大气科学
CHINESE JOURNAL OF ATMOSPHERIC SCIENCES

黄河源区鄂陵湖湖面和湖边草地对流边界层湍流结构特征的大涡模拟研究

张蕴帅 黄倩 马耀明 王蓉 田红瑛 王婵 李照国

Large Eddy Simulation Study of the Turbulent Structure Characteristics of the Convective Boundary Layer over Ngoring Lake and Surrounding Grassland in the Source Region of the Yellow River

ZHANG Yunshuai HUANG Qian MA Yaoming Wang Rong TIAN Hongying WANG Chan LI Zhaoguo

在线阅读 View online: https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2009.20111

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

绿洲灌溉对垂直湍流热通量影响的大涡模拟研究

Impact of Irrigation in the Oasis in Northwestern China on Vertical Turbulent Heat Flux Using Large-Eddy Simulation

大气科学. 2020, 44(6): 1188 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19163

边界层参数化方案在“灰色区域”尺度下的适用性评估

Assessment of the Suitability of Planetary Boundary Layer Schemes at "Grey Zone" Resolutions

大气科学. 2018, 42(1): 52 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1704.16269

边界层湍流参数化改进对雾的模拟影响

The Impact of an Improved Planetary Boundary Layer Parameteriza tion Scheme on the Simulation of Fog

大气科学. 2017, 41(3): 533 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1606.16152

黄河源高寒湿地-大气间暖季水热交换特征及关键影响参数研究

Characteristics of Water and Heat Exchanges and Their Crucial Influencing Factors on the Alpine Wetland during the Warm Season in the Source Region of the Yellow River

大气科学. 2017, 41(2): 302 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1607.16103

WRF模式边界层参数化方案对川渝盆地西南涡降水模拟的影响

Influence of Different Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes on the Simulation of Precipitation Caused by Southwest China Vortex in Sichuan Basin Based on the WRF Model

大气科学. 2021, 45(1): 58 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19171

由非季风区向季风区过渡过程中大气边界层结构的变化分析

Analysis of Changes in the Structure of Atmospheric Boundary Layer from Non-monsoon Zone to Monsoon Zone

大气科学. 2019, 43(2): 251 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1805.17231

关注微信公众号，获得更多资讯信息

张蕴帅, 黄倩, 马耀明, 等. 2021. 黄河源区鄂陵湖湖面和湖边草地对流边界层湍流结构特征的大涡模拟研究 [J]. 大气科学, 45(2): 435−455.
ZHANG Yunshuai, HUANG Qian, MA Yaoming, et al. 2021. Large Eddy Simulation Study of the Turbulent Structure Characteristics of the Convective Boundary Layer over Ngoring Lake and Surrounding Grassland in the Source Region of the Yellow River [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(2): 435−455. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.20111

黄河源区鄂陵湖湖面和湖边草地对流边界层湍流结构特征的大涡模拟研究

张蕴帅[1] 黄倩[1] 马耀明[1, 2, 3, 4] 王蓉[1, 5] 田红瑛[1] 王婵[6] 李照国[6]

1 兰州大学大气科学学院半干旱气候变化教育部重点实验室，兰州 730000
2 中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室，北京 100101
3 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心，北京 100101
4 中国科学院大学，北京 100101
5 甘肃省人工影响天气办公室，兰州 730020
6 中国科学院西北生态环境资源研究院/寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室，兰州 730000

摘 要 为研究黄河源区边界层湍流特征及其对物质和能量输送的影响，本文首次采用大涡模拟的方法，对比分析了黄河源区两种不同下垫面上（鄂陵湖和湖边草地）对流边界层（CBL）中精细的湍流结构特征。使用资料为 2012 年夏季黄河源区鄂陵湖流域野外观测实验的 GPS 探空资料、涡动相关观测资料。分析表明，模拟的黄河源区草地和湖上 CBL 的平均结构与实测结果吻合较好，但草地和湖上 CBL 的湍流结构特征差异较明显。模拟结果显示，草地 CBL 内湍能收支、湍流特征量的时空分布和湍涡结构特征均与陆地上热力驱动 CBL 的研究结果一致；湖上 CBL 顶部存在明显的对流卷特征，且夹卷层的湍流强度比草地的强，而草地近地面湍强则更大。通过改变水平分辨率的模拟试验，发现两个不同下垫面上模拟结果对模式分辨率的敏感性不同，湖面 CBL 的模拟要选择较高的水平分辨率（50～100 m），以提高近湖面和夹卷层对湍流动能和湍流通量模拟的精度，也充分模拟出各种尺度的波对湍流通量的累积贡献。考虑到计算时间等影响，模拟草地边界层精细的湍流结构时建议选择网格距为 100～200 m。

关键词 黄河源区 对流边界层 湍流结构 大涡模拟 水平分辨率
文章编号 1006-9895(2021)02-0435-21 **中图分类号** P404 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.20111

Large Eddy Simulation Study of the Turbulent Structure Characteristics of the Convective Boundary Layer over Ngoring Lake and Surrounding Grassland in the Source Region of the Yellow River

ZHANG Yunshuai[1], HUANG Qian[1], MA Yaoming[1, 2, 3, 4], Wang Rong[1, 5], TIAN Hongying[1], WANG Chan[6], and LI Zhaoguo[6]

1 *Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education*, *College of Atmospheric Sciences*, *Lanzhou University*, *Lanzhou* 730000

收稿日期 2020-02-03；**网络预出版日期** 2020-12-23
作者简介 张蕴帅，女，1995 年出生，博士研究生，主要从事青藏高原地区大气边界层湍流方面的研究。E-mail: zhangysh13@lzu.edu.cn
通讯作者 黄倩，E-mail: qianhuang@lzu.edu.cn
资助项目 国家自然科学基金项目 41775013、91837208，国家自然科学基金—青年科学基金项目 41905011
Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41775013, 91837208), National Natural Science Foundation of China—Youth Science Foundation Project (Grant 41905011)

2 *Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes*, *Institute of Tibetan Plateau Research*,*Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100101

3 *CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100101

4 *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049

5 *Gansu Weather Modification Office*, *Lanzhou* 730020

6 *Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions*, *Northwest Institute of Eco-Environment and Resources*, *Chinese Academy of Sciences*, *Lanzhou* 730000

Abstract In order to study the turbulent characteristics of the boundary layer and its effects on the transport of momentum, heat, and water vapor in the Source Region of the Yellow River (SRYR), northeast of the Tibetan Plateau, large eddy simulations are performed for the first time to investigate the fine structure of turbulence in the convective boundary layer (CBL) over two different underlying surfaces (grassland and lake) in the SRYR. GPS soundings and eddy covariance data observed during a field experiment in the Ngoring Lake Basin in summer 2012 are used. It shows that the averaged structures of CBLs over the grassland and lake are in good agreement with the observations, but the characteristics of the turbulent structures over both surfaces show large differences. The budget of turbulent energy, spatial-temporal distribution of turbulent properties, and the structural features of turbulent eddies above the grassland are consistent with the thermal-driven CBL over the land. Organized convective rolls presented at the top of the CBL over the lake. There is larger turbulent intensity at the top of CBL over the lake due to strong entrainment, while the same occurs in the surface layer over the grassland. It is found that the simulated results are sensitive to the horizontal resolution over both surfaces. The denser horizontal resolution applied over the lake helps to improve accuracy in simulation of turbulent kinetic energy and turbulent fluxes of the surface layer and the entrainment layer, and the contributions of various scale's waves to turbulent fluxes are fully simulated as well. The grid spacings of 100–200 m are recommended to simulate the fine turbulent structure over the grassland if the simulated time is considered.

Keywords SRYR, CBL, Turbulent structure, Large eddy simulation, Horizontal resolution

1 引言

作为人类生活和生产活动主要场所的大气边界层是地球—大气之间物质和能量交换的桥梁，受地球表面的影响最大（张强, 2003; 刘辉志等, 2013; Zhang et al., 2018）。湍流作为大气边界层的主要特性，在地表和上层自由大气间的热量、动量、水汽和物质的传输过程中扮演了重要角色（Gousseau et al., 2012; Liang et al., 2014）。自然界中存在多种类型的下垫面，不同下垫面与上层大气间物质、能量、水分的交换和输送特征是不同的，已有很多学者利用观测和数值模拟试验研究不同类型的陆地下垫面（如城市、干旱半干旱、沙漠）上白天、夜间大气边界层内湍流，例如 Yue et al.（2015）对黄土高原复杂地形观测研究得到白天不稳定条件下浮力和切变共同作用产生湍流动能，而切变是夜间产生湍流的主要机制；赵采玲等（2014）利用 WRF 模拟得到夏季巴丹吉林沙漠白天地表湍流热通量主导边界层发展，但夜间稳定边界层发展的影响因素较多。另外，张强等（2017）探讨复杂条件陆—气相互作用研究领域有关科学问题时，指出对大型湖泊所在地区进行观测研究为今后深入了解湖—气交换机制及湖泊对区域气候变化的影响提供参考，同时也为湖泊表面辐射和能量平衡等问题的研究提供基础数据。已有部分研究工作为得到更准确的近湖面热量、动量和水分的交换系数，在太湖（Xiao et al., 2013）、青海湖（Li et al., 2016）、纳木错湖（Wang et al., 2017）等湖泊下垫面上开展观测，并发现湖泊表面能量收支的年变化与陆地表面存在显著差异。

被称为“世界屋脊”的青藏高原对区域和全球尺度的天气和气候具有重要影响（吴国雄等, 2004, 2016），与高原大气边界层密不可分（Chen et al., 2016; Xu et al., 2016），而高原对大气的热力及动力作用主要是通过湍流输送进行物质与能量交换而实现的（冯璐等, 2016）。自 1979 年第一次青藏高原大气科学试验后，1998 年在高原的东、中、西部又进行了第二次青藏高原大气科学试验，获得了对高原不同地区大气边界层特征的认识（李家伦等, 2000; 陈陟等, 2002; 卞林根等, 2001），进一步验证了高原不同地区草地下垫面上近地层风速脉动方差与稳定度之间满足 Monin-Obukhov 相似理论

的“1/3 次幂”定律（卞林根等, 2001; 马耀明等, 2002; 吴灏等, 2013; 杨丽薇等, 2017）。作为亚洲许多主要河流发源地的青藏高原也被称为“亚洲水塔”，除分布着广泛的冰川、积雪和冻土外（Qiu，2008），大约 37% 的高原面积是被湖泊覆盖的。据统计，青藏高原约有 32,843 个湖泊，占我国湖泊总数的 50%，占中国大陆湖泊总面积的近 75%，为高原上对流云和降水的频繁发生提供了丰富的水汽条件（Biermann et al., 2014; Wang et al., 2017）。湖泊表面和大气间的能量水分传输与陆—气间的完全不同，近年来针对高原湖泊与上层大气间湍流输送的观测和模拟研究成为热点问题，如纳木错湖面近地层湍流特征的研究表明（Biermann et al., 2014; Wang et al., 2015）被湿草地环绕的纳木错湖的湍流通量其实非常可观，但在模式中它们却常被低估；沈鹏珂和张雪芹（2019）对高原南部羊卓雍错湖面观测研究结果表明湍流对热量的和动量的输送在下午时段存在峰值。通过这些研究，增进了我们对高原不同地区大气边界层结构以及高原草地和湖泊边界层内近地层湍流特征和湍流交换规律的认识。

黄河源区（简称 SRYR）地处青藏高原东北部，总面积约 1.22×10^5 km^2，是涵养水源的重要区域，也是我国生态环境敏感区和气候变化的启动区，同时拥有典型的复杂下垫面，是大气边界层研究的理想区域（李照国等, 2012a; 杨显玉和文军, 2012; 唐恬等, 2013）。鄂陵湖和扎陵湖是黄河源区两个最大的湖泊（Wen et al., 2015），1976～2014 年间两湖面积发生先萎缩后扩张的变化过程（段水强等, 2015），湖泊等水资源在内的变化对区域甚至下游地区的降水、水文和生态系统都存在很大影响（Iqbal et al., 2018）。由于地形复杂和生态系统脆弱，黄河源区对全球气候变化十分敏感，研究表明源区自 20 世纪 50 年代以来平均温度以每 10 年上升 0.3°C 的趋变化，是全球平均水平的三倍（Iqbal et al., 2018），由此带来包括冰川退缩（蒋宗立等, 2018），湿地和径流减少，永久冻土融化，植被退化，荒漠化加速（封建民等, 2004）等一系列生态环境的恶化。因此深入研究该区域草地和湖泊下垫面与大气之间的物质和能量交换的过程，对于理解该地区生态环境和水资源受气候变化等相关因素带来的影响具有重要意义。近年来，国内学者开展了有关“两湖”（鄂陵湖和扎陵湖）地区大气边界层湍流交换的研究工作，李照国等（2012b）通过分析 2010 年夏季鄂陵湖湖滨地区试验观测资料发现，湖滨地区湍流输送以潜热为主；唐恬等（2013）利用 2010 年 6～7 月鄂陵湖野外试验的近地层观测数据表明，鄂陵湖区的地表能量平衡中，潜热通量占主导，感热和地表土壤热通量次之；Li et al.（2015）通过鄂陵湖地区两年无冰期的观测资料研究发现，在观测期内大部分时段湖面水温高于气温，湍流对热量的输送始终为正，湖面上空全天几乎都维持不稳定层结。这些观测研究加深了我们对 SRYR 地表和上层大气间热量和水分交换规律的认识，然而对大气边界层湍流的进一步研究受限于高时空分辨率观测资料的缺乏，目前仍然缺少专门针对 SRYR 大气边界层湍流结构和湍流特征的研究,尤其是缺少对 SRYR 大气边界层内对流的形式和强度及其对位温、水汽混合比等物理量分布影响的深入研究。需要明确的是，对 SRYR 边界层湍流的深入分析不仅能为青藏高原东北部 SRYR 的能量物质输送过程和影响机理的研究奠定基础，还能为进一步改进气候模式中非均匀下垫面上边界层过程的参数化方案提供定量的参考。

对湍流精细结构的分析，可以更准确描述边界层湍流的输送特征（张强和胡隐樵, 2001），大涡模拟（LES）在细致描绘湍流特征方面具有独特优势。本文首次利用大涡模拟的方法，以黄河源区鄂陵湖流域的实测资料为背景，分别对两个不同下垫面（草地和湖泊）上对流边界层（CBL）的结构、演变特征和湍流精细结构特征进行模拟研究。通过改变模式水平分辨率的敏感性试验，分析不同尺度的湍涡对两个不同下垫面上 CBL 的湍能贡献、对流的强度和形式以及物理量空间分布的影响，讨论不同尺度范围的波对湍流通量贡献，并给出了模拟草地和湖泊 CBL 时模式分辨率选择的建议。希望通过本文的研究结果能为今后进一步开展黄河源区非均匀下垫面上大气边界层湍流的时空分布特征及其对物质和能量输送影响的研究提供参考。

