

利用尺度自适应大气边界层湍流参数化方案对一次陆地浓雾的数值模拟研究*

乔岨^{1 2} 彭新东^{*2 3}

1. 复旦大学大气与海洋科学系, 上海

2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京

3. 中国气象局地球系统数值预报中心, 北京

提 要: 为提高大气数值模式的模拟能力, 改进大气边界层水汽、热量湍流输送计算和大雾天气的模拟效果, 本文选用 WRF 三维非静力模式, 采用具有局地和非局地垂直湍流尺度自适应计算能力的 MYNN_SA 参数化方案, 对 2017 年 12 月 28—29 日中国大陆华北-江淮地区的大范围浓雾过程进行了数值模拟研究, 探讨从中尺度到灰区尺度分辨率范围模式的尺度自适应大气边界层湍流参数化方案对稳定大气边界层发展、湍流输送和大雾模拟的影响。利用中国地面气象站观测资料和 ERA5 再分析数据, 在接近灰区尺度的网格分辨率上, 利用尺度自适应大气边界层湍流 MYNN_SA 参数化方案, 较中尺度参数化 MYNN 方案, 可明显改善次网格湍流输送计算、以及陆地浓雾的强度、空间分布和时间演变特征, 可更精确地模拟云水混合比、逆温层和雾区的垂直结构。

关键词: 湍流通量, 陆地浓雾, 大气边界层参数化, 尺度自适应

Numerical Simulation of a Dense Land Fog Using a Scale-Aware Atmospheric Boundary Layer Turbulent Parameterization Scheme

QIAO Jue^{1 2} PENG Xindong^{*2 3}

1 Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Fudan University, Shanghai, China

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, China

3 CMA Earth System Modelling and Prediction Centre, Beijing, China

Abstract: This paper aims to improve the numerical modeling of vertical turbulent

*资助项目: 国家自然科学基金项目 (42075151)

第一作者: 乔岨, 主要从事数值模式研究。E-mail: 1300197838@qq.com

通讯作者: 彭新东, 主要从事数值模式研究。E-mail: pengxd@cma.gov.cn

transport of water vapor and sensible heat in atmospheric boundary layer and also the simulation of fog, the three-dimensional non-hydrostatic WRF model, with the help of a scale-aware MYNN_SA scheme of both local and non-local turbulences, was used to simulate a dense foggy weather process in a broad region from Northern China to Yangtz-Huai river during 28 and 29 December 1997. Impacts of the scale-aware boundary-layer turbulent scheme on the development of stable boundary layer, turbulent transport and the simulation of fog are focused in a model resolution from meso-scale to large eddy. Compared with the surface observations in China and the ERA5 data, the scale-aware MYNN_SA scheme improved the results of sub-grid-scale turbulent mixing when model resolution closes to the gray-zone scale, which shows better fog intensity, spatial and temporal variation of the dense fog in comparison with the original MYNN scheme. Detailed vertical structures of the fog, liquid cloud water and temperature inversion are well simulated by using the scale-aware MYNN_SA scheme.

Key words: Turbulent flux, land fog, atmospheric boundary layer parameterization scheme, scale aware

引言

雾作为一种常见灾害性天气现象，对交通运输、航空航天、能源、国防等国计民生行业有重大影响，同时由于陆地雾和霾往往同时出现，对国民健康危害极大，日益受到广泛关注。雾的发生、发展和消散过程受辐射、平流、水汽条件等各种热力、动力及物理过程影响，形成过程复杂，加上模式物理过程参数化的不确定性较大(傅刚等, 2004; 黄翊和彭新东, 2017)，雾的发生、发展和强度预报准确率还不能满足人民生活需要(彭双姿等, 2012; 许敏等, 2022)，其定量数值模拟和预报能力的提高受到学术界的关注。

早在 20 世纪 60 年代，Zdunkowski and Nielsen (1969) 率先利用一个简单的近地层一维气温预报模式开展辐射雾的数值预报，Brown and Roach (1976) 改进一维模式物理过程基础上，指出湍流扩散对深厚雾的发展和早期预报的重要性。Bergot and Guedalia (1994) 利用包含一维稳定大气边界层方案的三维有限区域模式对辐射雾模拟进行了敏感性试验，指出在弱局地大气冷却效应情况下，深夜和凌晨雾预报的困难性。Van Der Velde et al (2010) 通过利用两个具有高垂直分辨率的三维模式和两个单柱模式对一次强辐射雾过程的研究发现，浓雾形成和厚度的模拟对模式动力和垂直分辨率敏感，详细的大气边界层湍流参数化非常重要。在国内，雾的成因分析、三维数值模拟研究以及数值预报业务也在不断发展(黄建平等, 2000; 包云轩等, 2013; 郭丽君和郭学良, 2016)。选用大涡模拟数据优化湍流扩散计算的 Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN) 大气边界层参数化方案，Li et al (2012) 用三维 WRF 模式对一次黄海海雾过程进行模拟，证明 MYNN 方案可以较好模拟该海雾过程的主要特点和低空急流形成，风垂直切变相关的动力生成项促进垂直湍流发展和雾的形成。陆雪等

(2014) 在对比不同大气边界层方案基础上, 发现 MYNN 大气边界层方案能更好地维持雾区稳定大气边界层湍流强度, 可较好模拟大气边界层高度的发展。另一方面, 王益柏等(2014) 与黄政等(2016) 对陆地大雾的三维模拟结果显示, 液态水含量与水汽相对湿度的协调诊断可提高大雾预报能力, 表明微物理过程在雾模拟中的重要性。

尽管 MYNN 大气边界层参数化方案在雾的模拟中具有较好的表现, 但学者们通过与大气边界层梯度观测的对比, 发现其在我国大陆不同下垫面大气边界层模拟中的缺陷。黄翊和彭新东(2017) 基于铁塔梯度观测的通量诊断对 MYNN 方案湍流长度尺度和湍流扩散系数进行了重新修订, 并增加了湍流热通量的三阶项计算, 改善了大陆和海洋雾的模拟效果。另一方面, 随着模式向高分辨率发展, 模式次网格物理过程参数化对象发生了变化, 特别是网格尺度落入“灰区尺度”时, 部分次网格物理过程可以被网格尺度解析, 原有中尺度模式的次网格物理过程的参数化方案不再适用, 因此开发尺度自适应的次网格物理过程参数化成为必须。

对于大气边界层湍流混合过程, 千米尺度到百米尺度分辨率的模式已经接近湍流“灰区尺度”, 卢绪兰和彭新东(2021) 在改进的 MYNN 参数化方案(Huang and Peng, 2017) 基础上引入非局地湍流参数化, 并对局地和非局地湍流进行了网格尺度自适应处理, 简称 MYNN_SA 方案, 进一步改进了不同分辨率模式中风速、温度、湿度和湍流通量等在大气边界层内的表达, 提高了 MYNN 湍流参数化方案在不同分辨率网格模式中的应用能力, 尺度自适应 MYNN_SA 方案在灰区尺度分辨率模式中具有更广阔应用前景。

本文选取改进的尺度自适应 MYNN_SA 大气边界层湍流参数化方案, 对 2017 年 12 月 28—29 日中国华北-江淮大范围强浓雾事件进行模拟, 通过与 MYNN 方案对比, 对 MYNN_SA 参数化方案进行检验和评估, 讨论高分辨率有限区域模式对这次浓雾过程的模拟能力和大气边界层特征。

1 资料及处理

本文中模式初始场和边界条件采用欧洲中期天气预报中心第 5 代全球再分析资料(ERA5) 经 WRF 前处理插值得到。ERA5 为逐小时全球等压面经纬度网格全变量资料, 水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 垂直方向 37 层(1000/975/950/925/900/875/850/825/800/775/750/700/650/600/550/500/450/400/350/300/250/225/200/175/150/125/100/70/50/30/20/10/7/5/3/2/1 hPa)。大雾过程分析也采用 ERA5 作为观测实况使用。

