

陈金雷, 文军, 王欣, 等. 2017. 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 [J]. 大气科学, 41 (2): 302–312. Chen Jinlei, Wen Jun, Wang Xin, et al. 2017. 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 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (2): 302–312, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1607.16103.

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

陈金雷^{1,2} 文军^{1,3} 王欣¹ 张堂堂¹ 贾东于^{1,2} 周娟^{1,2} 王作亮¹

1 中国科学院西北生态环境资源研究院陆面过程与气候变化重点实验室, 兰州 730000

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

摘 要 湿地是由陆地和水体形成的自然综合体, 具有重要的生态、水文和生物地球化学功能, 黄河源高寒湿地作为黄河重要的水源涵养区, 对其下垫面水热交换特征及关键影响参数的研究具有非常重要的意义。本文利用中国科学院西北生态环境资源研究院麻多黄河源气候与环境变化观测站 2014 年 6~8 月观测资料, 分析了黄河源区高寒湿地—大气间暖季水热交换特征, 并利用公用陆面模式 (Community Land Model, 简称 CLM) 模拟了热通量变化, 提出针对高寒湿地的粗糙度优化方案。主要结果如下: (1) 暖季向上、向下短波与净辐射的平均日变化规律一致, 向上、向下长波平均日变化平缓, 地表温度升高相对于向下短波具有滞后性, 潜热通量始终为正值并大于感热通量; (2) 温度变化显著层结为 20 cm 以上土壤浅层, 存在明显的日循环规律, 土壤中热量 09:00 (北京时间, 下同) 下传至 5 cm 深度, 温度升高, 11:00 至 10 cm 深度, 13:00 至 20 cm 深度, 18:00 后开始上传, 温度降低, 40 cm 及以下深度受此影响较小, 热量在土壤中整体由浅层向深层输送; (3) 土壤湿度平均日变化小, 5 cm 深度为土壤湿度最小层, 10 cm 深度为最大层; (4) 麻多高寒湿地动力学粗糙度 Z_{0m} 在暖季变化稳定, 可作为常数, $Z_{0m}=0.0143$ m; (5) 提出更加适合高寒湿地下垫面暖季附加阻尼 kB^{-1} 参数化方案, 使得热通量模拟效果较 CLM 原始方案有所提高。以上结果对于研究湿地下垫面陆面过程具有重要意义。

关键词 高寒湿地 水热交换 参数化 粗糙度 附加阻尼

文章编号 1006-9895(2017)02-0302-11

中图分类号 P413

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1607.16103

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

CHEN Jinlei^{1,2}, WEN Jun^{1,3}, WANG Xin¹, ZHANG Tangtang¹, JIA Dongyu^{1,2},
ZHOU Juan^{1,2}, and WANG Zuoliang¹

1 Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

收稿日期 2016-01-05; 网络预出版日期 2016-07-18

作者简介 陈金雷, 男, 1992 年出生, 博士研究生, 主要从事陆面过程研究。E-mail: jlchen@lzb.ac.cn

通讯作者 文军, E-mail: jwen@lzb.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41530529、41375022、41675157, 中国科学院重点部署项目 KZZD-EW-13

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41530529, 41375022, and 41675157), Key Research Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant KZZD-EW-13)

3 School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract Wetland is a natural complex of land and water, which has important functions in ecology, hydrology and biogeochemistry. The alpine wetland in the source region of the Yellow River (SRYR) is a key water conservation area of the Yellow River, and it is important to understand the characteristics of water and heat exchanges and their crucial influencing factors in this region. In this paper, the characteristics of water and heat exchanges are analyzed using the field observation data provided by Maduo Climate and Environment Monitoring Laboratory of Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, CAS (Chinese Academy of Sciences) for June–August 2014 over the alpine wetland in the SRYR. The Community Land Model (CLM) is applied to simulate heat flux. A roughness length scheme, which aims at the alpine wetland, is designed based on the simulation results. The main results are as follows: (1) The upward and downward short-wave radiation and net radiation fluxes in the warm season have similar diurnal variation patterns, and the diurnal fluctuations of the upward and downward long-wave radiation fluxes are small. The increase in surface temperature lags the increases in downward shortwave radiation flux, and the latent heat flux is always positive and greater than the sensible heat flux. (2) The soil layer in which temperature has significant changes is the top shallow layer in 0–20 cm depth, where there exists an obvious diurnal cycle of temperature variation. The soil temperature starts increasing when heat is transferred down to 5 cm depth at 0900 BJT (Beijing time), and the heat reaches 10 cm depth at 1100 BJT and 20 cm depth at 1300 BJT. Soil temperature starts decreasing because of the upward transfer of heat after 1800 BJT. The soil layer below 40 cm is hardly influenced by the radiation flux, and the general characteristics of heat transfer is from the shallow top layer to deep layers. (3) The diurnal variation of soil moisture is small, and the soil at 5 cm and 10 cm depths have the minimum and maximum moisture content, respectively. (4) The roughness length for momentum (Z_{0m}) over the alpine wetland in Maduo during the warm season is stable, which can be set to be a constant $Z_{0m}=0.0143$ m. (5) The newly added damping kB^{-1} schemes are designed for local alpine wetland, which have a better performance in simulating the surface heat flux than the original scheme of CLM. All these results have significant contributions to the research of land surface process over the wetland.