2　大涡模式及资料介绍

本文使用的模式为英国气象局的大涡模式[Large Eddy Model (LEM) Version 2.4（Gray et al., 2001）]。它是一个可用于模拟范围广泛的湍流尺度和云尺度问题的高分辨率、非静力平衡的三维数值模式。在本文的模拟研究中，水平方向采用等距网格点，垂直方向采用随高度变化的张弛网格。水平方向模拟区域为 10 km×10 km，标准试验中水

平网格距为 50 m；模式高度取为 6 km，垂直方向最小的格距在近地面，约为 1.1 m，从模式底到 2 km 高度的最大垂直格距是 64.8 m。模式的侧边界条件是周期的，上下边界层条件是刚性的。为减少模式顶对重力波的反射作用，在距离模式顶大约 2/3（3500 m）的高度上设置了牛顿阻尼吸收层。模式的地表边界条件是由相似理论的 Businger-Dyer 方程给出的。大涡模式中的次网格模型采用的是 Smagorinsky-Lilly 方案（Brown et al., 1994）。

本文使用的观测资料是 2012 年夏季黄河源区鄂陵湖流域野外观测实验期间的数据。研究区域的环境及观测站点的位置如图 1[引自 Li et al.（2017）] 所示。观测站分别为鄂陵湖西岸架设的梯度观测塔（TS），进行涡动相关观测的鄂陵湖西北部湖面（LS）测站和鄂陵湖西岸草地（GS）测站。鄂陵湖探空实验在湖西岸（TS 附近）开展，为了观测不受湖泊影响的陆地边界层，在海拔相近的鄂陵湖以东 30 km 外的玛多气象站（MD）进行了同步探空观测。本文使用的是 2012 年 7 月 28 日至 7 月 31 日玛多气象站（MD）和 7 月 23 日到 8 月 1 日鄂陵湖西岸（TS 附近）的探空观测资料以及 2012 年 7 月鄂陵湖西北部湖面（35.026°N，97.652°E）、鄂陵湖西岸草地（34.913°N，97.553°E）的湖面与草地涡动观测资料，对野外观测实验、探空及涡动资料的质量控制和 footprint 分析校正处理等详细介绍见 Li et al.（2015）和 Li et al.（2017）。7 月 28 日和 29 日均为晴空天气，每隔 3 h 释放一次探空仪，探测所得资料连续性较好，因此本文选取这两日作为夏季晴天的研究个例。文中以 2012 年 7 月 29 日 06:30（本文时间均为地方时；北京时＝地方时＋1.5 h）玛多气象站以及 7 月 28 日 18:30 鄂陵湖西岸（梯度观测塔附近）观测所得位温、水平风速（u 和 v）以及比湿的探空廓线分别作为白天草地与夜间湖面模拟试验的初始场，用鄂陵湖西北部湖面（LS）测站和鄂陵湖西岸草地（GS）测站的地表热通量驱动大涡模式。草地和湖上模拟试验所需初始时刻的虚位温、比湿以及水平风的廓线均已在图 2c 和图 2d 中给出。另外，模式中使用的地表地转风以及地转风切变由 ECMWF（欧洲中期天气预报中心）的 1°×1°再分析资料得到，地转风计算公式为 $\mathrm{d}u_g/\mathrm{d}z=(u_g-u_0)/(z-z_0)$，$\mathrm{d}v_g/\mathrm{d}z=(v_g-v_0)/(z-z_0)$，其中草地以及湖面地表 z_0 高度处的地表地转风为 u_0、v_0，边界层顶 z 高度处地转风为 u_g、v_g。模式模拟时间为 12 h，设定每隔 0.5 h 输出一次数据。

为了研究黄河源区白天草地和夜间湖上 CBL 的精细湍流结构特征，本文采用高分辨率的大涡模式（LEM）对比分析这两种不同下垫面上 CBL 的湍流结构和演变特征。另外，为研究不同尺度的湍流涡旋对湍流动能贡献、对流的形式和强度、物理量的空间分布的影响以及不同尺度范围的波对湍流通量贡献，本文还设计了不同模式水平分辨率的敏感性试验，除水平网格距不同外，各试验的其它模拟条件均相同。不同试验的水平网格距和格点数如表 1 所示，其中 RG50 和 RL50 为标准试验。

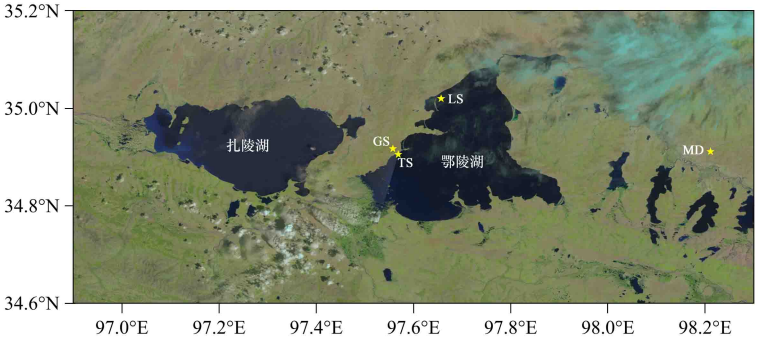

图 1 使用 LandSat 数据绘制的研究区域卫星影像图，图中黄色五角星标记的是观测站位置。湖面测站（LS）和草地测站（GS）测量湍流通量、辐射分量和标准大气变量。五层的梯度观测塔（TS）测量标准大气变量（风速和风向、空气温度、相对湿度等）。玛多气象站（MD）是中国气象局的固定气象观测站 [图 1 引自 Li et al.（2017）中的图 1c]

Fig. 1 Map of the study area using Landsat data, with the location of the observation stations marked by yellow stars. Turbulent fluxes, radiation components, and standard atmospheric variables were measured at lake station and grassland station. At the tower station, the standard atmospheric variables (wind speed and wind direction, air temperature, relative humidity, etc.) were observed at five levels. Madoi station is a fixed meteorological observatory of the China Meteorological Administration [Fig. 1 is quoted from Fig. 1c of Li et al. (2017)]

表 1　不同水平分辨率敏感性数值试验中模式水平网格距和水平方向格点数

Table 1　Horizontal grid spacings and grid points in sensitivity numerical tests with different horizontal resolutions

草地试验(湖面试验)	水平网格距/m	格点数
RG50(RL50)	50	200
RG100(RL100)	100	100
RG200(RL200)	200	50
RG500(RL500)	500	20

3　模拟结果及分析

3.1　草地与湖面的对流边界层结构及演变过程

图 2 是草地（图 2a）与湖面（图 2b）虚位温随高度的变化，其中实线代表实测结果，虚线代表试验 RG50（草地白天 09:30～18:30）和试验 RL50（湖面夜间 21:30～06:30）的模拟结果。为考虑大尺度背景温度场和风场的影响，在模拟过程中将模拟的水平平均位温、比湿及风速廓线以 3 h 的时间间隔收敛到实测探空廓线（Marsham et al., 2008; Huang et al., 2009）。从图 2 可以看出草地上夜间至白天由稳定边界层向对流边界层的发展过程，这与陆地上的边界层结构演变过程基本一致（张强和胡隐樵, 2001）。由于冷湖（白天）和暖湖（夜间）效应的影响（李照国等, 2012a; 杨显玉和文军, 2012），湖泊下垫面上夜间是对流边界层的发展。标准试验模拟所得动能的时间序列显示模式的平衡时间约为 3 h（图略），所以本文对白天草地与夜间湖面上的分析分别从 09:30 和 21:30 开始。图 2a 的实测和模拟结果都显示白天草地边界层底层有不稳定的超绝热层，其上是混合层，混合层顶覆盖着逆温层。09:30 草地上 CBL 的厚度约为 0.7 km，其上是厚度约为 0.4 km 的覆盖逆温层，逆温层之上的残余层延伸至 2.0 km 高度。随着草地吸收的太阳辐射增多，边界层湍流不断增强，到 12:30 CBL 厚度增长到约 1.1 km；12:30 之后覆盖逆温层完全被混合层的湍流侵蚀穿透，CBL 高度从 15:30 的 1.5 km 发展到 18:30 的 1.9 km 左右。由于边界层湍流运动将地表的热量不断向上输送，草地 CBL 也逐渐变暖，从 09:30 到 18:30 草地虚位温增加了约 7 K。

由于水的热容量较大，白天湖水储存热量，水温低于气温，因此白天湖面边界层主要是逆温层，而夜间湖水释放潜热使得水温高于气温，夜间湖面上空形成混合层（Stevens et al., 2005），李照国等（2016）的研究也表明鄂陵湖上空白天为稳定边界层，夜间发展为对流边界层。图 2b 显示湖上 21:30 CBL 的厚度约为 0.25 km，00:30 CBL 厚度增加到 0.35 km，到 03:30 CBL 发展到约 0.5 km。夜间湖上的 CBL 厚度明显小于白天草地的，而且夜间湖上 CBL 的平均虚位温随时间逐渐减小，这与湖水表面的温度随时间降低有关（0.05 m 深的实测湖水温度显示从 03:30 到 07:30，温度下降 0.6 K）。实测的夜间湖面边界层较模拟的冷约 0.8 K，这可能是因为低空夜间吹偏东南风（图略），探空仪由湖向西岸陆地上空飞去，较低的夜间岸边草地气温导致观测的湖面边界层较模拟的冷。实际观测表明白天草地和夜间湖面的感潜热通量均为正值（图略），向上输送的感热促进了草地和湖上 CBL 的发展，且湖上的感热通量较草地上的小，这也是夜间湖上 CBL 厚度小于白天草地的主要原因。另外，从图 2 可以看出，模拟与实测的虚位温基本一致，这也说明 LEM 适用于黄河源区草地和湖上边界层结构的模拟。

3.2　草地与湖上的边界层对流

为分析白天草地和夜间湖上边界层对流随高度的变化特征，图 3（z_i 代表 CBL 高度）给出了模拟的草地 15:30（图 3a、b、c、d）和湖面上 03:30（图 3e、f、g、h）边界层对流充分发展时不同高度垂直速度的水平分布。图 3 显示，白天草地边界层对流的强度随高度逐渐降低，且上升气流减少，这与 Moeng and Sullivan（1994）和 Xu et al.（2018）的研究结果一致。在低层（图 3a，$0.3z_i$）上升气流的最大速度约 4.8 m s^{-1}，在 CBL 顶部（图 3d，$1.0z_i$）上升气流的最大速度为 4.4 m s^{-1}。虽然下沉气流占主导，但是边界层顶也存在少数较强的上升气流，甚至穿透边界层顶（图略），这对黄河源区水汽的垂直输送有重要影响。

夜间湖上 CBL 低层对流泡较小、上升气流强度较弱（$0.3z_i$ 处垂直速度的最大值为 2.0 m s^{-1}），随着高度增加热泡逐渐增大，对流的强度也略有增加（如图 3f、g、h 中从 $0.5z_i$ 到 $1.0z_i$ 最大垂直速度从 2.0 m s^{-1} 增加到 2.3 m s^{-1}）。另外，夜间湖上较小的热通量使得边界层对流的强度较白天草地的弱 (白天草地边界层内上升气流的最大速度为 5.7 m s^{-1})。夜间湖上 CBL 内上升气流和下沉气流

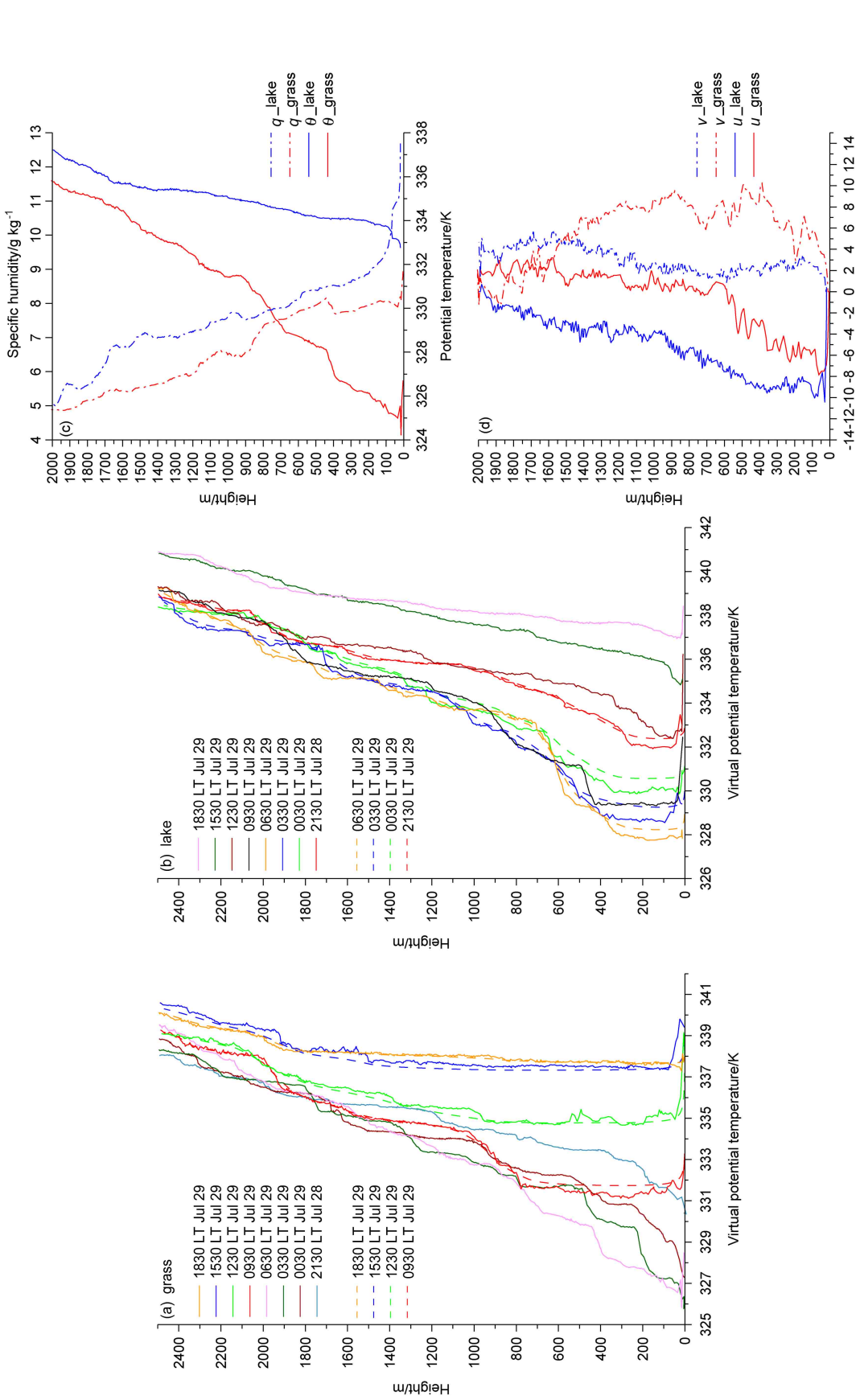

图 2 2012 年 7 月 28 日 21:30（地方时，下同）至 2012 年 7 月 29 日 18:30（a）草地与（b）湖面虚位温随高度的变化，实线代表实测结果，虚线代表草地白天（试验 RG50）和湖面夜间（试验 RL50）的模拟结果；草地和湖面上（c）位温、比湿和（d）水平风的初始廓线