地面大气能见度资料来自中国地面站逐小时观测资料, 观测站点原始资料水平范围为 $4.00 \sim 53.52^{\circ} \text{N}$ 、 $73.66 \sim 135.08^{\circ} \text{E}$ 。通过构建线性径向基函数拟合函数, 对站点资料水平插值, 得到 $28 \sim 43^{\circ} \text{N}$ 、 $108 \sim 128^{\circ} \text{E}$ 范围内 1000×1000 个等距网格点资料用于分析。

2 大雾过程简介

2017 年 12 月 28—29 日, 中国华北-江淮地区发生了一次大面积浓雾事件。此次大面积浓雾分布从日本葵花(Himawari) 静止卫星红外云图(图 1) 可观察到, 28 日 21 时(世界时, 下同) 华北到江淮地区北部出现大片低对比度、纹理细腻的灰色雾区, 与周围较为明亮的乳白色高层云对比明显; 到 29 日 00 时(图 1b) 雾区位置较为固定, 形状稳定基本无变化, 而乳白色的云层则明显自西向东移动。

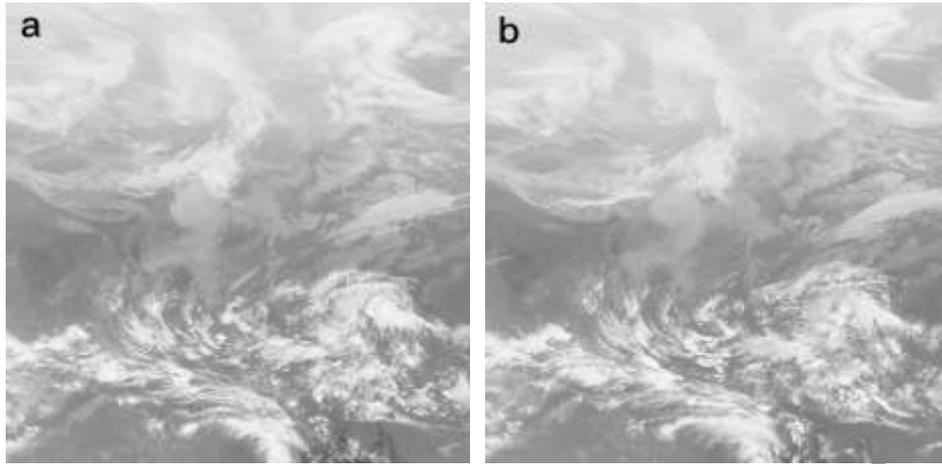


图 1 2017 年 12 月(a) 28 日 21 时、(b) 29 日 00 时日本葵花卫星红外云图

Fig.1 Infrared cloud imageries of Himawari satellite at (a) 21:00 UTC 28, (b) 00:00 UTC 29
December 2017

图 2 给出了 28 日 12 时至 29 日 12 时每 3 h 间隔的中国东部地面大气能见度观测结果。12 月 28 日 12 时，雾区开始在河北东部、山东北部、安徽及江苏南部和浙江北部形成，并于 18 时在河北中东部、山东北部、江苏北部和浙江北部形成 4 个大气能见度小于 100 m 的浓雾中心。在随后的 6 h 内，雾区发展加强，以河北中部和山东北部浓雾区联结，江苏北部雾区发展西扩，浓雾区覆盖苏皖北部区域。到 29 日 00 时大雾发展到最强，浓雾区覆盖了冀、鲁、苏、皖的大片区域，其中苏皖北部的浓雾区面积最大，大气能见度百米以下的区域东西绵延约 350 km，南北延展约 300 km。随后，雾区开始消散缩小，29 日 06 时百米以下大气能见度雾区消失，最低大气能见度恢复到 300 m 以上。因此，本文重点对 29 日 00 时以前大雾发展阶段进行模拟分析，评估大气边界层参数化方案的湍流扩散模拟能力。

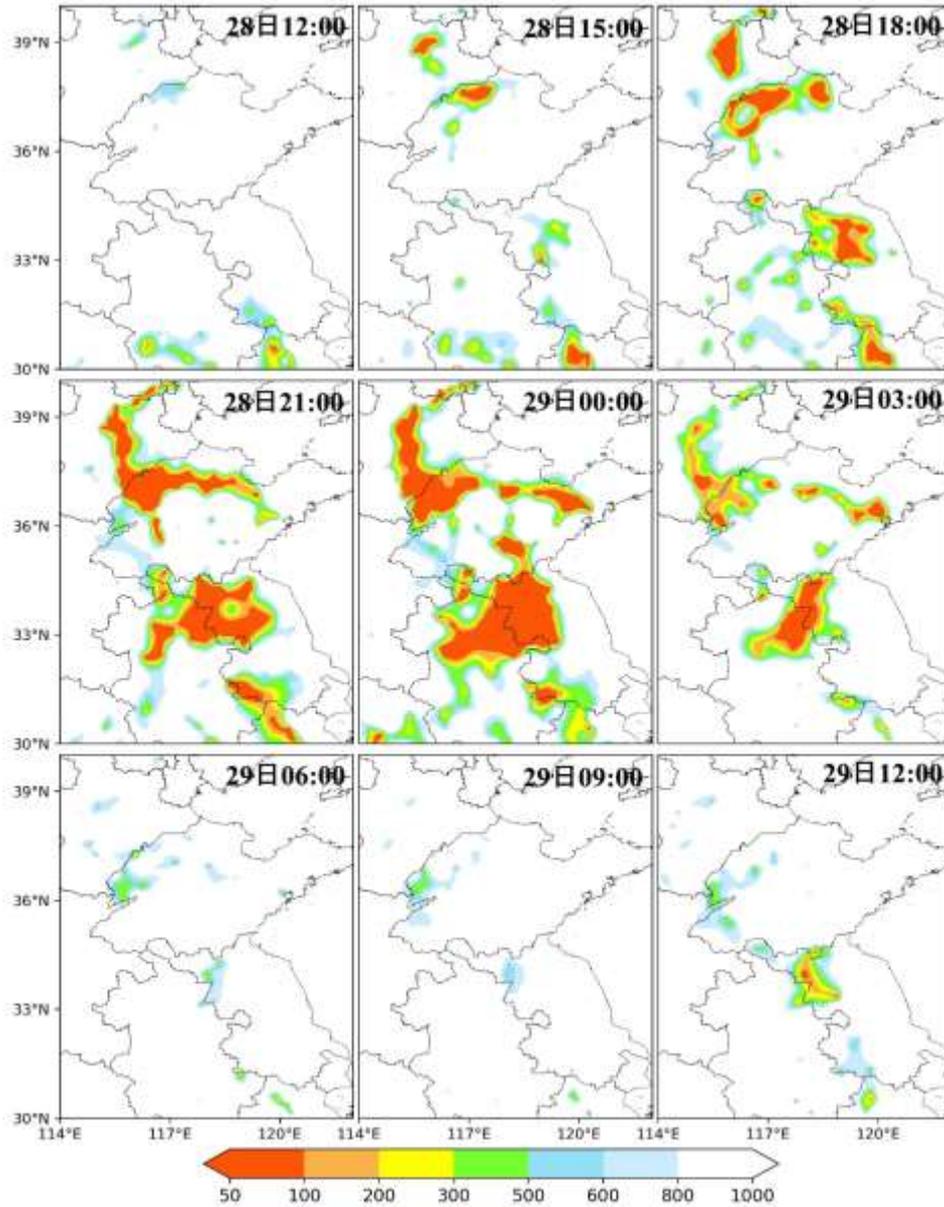


图 2 中国东部大气能见度地面站观测(单位: m)

Fig.2 Observational visibility at surface stations in eastern China (unit: m)

