值模拟[J]. 解放军理工大学学报(自然科学版),2005,6(4):404-408.

[18] 董剑希. 雾的数值模拟研究及其综合观测[D]. 南京:南京信息工程大学,2005.

[19] 周梅,银燕,王巍巍. 2006 年 12 月 24—27 日大范围大雾过程数值模拟[J]. 应用气象学报,2008,19(5):602-610.

[20] 史月琴,邓雪娇,胡志晋,等. 一次山地浓雾的三维数值研究[J]. 热带气象学报,2006,22(4):352-359.

[21] 封洋,张国正,朱彬,等. 一次罕见的辐射－平流雾研究(Ⅱ)——雾水化学性质分析[J]. 气象科学,2009,29(1):17-24.

[22] 王继志,徐祥德,杨元琴. 北京城市能见度及雾特征分析[J]. 应用气象学报,2002,13(特刊):160-168.

[23] 徐怀刚,邓北胜,周小刚,等. 雾对城市边界层和城市环境的影响[J]. 应用气象学报,2002,13(特刊):170-176.

[24] 宋静,汤剑平,孙鉴泞,等. 南京地区城市冠层效应的模拟试验研究[J]. 南京大学学报(自然科学版),2009,45(6):779-789.