Fig. 2 Change in virtual potential temperature of (a) grassland and (b) lake surface with height from 2130 LT on July 28, 2012 to 1830 LT on July 29, 2012; solid lines and dashed lines show the observations and simulations of daytime over grassland (RG50) and night over lake (RL50). The initial profiles of potential temperature, specific humidity, and horizontal wind over grassland and lake are shown in (c) and (d), respectively

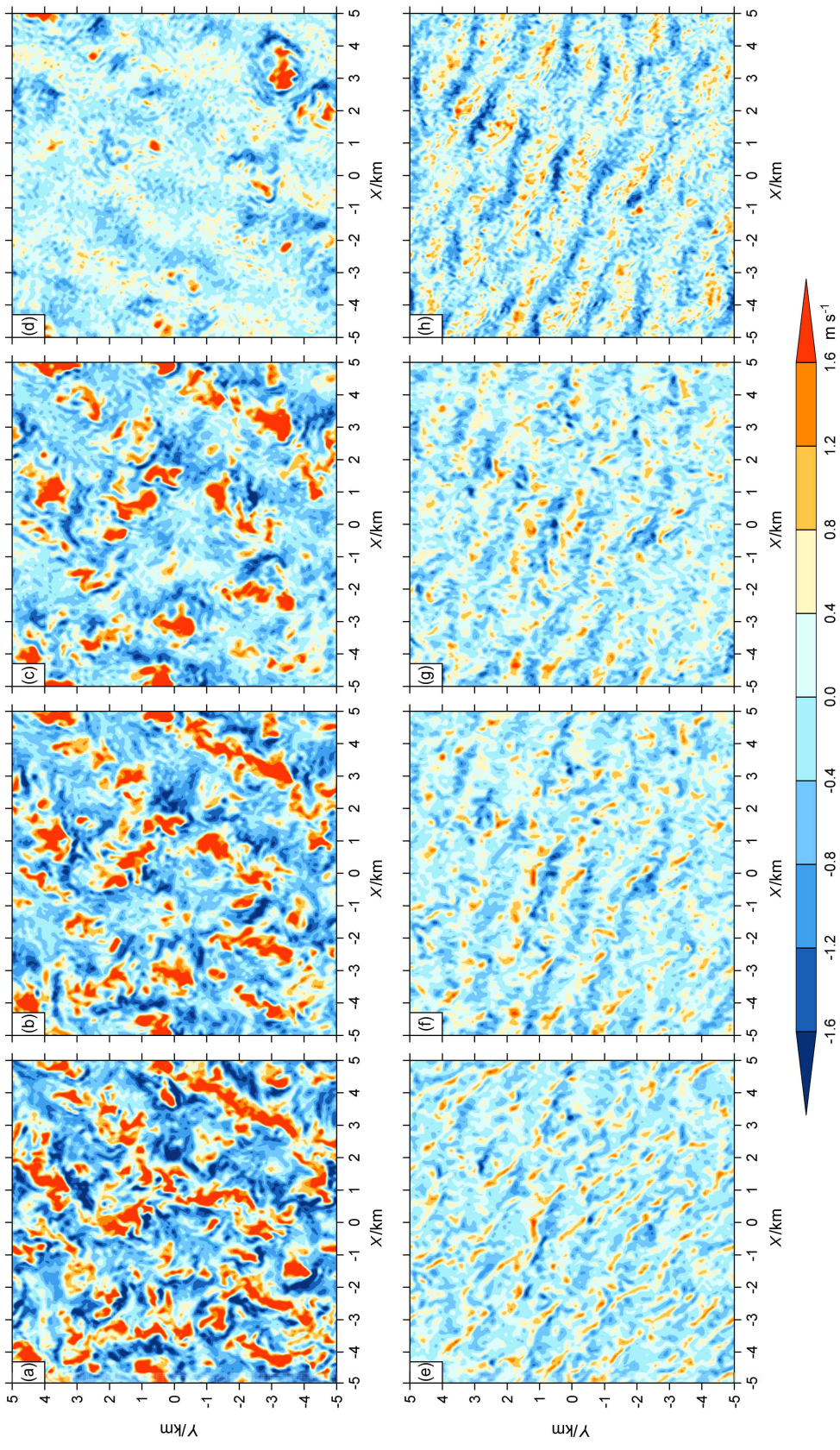

图 3　试验 RG50 和 RL50 模拟的 2012 年 7 月 29 日 15:30 草地（第一行）和 03:30 湖面上（第二行）各高度垂直速度（单位：m s^{-1}）的水平分布：（a、e）0.3z_i、（b、f）0.5z_i、（c、g）0.7z_i、（d、h）1.0z_i。z_i 为相应时刻的 CBL（对流边界层）高度

Fig. 3　Simulated horizontal distribution of vertical velocity (units: m s^{-1}) at CBL (convective boundary layer) heights of (a, e) 0.3z_i, (b, f) 0.5z_i, (c, g) 0.7z_i, and (d, h) 1.0z_i above grassland at 1530 LT (Local time) from RG50 (top line) and above the lake at 0330 LT from RL50 (bottom line) on July 29, 2012

排列较规则，即夜间湖上呈现出有组织的对流卷特征，且在 CBL 上层对流卷的信号更加明显（图 3h），已有研究也表明夜间水面上空边界层内存在有组织的对流形式（Sikora and Ufermann, 2004; Li et al., 2013）。Moeng and Sullivan（1994）的研究表明，地表热通量的大小影响边界层对流的强度，而不同大小的风切变会将边界层对流组织成不同的形式，因此夜间湖面较小的热通量和较大的风切变是形成有组织的对流卷的主要原因。

3.3 草地与湖上边界层湍流结构特征

3.3.1 湍流动能的收支

湍流动能的大小不仅关系到边界层的发展高度，还影响边界层的动量、热量和水汽的输送（McBean and Elliott, 1975）。为了进一步对比草地和湖上 CBL 的湍流结构特征，这里首先分析了湍流动能收支方程中等号右边各项的垂直分布。湍流动能（TKE）收支方程（Stull, 1988）可以表示为

$$\frac{\partial \overline{e}}{\partial t}=-\left[\overline{u'w'}\frac{\partial u}{\partial z}+\overline{v'w'}\frac{\partial v}{\partial z}\right]+\frac{g}{\overline{\theta_v}}\overline{w'\theta_v'}-\frac{\partial \overline{w'e}}{\partial z}-\frac{1}{\overline{\rho_0}}\frac{\partial \overline{w'p'}}{\partial z}-\varepsilon, \quad (1)$$

其中，u'、v'、w'是脉动速度分量；u、v 是平均风速的水平分量；p 是气压；$\overline{\rho_0}$是标准密度；$\overline{\theta_v}$是背景虚位温；e 是湍流动能，根据 Stull（1988）的定义可以表示为

$$e=\frac{1}{2}(\overline{u'^2}+\overline{v'^2}+\overline{w'^2}). \quad (2)$$

湍流动能收支方程（1）式等号左边表示 TKE 的局地储存，等号右边依次表示湍流动能的切变产生项（S）、浮力项（B）、湍流输送项（T）、气压传输项（P）和耗散项（D），其中切变产生项和浮力项是湍流动能的源，耗散项是湍流动能的汇，湍流输送项与气压传输项既不产生湍能也不消耗湍能，只在垂直方向上对湍能起再分配的作用。

从图 4a 中可以看到，浮力项在近地面有最大值，而且随高度线性递减至 0，在夹卷层浮力项变为负值且存在负的最大值。切变项对 TKE 都是正贡献，由于地表的摩擦作用切变项在近地面有最大值；混合层内湍流充分混合，因此切变产生项较小。浮力项对湍流动能的贡献较切变产生项的大，这说明浮力产生的热泡是白天草地 CBL 发展的主要驱动力。另外，传输项 T+P 在下层为负上层为正。对湍流动能的耗散（D 项）主要发生在近地层，这是由于近地层湍涡尺度较小造成的（Stull, 1988）。从图 4a 的分析可知白天草地上湍流动能收支中各项随高度的变化与已有的研究结果基本一致（Moeng, 1984; Moeng and Sullivan, 1994; Catalano

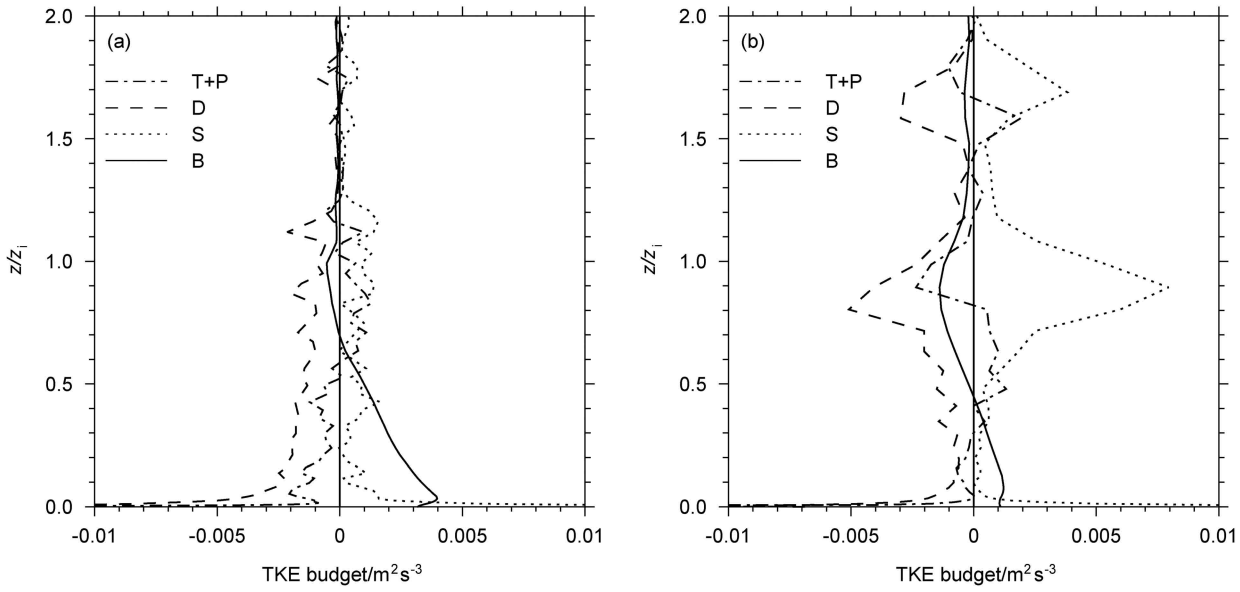

图 4 试验 RG50 和 RL50 模拟的 2012 年 7 月 29 日（a）白天草地 15:30 和（b）夜间湖面上 03:30 的湍流动能收支方程中各项随高度的变化（实线：浮力项 B；点线：切变产生项 S；虚线：耗散项 D；点划线：湍流输送项 T+气压传输项 P）

Fig. 4 Vertical profiles of the budget terms in the turbulent kinetic energy balance above (a) the daytime grassland from test RG50 at 1530 LT and (b) the nighttime lake from test RL50 at 0330 LT on July 29, 2012. Solid line, buoyancy term B; dotted line, shear production term S; dashed line, dissipative term D; dot/dash line, turbulent transport term T and pressure transport term P

and Moeng, 2010）。

图 4b 显示浮力项对夜间湖面混合层湍能的贡献较多，夜间湖上近地层与夹卷层热通量的最大值基本一致，单位时间内约为 0.001 $m^2\ s^{-3}$。切变产生项对近湖面及夹卷层湍流动能的贡献较大，这与近湖面较大的风速有关（图略）；在夹卷层，由于覆盖逆温层阻挡了热泡继续上升，热泡的垂直动量转化为水平动量，使得水平方向风切变增大，另外夜间夹卷层风速也较大（图略）。这也进一步说明夜间湖上 CBL 顶部对流卷信号增强（图 3h）与夹卷层风切变增加有关。另外，图 4b 还显示在夹卷层对 TKE 的耗散也增大，意味着夹卷层有更多的小尺度湍涡（Conzemius and Fedorovich, 2006）。另外，近地层风切变也能增强夹卷层内的小尺度湍流运动（黄倩等, 2014）。

3.3.2　湍流统计量的垂直分布

湍流是大气边界层的根本运动特征，湍流的强弱决定了湍流输送的强弱。图 5 给出白天草地和夜间湖上湍流充分发展时无量纲脉动速度方差（$\sigma_u^2=\overline{u'^2}/w_*^2$，$\sigma_v^2=\overline{v'^2}/w_*^2$，以下简称为水平速度

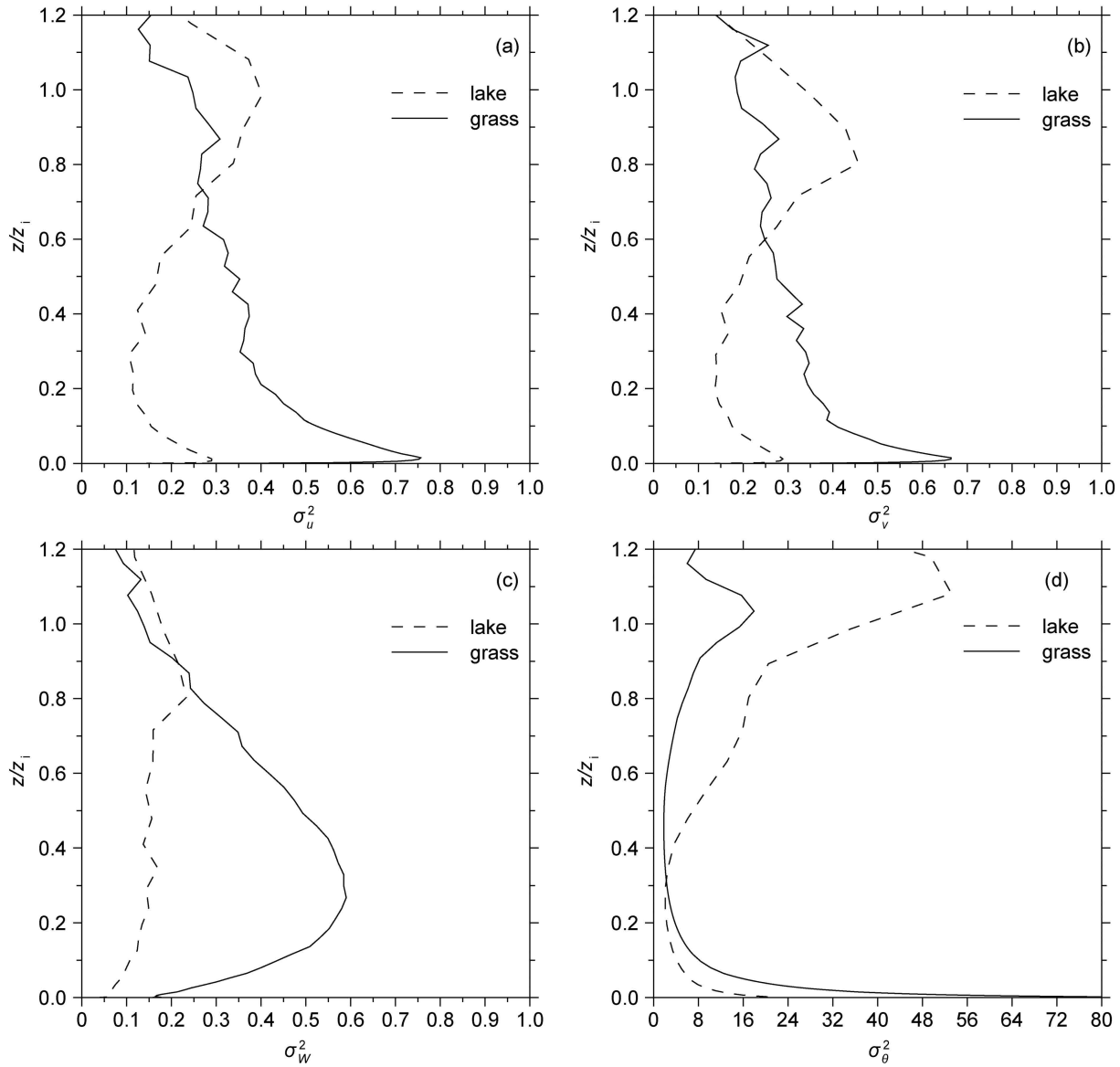

图 5　试验 RG50 和 RL50 模拟的 2012 年 7 月 29 日草地 15:30 与湖面上 03:30 无量纲湍流统计量（a）u 方差、（b）v 方差、（c）w 方差和（d）θ 方差廓线