图 3 给出了中国东部 ERA5 的近地面气象环境场分布。从 28 日 12 时(图 3a)开始,中国东部大陆近地面弱风、近地层逆温的稳定层结环境自西北向东南扩展,天津及比邻的河北东南部、山东半岛南部和苏皖等存在大片地面高湿区域($RH \geq 90\%$); 28 日 18 时(图 3b)近地面逆温层已扩展华北-江淮的大片区域,限制了低层的水汽和热量的垂直扩散,高湿区则由东南向西北扩展,高湿区域贯穿从京津到山东半岛、苏皖及其以南区域; 29 日 00 时,近地面逆温层已经向南扩展到苏、皖、鄂北部,山东近地层基本被逆温层覆盖,且在津、冀、鲁、

苏、皖等地有相对湿度超过 90% 的高湿区存在，低层风速较弱，非常有利于近地层凝结和雾的形成、扩展和维持。在冀、皖、苏、鲁区域，雾的发生和消散时间基本一致，受稳定大气边界层条件影响，雾形成于白天，在辐射降温作用下，雾在夜间显著加强，可判定其为辐射雾。此次雾过程影响范围广，覆及多省，持续时间长，强度大，大部分受影响地区的大气能见度低于 200 m，对交通安全具有较大的危害性。

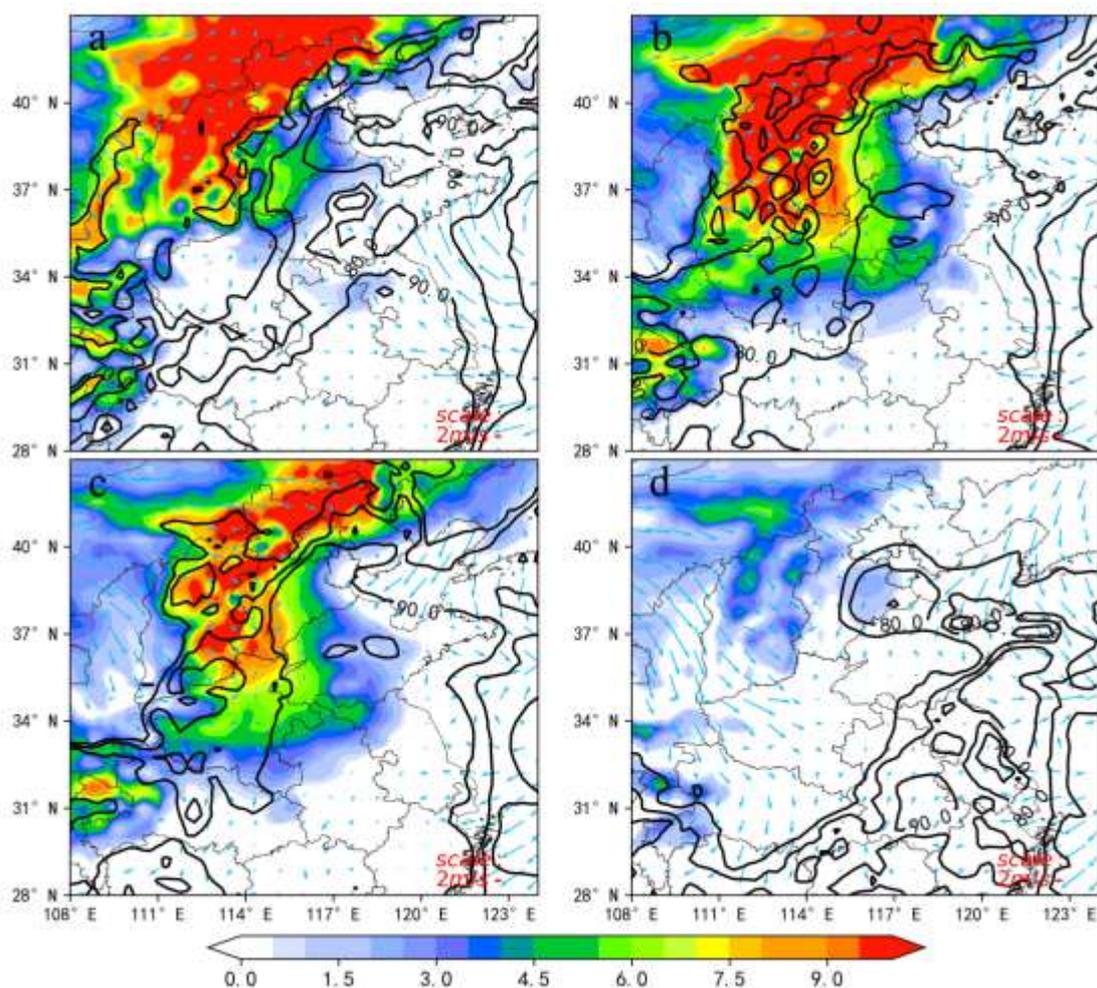


图 3 2017 年 12 月(a)28 日 12 时，(b)28 日 18 时，(c)29 日 00 时，(d)29 日 06 时 ERA5 再分析资料 925 hPa 与地面 2m 的温差(填色，单位：℃)，地面 2m 相对湿度(等值线，单位：%)和地面 10m 风矢量（箭矢）

Fig.3 Temperature difference (shaded, unit: °C) between 925 hPa and 2 m above the ground, relative humidity (contours, unit: %) at 2 m above the ground and surface wind (vector) at 10 m above the ground at (a) 12:00 UTC 28, (b) 18:00 UTC 28, (c) 00:00 UTC 29 and (d) 06:00 UTC 29 Dec 2017.

3 数值模式和试验设计

3.1 中尺度数值模式

本研究采用有限区域非静力 WRF-ARW (V4 版本)模式开展高分辨率数值模拟, 次网格物理过程包括 WDM6 双参数云微物理方案 (Lim and Hong, 2010)、RRTM 长波辐射方案 (Mlawer et al, 1997)、Dudhia 短波辐射方案 (Dudhia, 1989)、Monin-Obukhov 相似近地层参数化 (Fairall et al, 2003) 和改进的 MYNN 大气边界层湍流参数化方案 (Huang and Peng, 2017), 其中微物理过程方案描述 6 种水物质相互转化过程, 辐射方案考虑了水汽吸收、云反射、吸收及散射作用等。本文还采用尺度自适应 MYNN_SA 大气边界层参数化方案(卢绪兰和彭新东, 2021)模拟, 以和无尺度自适应的 MYNN 方案结果进行对比, 评估尺度自适应湍流处理对稳定大气边界层和雾区的模拟效果。陆面过程选择 Noah 方案, 其考虑了陆面结冰与积雪影响, 并为大气边界层方案提供地面感热和潜热通量计算; 关闭了积云对流参数化方案。

3.2 尺度自适应的 MYNN_SA 大气边界层参数化方案

为适应模式分辨率变化的需求, 传统的中尺度模式次网格湍流参数化方案需要进行对网格尺度变化的自适应变化处理。基于湍流混合过程随着网格分辨率的提高, 越来越多被网格显式分辨的事实, 结合湍流大涡模拟的结果(Shin and Hong, 2015; Wei et al, 2022), 可以对湍流扩散系数进行尺度自适应处理。湍流扩散系数由湍流长度尺度 L_Δ 决定, 因此可简单考虑湍流长度尺度的尺度自适应计算来实现:

$$L_\Delta = P_{TKE}(\Delta/z_i)L_{MESO} + [1 - P_{TKE}(\Delta/z_i)]L_{LES} \quad (1)$$

式中: Δ 为网格距, z_i 为大气边界层高度, L_{MESO} 和 L_{LES} 分别代表中尺度模式和大涡模拟的湍流长度尺度, 其计算公式见卢绪兰和彭新东(2021)。 P_{TKE} 为随网格大小变化的系数:

$$P_{TKE} = \frac{(\Delta/z_i)^2 + 0.07(\Delta/z_i)^{2/3}}{(\Delta/z_i)^2 + 0.142(\Delta/z_i)^{2/3} + 0.071} \quad (2)$$

随模式分辨率变化, P_{TKE} 将发生变化, 模式的湍流长度尺度也将变化, 并在 Δ 远小于 z_i 时, 采用大涡模拟的湍流长度尺度, 实现从中尺度到大涡尺度的湍流输送过程计算过渡。