Keywords Alpine wetland, Water–heat exchange, Parameterization, Roughness length, Additional damping

1 引言

陆地—大气耦合的主要能量来源于太阳辐射，太阳辐射以短波形式到达地面，经地面吸收、反射后，一部分通过长波辐射回馈大气，另一部分以感热、潜热的形式影响局地水热交换过程及大气环流。陆—气间相互作用不仅是影响局地小气候效应的重要因素，也在全球气候变化中扮演重要角色，对陆面水热交换过程的研究有助于深入了解区域气候系统水热循环规律及其对气候变化的响应特征。基于陆—气间相互作用研究的重要性，全球能量和水循环研究计划 (Global Energy and Water Exchange, 简称 GEWEX)、国际地圈—生物圈计划 (International Geosphere–Biosphere Programme, 简称 IGBP)、联合国环境计划 (United Nations Environment Programme, 简称 UNEP)、国际气候变化及可预测性研究计划 (Climate Variability and Predictability, 简称 CLIVAR) 等都将陆面过程观测和陆—气间相互作用作为重要的研究内容 (徐祥德和陈联寿, 2006)。青藏高原海拔高、辐射强、昼夜温差大造就了其独特的气候及水热交换特征，张

宇等利用“青藏高原能量与水分观测试验”加强观测期资料对青藏高原地区陆面过程进行了模拟，发现模拟的感热、潜热通量以及地表反射的太阳辐射较观测值偏大 (张宇和吕世华, 2002); 姚德良等 (2004) 研究了海北高寒草甸地区陆—气间水热传输过程，并考虑叶气孔为非饱和水汽条件下的交换情况，给出了修正后的根系吸水模式; 马耀明等 (2006) 利用卫星遥感推算了藏北高原地区区域近地面热通量; 李茂善等 (2008) 对纳木错湖区近地面微气象特征及近地面热量交换进行了细致研究，揭示了纳木错湖区地气能量交换一般规律。利用地面观测资料可以较好地分析局地水热交换规律，但是站点少、仪器及维护费用昂贵使得直接利用站点观测难以进行大尺度范围的研究，卫星遥感及陆面模式模拟成为不可或缺的手段。

陆面模式可以完整描述陆面物理过程，对于陆—气间相互作用研究具有不可替代的作用。模拟结果往往需要进行验证，以评价模式模拟效果，进而对其进行改进。单点模拟可以直接与站点观测进行对比，区域尺度模拟无法直接进行验证，需要首先通过升空间尺度方法获得区域真值，就此学者们发

展了多种基于遥感参量或站点资料的升空间尺度方法 (Qin et al., 2013; Chen et al., 2016)。高原地区由于高海拔等特殊下垫面性质, 热通量模拟结果往往与观测值存在较大差异。陆面模式基于 Monin-Obukhov 相似理论 (Garratt, 1994; Brutsaert, 1998) 模拟热通量变化, 将感热通量作为地面温度与近地层空气温度的梯度, 动力学粗糙度及热力学粗糙度计算方案对于感热、潜热通量模拟至关重要 (Su et al., 2001)。对此学者提出了一系列粗糙度参数化方案, 大都将动力学粗糙度 Z_{0m} 与地表几何参数相联系, 例如冠层高度、叶面积指数、归一化植被指数、地表类型和植被覆盖度等 (Wiernga, 1993; Bastiaanssen et al., 1998; Su, 2002; Zheng et al., 2012; Brutsaert, 2013)。附加阻尼 $kB^{-1} = \ln(Z_{0m}/Z_{0h})$ (Z_{0h} 为热力学粗糙度), 经常用来代替研究热力学粗糙度。Brustasaert 认为 kB^{-1} 可以被参数化为粗糙度雷诺数与植被参数的函数 (Brutsaert, 1998); Sun (1999) 发现 kB^{-1} 即使在均一草地下垫面也具有日变化特点, 并且不唯一归因于粗糙度雷诺数的大小; kB^{-1} 大小跟流动类型有关, Yang et al. (2008) 指出其日变化应被参数化为摩擦速度与摩擦温度的函数。本研究采用 CLM (Community Land Model) 模拟近地面热通量变化, 并针对湿地下垫面性质, 设计附加阻尼参数化方案。