Fig. 5　Dimensionless turbulence statistics above grassland at 1530 LT from test RG50 and above the lake at 0330 LT from test RL50 on July 29, 2012. Shown are the profiles of (a) u variance, (b) v variance, (c) w variance and (d) θ variance profile

方差，$\sigma_w^2=\overline{w'^2}/w_*^2$，以下简称为垂直速度方差；图 5a、b、c）和脉动位温方差（$\sigma_\theta^2=\overline{\theta'^2}/\theta_*^2$，以下简称位温方差；图 5d）的垂直分布。对流速度尺度（w_*）和温度尺度（θ_*）表示如下（Wood et al., 2010）：

$$w_*=\left[\frac{g z_i}{\overline{\theta_v}}\left(\overline{w'\theta_v'}\right)_s\right]^{1/3}, \tag{3}$$

$$\theta_*=\frac{(\overline{w'\theta_v'})_s}{w_*}, \tag{4}$$

其中，g 是重力加速度，θ_v是虚位温，z_i 是相应时刻的 CBL 高度，$(\overline{w'\theta_v'})_s$是地表湍流热通量。从图 5a 和 b 可以看到白天草地的（实线）水平速度方差在近地面有最大值，这是因为地表摩擦作用引起的。由于混合层内湍流均匀混合，水平速度方差随高度递减。垂直速度方差（图 5c，实线）由地面向上逐渐增大，在 (1/3)z_i 处达到最大，然后随高度逐渐减小，这主要因为白天从地表形成的热泡到 (1/3)z_i 处已充分发展，草地上速度方差的变化趋势与 Moeng and Sullivan（1994）以及 Sullivan and Patton（2011）的模拟研究结果一致。从图 5d 中可以看出，由于地表热泡的形成，位温方差在近地面较大，之后随着高度逐渐减小；在混合层内由于较强的湍流混合，位温方差基本不随高度发生变化；在夹卷层位温方差再次出现一个小峰值，这是因为夹卷作用将覆盖逆温层中的暖空气向下混合进入相对较冷的对流边界层，增大了与平均位温的差别。

图 5a 和 b 中夜间湖面上（虚线）水平速度方差随高度的变化趋势和白天草地的相同，但是水平速度方差在近地面和混合层较小，在夹卷层较大，这主要是由于白天草地表面较大的粗糙度长度（z_0=0.12 m，湖面 z_0=0.001 m）引起较大的风切变，有利于白天草地近地面水平方向的湍流形成，而与草地相比，湖上夹卷层较大的风速（图略）有利于产生较大的水平速度方差。另外，图 5c 显示，夜间湖上混合层内垂直速度方差也较小，这与湖上热通量较小有关。受夹卷作用的影响，湖上夹卷层垂直速度方差又较草地上的大。湖上夹卷层中较强的湍流活动也有利于自由大气的暖空气的向下卷入混合层，因此夜间湖上夹卷层的位温方差明显大于白天草地的（图 5d）。另外，从图 2 的分析可知湍流充分发展时湖上较草地上的覆盖逆温强度大，这也是导致湖上夹卷层位温方差较大的一个原因。Kim et al.（2003）的研究结果也指出“风切变能增强边界层顶的湍流运动从而导致较强的夹卷作用”，因此，结合图 4 的分析可知较大的风切变是导致黄河源区湖上边界层夹卷作用较强的主要原因。另外，草地和湖泊下垫面上模拟的近地层水平速度方差较垂直速度方差大，这与杨丽薇等（2017）以及沈鹏珂和张雪芹（2019）对高原其他地区的草甸和湖泊下垫面上观测资料的研究结果一致。

3.4 模式水平分辨率对模拟结果的影响

3.4.1 模式水平分辨率对边界层对流模拟的影响

为了分析不同尺度湍涡对白天草地与夜间湖面边界层结构的影响，图 6 给出了不同水平分辨率试验模拟的草地（15:30）与湖面上（03:30）混合层的虚位温廓线。从图 6a 和 b 可以看出，提高模式水平分辨率，模拟的混合层虚位温相差不大，如草地上试验 RG50 和 RG500 模拟的混合层最大温差约为 0.01 K，而试验 RL50 较试验 RL500 模拟的混合层最大温差约是 0.09 K。另外，试验 RL500 模拟的不同时次湖上混合层虚位温比实测值偏暖约 0.5 K（图略），这也说明了图 2b 中模拟的湖上混合层虚位温较实测结果偏暖并不是由于模式的水平分辨率造成的。

大涡模拟是直接计算含有主要能量的大尺度（RES）涡旋的运动，而对次网格尺度（SGS）涡旋的贡献进行参数化（Moeng, 1984），在大涡模式中提高水平分辨率意味着直接计算的湍流涡旋较多，进行次网格参数化的小尺度涡旋较少，理论上模拟的各种涡旋对湍流场的贡献更符合实际。图 7 给出了不同水平分辨率试验模拟的草地 15:30 与湖面上 03:30 湍流动能收支方程中浮力项和切变项的廓线，并将大涡旋（实线）和 SGS 涡旋（虚线）对浮力项和切变产生项的贡献分开讨论。图 7a、c 显示，草地和湖上近地层 SGS 涡旋对湍流动能的贡献较大。草地上边界层中部以及顶部存在由大涡贡献的切变产生项的两个峰值，SGS 涡旋的贡献在边界层中部较小而在顶部较大（图 7a），湖上仅在边界层顶附近存在一极大值（图 7c），且湖上边界层顶处的切变产生项较草地上的大。图 7b 显示白天草地上 SGS 涡旋对近地层浮力通量贡献较大，在 z/z_i=0.2 高度以上贡献近似为 0，但是 SGS 涡旋对夜间湖上近地层和夹卷层浮力通量的贡献较大（图 7d），这些结果可作为改进天气预报或大尺度模式中边界层参数化方案的定量参考。

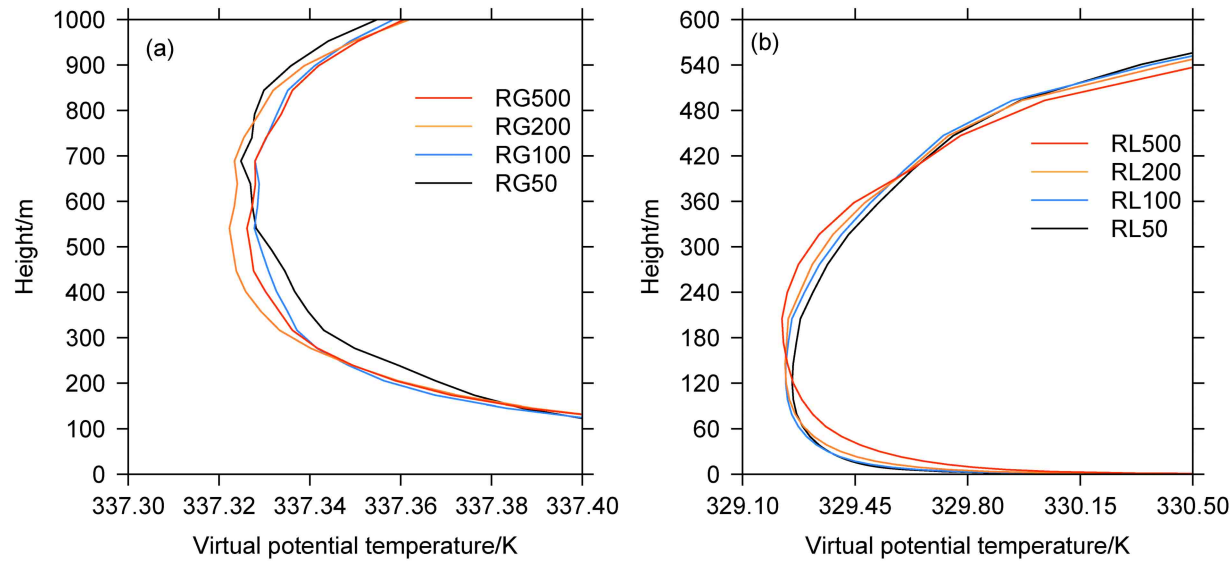

图 6　不同水平分辨率试验模拟的 2012 年 7 月 29 日（a）草地上 15:30 与（b）湖面上 03:30 混合层虚位温廓线

Fig. 6　Virtual potential temperatures in the mixed layer above (a) grassland at 1530 LT and above (b) lake at 0330 LT on July 29, 2012 from tests with horizontal grid spacing of 50, 100, 200 and 500 m

此外，从图 7 中还注意到提高分辨率，大涡旋对浮力通量和切变产生项的贡献有所增加，而 SGS 涡旋的贡献却减小。该结果与 Flores et al.（2013）以及 Shin and Dudhia（2016）的研究结果一致，即分辨率越高准确计算的湍涡（大涡旋）对湍流动能和湍流通量的贡献就越多，而由次网格模型模拟得到的小湍流涡旋的贡献就越少。另外，从图 7 还可以看出，改变模式水平分辨率对湖上夹卷层的影响较草地的大，这可能是因为湖上湍涡尺度较草地上的小。总之，提高大涡模式的水平分辨率，能够模拟出更多的小尺度湍流涡旋，而小尺度湍涡对边界层顶附近的夹卷及热量的输送有重要影响（Moeng and Sullivan, 1994; Pino et al., 2003; Shen et al., 2016），并且也有助于混合层的增暖。

图 8 是不同水平分辨率试验模拟的草地 15:30 和湖面上 03:30 垂直速度的垂直剖面图。从图 8 可以看出，水平分辨率较高模拟的对流泡较小、对流强度较强，如试验 RL50 模拟的上升气流的最大速度为 2.1 m s^{-1}，下沉气流的最大速度是 2.2 m s^{-1}，而试验 RL500 模拟的上升和下沉气流的最大强度分别为 0.4 m s^{-1} 和 0.4 m s^{-1}；较高的模式水平分辨率能够模拟出近地层（z/z_i=0.2）和夹卷层（z/z_i=1.0）中较小的对流泡 [如试验 RG50（图 8a）和 RL50（图 8e）]。与湖上相比，草地上对流泡的水平尺度较大、强度较强，但夹卷层的对流泡较少（图 8a–d），这说明草地上的夹卷作用较湖上的弱。夜间湖上不同分辨率的模拟结果也显示（图 8e–h），湖上 CBL 内上升、下沉气流有规律地间隔排列，且随着网格间距增大这种有组织的对流现象更明显。结合夜间湖泊下垫面上垂直速度的垂直（图 8）和水平（图 3）剖面分析，我们模拟得到黄河源区夜间鄂陵湖上空存在有组织的对流运动，而徐祥德等（2001）以及陈陟等（2002）通过观测发现当雄地区大气边界层内存在窄长的有组织的对流泡。图 8 说明模式水平分辨率的选取对边界层对流的模拟有较大影响；分辨率较高模拟的边界层对流强度较大，模拟的小尺度对流泡也较多，即模拟的对流结构更精细（Tian et al., 2003; 任燕等, 2018; 王蓉等, 2019）。

3.4.2　对边界层物理量水平分布的影响

为了进一步理解湍涡尺度对白天草地与夜间湖面对流边界层内不同高度上物理量分布的影响，图 9 和图 10 分别给出了不同水平分辨率试验模拟的 15:30 草地和 03:30 湖面上对流边界层 0.3z_i、0.7z_i 和 1.0z_i 高度处的垂直速度、位温和水汽混合比的概率密度函数（PDFs）分布。草地上垂直速度的 PDFs（图 9a、d、g）显示，从 0.7z_i 到 1.0z_i（图 9d、g）垂直速度呈正倾斜分布（峰值在左侧），下沉气流较上升气流较多，但上升气流的强度较大，这与 Huang et al.（2009）模拟的浮力驱动的边界层对流的结果一致。CBL 顶部这些少而强的上升气流会对降水和暴雨的发生和演变、云的