为改善大气边界层逆梯度扩散计算, 在 MYNN_SA 方案中引入 Shin and Hong(2015)的非局地湍流参数化, 直接按网格尺度比例进行尺度自适应计算, 实现非局地水汽和感热湍流的尺度自适应调整, 即:

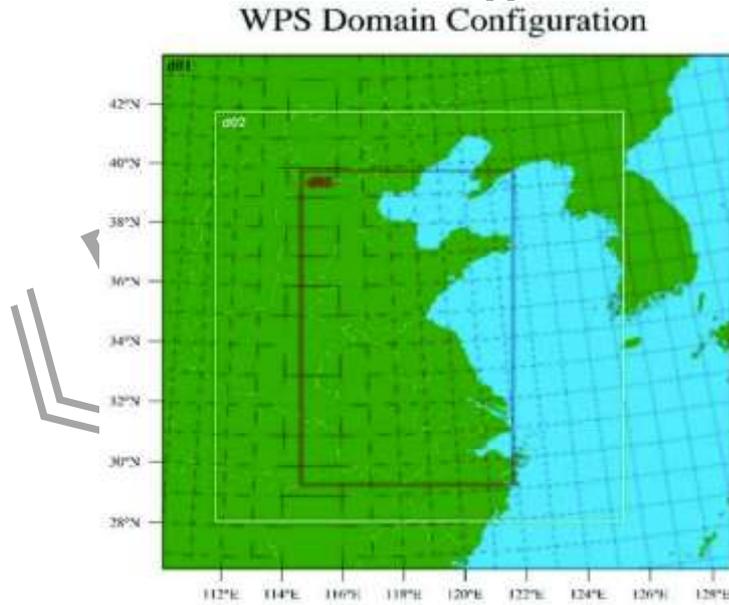
$$\begin{aligned} \langle w'q' \rangle_{\Delta}^{NL} &= \langle w'q' \rangle^{NL} P_{\langle w'q' \rangle}, \\ \langle w'\theta' \rangle_{\Delta}^{NL} &= \langle w'\theta' \rangle^{NL} P_{\langle w'\theta' \rangle}, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} P_{\langle w'q' \rangle}(\Delta/z_i) &= 0.5 \frac{(\Delta/z_i)^2 + 0.03(\Delta/z_i)^{0.25} - 0.308}{(\Delta/z_i)^2 + 0.03(\Delta/z_i)^{0.25} + 0.308} + 0.5, \\ P_{\langle w'\theta' \rangle}(\Delta/z_i) &= 0.243 \frac{(\Delta/z_i)^2 + 0.936(\Delta/z_i)^{7/8} - 1.110}{(\Delta/z_i)^2 + 0.312(\Delta/z_i)^{7/8} - 0.329} + 0.757. \end{aligned} \quad (4)$$

3.3 数值试验设计

本文采用三重单向嵌套模式进行高分辨率模拟试验，模拟区域如图 4 所示，最外层(d01)区域模式的水平分辨率为 4.5 km，嵌套区域(d02 和 d03)分辨率分别为 1.5 km 和 500 m，模式积分时间步长分别为 27 s，9 s 和 3 s。模式层顶设置在 50 hPa，垂直方向分 36 个模式层。所有 3 个区域模式都选用相同的物理过程参数化。

三重嵌套模式的初始场和 d01 区域侧边界条件均由 ERA5 等压面资料插值获得，d02 侧边界条件由 d01 模拟结果提供，d03 侧边界则由 d02 模拟结果插值得到。模式初始场选在 2017 年 12 月 28 日 00 时，模式积分时间 36 h。



注：d01 为母区域，d02、d03 为嵌套区域。

图 4 模式模拟区域设置

Fig.4 Horizontal domains of the nested simulations

4 模拟结果

分别采用中尺度模式 MYNN 大气边界层参数化方案和改进的尺度自适应 MYNN_SA 大气边界层参数化方案，利用 WRF 三重嵌套模式对 2017 年 12 月 28—29 日中国华北-江淮地区的大雾天气过程进行了模拟，以下进一步对这次陆地浓雾过程的模拟结果进行诊断和分析。为了直观表达浓雾模拟结果，首先给出大气能见度诊断结果，并对尺度自适应 MYNN_SA 方案性能进行评估。

4.1 大气能见度诊断和分析

雾是接地层的大气水汽凝结现象，与云有相同的生成过程。当近地层水汽饱和，凝结发生，产生大量液态水滴，悬浮在低层大气中，导致大气能见度低，因此模式云水混合比可以直接反映大雾生消过程(曹祥村等，2009；程相坤等，2013；黄翊和彭新东，2017)，由于缺少云水混合比的观测资料，在模拟结果评估时缺少对比手段。地面大气能见度是地面站的常规观测项目，但数值模式中大气能见度并非直接预报变量，因此本文采用 Kunkel(1984)提出的大气能见度诊断方案对模拟结果进行诊断，大气能见度(Vis)被定义为液态水含量 LWC(liquid water content)的单调函数关系：

$$Vis = 0.027 \times LWC^{-0.88}。$$

图 2 可见，本次浓雾过程主要影响河北、山东、安徽、江苏 4 个省区域。首先选取邢台(37.51 N、115.27 E)、德州(36.74 N、116.71 E)、蚌埠(33.33 N、117.35 E)和淮安(33.76 N、119.30 E)共 4 个地面气象站进行对比分析。站点位置的模拟结果采用邻近网格点的线性插值获得，图 5 给出上述站点位置的 MYNN 方案和尺度自适应改进 MYNN_SA 方案在不同分辨率模拟和观测的大气能见度变化时间序列。总体上，两个湍流参数化方案都成功模拟出了本次区域性大雾的生消过程，且尺度自适应 MYNN_SA 较 MYNN 模拟的站点大雾开始和结束时间更切实际，MYNN_SA 方案在 1.5 km 和 500 m 分辨率模式表现比 4.5 km 分辨率模式结果更好，反映出模式分辨率接近湍流灰区尺度时，MYNN_SA 相比 MYNN 具有更加明显优势。

邢台站和德州站位于华北。邢台站观测大雾约在 11 时迅速生成(图 5a)，尺度自适应 MYNN_SA 方案的模拟约在 08 时开始产生凝结，并随后迅速加重，大气能见度快速降低。4.5 km 分辨率模式中 MYNN_SA 模拟于 10 时达到不足百米的最低大气能见度，而 1.5 km 和 500 m 分辨率模式则很好地再现了 11 时的浓雾形成，与观测事实一致，其中 500 m 分辨率的结果更好。从邢台站随后浓雾的持续时间和消散时间看，MYNN_SA 方案在 1.5 km 和

500 m 分辨率模式中的表现都很出色，但在 4.5 km 分辨率模式中模拟的大雾偏强，持续时间偏长。与 MYNN_SA 相比，MYNN 方案在三个分辨率模式中模拟的起雾时间均较观测结果滞后 1 h 左右，模拟的凝结和雾强度偏低，大气能见度相对于观测偏大，且大气能见度误差随分辨率没有规律性变化。可见 MYNN_SA 明显改进了模式对大雾的模拟效果，且随模式分辨率的提高，效果改善明显；即使提高模式分辨率，原 MYNN 方案也不能改善大雾生消和强度模拟，原因在于随着模式分辨率的提高，尺度自适应 MYNN_SA 会调整次网格垂直湍流输送强度，次网格湍流逐渐减弱，但 MYNN 湍流输送不随网格大小变化，出现湍流强度偏差，导致模拟大雾发生时间和强度偏差。