CLM 是通用地球系统模式中的陆面模块, 综合了生物圈—大气圈传输方案陆面模式 (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, 简称 BATS)、中国科学院大气物理研究所陆面过程模式 (Institute of Atmospheric Physics Land Surface Model 1994, 简称 IAP94) 和 NCAR 陆面过程模式 (Land Surface Model, 简称 LSM) 等陆面模式的优点, 是目前世界上发展最为完善的, 也是最具发展潜力的陆面模式之一 (Dickinson et al., 2006)。CLM4.0 主要包含 4 个部分 (Lawrence et al., 2011): (1) 生物地球物理过程, 包括太阳辐射吸收和散射、地气间能量和动量交换以及气溶胶沉降等; (2) 水文过程, 包括降水、植被蒸散、地表和地下径流、融雪等; (3) 生物地球化学过程, 包括植被光合作用、碳氮循环、化学物质的交换等; (4) 动态植被。CLM4.5 在 CLM4.0 基础上, 对辐射传输、水文、雪覆盖及湖泊模型等方面进行了一系列修改, 但是并未改进湿地下垫面热通量粗糙度计算方案, 仍旧将其与裸地和冰川同等对待, 本研究采用 CLM4.0 进行模拟。

综上所述, 虽然学者们对于青藏高原不同下垫面陆—气间水热交换做了多方面研究, 但是目前湿地研究多集中于湿地类型变化、湿地退化、碳氮循环以及湿地脆弱性等方面, 对于湿地下垫面能水特征及热通量研究较少, 所以本文利用中国科学院西北生态环境资源研究院 (简称西北研究院) 麻多黄河源气候与环境变化观测站 2014 年 6~8 月边界层塔 (Planetary Boundary Layer tower, 简称 PBL tower)、涡动相关 (Eddy covariance, 简称 EC) 观测资料以及土壤温湿度观测资料, 对高寒湿地下垫面辐射及能量收支、土壤温湿度变化特征进行研究, 并利用 CLM4.0 模拟当地感热通量、潜热通量变化, 提出湿地粗糙度优化方案, 为模式参数化改进提供参考。主要内容如下: 第一部分介绍研究区概况及观测资料; 第二部分分析高寒湿地—大气间水热交换特征, 包括近地面能量收支、土壤温湿度特征; 第三部分利用 CLM4.0 模拟感热通量、潜热通量变化, 提出改进热通量模拟的 kB^{-1} 参数化方案; 最后阐述本文主要结论, 讨论不足之处, 并对进一步研究进行展望。

2 研究区域及资料介绍

黄河源区位于青藏高原东北部, 通常指河源至唐乃亥水文站之间的区域, 这一地区被誉为“黄河水塔”, 源区集水面积达 $12.2 \times 10^4 \text{ km}^2$, 干流长 300 km, 区域内分布有高山、盆地、峡谷、草原、沙地和众多湖泊、沼泽、冰川及分布广泛的长年冻土等地貌, 是我国重要的水源涵养区, 也是三江源国家自然保护区的重要组成部分 (唐恬等, 2013)。黄河源区属高原亚寒带半干旱区, 多年平均降水量 300~500 mm 左右, 多年平均水面蒸发量 1000 mm 以上, 年日照时数 2400~6500 MJ m^{-2} , 年平均气温在 -4°C 以下 (王根绪等, 2000)。本研究数据资料来自中科院西北生态环境资源研究院麻多黄河源气候与环境变化观测站 ($35^\circ 05' \text{N}$, $96^\circ 22' \text{E}$), 该站位于青海省玉树藏族自治州曲麻莱县麻多乡东北部, 海拔 4313 m, 下垫面类型主要为高寒湿地, 地势平坦、开阔。

本文选取 2014 年 6~8 月时间段对黄河源高寒下垫面水热交换进行研究, 资料主要包括三部分: (1) PBL 塔 30 min 间隔观测资料, 包括 2 m、4 m 和 8 m 风速、空气温度; (2) 涡动相关 30 min 间隔资料, 主要包括感热通量、潜热通量、摩擦速度,

以及作为 CLM 强迫场资料的向上、向下长波和短波辐射、降水、气压、相对湿度、风速资料; (3) 土壤温、湿度测量采用美国 Decagon 设备有限公司制造的 ECH20 EC-TM 土壤湿度感应探头及 ECH20-EM50 自动数据记录盒, 探头分别布设于距地面 5 cm、10 cm、20 cm、40 cm 以及 80 cm 深处, 对土壤湿度的感应分辨率为 $0.001 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, 资料观测时间间隔为 30 min。