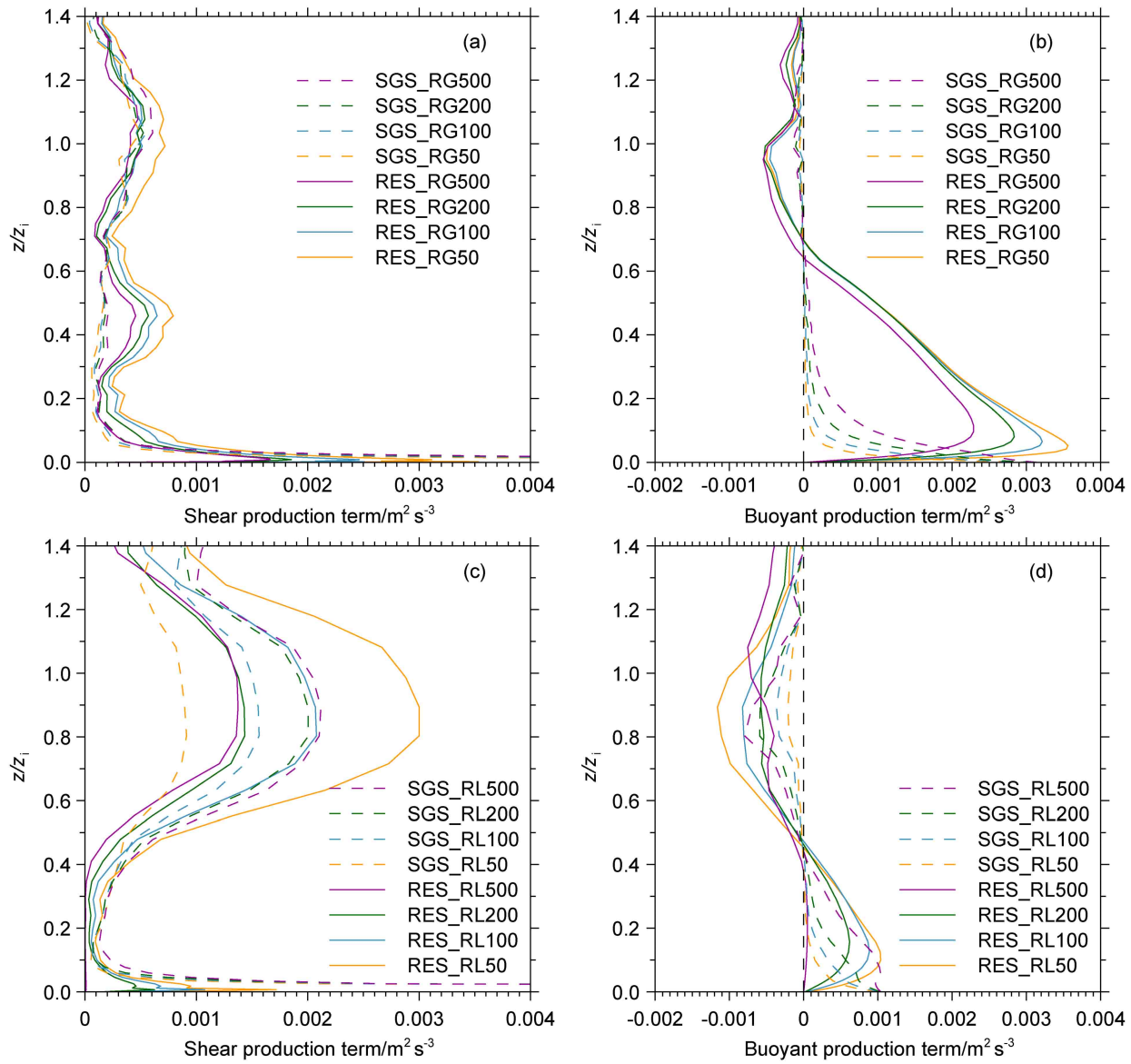

图 7 不同水平分辨率试验模拟的 2012 年 7 月 29 日（a、b）草地上 15:30 与（c、d）湖面上 03:30 混合层内浮力作用项（右列）、切变产生项（左列）廓线。实线表示直接计算所得大涡旋的贡献，虚线表示次网格涡旋的贡献

Fig. 7 Vertical profiles of buoyant production term (left column) and shear production term (right column) in the mixed layer (a, b) above grassland at 1530 LT and (c, d) above the lake at 0330 LT on July 29, 2012 from tests with horizontal grid spacing of 50, 100, 200 and 500 m. The resolved and sub-grid results are presented in solid lines and dashed lines, respectively

形成以及污染物的扩散具有重要的影响（Zhong et al., 2015; Zhao et al., 2019）。此外，试验 RG50 得到的垂直速度 PDFs 分布最宽。

从 $0.3z_i$ 到 $0.7z_i$ 位温也呈正倾斜分布（图 9h、e），上升气流较下沉气流暖，而且分辨率较高的试验模拟的上升气流较暖，因此 RG50 模拟的 CBL 平均位温最大，这与较高分辨率试验模拟的越多小尺度热泡有关（王蓉等, 2019）。在对流边界层低层和中上层（图 9i、f），水汽混合比的 PDFs 呈负倾斜分布（峰值在右侧）。在对流边界层顶（图 9b、c），位温和水汽混合比的 PDFs 分布趋于平缓，这是由于对流边界层顶的夹卷作用把覆盖逆温层中相对较暖和较干的空气向下卷入混合层。从图 9 的分析可知，提高大涡模式水平分辨率，模拟的白天草地 CBL 的垂直速度、位温和水汽混合比的 PDFs 分布有增宽的特征，这说明小尺度湍涡对 CBL 的湍流通量和夹卷通量有重要影响，从而影响草地 CBL 物理量的分布特征。

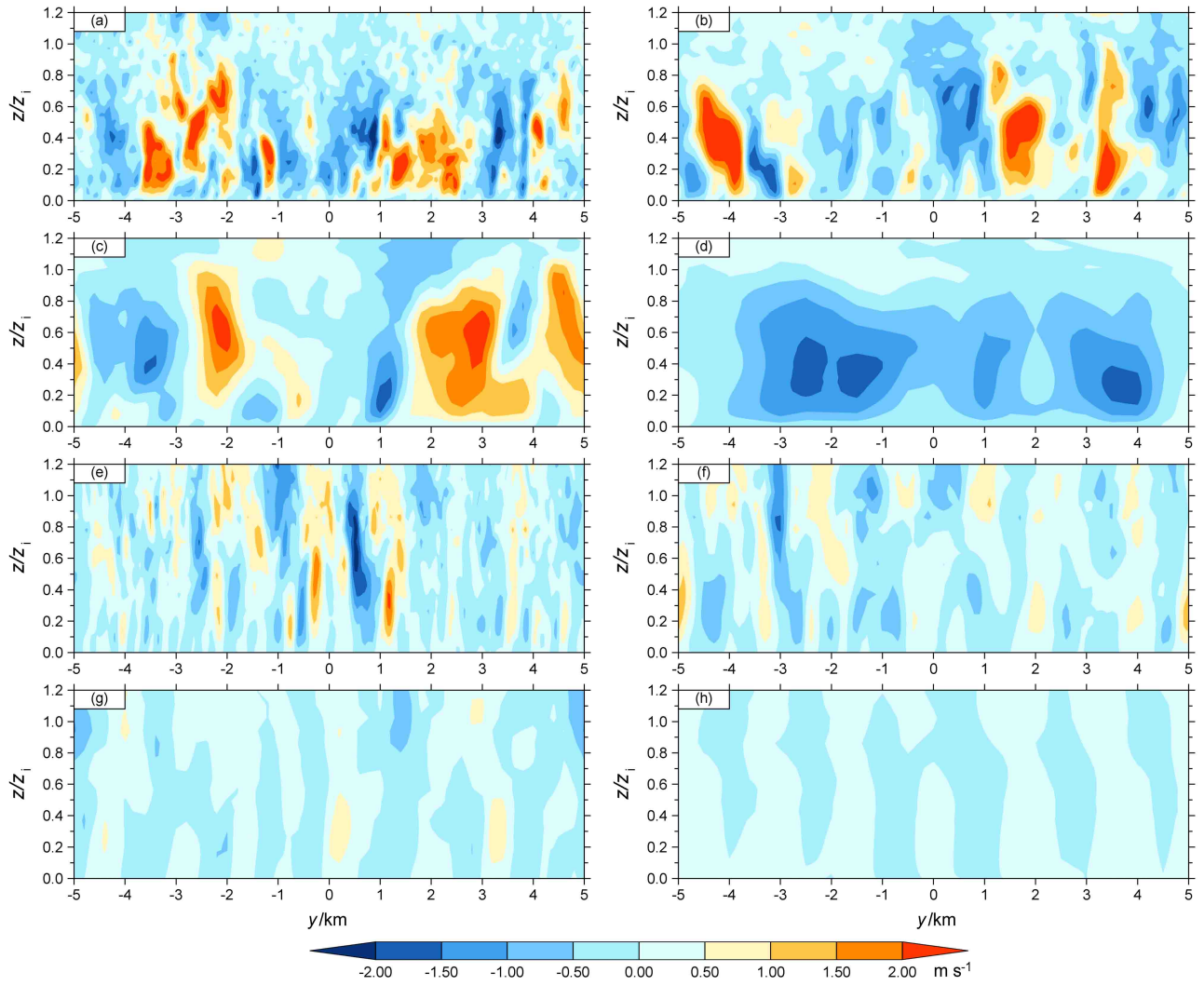

图 8　不同分辨率试验模拟的（a–d）2012 年 7 月 29 日草地 15:30 和（e–h）湖面上 03:30 垂直速度（填色；单位：m s^{-1}）的垂直剖面：（a、b、c、d）试验 RG50、RG100、RG200、RG500；（e、f、g、h）试验 RL50、RL100、RL200、RL500

Fig. 8　Instantaneous *y*–*z* cross section of the vertical velocity (shaded, units: m s^{-1}) at (a–d) 1530 LT above the grassland from tests (a) RG50, (b) RG100, (c) RG200, and (d) RG500; and at (b) 0330 LT above the lake from tests (e) RL50, (f) RL100, (g) RL200, and (h) RL500 on July 29, 2012, respectively

夜间湖上垂直速度的 PDFs 分布（图 10a、d、g）显示，上升气流与下沉气流的强度基本一致，这与湖面上有组织的边界层对流形式有关，且较高的分辨率能够模拟出垂直速度 PDFs 的“尾部”分布特征。另外，湖上 500 m 分辨率的试验 RL500 较草地上试验 RG500 模拟的 PDFs 更窄，这也进一步说明湖上有更多的小尺度湍涡，但位温的 PDFs 分布规律（图 10b、e、h）和草地上的基本一致。在对流边界层低层（图 10i），水汽混合比的 PDFs 分布较为对称，随高度升高水汽混合比的 PDFs 变为正倾斜分布（图 10c、f），即下沉气流较干燥而上升气流较湿润。与草地不同（图 9c），大涡模式分辨率较高，模拟的湖上对流边界层顶较湿润（图 10c 中试验 RL50、RL100、RL200 和 RL500 模拟的水汽混合比最大值分别约为 9.8 g kg^{-1}、9.8 g kg^{-1}、9.5 g kg^{-1} 和 8.9 g kg^{-1}），这是因为湖上水汽混合比较草地上的大，而且湖上混合层与覆盖逆温层的水汽混合比差别（约为 0.5 g kg^{-1}）较草地上的小（约为 1.5 g kg^{-1}），因此湖上夹卷进入混合层的空气较草地上的湿润。

3.4.3　实测和模拟的湍流通量的比较

图 11 是实测（3.2 m）和不同分辨率试验模拟（3.5 m）的近地面的湍流应力、湍流动能、热通量和水汽通量随时间的变化。从图 11a 中可以看到，

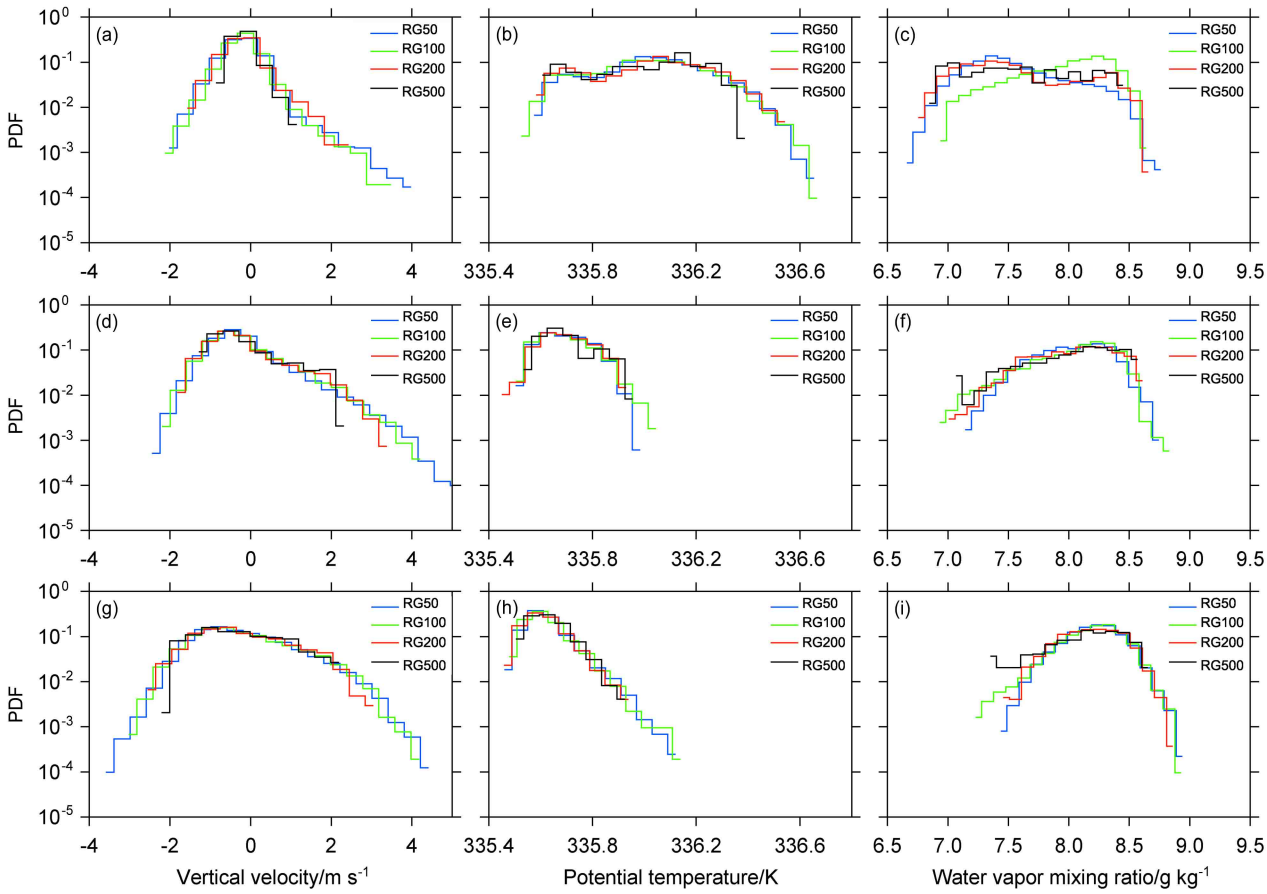

图 9 试验 RG50、RG100、RG200 和 RG500 模拟的 2012 年 7 月 29 日 15:30 草地对流边界层中 z=1.0z_i（第一行），z=0.7z_i（第二行），z=0.3z_i（第三行）高度处垂直速度（左列）、位温（中间列）、水汽混合比（右列）的概率密度函数（PDFs）分布

Fig. 9 PDFs (Probability Density Functions) of vertical velocity (left column), potential temperature (middle column), and water vapor mixing ratio (right column) above grassland from test RG50, RG100, RG200, and RG500 at 1530 LT on July 29, 2012 from z=0.3z_i (bottom line), z=0.7z_i (second line) and z=1.0z_i (top line)