德州站大气能见度时间序列(图 5b)显示，MYNN_SA 方案模拟雾在 05 时开始生成，在 08 时加强成浓雾大气能见度 100~200 m 的浓雾，持续 5 h 后开始减弱，并于 16 时消散。从大气能见度模拟的时间序列偏差看，1.5 km 分辨率最好，但模拟雾的发生时间较观测事实滞后；原 MYNN 方案模拟雾的发生则更加滞后，强度更弱，大气能见度偏差更大。可见，尺度自适应 MYNN_SA 湍流方案相对于 MYNN 方案对大气边界层雾的模拟改进明显。从观测大气能见度曲线可以发现，在德州站，雾于 28 日 00 时模式起报时间开始形成，大气边界层水汽凝结发生，但由于模式为冷启动，中尺度模式的调整(spinup)时间使得模拟的大气边界层凝结晚发生约 6 h。

MYNN_SA 和 MYNN 方案在蚌埠站大气能见度模拟(图 5c)中都表现出对大雾生成时间的精准把控。28 日 05 时雾开始在蚌埠站形成，并在 07 时加强为大气能见度小于百米的浓雾，比观测实况略提前 1 h。随后的大雾维持和消散过程中，MYNN_SA 在所有三个分辨率上，以及 MYNN 在 4.5 km 分辨率上表现一致，模拟浓雾维持 6 h 后，在 13 时开始减弱，并于 15 时消散，较观测雾减弱和消散时间提前 1 h。但 MYNN 在 1.5 km 和 500 m 高分辨率模式雾的维持和发展中表现较差，09 时—16 时模拟大气能见度偏差较大。

在淮安站，与观测对比，1.5 km 和 500 m 高分辨率模式 MYNN_SA 和 MYNN 方案都给出较合理的大气能见度演变(图 5d)，4.5 km 分辨率模式中，虽然 MYNN_SA 相对稍好，但两个方案表现都不理想。在 04 时—14 时大雾的发生、加重和维持过程中，与 MYNN 相比，MYNN_SA 在高分辨率模拟中给出了与观测更加一致的结果。

总体看，MYNN_SA 在 500 m~4.5 km 不同分辨率上对垂直湍流混合的模拟能力都有明显改善，也更好地模拟了大雾期间 4 个观测站的大气能见度演变，可改善稳定大气边界层的湍流输送过程描述和通量计算。

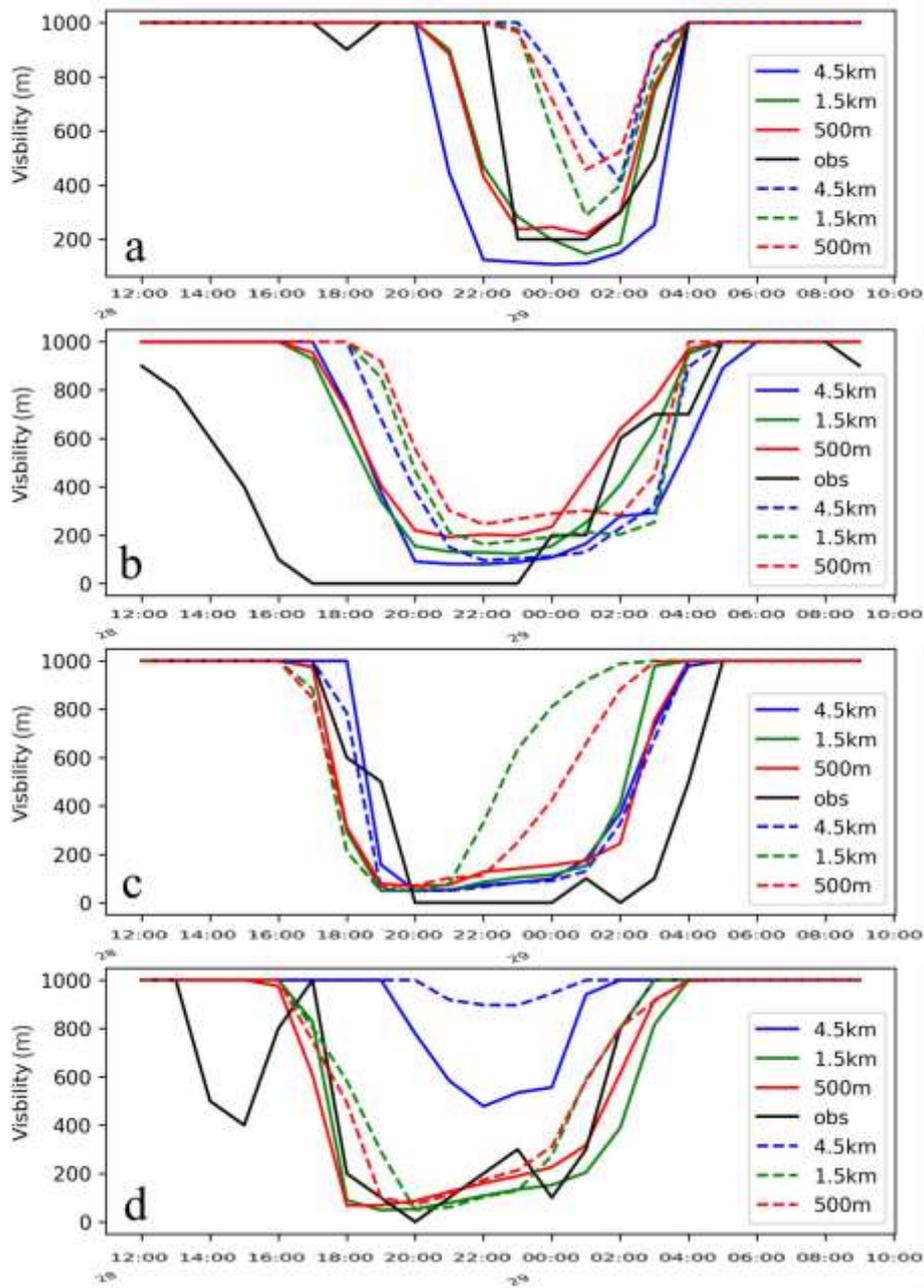


图 5 (a)邢台、(b)德州、(c)蚌埠和(d)淮安地面气象站 MYNN (彩色虚线)、MYNN_SA (彩色实线) 模拟和观测 (黑线) 大气能见度时间序列对比

Fig.5 Time series of simulated surface visibility MYNN(colored dashed lines), MYNN_SA(colored solid lines) at four stations (a) Xingtai, (b) Dezhou, (c) Bengbu and (d) Huai'an, in comparison with the observations (black lines).

4.2 雾区水平特征比较

前面的单站大气能见度模拟结果可见,相对于传统中尺度模式次网格物理参数化,尺度自适应参数化方案的优越性在接近灰区尺度时的高分辨率模式中得到呈现,因此进一步分析500 m分辨率模式中MYNN_SA和MYNN方案的大雾水平分布模拟结果。图6给出了采用MYNN_SA和MYNN大气边界层参数化方案的500 m分辨率模式模拟的29日00时地面大气能见度和观测实况对比。由图可见,虽存在细节差异,两个方案基本上都能成功模拟出此次大雾最强盛时期的水平区域分布特征,从京津冀,到鲁苏皖的复杂“ζ”形浓雾分布得以再现。相比而言,MYNN_SA参数化方案模拟的雾区(图6a)分布范围、位置、形态更接近实际情况(图6c),MYNN模拟的河北境内大雾(图6b)偏差较大。在原MYNN方案基础上,MYNN_SA方案考虑了非局地湍流输送和湍流的尺度自适应计算,能更合理表达网格可分辨湍流通量和次网格湍流通量,同时考虑非局地湍流可能产生的逆梯度输送问题,更准确表达复杂下垫面上稳定大气边界层水汽的垂直湍流扩散,更精确给出模式底层大气水汽含量,因此MYNN_SA模拟的底层大气凝结成雾范围更大,雾区面积更接近观测事实,雾的强度较MYNN结果稍弱。关注河北雾区的模拟,观测雾区实况为南北向狭带状雾区,MYNN_SA模拟接近实况,而原MYNN方案模拟雾区在河北中部断裂(图6b);河北与山东交界处东西方向雾区,MYNN_SA方案相较于MYNN方案的雾区范围更为宽广,特别是鲁冀交界西部的浓雾区得到更好模拟,更符合实况。对位于安徽和江苏的大范围观测雾区而言,MYNN_SA较MYNN方案更真实模拟了两省北部地区雾的分布,但在安徽南部和江苏东部地区,两个方案模拟雾区过大,而在山东西南部,两个方案模拟的雾区都偏强,可能是气象环境场偏差原因。