3 高寒湿地—大气间水热交换特征

3.1 近地面能量收支特征

麻多地区位于青藏高原东北部, 气候特征既保留了高原地区日照充足、海拔高、辐射强、昼夜温差大等特点, 又因处在高原边缘, 受北侧西北气流及内陆环境影响较大, 自 20 世纪中叶以来升温现象显著, 在气候变暖及过度放牧的影响下草地大片退化。黄河源境内无绝对霜期, 无四季之分, 仅有冷暖两季, 冷季漫长, 多大风和沙尘暴, 暖季短促, 多雨雪 (李万寿等, 2001)。本文所取 6~8 月为高原暖季, 图 1a 所示为麻多日平均气温变化, 6~8 月平均值为 5.4°C , 最高温度 10.1°C , 仅有一天温度低于零度; 图 1b 显示暖季降水频繁, 多为阴雨多云天, 晴天较少, 日降水量均保持在 0.8 mm 以上, 一方面归因于气温升高使得高原产生较多云雾降水, 另一方面在数据处理时我们忽略了蒸发作用, 日最大降水量 16.5 mm 左右。10 cm 深度土壤湿度变化主要受控于降水, 这一时段内平均值为 $0.24 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, 最大值为 $0.32 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, 黄土高原湿季土壤湿度平均值为 $0.19 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (岳平等, 2015), 明显低于麻多地区。

图 1c 为各辐射分量变化规律, 向下短波变化特征主要取决于太阳高度角的变化, 夜间为零, 早晚小, 午后大, 日平均值为 245 W m^{-2} , 最大向下短波出现在 13:30 (北京时, 下同), 约为 715.9 W m^{-2} , 较玛曲及那曲观测均小 (马伟强等, 2005; 奥银焕等, 2008)。向上短波大小随向下短波变化, 日均值为 49.4 W m^{-2} , 最大值亦出现在 13:30, 为 130.8 W m^{-2} 。由于麻多地势开阔, 地表均一, 所以向下长波辐射日变化平缓, 但峰值时间较短波辐射略有滞后, 主要由于地面需先经短波辐射加热, 使土壤温度到达峰值, 此时向上长波辐射达到最大。净辐射在 13:30 达到峰值, 约为 468.8 W m^{-2} , 夜间无太阳短波辐射, 地表向近地层放出的长波辐射大

于向下长波辐射, 净辐射值为负, 最小值为 -55.7 W m^{-2} 。净辐射随时间变化为单峰光滑曲线, 表明该天为晴天, 如若发生多次震荡, 必然受到了云的影响, 通过分析暖季 92 天净辐射变化, 可以将其分为晴天与多云天 (晴天总共 10 天), 平均后得到暖季晴天与多云天的辐射变化状况 (图略), 可以发现平均后的多云天失去了震荡特征, 晴天与多云天辐射分量变化趋势与总体平均相似。如表 1 所示, 晴天向下短波最大值达 1046.8 W m^{-2} , 远高于多云天 679.4 W m^{-2} , 净辐射亦是如此, 分别为 657.5 、 448.0 W m^{-2} , 说明白天时间晴天的能量收入高于多云天, 夜晚反之, 云的逆辐射作用使得地面向上长波辐射部分返回大地, 辐射损失降低, 其他辐射通量最值如表 1 所示。图 1d 为日平均热通量变化, 由于水汽充足, 潜热通量整体大于感热通量。夜间感热通量出现负值, 最小值为 -7.7 W m^{-2} , 潜热通量始终为正值, 表明始终有自地表向大气的水汽蒸发过程, 且蒸发大于吸收。综上所述, 麻多高寒湿地暖季向下短波、向上短波及净辐射变化规律一致, 地表温度升高相对于短波辐射具有滞后性, 所以向上长波较向下短波略有滞后, 下垫面水汽充足, 潜热通量始终大于感热通量且均为正值。

表 1 2014 年 6~8 月暖季晴天与多云天辐射通量最大值和最小值

Table 1 The maximum and minimum table of radiation fluxes in fine day and cloudy day of warm season during June to August, 2014

	辐射通量/ W m^{-2}				净辐射
	向下短波	向上短波	向下长波	向上长波	
晴天 (最大值)	1046.8	187.9	261.8	447.7	657.5
晴天 (最小值)	-3.7	2.1	225.8	32.6	-90.3
多云天 (最大值)	679.4	124.8	34.6	408.8	448.0
多云天 (最小值)	-1.9	1.6	281.2	318.6	-52.1

3.2 土壤温湿度变化特征

土壤温度、湿度变化是陆面过程的基本特征, 也是影响陆面水热交换的重要因素, 分析土壤温湿度变化是全面认识和了解陆面特性的重要前提。研究表明, 土壤温湿度的变化一方面与季节转换有关, 另一方面受云和降水影响非常显著 (岳平等, 2013)。图 2a 为 5 层土壤, 5 cm、10 cm、20 cm、40 cm 和 80 cm 深度日平均温度变化特征。受太阳辐射、大气及地表因素影响, 越靠近地表, 温度变化波动幅度越大。太阳短波辐射加热地表后, 其中