白天草地上不同分辨率试验模拟得到的湍流应力与实测之间最大差值为 0.15 kg m^{-1} s^{-2}，且不同分辨率试验模拟的湍流应力接近，实测湍流应力的均值约 0.03 kg m^{-1} s^{-2}；热通量和水汽通量的模拟和实测值变化趋势基本一致，分别比实测的热通量和水汽通量小约 0.07°C m s^{-1} 和 0.03 g m^{-2} s^{-1}（图 11c、d）；模拟的湍流动能均比实测值高出至少 0.7 m^2 s^{-2}，且分辨率较高的试验得到的模拟值更接近实测结果（图 11b）。

夜间湖上模拟的热通量和水汽通量与实测值间的差别比白天草地上的小，分别约为 0.04°C m s^{-1} 和 0.01 g m^{-2} s^{-1}（图 11g、h）；湖上模拟的湍流动能与实测值在 04:30 之前较接近且随着分辨率的升高而增大，但模拟与实测结果在 04:30 到 06:30 之间差别较大（图 11f）；草地和湖上实测应力的均值约 0.03 kg m^{-1} s^{-2}，但湖上的模拟结果比草地上的更接近实测值（图 11e），这也许与草地的模拟试验中选取的粗糙度较大有关。另外，湖上实测湍流应力和湍流动能在 04:00 以后出现大的波动主要与此时段内湖上较大的风切变有关（图略）。

比较实测和模拟的近地面湍流通量与湍流动能发现，不同水平分辨率试验模拟的草地和湖上的热通量和水汽通量与实测结果较接近，但湍流应力和湍流动能与实测差别较大。另外，水平分辨率对近地面（近湖面）的湍流应力和湍流动能的模拟结果影响较大，尤其是对草地上湍流动能的影响，这说明草地上近地面湍涡尺度的变化范围较大。

3.4.4 不同尺度波对湍流通量贡献

图 12 是不同分辨率试验模拟的白天草地与夜间湖上不同尺度的波对热通量和水汽通量的贡献，即热通量和水汽通量的 Ogives 函数 [本文采用 Brooks and Rogers（2000）介绍的方法计算 Ogives

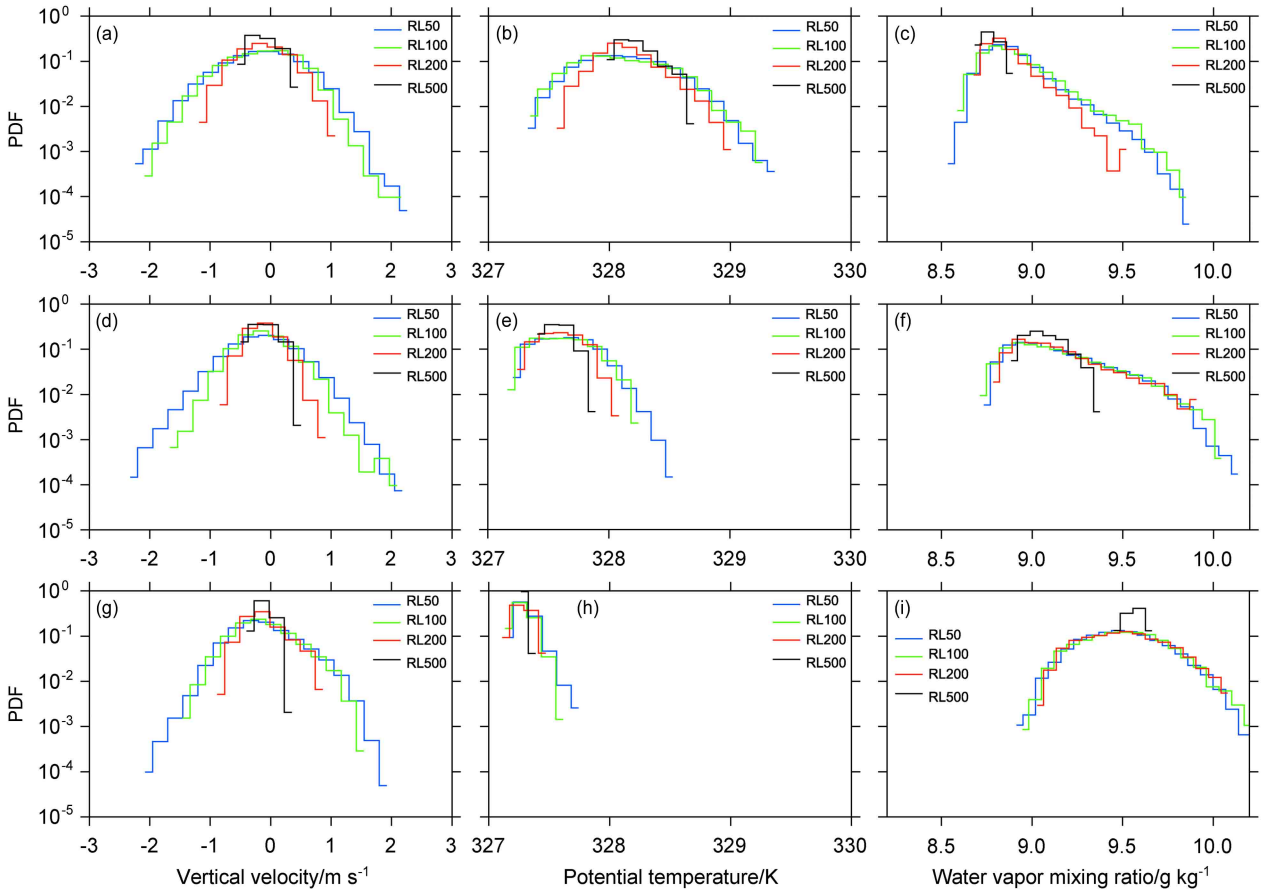

图 10　同图 9，但为试验 RL50、RL100、RL200 和 RL500 模拟的 2012 年 7 月 29 日 03:30 湖面上的结果

Fig. 10　Same as Fig. 9, but for the lake at 0330 LT on July 29, 2012 from test RL50, RL100, RL200 and RL500

函数，它表示不同波数的波对通量的累积贡献（Friehe et al., 1991）]。图 12 中 4 个不同水平分辨率试验中波数最大值分别为 100、50、25、10 m^{-1}，对应的波长最小值分别为 0.01、0.02、0.04、0.1 m（波长=1/波数），也就是说，降低模式分辨率模拟的波长尺度的变化范围减小，100 m、200 m、500 m 分辨率试验相对 50 m 分辨率试验模拟的波长范围分别缩减了 1%、3% 和 9%。图 12 的结果显示湍流通量随波数的增加而增大，增加到约总波数的 2/5 后保持不变，而且相同波数范围内白天草地各种尺度的波对热通量的累积贡献都大于夜间近湖面的。当模拟的波长尺度范围较大时（图 12a、c 中的红线所示），各种尺度的波对热通量贡献在 0～32 W m^{-2} 之间，波长的尺度范围缩减 3% 和 9% 后（图 12e、g），对热通量的贡献减少至 0～23 W m^{-2} 和 0～9 W m^{-2}。夜间湖上模拟结果显示湍流热通量随模拟的波长尺度范围缩减而减小，波长尺度范围缩减 9% 后，不同尺度的波对热通量的最大累积贡献由 16 W m^{-2} 减小到约 0.01 W m^{-2}（如图 12a、g 中蓝线）。对于水汽通量而言，水平分辨率高于 200 m 时，草地上各种尺度波对水汽通量的累积贡献最大值在 3×10^{-6} kg m^{-2} s 附近（图 12b、12d、f 中红线），而湖上的累积贡献最大值维持在 2×10^{-6} kg m^{-2} s 左右（图 12b、d、f 中蓝线）。当湖上波长的尺度范围缩减 9%，各种尺度的波对水汽通量的累计贡献基本为零，说明小尺度湍涡对水汽输送更有效，分辨率较高的试验模拟的夜间湖上水汽混合比较大（图略）也进一步证明了这个结论。另外，从图 12 可以看出，50 m 和 100 m 分辨率的试验模拟的各种尺度的波对热通量和水汽通量的累积贡献较为相近，夜间湖上选取较低分辨率时不同尺度的波对湍流通量的累积贡献明显减少。

4　总结与讨论

4.1　总结

本文利用黄河源区（SRYR）鄂陵湖流域实测资料，首次利用大涡模式（LEM）对比分析了白

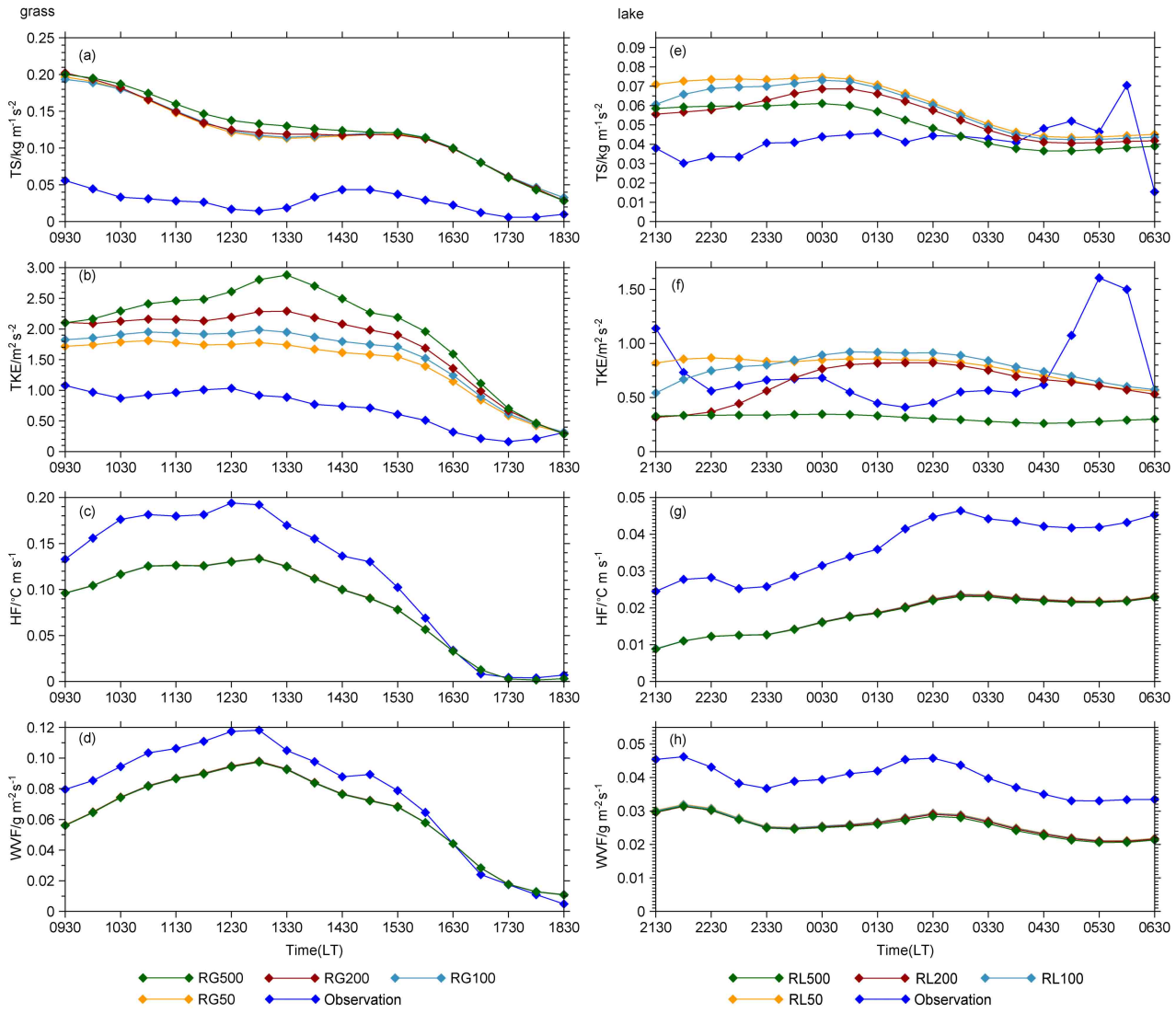

图 11 白天草地（左列）与夜间湖面上（右列）模拟（高度：3.5 m）和实测（高度：3.2 m）的 2012 年 7 月 29 日（a、e）湍流应力（TS）、（b、f）湍流动能（TKE）、（c、g）热通量（HF）和（d、h）水汽通量（WVF）随时间的变化

Fig. 11 (a, e) Turbulent stress (TS), (b, f) turbulent kinetic energy (TKE), (c, g) heat flux (HF) and (d, h) water vapor flux (WVF) for daytime grassland (left column) and nighttime lakes (right column) from simulations (height: 3.5 m) and observations (height: 3.2 m) on July 29, 2012, respectively

天草地与夜间湖面对流边界层（CBL）中精细的湍流结构特征，通过改变模式水平分辨率的敏感性试验，分析了不同尺度的湍涡对草地与湖上湍能的贡献、对流的形式和强度以及物理量空间分布的影响，还分析了不同尺度范围的波对湍流通量的贡献。本文的模拟结果加深了目前对于 SRYR 两种不同类型下垫面（草地和湖泊）上的边界层湍流结构及时空分布特征的研究，同时对草地和湖泊这两种类型的 CBL 模拟提出了模式分辨率选择的建议。本文所得模拟和诊断的结果表明：

（1）利用 LEM 模拟得到草地和湖面的 CBL 结构和演变与观测结果吻合较好。白天草地较大的感潜热通量促使 CBL 增厚变暖，CBL 高度可达 1.5 km 以上，而夜间湖上 CBL 增厚变冷，CBL 厚度约 0.5 km；对比白天草地和夜间湖上湍流结构及特征发现，白天草地的湍能收支、湍流强度变化和热泡结构特征均与陆地上热力驱动的 CBL 的研究结果一致；较大的风切变使夜间湖上出现有组织的边界层对流；较大的风切变以及较强的逆温增大了夜间湖上夹卷层的湍流强度，但白天草地近地面的湍强更大。