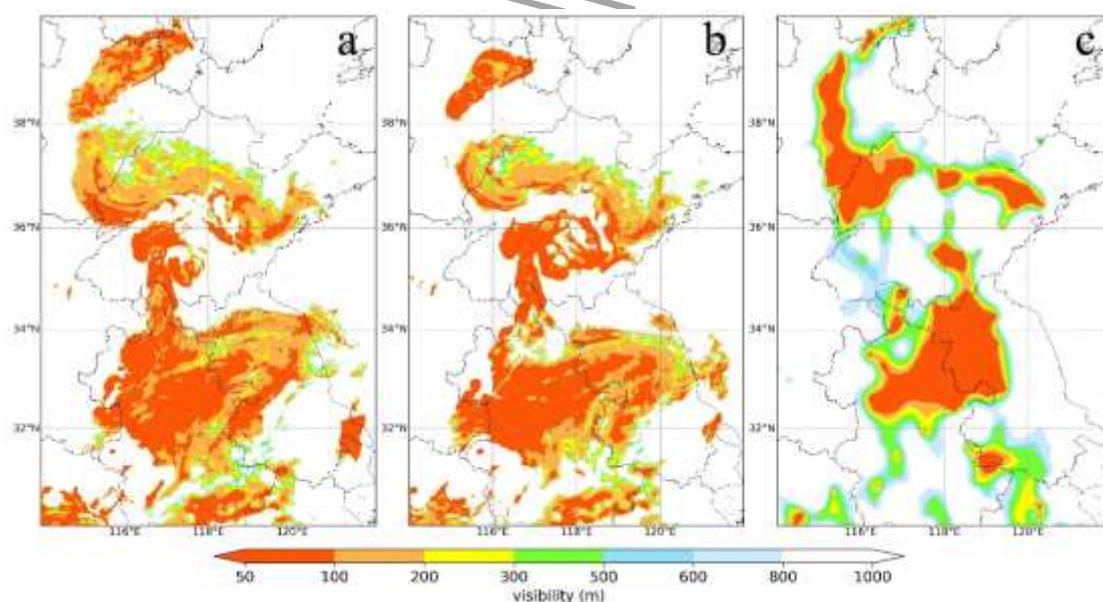


图6 500 m分辨率模式中(a)MYNN_SA、(b)MYNN模拟与(c)观测的地面大气能见度

Fig.6 Simulated surface visibility with the (a) MYNN_SA and (b) MYNN in 500-m resolution model, compared with (c)the observation

4.3 雾区垂直结构

在 4.1 节单站地面大气能见度诊断分析表明, 与观测对比, MYNN_SA 模拟的地面大气能见度较 MYNN 的结果有明显改善。本节进一步分析两个方案模拟雾区的厚度和垂直结构差异, 探讨尺度自适应大气边界层方案对雾模拟的影响。

图 7 分别给出 MYNN_SA 和 MYNN 方案模拟的以德州站和淮安站为中心, 29 日 00 时的云水混合比和温度—纬向垂直剖面。MYNN_SA 方案在 300 m 以下模拟出逆温层(图 7a), 云水凝结形成于逆温层中, 表现为厚度约 300 m 的雾, 逆温层阻碍了大气边界层向上发展, 抑制热量和水汽的垂直方向交换, 近地面层水汽聚集并易于产生凝结, 形成稳定大气边界层雾。由于 MYNN_SA 和 MYNN 方案的大气边界层湍流垂直输送参数化有较大变化, 因此模拟的近地面温度垂直分布存在较大差异。相比于 MYNN_SA 方案, MYNN 方案模拟的逆温层存在于 200 m 以下(图 7b), 逆温层高度降低 100 m, 水汽凝结层高度也更低, 强度减弱, 因此 MYNN 模拟的雾厚度大幅减少, 因此出现德州站模拟 29 日 00 时大气能见度值较 MYNN_SA 更高(见图 5), 更接近观测。

MYNN_SA 和 MYNN 方案模拟的过淮安站纬向云水混合比和温度剖面反映出类似分布(图 7c, 7d), 但 MYNN_SA 模拟的逆温层高度更高, 部分地点接近 400 m, 雾区强中心位于 100 m 高度, 纬向延伸跨度更大, 强度也较德州站更强, 119.27°E 处的雾区可延伸到 700 m。可见, MYNN_SA 方案模拟的雾浓度更大, 与图 5 的淮安站模拟地面模拟结果一致。云水混合比和温度的垂直剖面分析发现, 雾区与逆温层存在与逆温层内, 云水含量和分布与逆温层强度和垂直结构相关, 可见大气边界层湍流对水汽和热量的垂直输送最终决定了雾的厚度和强度模拟, MYNN_SA 方案在高分辨率网格模式中模拟的雾区更接近真实情况。近地层逆温层的形成, 是这次浓雾过程和稳定大气边界层形成的关键。

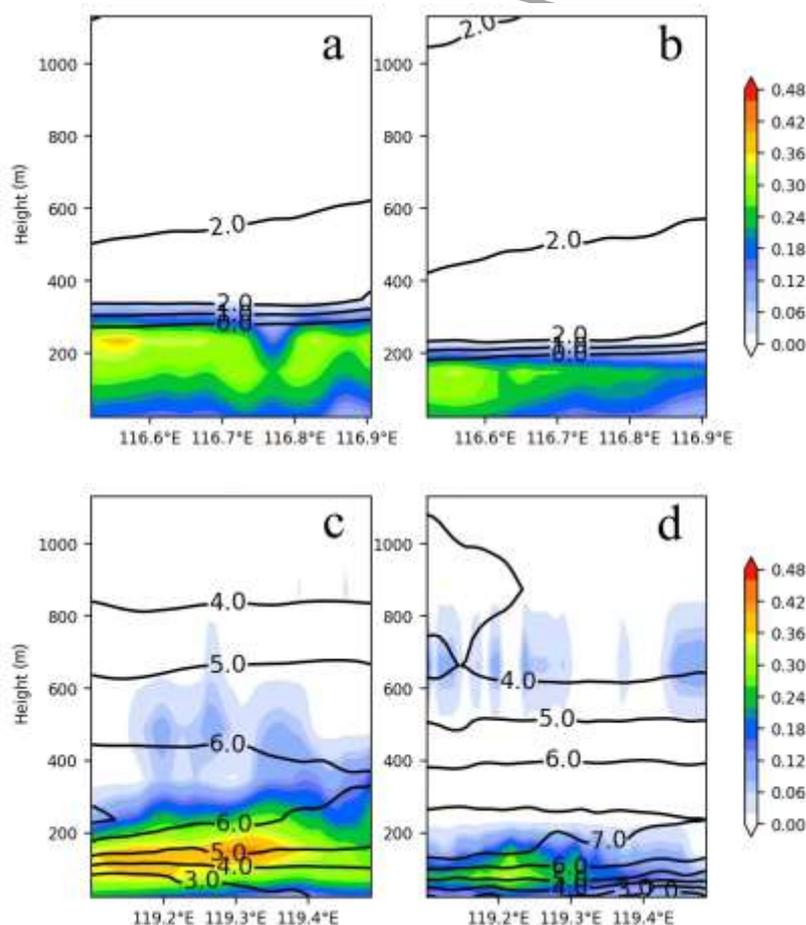


图 7 (a, c)MYNN_SA 和(b, d)MYNN 模拟的 29 日 00 时 (a, b)德州站和(c, d)淮安站云水混合比(填色, 单位: g/kg)和温度(等值线, 单位: °C)以站点为中心的纬向垂直剖面

Fig.7 Vertical-zonal cross section of simulated cloud water mixing ratio (shaded, unit: g/kg) and temperature (contour, unit: °C) with the (a,c)MYNN_SA and (b,d)MYNN schemes at (a,b)Dezhou and (c,d)Huai'an stations at 00:00 UTC 29 Dec. 2017.