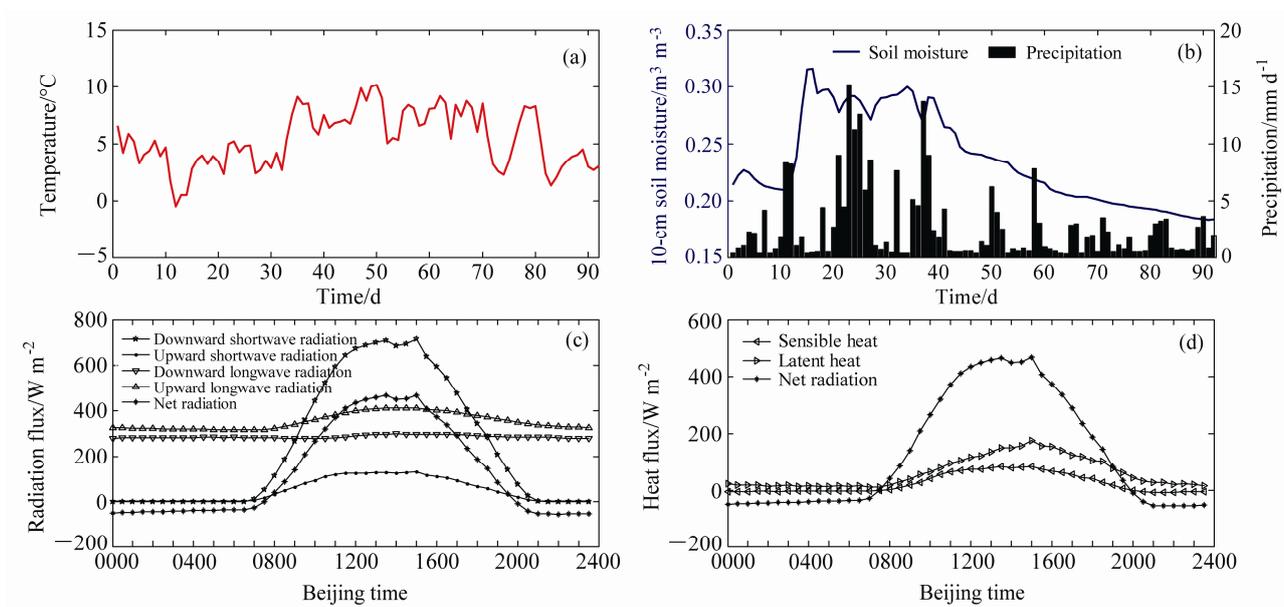


图1 2014年6~8月麻多高寒湿地基本气象要素变化及能量收支特征: (a) 气温; (b) 土壤湿度与降水; (c) 辐射通量平均日变化; (d) 能量通量平均日变化

Fig. 1 Variations of basic meteorology elements and the characteristics of energy budget over the alpine wetland in Maduo during June to August 2014: (a) Air temperature; (b) soil moisture and precipitation; (c) diurnal variation of radiation flux; (d) diurnal variation of heat flux

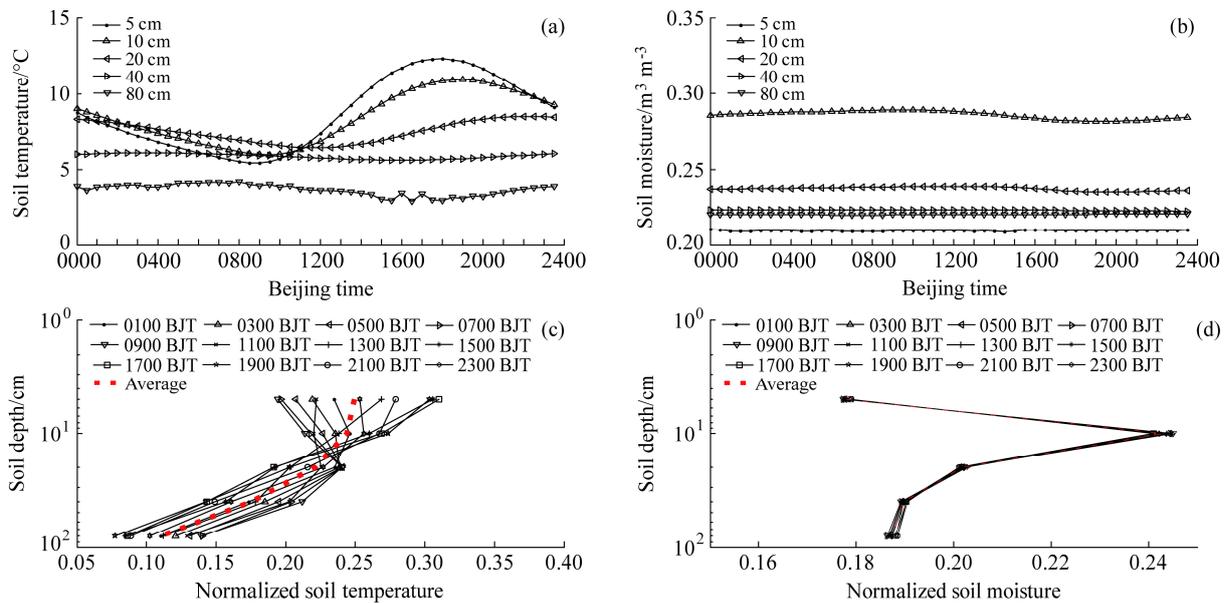


图2 2014年6~8月麻多高寒湿地土壤温度(左列)、湿度(右列)的(a, b)平均日变化及其(c, d)归一化垂直分布特征

Fig. 2 (a, b) Mean diurnal variations of soil temperature (left column) and soil moisture (right column) and their (c, d) normalized vertical distribution characters over the alpine wetland in Maduo during June to August 2014