（2）白天草地和夜间湖上的对流强度和对流

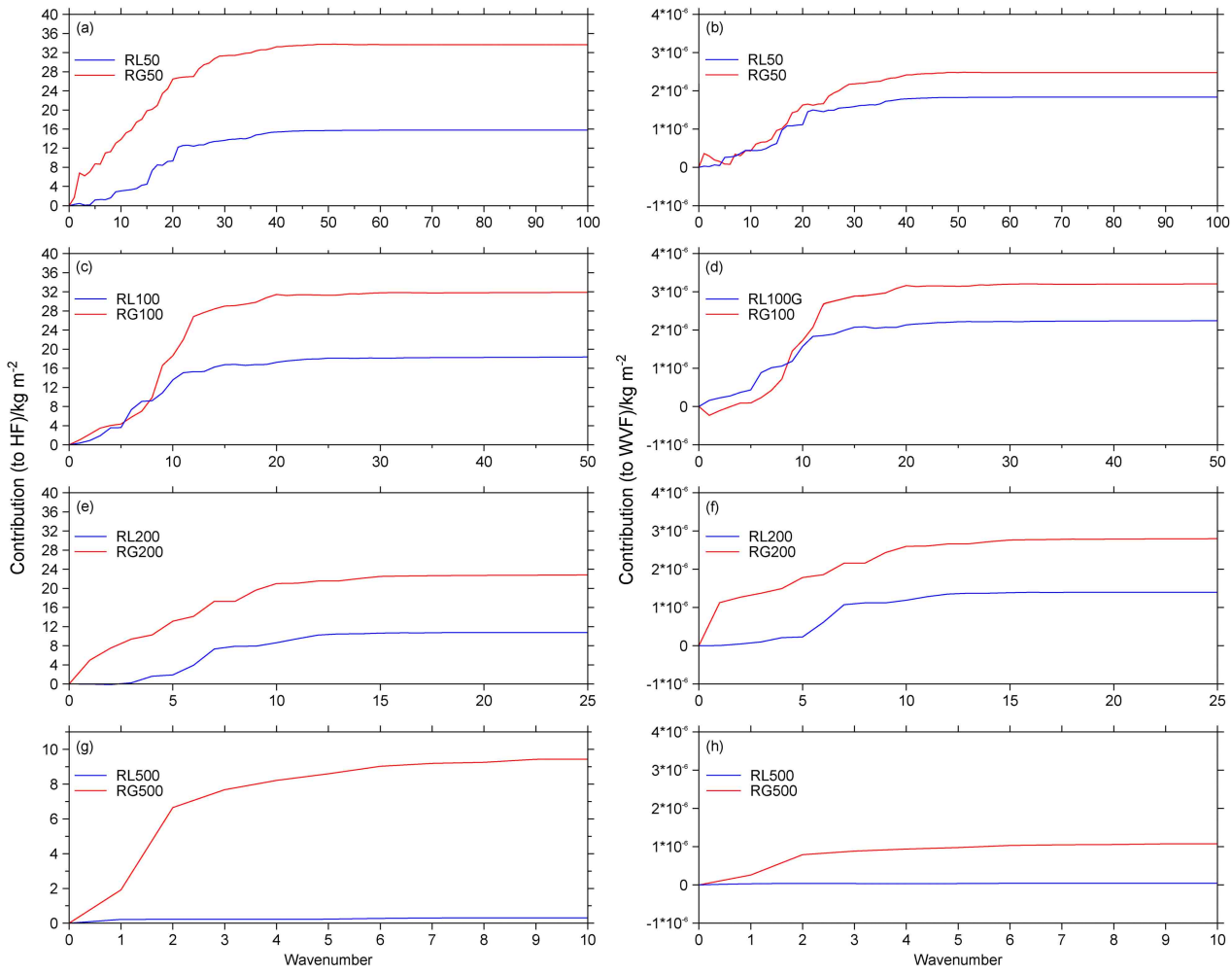

图 12　（a、b）50 m、（c、d）100 m、（e、f）200 m 和（g、h）500 m 分辨率试验模拟的 2012 年 7 月 29 日白天草地 15:30 与夜间湖面上 03:30 30 m 高度处不同尺度的波（不同波数）对热通量（左列；HF）和水汽通量（右列；WVF）的累积贡献

Fig. 12　Contribution of waves with different wavenumbers to heat fluxes (left column; HF) and water vapor fluxes (right column; WVF) at 1530 LT over grassland and at 0330 LT over lake from (a, b) 50 m, (c, d) 100 m, (e, f) 200 m, and (g, h) 500 m resolution runs on July 29, 2012

泡个数随模式水平分辨率的提高而增加；准确计算的湍涡对湍流动能的贡献随水平分辨率提高而增多，而次网格涡旋的贡献却减小；分辨率越高，草地与湖上物理量的 PDFs 分布越宽，且白天草地垂直速度的 PDFs 分布为正倾斜，而夜间湖上垂直速度的 PDFs 呈对称分布。与白天草地相比，夜间湖上风切变对夹卷层湍流动能的贡献较大，且近地层和夹卷层中次网格尺度涡旋对湍流动能的贡献不能忽略。

（3）白天草地和夜间湖上，不同分辨率试验模拟的湍流热通量和水汽通量与实测结果较接近，水平分辨率对草地上湍流动能的影响较大。另外，不同尺度范围的波对湍流通量的贡献随波数的增加而增加，增加到约总波数的 2/5 后基本不变。白天草地近地面各个尺度范围的波对湍流通量的贡献均大于夜间近湖面的。与草地相比，较低的水平分辨率会低估夜间湖上不同尺度的波对湍流通量的累积贡献。

因此，在不同水平分辨率模拟的 CBL 结构以及湍流通量与实测结果基本一致的前提下，对于湖上 CBL 模拟的水平分辨率应选择 50～100 m。对于草地 CBL 的模拟，考虑到模式分辨率的提高可能带来噪音信号的影响和计算时间增长等问题（Chow and Moin, 2003），建议选择网格距在 100～200 m 之间。

4.2　讨论

我国的青藏高原地区及其相邻的西北干旱半干旱区同为气候敏感区（王蓉等, 2020）。西北极端干旱荒漠区夏季晴天具有独特的深厚 CBL，这是

因为干旱的荒漠地表强烈吸收太阳辐射导致较大的地表净辐射，然后被高效的转化成地表感潜热通量；夜间地面强的辐射冷却使深厚的稳定边界层得以发展（张强等, 2007）。黄河源区白天草地上 CBL 的形成机理与西北干旱区晴天边界层的一致，只是黄河源区较湿润的下垫面上没有形成深厚的 CBL。另外，与西北干旱区夜间形成稳定边界层有所不同的是，由于湖水热容量较大，夜间释放出白天储存的热量，使得湖面与大气间也维持着正的感潜热通量，促进了夜间湖上 CBL 的发展。

黄河源区白天草地 CBL 内是典型的热力湍流，但是边界层对流和湍流强度较西北干旱区的低。夜间由于水平风速带来的动力条件以及“暖湖效应”引起的热量输送，形成夜间湖上湍流交换旺盛的特征，而且模拟显示夜间存在有组织的边界层对流卷特征，这与王蓉等（2015）研究热通量和风切变对西北干旱区边界层对流特征影响得到的结论是一致的。总之，黄河源区白天草地与夜间湖上 CBL 的结构特征和湍流特征与青藏高原夏季白天辐射强，昼夜温度变化显著以及风速较大等独特的高原气候环境特点密切相关。

致谢 感谢中国科学院西北生态环境资源研究院若尔盖高原湿地生态系统研究站提供观测数据。

参考文献（References）

卞林根, 陆龙骅, 程彦杰, 等. 2001. 青藏高原东南部昌都地区近地层湍流输送的观测研究 [J]. 应用气象学报, 12(1): 1−13. Bian Lingen, Lu Longhua, Cheng Yanjie, et al. 2001. Turbulent measurement over the southeastern Tibetan Plateau [J]. Quart. J. Appl. Meteor. (in Chinese), 12(1): 1−13. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2001.01.001

Biermann T, Babel W, Ma W Q, et al. 2014. Turbulent flux observations and modeling over a shallow lake and a wet grassland in the Nam Co Basin, Tibetan Plateau [J]. Theor. Appl. Climatol., 116(1-2): 301−316. doi:10.1007/s00704-013-0953-6

Brooks I M, Rogers D P. 2000. Aircraft observations of the mean and turbulent structure of a shallow boundary layer over the Persian Gulf [J]. Bound.-Layer Meteor., 95(2): 189−210. doi:10.1023/A:1002623712237

Brown A R, Derbyshire S H, Mason P J. 1994. Large-eddy simulation of stable atmospheric boundary layers with a revised stochastic subgrid model [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 120(520): 1485−1512. doi:10.1002/qj.49712052004

Catalano F, Moeng C H. 2010. Large-eddy simulation of the daytime boundary layer in an idealized valley using the Weather Research and Forecasting numerical model [J]. Bound.-Layer Meteor., 137(1): 49−75. doi:10.1007/s10546-010-9518-8

陈陟, 周明煜, 钱粉兰, 等. 2002. 我国西部高原大气边界层中的对流活动 [J]. 应用气象学报, 13(2): 142−155. Chen Zhi, Zhou Mingyu, Qian Fenlan, et al. 2002. Convective activities in the atmospheric boundary layer over the plateau in western China [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 13(2): 142−155. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2002.02.002

Chen X L, Škerlak B, Rotach M W, et al. 2016. Reasons for the extremely high-ranging planetary boundary layer over the western Tibetan Plateau in winter [J]. J. Atmos. Sci., 73(5): 2021−2038. doi:10.1175/JAS-D-15-0148.1

Chow F K, Moin P. 2003. A further study of numerical errors in large-eddy simulations [J]. J. Comput. Phys., 184(2): 366−380. doi:10.1016/S0021-9991(02)00020-7

Conzemius R J, Fedorovich E. 2006. Dynamics of sheared convective boundary layer entrainment. Part I: Methodological background and large-eddy simulations [J]. J. Atmos. Sci., 63(4): 1151−1178. doi:10.1175/JAS3691.1

段水强, 范世雄, 曹广超, 等. 2015. 1976～2014 年黄河源区湖泊变化特征及成因分析 [J]. 冰川冻土, 37(3): 745−756. Duan Shuiqiang, Fan Shixiong, Cao Guangchao, et al. 2015. The changing features and cause analysis of the lakes in the source regions of the Yellow River from 1976 to 2014 [J]. J. Glaciol. Geocryol. (in Chinese), 37(3): 745−756. doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2015.0084

封建民, 王涛, 谢昌卫, 等. 2004. 黄河源区生态环境退化研究 [J]. 地理科学进展, 23(6): 56−62. Feng Jianmin, Wang Tao, Xie Changwei, et al. 2004. A case study on the eco-environmental degradation in the source region of the Yellow River, Northeast Qinghai–Xizang Plateau [J]. Prog. Geogr. (in Chinese), 23(6): 56−62. doi:10.11820/dlkxjz.2004.06.007

冯璐, 仲雷, 马耀明, 等. 2016. 基于土壤温湿度观测资料估算藏北高原地区土壤热通量 [J]. 高原气象, 35(2): 297−308. Feng Lu, Zhong Lei, Ma Yaoming, et al. 2016. Estimation of soil heat flux over the northern Tibetan Plateau based on in-situ soil temperature and moisture data [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 35(2): 297−308. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2015.00006

Flores F, Garreaud R, Muñoz R C. 2013. CFD simulations of turbulent buoyant atmospheric flows over complex geometry: Solver development in OpenFOAM [J]. Comput. Fluids, 82: 1−13. doi:10.1016/j.compfluid.2013.04.029

Friehe C A, Shaw W J, Rogers D P, et al. 1991. Air–sea fluxes and surface layer turbulence around a sea surface temperature front [J]. J. Geophys. Res., 96(C5): 8593−8609. doi:10.1029/90JC02062

Gousseau P, Blocken B, Van Heijst G J F. 2012. Large-eddy simulation of pollutant dispersion around a cubical building: Analysis of the turbulent mass transport mechanism by unsteady concentration and velocity statistics [J]. Environ. Pollut., 167: 47−57. doi:10.1016/j.envpol.2012.03.021

Gray M E B, Petch J, Derbyshire S H, et al. 2001. Version 2.3 of the Met.Office large eddy model: part Ⅱ. Scientific documentation [R]. Met Office (APR) Turbulence and Diffusion Note No.276.

Huang Q, Marsham J H, Parker D J, et al. 2009. A comparison of roll and nonroll convection and the subsequent deepening moist convection: An LEM case study based on SCMS data [J]. Mon. Wea. Rev., 137(1): 350−365. doi:10.1175/2008MWR2450.1

黄倩, 王蓉, 田文寿, 等. 2014. 风切变对边界层对流影响的大涡模拟研究 [J]. 气象学报, 72(1): 100−115.　Huang Qian, Wang Rong, Tian Wenshou, et al. 2014. Study of the impacts of wind shear on boundary layer convection based on the large eddy simulation [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 72(1): 100−115. doi:10.11676/qxxb2014.007

Iqbal M, Wen J, Wang S P, et al. 2018. Variations of precipitation characteristics during the period 1960-2014 in the source region of the Yellow River, China [J]. J. Arid Land, 10(3): 388−401. doi:10.1007/s40333-018-0008-z

蒋宗立, 刘时银, 郭万钦, 等. 2018. 黄河源区阿尼玛卿山典型冰川表面高程近期变化 [J]. 冰川冻土, 40(2): 231−237.　Jiang Zongli, Liu Shiyin, Guo Wanqin, et al. 2018. Recent surface elevation changes of three representative glaciers in ányêmaqên Mountains, source region of Yellow River [J]. J. Glaciol. Geocryol. (in Chinese), 40(2): 231−237. doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2018.0027

Kim S W, Park S U, Moeng C H. 2003. Entrainment processes in the convective boundary layer with varying wind shear [J]. Bound.-Layer Meteor., 108(2): 221−245. doi:10.1023/A:1024170229293

李家伦, 洪钟祥, 孙菽芬. 2000. 青藏高原西部改则地区大气边界层特征 [J]. 大气科学, 24(3): 301−312.　Li Jialun, Hong Zhongxiang, Sun Shufen. 2000. An observational experiment on the atmospheric boundary layer in Gerze area of the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24(3): 301−312. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.03.02

李照国, 吕世华, 奥银焕, 等. 2012a. 黄河源区生态环境变化对湖泊效应影响的数值模拟 [J]. 高原气象, 31(6): 1591−1600.　Li Zhaoguo, Lü Shihua, Ao Yinhuan, et al. 2012a. Numerical simulation of impact of ecological environment change on lake effect in the source region of the Yellow River [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 31(6): 1591−1600.