5 稳定大气边界层湍流输送特征

大气边界层湍流输送通过能量和物质垂直输送对高层大气层流维持起着重要作用,在湍流理论中次网格湍流输送(或混合)强度由湍流长度尺度和网格尺度变量梯度决定。对于雾这种常见的大气边界层天气现象,稳定大气边界层对水汽和热量的湍流输送决定了雾的发展。湍流长度尺度 L 被定义为某高度的平均风速与对应的总体时间尺度之积,而总体时间尺度指含能湍涡通过某位置的平均时间。正如式(1)所示,MYNN_SA 方案中尺度自适应 $L=L_{\Delta}$ 的参数化计算同时考虑了中尺度网格的次网格部分和大涡尺度次网格的贡献, L 随模式网格大小变化,而 MYNN 方案中 $L=L_{MESO}$, 仅考虑中尺度网格的贡献,且不随网格大小变化。湍流长度尺度 L 决定湍流扩散率计算,当 L 改变,大气边界层动量和热量的垂直输送也会变化,进而改变大气边界层结构,影响雾的产生和发展。

从图 8a 给出的 MYNN_SA 和 MYNN 方案在不同分辨率模式中 29 日 00 时淮安站的湍流长度尺度垂直廓线可见,在远大于湍流灰区尺度的 4.5 km 分辨率模式中,两个方案中湍流长度尺度基本一致,但当模式网格距 $\Delta \leq 1.5$ km 时,MYNN 的湍流长度尺度明显大于 MYNN_SA 方案的参数化取值,此时网格距已靠近灰区,部分湍流大涡被网格分辨,但次网格参数化方法不变,高估了次网格湍流作用,这也是传统中尺度大气边界层参数化方案在模式分辨率接近灰区尺度时普遍会出现的不合理计算现象。MYNN_SA 方案中, $\Delta=4.5$ km 时,湍流长度尺度与 MYNN 中取值一致;但随模式分辨率提高,湍流长度尺度减小,反映出模式的次网格参数化湍流减少,其中 500 m 分辨率和 1.5 km 分辨率模式的湍流长度尺度变化不大,非零湍流长度尺度主要位于 500 m 和 100 m 高度。

湍流动能是湍流活跃度的直接度量。图 8b 和 8c 分别给出 29 日 00 时淮安站 MYNN_SA 和 MYNN 方案在不同分辨率模式中模拟的次网格湍流动能垂直廓线和次网格湍流动能占总湍流动能的比例,两个方案模拟的湍流动能和湍流长度尺度参数化特点相似:在 4.5 km 网格分辨率上,两个方案模拟的湍流动能垂直分布一致;模式分辨率提高到灰色区域尺度附近时,MYNN 方案参数化次网格湍流过强,湍流动能过大。而 MYNN_SA 方案在 $\Delta=1.5$ km 和 500 m 时,参数化的湍流动能大幅衰减,仅在 200 m 的近地面层存在较小的湍能,说明细网格模式中稳定大气边界层的次网格湍流扩散很弱,且主要集中在近地面的很薄层内,而 4.5 km 分辨率模式反映的 400 m 高度处的湍流活动大部分已被 500 m 网格分辨。图 8c 可见,在 4.5km 网格分辨率上,网格尺度远大于大涡特征尺度,尺度自适应方案趋于中尺度参数化计算,两个方案模拟的次网格湍流动能占总湍流动能比例基本一致;随分辨率提高,MYNN_SA 方案在 $\Delta=1.5$ km 和 500 m 时,湍流被网格分辨的比例增加,次网格湍流动能占总湍流动能比例减小,合乎理论变化趋势。而 MYNN 参数化方案的次网格湍流动能占总湍流动能比例

增大，无法反映模式分辨率提高时次网格湍流减弱的事实，模式分辨率提高时，由于物理量扰动增强，MYNN 方案对次网格湍流的模拟出现高估。

这里还注意到 MYNN_SA 在 1.5 km 和 500 m 分辨率上模拟的湍流长度尺度、次网格湍流动能、及其在总湍能中的占比都非常接近，反映了该尺度自适应方案参数化方法的局限性。正如卢绪兰和彭新东（2021）所描述，该尺度自适应方法根据对流边界层大涡模拟结果进行尺度自适应处理，而对流边界层的大涡特征尺度为 1.5 km，由于小于 1.5 km 的网格分辨率被视为进入大涡尺度，因此次网格湍流很弱。本文模拟的稳定边界层大涡特征尺度更小，但 MYNN_SA 的尺度自适应处理无法详细反映 1.5 km 以下网格尺度的次网格通量随网格距变化的特征，仍需要进一步的尺度自适应改进。

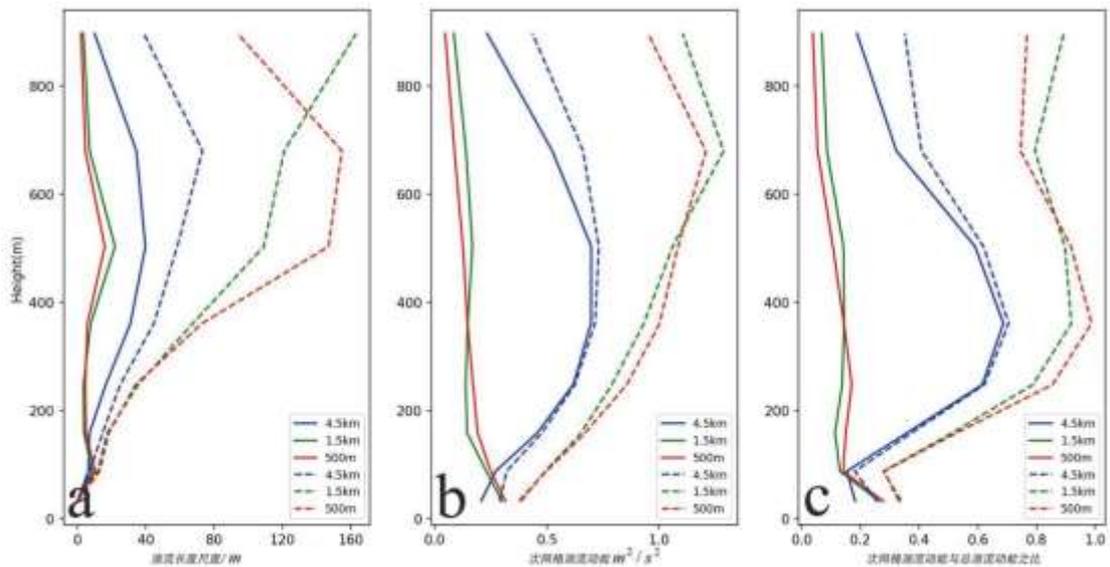


图 8 MYNN_SA (实线) 和 MYNN (虚线) 方案模拟 29 日 00 时淮安站 (a) 湍流长度尺度, (b) 次网格湍流动能垂直廓线, 及 (c) 次网格湍流动能与总湍流动能之比

Fig.8 Simulated vertical profile of turbulence length scale (a), subgrid-scale turbulence energy (b) and the ratio of subgrid/total turbulent energy (c) with the MYNN_SA (solid) and MYNN (dashed)

schemes at Huai'an station at 00:00 UTC 29 Dec. 2017.