一部分能量以土壤热通量方式向下传递使土壤温度升高, 18:00 后净辐射小于零, 土壤热通量开始向上传递, 温度降低; 09:00 之后热通量下传, 温度升高, 40 cm 及以下深度受此影响非常小。暖湿季节受云和降水影响, 平均温度日较差较小, 5 cm、

10 cm 和 20 cm 土壤浅层温度平均日较差分别为 6.9°C、5°C 和 2.1°C。图 2b 为黄河源高寒湿地土壤湿度日平均分布特征, 暖季各深度平均土壤湿度分别为 0.209、0.286、0.237、0.223 和 0.220 m³ m⁻³。土壤湿度平均日变化小, 5 cm 深度由于受蒸散发影

响，为土壤湿度最小层，10 cm 深度为最大层，随着深度的增加，土壤湿度趋于稳定。整层土壤含水量为 $1.176 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ，20 cm 以上浅层占整层含水量 62.3%。

图 2c 和 d 为黄河源高寒湿地暖季归一化日平均温、湿度垂直分布结构，归一化温、湿度等于各层土壤温湿度/整层土壤温湿度之和，该垂直廓线反映了各层温、湿度占整层温、湿度累积量的比率（岳平等，2015）。可以看出，暖季温度变化显著层结主要为 20 cm 以上土壤浅层，存在明显日循环规律，不同时次归一化土壤温度垂直廓线表明热量在土壤中的传递时间存在差别。由于土壤湿度的大小影响着土壤热容量及土壤导热率，所以热通量在土壤中的传递受土壤湿度的影响。5 cm 深度 09:00 归一化土壤温度较 07:00 略有减小，09:00 之后增大，说明 09:00 土壤热通量开始向下传至 5 cm；11:00 热通量影响到 10 cm 深度，13:00 可以影响到 20 cm 处，对于 40 cm 及以下深度基本没有影响。这是因为暖季云和降水增多，太阳辐射受到削弱，导致地表加热较弱，加之湿润土壤热容量较大，热量在土壤中传递慢，难以到达 40 cm 以下深度。此外，温度归一化垂直廓线整体前倾，体现了热量在土壤中的整体传输特征是由土壤浅层向深层输送。从归一化日平均湿度垂直分布图可以看出，各层土壤湿度稳定，各时段 10 cm 深度均为土壤湿度最大层，主要归因于暖湿季节云和降水的影响，使得土壤浅层含水量增大，但是 5 cm 深度蒸散发强烈，保水能力差，土壤湿度低。

4 高寒湿地—大气间水热交换通量

陆—气间热量交换是控制大气及地面升温的重要因素，因此，精确模拟近地面热通量传输对于量化及预测全球变暖对于高原地区的影响非常重要，然而常见陆面模式在模拟高海拔地区近地面热通量及地面温度变化方面仍存在问题。陆面模式计算感热通量与潜热通量基于 Monin-Obukhov 相似理论，粗糙度为其中重要的参数，然而利用模式计算的粗糙度与观测结果往往存在差异，学者们对于粗糙度进行了诸多研究（高志球等，2000；贾立等，2000；Su et al., 2001；Foken, 2006；Kanda et al., 2007；Yang et al., 2008；Zheng et al., 2014），足见其对于热通量模拟的重要性。利用 2014 年 6~8 月麻多站 PBL 塔及 EC 单点观测资料作为大气强迫场，模拟暖季陆—气间热通量交换，发现模拟结果与观测值间存在巨大差异，感热通量 6~8 月平均

均方根偏差为 155.6 W m^{-2} ，潜热通量平均均方根偏差为 45.9 W m^{-2} 。所以本部分旨在利用观测资料，计算麻多高寒湿地下垫面动力学粗糙度与热力学粗糙度，如下文 4.1 节为动力学粗糙度计算，4.2 节为热力学粗糙度计算。由于附加阻尼 $kB^{-1} = \ln(Z_{0m}/Z_{0h})$ 是动力学粗糙度与热力学粗糙度比值的对数函数，在确定动力学粗糙度后，附加阻尼仅随热力学粗糙度变化，所以常常用附加阻尼代替热力学粗糙度进行研究。4.3 节比较了几种常用附加阻尼参数化方案，并针对当地高寒湿地下垫面提出适宜的附加阻尼参数化方案，为优化模式模拟效果提供参考。