李照国, 吕世华, 奥银焕, 等. 2012b. 鄂陵湖湖滨地区夏季近地层微气象特征与碳通量变化分析 [J]. 地理科学进展, 31(5): 602−608.
Li Zhaoguo, Lü Shihua, Ao Yinhuan, et al. 2012b. Analysis of micrometeorology and CO_2 flux characteristics over Lake Ngoring lakeside region in summer [J]. Prog. Geogra. (in Chinese), 31(5): 602−608. doi:10.11820/dlkxjz.2012.05.008

李照国, 吕世华, 文莉娟, 等. 2016. 一次干冷空气过境对鄂陵湖地区大气边界层过程的影响 [J]. 高原气象, 35(5): 1200−1211.　Li Zhaoguo, Lü Shihua, Wen Lijuan, et al. 2016. Influence of incursion of dry cold air on atmospheric boundary layer process in Ngoring Lake Basin [J]. Plateau Meteor, 35(5): 1200−1211. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2015.00076

Li X F, Zheng W Z, Yang X F, et al. 2013. Coexistence of atmospheric gravity waves and boundary layer rolls observed by SAR [J]. J. Atmos. Sci., 70(1): 3448−3459. doi:10.1175/JAS-D-12-0347.1

Li Z G, Lyu S, Ao Y H, et al. 2015. Long-term energy flux and radiation balance observations over Lake Ngoring, Tibetan Plateau [J]. Atmos. Res., 155: 13−25. doi:10.1016/j.atmosres.2014.11.019

Li X Y, Ma Y J, Huang Y M, et al. 2016. Evaporation and surface energy budget over the largest high-altitude saline lake on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. J. Geophys. Res., 121(18): 10470−10485. doi:10.1002/2016JD025027

Li Z G, Lyu S, Wen L J, et al. 2017. Effect of a cold, dry air incursion on atmospheric boundary layer processes over a high–altitude lake in the Tibetan Plateau [J]. Atmos. Res., 185: 32−43. doi:10.1016/j.atmosres.2016.10.024

Liang J L, Zhang Y, Wang Y, et al. 2014. Turbulence regimes and the validity of similarity theory in the stable boundary layer over complex terrain of the Loess Plateau, China [J]. J. Geophys. Res., 119(10): 6009−6021. doi:10.1002/2014JD021510

刘辉志, 冯健武, 王雷, 等. 2013. 大气边界层物理研究进展 [J]. 大气科学, 37(2): 467−476.　Liu Huizhi, Feng Jianwu, Wang Lei, et al. 2013. Overview of recent studies on atmospheric boundary layer physics and atmospheric environment at LAPC [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(2): 467−476. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12315

马耀明, 马伟强, 胡泽勇, 等. 2002. 青藏高原草甸下垫面湍流强度相似性关系分析 [J]. 高原气象, 21(5): 514−517.　Ma Yaoming, Ma Weiqiang, Hu Zeyong, et al. 2002. Similarity analysis of atmospheric turbulent intensity over grassland surface of Qinghai–Xizang Plateau [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 21(5): 514−517. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2002.05.012

Marsham J H, Parker D J, Grams C M, et al. 2008. Observations of mesoscale and boundary–layer scale circulations affecting dust transport and uplift over the Sahara [J]. Atmos. Chem. Phys., 8(23): 6979−6993. doi:10.5194/acp-8-6979-2008

McBean G A, Elliott J A. 1975. The vertical transports of kinetic energy by turbulence and pressure in the boundary layer [J]. J. Atmos. Sci., 32(4): 753−766. doi:10.1175/1520-0469(1975)032<0753:TVTOKE>2.0.CO;2

Moeng C H. 1984. A large-eddy-simulation model for the study of planetary boundary–layer turbulence [J]. J. Atmos. Sci., 41(13): 2052−2062. doi:10.1175/1520-0469(1984)041<2052:ALESMF>2.0.CO;2

Moeng C H, Sullivan P P. 1994. A comparison of shear- and buoyancy-driven planetary boundary layer flows [J]. J. Atmos. Sci., 51(7): 999−1022.　doi:10.1175/1520-0469(1994)051<0999:ACOSAB>2.0.CO;2

Pino D, Vilà-Guerau de Arellano J, Duynkerke P G. 2003. The contribution of shear to the evolution of a convective boundary layer [J]. J. Atmos. Sci., 60(16): 1913−1926. doi:10.1175/1520-0469(2003)060<1913:TCOSTT>2.0.CO;2

Qiu J. 2008. China: The third pole [J]. Nature, 454(7203): 393−396. doi:10.1038/454393a

任燕, 黄倩, 张君霞, 等. 2018. 大涡模式分辨率对海洋信风区大气边界层结构和演变模拟的影响 [J]. 热带气象学报, 34(1): 23−33.
Ren Yan, Huang Qian, Zhang Junxia, et al. 2018. Effect of large eddy resolution on simulation of structure and evolution of the marine trade–wind boundary layer [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 34(1):

23−33. doi:10.16032/j.issn.1004-4965.2018.01.003

沈鹏珂, 张雪芹. 2019. 藏南羊卓雍错湖面大气湍流特征观测分析 [J]. 湖泊科学, 31(1): 243−255. Shen Pengke, Zhang Xueqin. 2019. Observation of atmospheric turbulence characteristics over the Yamzhog Yumco, South Tibet [J]. J. Lake Sci. (in Chinese), 31(1): 243−255. doi:10.18307/2019.0123

Shen L D, Sun J N, Yuan R M, et al. 2016. Characteristics of secondary circulations in the convective boundary layer over two-dimensional heterogeneous surfaces [J]. J. Meteor. Res., 30(6): 944−960. doi:10.1007/s13351-016-6016-z

Shin H H, Dudhia J. 2016. Evaluation of PBL parameterizations in WRF at subkilometer grid spacings: Turbulence statistics in the dry convective boundary layer [J]. Mon. Wea. Rev., 144(3): 1161−1177. doi:10.1175/MWR-D-15-0208.1

Sikora T D, Ufermann S. 2004. Marine atmospheric boundary layer cellular convection and longitudinal roll vortices [M]//Jackson C R, Apel J R. Synthetic Aperture Radar: Marine User’s Manual. Washington, DC: NOAA, 321–330.

Stevens B, Moeng C H, Ackerman A S, et al. 2005. Evaluation of Large-Eddy Simulations via Observations of Nocturnal Marine Stratocumulus [J]. Mon. Wea. Rev., 133(6): 1443−1462. doi:10.1175/MWR2930.1

Stull R B. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 666pp.

Sullivan P P, Patton E G. 2011. The effect of mesh resolution on convective boundary layer statistics and structures generated by large–eddy simulation [J]. J. Atmos. Sci., 68(10): 2395−2415. doi:10.1175/JAS-D-10-05010.1

唐恬, 王磊, 文小航. 2013. 黄河源鄂陵湖地区辐射收支和地表能量平衡特征研究 [J]. 冰川冻土, 35(6): 1462−1473. Tang Tian, Wang Lei, Wen Xiaohang. 2013. A study of the radiation and surface energy balance around the Ngoring Lake in source regions of the Yellow River [J]. J. Glaciol. Geocryol. (in Chinese), 35(6): 1462−1473. doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2013.0162

Tian W S, Parker D J, Kilburn C A D. 2003. Observations and numerical simulation of atmospheric cellular convection over mesoscale topography [J]. Mon. Wea. Rev., 131(1): 222−235. doi:10.1175/1520-0493(2003)131<0222:OANSOA>2.0.CO;2

Wang B B, Ma Y M, Chen X L, et al. 2015. Observation and simulation of lake–air heat and water transfer processes in a high-altitude shallow lake on the Tibetan Plateau [J]. J. Geophys. Res., 120(24): 12327−12344. doi:10.1002/2015JD023863

王蓉, 黄倩, 田文寿, 等. 2015. 边界层对流对示踪物抬升和传输影响的大涡模拟研究 [J]. 大气科学, 39(4): 731−746. Wang Rong, Huang Qian, Tian Wenshou, et al. 2015. Study of a large eddy simulation of the effects of boundary layer convection tracer uplift and transmission [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39(4): 731−746. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14155

Wang B B, Ma Y M, Ma W Q, et al. 2017. Physical controls on half-hourly, daily, and monthly turbulent flux and energy budget over a high-altitude small lake on the Tibetan Plateau [J]. J. Geophys. Res., 122(4): 2289−2303. doi:10.1002/2016JD026109

王蓉, 黄倩, 岳平. 2019. 大涡模式水平分辨率对边界层夹卷过程及示踪物垂直传输的影响 [J]. 干旱气象, 37(1): 48−56. Wang Rong, Huang Qian, Yue Ping. 2019. Effect of large eddy horizontal resolution on simulation of entrainment and tracer vertical transport [J]. J. Arid Meteor. (in Chinese), 37(1): 48−56. doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2019)-01-0048

王蓉, 张强, 岳平, 等. 2020. 大气边界层数值模拟研究与未来展望 [J]. 地球科学进展, 35(4): 331−349. Wang Rong, Zhang Qiang, Yue Ping, et al. 2020. Summary and prospects of numerical simulation research of the atmospheric boundary layer [J]. Adv. Earth Sci. (in Chinese), 35(4): 331−349. doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2020.036

Wen L J, Lv S H, Li Z G, et al. 2015. Impacts of the two biggest lakes on local temperature and precipitation in the Yellow River source region of the Tibetan Plateau [J]. Adv. Meteor., 2015: 248031. doi:10.1155/2015/248031

Wood C R, Lacser A, Barlow J F, et al. 2010. Turbulent flow at 190 m height above London during 2006-2008: A climatology and the applicability of similarity theory [J]. Bound.-Layer Meteor., 137(1): 77−96. doi:10.1007/s10546-010-9516-x

吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 2004. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展 [J]. 气象学报, 62(5): 528−540. Wu Guoxiong, Mao Jiangyu, Duan Anmin, et al. 2004. Recent progress in the study on the impacts of Tibetan Plateau on Asian summer climate [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 62(5): 528−540. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2004.05.002

吴灏, 叶柏生, 吴锦奎, 等. 2013. 疏勒河上游高寒草甸下垫面湍流特征分析 [J]. 高原气象, 32(2): 368−376. Wu Hao, Ye Baisheng, Wu Jinkui, et al. 2013. Analysis on turbulent feature of alpine meadow in the upper reach of Shule River [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 32(2): 368−376. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00036

吴国雄, 何编, 刘屹岷, 等. 2016. 青藏高原和亚洲夏季风动力学研究的新进展 [J]. 大气科学, 40(1): 22−32. Wu Guoxiong, He Bian, Liu Yimin, et al. 2016. Recent progresses on dynamics of the Tibetan Plateau and Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(1): 22−32. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1504.15129

Xiao W, Liu S D, Wang W, et al. 2013. Transfer coefficients of momentum, heat and water vapour in the atmospheric surface layer of a large freshwater lake [J]. Bound.-Layer Meteor., 148(3): 479−494. doi:10.1007/s10546-013-9827-9

徐祥德, 周明煜, 陈家宜, 等. 2001. 青藏高原地-气过程动力、热力结构综合物理图象 [J]. 中国科学 (D 辑), 45(7): 577−594. Xu Xiangde, Zhou Mingyu, Chen Jiayi, et al. 2001. A comprehensive physical pattern of land-air dynamic and thermal structure on the Qinghai–Xizang Plateau [J]. Sci. China Ser. D Earth Sci., 45(7): 577−594. doi:10.3969/j.issn.1674-7240.2001.05.011

Xu G R, Xie Y F, Cui C G, et al. 2016. Sensitivity of the summer precipitation simulated with WRF model to planetary boundary layer parameterization over the Tibetan Plateau and its downstream areas [J]. J. Geol. Geophys., 5(4): 249. doi:10.4172/2381-8719.1000249

Xu H X, Wang M Z, Wang Y J, et al. 2018. Performance of WRF large

eddy simulations in modeling the convective boundary layer over the Taklimakan desert, China [J]. J. Meteor. Res., 32(6): 1011−1025. doi:10.1007/s13351-018-8001-1

杨显玉, 文军. 2012. 扎陵湖和鄂陵湖大气边界层特征的数值模拟 [J]. 高原气象, 31(4): 927−934.　Yang Xianyu, Wen Jun. 2012. Numerical simulation of characteristic of atmospheric boundary layer over Lake Gyaring and Ngoring [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 31(4): 927−934.

杨丽薇, 高晓清, 惠小英, 等. 2017. 青藏高原中部聂荣亚寒带半干旱草地近地层湍流特征研究 [J]. 高原气象, 36(4): 875−885.　Yang Liwei, Gao Xiaoqing, Hui Xiaoying, et al. 2017. Study on turbulence characteristics in the atmospheric surface layer over Nyainrong grassland in central Qinghai–Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 36(4): 875−885. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2016.00089

Yue P, Zhang Q, Wang R Y, et al. 2015. Turbulence intensity and turbulent kinetic energy parameters over a heterogeneous terrain of Loess Plateau [J]. Adv. Atmos. Sci., 32(9): 1291−1302. doi:10.1007/s00376-015-4258-9

张强. 2003. 大气边界层气象学研究综述 [J]. 干旱气象, 21(3): 74−78.　Zhang Qiang. 2003. Review of atmospheric boundary layer meterology [J]. Arid Meteor. (in Chinese), 21(3): 74−78.

张强, 胡隐樵. 2001. 大气边界层物理学的研究进展和面临的科学问题 [J]. 地球科学进展, 16(4): 526−532.　Zhang Qiang, Hu Yinqiao. 2001. Scientific problems and advance of atmospheric boundary layer physics [J]. Adv. Earth Sci. (in Chinese), 16(4): 526−532. doi:10.3321/j.issn:1001-8166.2001.04.013

张强, 赵映东, 王胜, 等. 2007. 极端干旱荒漠区典型晴天大气热力边界层结构分析 [J]. 地球科学进展, 22(11): 1150−1159.　Zhang Qiang, Zhao Yingdong, Wang Sheng, et al. 2007. A study on atmospheric thermal boundary layer structure in extremely arid desert and Gobi region on the clear day in summer [J]. Adv. Earth Sci. (in Chinese), 22(11): 1150−1159. doi:10.3321/j.issn:1001-8166.2007.11.007

张强, 王蓉, 岳平, 等. 2017. 复杂条件陆—气相互作用研究领域有关科学问题探讨 [J]. 气象学报, 75(1): 39−56.　Zhang Qiang, Wang Rong, Yue Ping, et al. 2017. Several scientific issues about the land–atmosphere interaction under complicated conditions [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 75(1): 39−56. doi:10.11676/qxxb2017.003

Zhang W C, Guo J P, Miao Y C, et al. 2018. On the summertime planetary boundary layer with different thermodynamic stability in China: A radiosonde perspective [J]. J. Climate, 31(4): 1451−1465. doi:10.1175/JCLI-D-17-0231.1

赵采玲, 吕世华, 李照国, 等. 2014. 夏季巴丹吉林沙漠陆面热状况对边界层高度影响的模拟实验 [J]. 高原气象, 33(6): 1526−1533.　Zhao Cailing, Lü Shihua, Li Zhaoguo, et al. 2014. Numerical simulation of influence of land surface thermal condition on Badain Jaran desert atmospheric boundary layer height in summer [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 33(6): 1526−1533. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00160

Zhao Y, Xu X D, Ruan Z, et al. 2019. Precursory strong-signal characteristics of the convective clouds of the central Tibetan Plateau detected by radar echoes with respect to the evolutionary processes of an eastward-moving heavy rainstorm belt in the Yangtze River Basin [J]. Meteor. Atmos. Phys., 131(4): 697−712. doi:10.1007/s00703-018-0597-2

Zhong L Z, Mu R, Zhang D L, et al. 2015. An observational analysis of warm–sector rainfall characteristics associated with the 21 July 2012 Beijing extreme rainfall event [J]. J. Geophys. Res., 120(8): 3274−3291. doi:10.1002/2014JD02268