6 结论

本文在引入 MYNN_SA 尺度自适应局地和非局地湍流参数化方案基础上，利用 WRF 模式对 1997 年 12 月 28-29 日影响我国华北-江淮地区的大雾过程进行了模拟研究，通过与原 MYNN 参数化方案对比，发现：(1) 尺度自适应 MYNN_SA 方案能更好地模拟这次陆面上浓雾的发生、发展和结束时间，邢台、德州、蚌埠和淮安站模拟大气能见度与观测结果基本一致，较无尺度自适应能力的 MYNN 方案有较大改进；(2) 尺度自适应 MYNN_SA 方案在 4.5 km 分辨率中尺度网格上表现出与中尺度模式 MYNN 湍流参数化方案一致的结果，但

在接近灰区的 500 m 网格分辨率上, MYNN_SA 参数化次网格湍流活动大幅减弱, 说明了部分湍流被网格有效分辨。而中尺度模式 MYNN 参数化方案则在 500 m 网格上给出极强的次网格湍流活动, 反映了该方案在高分辨率模式应用中的问题; (3)具有尺度自适应能力的 MYNN_SA 可以刻画次网格湍流动能随模式分辨率提高不断向近地面层集中的现象, 这与大涡模拟结果(Wei et al, 2022)一致; (4)陆面上近地层逆温层的形成和维持, 是这次浓雾和大陆稳定大气边界层形成的关键。

参考文献

- 包云轩, 丁秋翼, 袁成松, 等, 2013. 沪宁高速公路一次复杂性大雾过程的数值模拟试验[J]. 大气科学, 37(1): 124-136. Bao Y X, Ding Q J, Yuan C S, et al, 2013. Numerical simulations of a highly complex fog event on Shanghai-Nanjing expressway[J]. Chin J Atmos Sci, 37(1): 124-136 (in Chinese).
- 曹祥村, 邵利民, 易海祁, 等, 2009. 一次冬季平流辐射雾过程的观测分析及数值模拟研究[J]. 海洋学报, 31(4): 39-50. Cao X C, Shao L M, Yi H Q, et al, 2009. Observational analysis and numerical simulation of an advection-radiation sea fog event in winter[J]. Acta Oceanol Sin, 31(4): 39-50 (in Chinese).
- 程相坤, 程航, 徐杰, 等, 2013. 一次黄海海雾成因分析及数值模拟试验[J]. 气象与环境学报, 29(6): 15-23. Cheng X K, Cheng H, Xu J, et al, 2013. Forming reason of a sea fog event and its numerical simulation over the Yellow Sea[J]. J Meteor Environ, 29(6): 15-23 (in Chinese).
- 傅刚, 王菁茜, 张美根, 等, 2004. 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, 34(5): 720-726. Fu G, Wang J Q, Zhang M G, et al, 2004. An observational and numerical study of a sea fog event over the Yellow Sea on 11 April, 2004[J]. Periodical Ocean Univ China, 34(5): 720-726 (in Chinese).
- 郭丽君, 郭学良, 2016. 北京 2009~2013 年期间持续性大雾的类型、垂直结构及物理成因[J]. 大气科学, 40(2): 296-310. Guo L J, Guo X L, 2016. The type, vertical structure and physical formation mechanism of persistent heavy fog events during 2009-2013 in the Beijing region[J]. Chin J Atmos Sci, 40(2): 296-310 (in Chinese).
- 黄建平, 李子华, 黄玉仁, 等, 2000. 西双版纳地区雾的数值模拟研究[J]. 大气科学, 24(6): 821-834. Huang J P, Li Z H, Huang Y R, et al, 2000. A three-dimensional model study of complex terrain fog[J]. Chin J Atmos Sci, 24(6): 821-834 (in Chinese).
- 黄翊, 彭新东, 2017. 边界层湍流参数化改进对雾的模拟影响[J]. 大气科学, 41(3): 533-543. Huang Y, Peng X D, 2017. The impact of an improved planetary boundary layer parameterization scheme on the simulation of fog[J]. Chin J Atmos Sci, 41(3): 533-543 (in Chinese).
- 黄政, 袁成松, 包云轩, 等, 2016. 基于不同参数化方案的高速公路大雾过程的数值模拟试验[J]. 气象, 42(8): 944-953. Huang Z, Yuan C S, Bao Y X, et al, 2016. Numerical simulations of heavy fog processes on expressways based on different parameterization schemes[J]. Meteor Mon, 42(8): 944-953 (in Chinese).
- 陆雪, 高山红, 饶莉娟, 等, 2014. 春季黄海海雾 WRF 参数化方案敏感性研究[J]. 应用气象学报, 25(3): 312-320. Lu X, Gao S H, Rao L J, et al, 2014. Sensitivity study of WRF parameterization schemes for the spring sea fog in the Yellow Sea[J]. J Appl Meteor Sci, 25(3): 312-320 (in Chinese).
- 卢绪兰, 彭新东, 2021. 尺度自适应大气边界层参数化改进及其对一次海雾的数值模拟研究[J]. 气象学报, 79(1): 119-131. Lu X L, Peng X D, 2021. Scale-aware parameterization of

- atmospheric planetary boundary layer and its application to sea fog simulation[J]. *Acta Meteor Sin*, 79(1): 119-131 (in Chinese).
- 彭双姿, 刘从省, 屈右铭, 等, 2012. 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*, 38(6): 679-687. Peng S Z, Liu C S, Qu Y M, et al, 2012. Observations and numerical simulation of a wide range of radiation fog[J]. *Meteor Mon*, 38(6): 679-687 (in Chinese).
- 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[J]. *气象*, 40(12): 1522-1529. Wang Y B, Mei N, Fan L, et al, 2014. Comparative experiments of WRF simulation on a fog event of January 2013 in North China[J]. *Meteor Mon*, 40(12): 1522-1529 (in Chinese).
- 许敏, 李江波, 田晓飞, 等, 2022. 京津冀夏季雾的特征与预报[J]. *气象*, 48(7): 899-912. Xu M, Li J B, Tian X F, et al, 2022. Characteristics and forecasting of summer fog in the Beijing-Tianjin-Hebei Region[J]. *Meteorological Monthly*, 48(7): 899-912(in Chinese).
- Bergot T, Guedalia D, 1994. Numerical forecasting of radiation fog. Part I: Numerical model and sensitivity tests[J]. *Mon Wea Rev*, 122(6): 1218-1230.
- Brown R, Roach W T, 1976. The physics of radiation fog: II—a numerical study[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 102(432): 335-354.
- Dudhia J, 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. *J Atmos Sci*, 46(20): 3077-3107.
- Fairall C W, Bradley E F, Hare J E, et al, 2003. Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm[J]. *J Climate*, 16(4): 571-591.
- Huang Y, Peng X D, 2017. Improvement of the Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino planetary boundary-layer scheme based on observational data in China[J]. *Bound-Layer Meteor*, 162(1): 171-188.
- Kunkel B A, 1984. Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models[J]. *J Appl Meteor Climate*, 23(1): 34-41.
- Li P Y, Fu G, Lu C G, et al, 2012. The formation mechanism of a spring sea fog event over the Yellow Sea associated with a low-level jet[J]. *Wea Forecasting*, 27(6): 1538-1553.
- Lim K S S, Hong S Y, 2010. Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models[J]. *Mon Wea Rev*, 138(5): 1587-1612.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al, 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave[J]. *J Geophys Res*, 102(D14): 16663-16682, doi: 10.1029/97JD00237.
- Shin H H, Hong S Y, 2015. Representation of the subgrid-scale turbulent transport in convective boundary layers at gray-zone resolutions[J]. *Mon Wea Rev*, 143(1): 250-271.
- Van Der Velde I R, Steeneveld G J, Schreur B G J W, et al, 2010. Modeling and forecasting the onset and duration of severe radiation fog under frost conditions[J]. *Mon Wea Rev*, 138(11): 4237-4253.
- Wei W, Peng X D, Lin Y L, et al, 2022. Extension and evaluation of University of Washington moist turbulence scheme to gray-zone scales[J]. *J Adv Model Earth Syst*, 14(8): e2021MS002978.
- Zdunkowski W G, Nielsen B C, 1969. A preliminary prediction analysis of radiation fog[J]. *Pure Appl Geophys*, 75(1): 278-299.