4.1 动力学粗糙度

动力学粗糙度是近地面本身的一种特性，是指地面上方风速为零的高度，当流体流经地表面时，不同地表粗糙度对流体的影响程度也不同，常常用来度量地面对气流的粗糙程度。长期以来国内外学者关于动力学粗糙度从计算方法和下垫面类型都做了一系列工作，主要方法有：风廓线拟合法、牛顿迭代法、TVM (Temperature Variance Method) 法、Martano 法、无因次化风速等。本文采用 Yang et al. (2008) 对数风廓线方法：

$$\ln Z_{0m} = \ln(Z) - \psi_m(\zeta) - ku / u_* \quad (1)$$

$$\zeta = Z/L \quad (2)$$

$$L \equiv T_a u_*^2 / \kappa g t_* \quad (3)$$

$$t_* = -H / \rho c_p u_* \quad (4)$$

其中， Z_{0m} 为动力学粗糙度（单位：m）， Z 为观测高度（单位：m）， ζ 为大气稳定度， L 为奥布霍夫长度（单位：m）， T_a 为空气温度（单位：K）， u 为风速（单位： m s^{-1} ）， u_* 为摩擦速度（单位： m s^{-1} ）， $k=0.4$ 为 Karman 常数， g 为重力加速度（ $g=9.8 \text{ m s}^{-2}$ ）， t_* 为摩擦温度（单位：K）， H 为感热通量（单位： W m^{-2} ）， ρ 为空气密度（单位： kg m^{-3} ）， c_p 为热容量（ $c_p=1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ）， u 为风速（单位： m s^{-1} ）。 ψ_m 为动量交换普适函数，本文采用 Högström 普适函数（Högström, 1988），这是被 Foken 推荐的 Dyer-Businger 廓线关系改进版（Foken, 2006）：

$$\psi_m(\zeta) = \begin{cases} \ln[(1+x^2)/2] - 2 \tan^{-1} x + \pi/2 & (\zeta < 0) \\ -6\zeta & (\zeta \geq 0) \end{cases} \quad (5)$$

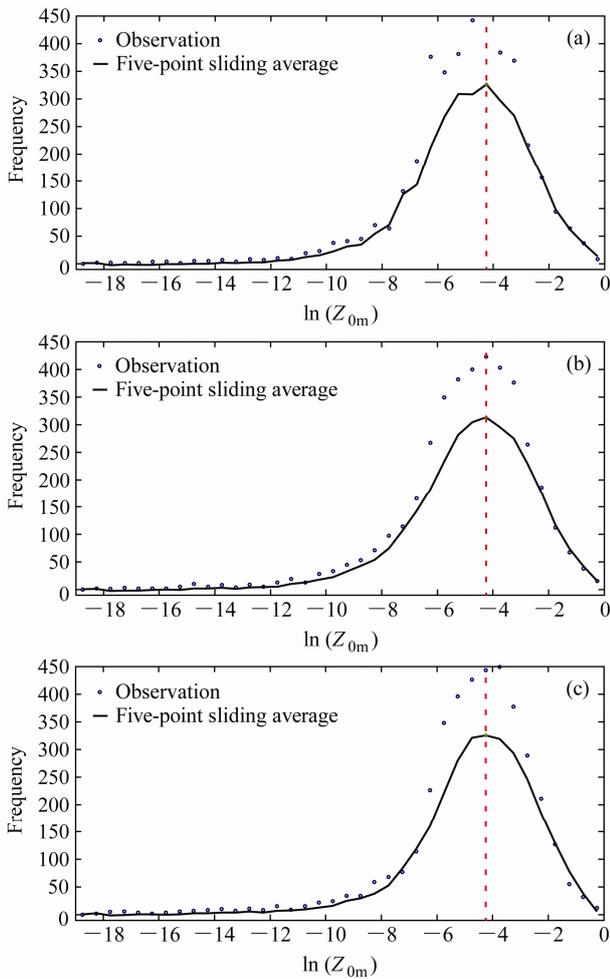


图3 2014年(a)6月、(b)7月和(c)8月麻多高寒湿地动力学粗糙度($\ln Z_{0m}$)频率分布

Fig. 3 Frequency distributions of roughness length ($\ln Z_{0m}$) for momentum over the alpine wetland in Maduo in (a) June, (b) July, and (c) August of 2014, respectively

$$x = (1 - 19.3\zeta)^{1/4}. \quad (6)$$

近地层大气中,粗糙度是一个表征近地面物理特性的量,不随高度变化,所以利用PBL塔3层(共5层,两层数据缺损)风温观测资料(观测频率为30 min),计算得到6、7、8月动力学粗糙度对数值 $\ln Z_{0m}$,该月 $\ln Z_{0m}$ 值为直方图频率分布最高值,如图3a-c所示,对频率分布进行5点滑动平均,得到这三个月 $\ln Z_{0m}$ 值,结果发现三个月 $\ln Z_{0m}$ 值完全相等, $Z_{0m} = 0.0143$ m,说明麻多地区6~8月暖季高寒湿地下垫面动力学粗糙度变化不敏感,可以当做常数对待。

4.2 热力学粗糙度

陆—气间热通量传输机制由一系列基于 Monin-Obukhov 相似理论的方程描述:

$$H = \rho c_p C_h u (T_s - T_a), \quad (7)$$

$$C_h = \kappa^2 / [(\ln(Z/Z_{0m}) - \psi_m(\zeta))(\ln(Z/Z_{0h}) - \psi_h(\zeta))], \quad (8)$$

$$C_d = \kappa^2 / [\ln(Z/Z_{0m}) - \psi_m(\zeta)]^2, \quad (9)$$

其中, C_h 为热交换系数, C_d 为动量输送系数, T_s 为地表温度(单位:K), ζ 为大气稳定度。地面温度 T_s 由斯蒂芬-波尔兹曼定律求得

$$\varepsilon \sigma T_s^4 = L \uparrow - (1 - \varepsilon) L \downarrow, \quad (10)$$

其中, $L \uparrow$ 和 $L \downarrow$ 分别为向上和向下长波辐射, ε 为比辐射率, σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^4$),普遍认为湖面比辐射率为0.97,草地为0.98,但是并没有专门针对湿地下垫面比辐射率,由于湿地可以被认为是水体与草地的结合体,本文取 $\varepsilon = 0.975$ (Brutsaert, 2013)。Högström 热量交换普适函数(Högström, 1988)为

$$\psi_h(\zeta) = \begin{cases} 2 \ln[(1+y)/2] & (\zeta < 0) \\ -7.8\zeta & (\zeta \geq 0) \end{cases}, \quad (11)$$

$$y = 0.95(1 - 11.6\zeta)^{1/2}. \quad (12)$$

热力学粗糙度是指大气近地层满足 Monin-Obukhov 相似理论时温度廓线外延到空气温度等于地表温度时的高度。由公式(7)至公式(12)可以得到热力学粗糙度:

$$Z_{0h} = Z \cdot \exp\{-[\kappa \sqrt{C_d}/C_h + \psi_h(\zeta)]\}. \quad (13)$$

利用感热通量观测值计算得到热力学粗糙度,时间分辨率为30 min,热力学粗糙度6、7、8月均值分别为0.00091 m、0.00092 m、0.00116 m,量级为 $10^{-4} \sim 10^{-3}$,贾立等(2000)研究表明热力学粗糙度小于动力学粗糙度一个量级以上,计算结果与研究相符。

4.3 附加阻尼参数化

附加阻尼 $kB^{-1} = \ln(Z_{0m}/Z_{0h})$,由4.1和4.2节所得动力学粗糙度与热力学粗糙度,可以计算得到6~8月附加阻尼30 min间隔变化。学者们通过研究提出了多种附加阻尼参数化方案,Brutsaert认为 kB^{-1} 依赖于表面性质,对渗透性表面其值比刚性表面要小很多,并且与粗糙度雷诺数有关($Re_* = uZ_{0m}/\nu$, ν 为空气的动粘滞性;Brutsaert, 2013)。Zilitinkevich(1995)、Zeng and Dickinson(1998)、Kanda et al.(2007)以及Chen and Zhang(2009)等基于粗糙度雷诺数分别设计了附加阻尼参数化方案,被应用于诸多模型,包括NOAA LSM、CLM等,CLM现行湿地粗糙度参数化方案为 $kB^{-1} = \alpha Re_*^{0.45}$,其中,

$\alpha=0.13$ 为常数系数。Zheng et al. (2014) 比较了几种常用参数化方案，发现 Chen and Zhang (2009) 方案 $kB^{-1}=10^{-0.4Z_{om}/0.07} \kappa \sqrt{Re_*}$ (简称 N34) 与 Yang (2008) 方案 $kB^{-1}=\ln(Re_*/70)+7.2u^{0.5}|t_*|^{0.25}$ (简称 Y08) 对于草地下垫面模拟效果较好。本文基于观测资料计算的 kB^{-1} 以及 Re_* ，分别设计以粗糙度雷诺数为自变量的指数型 (ID) 与多项式型 (PN) 参数化方案，表 2 为 6、7、8 月参数化方案具体表达式。

表 2 2014 年 6~8 月麻多高寒湿地 kB^{-1} 拟合
Table 2 The kB^{-1} fitting over alpine wetland in Maduo in June, July, and August, 2014, respectively

	参数化方案	
	指数型	多项式型
6 月	$kB^{-1} = 0.02 Re_*^{0.89}$	$kB^{-1} = 0.0056 Re_* + 1.2431$
7 月	$kB^{-1} = 0.13 Re_*^{0.59}$	$kB^{-1} = 0.021 Re_* + 0.2187$
8 月	$kB^{-1} = 0.05 Re_*^{0.74}$	$kB^{-1} = 0.0001 Re_*^2 - 0.0164 Re_* + 3.2072$

图 4 为 N34、Y08、ID 和 PN 参数化方案以及

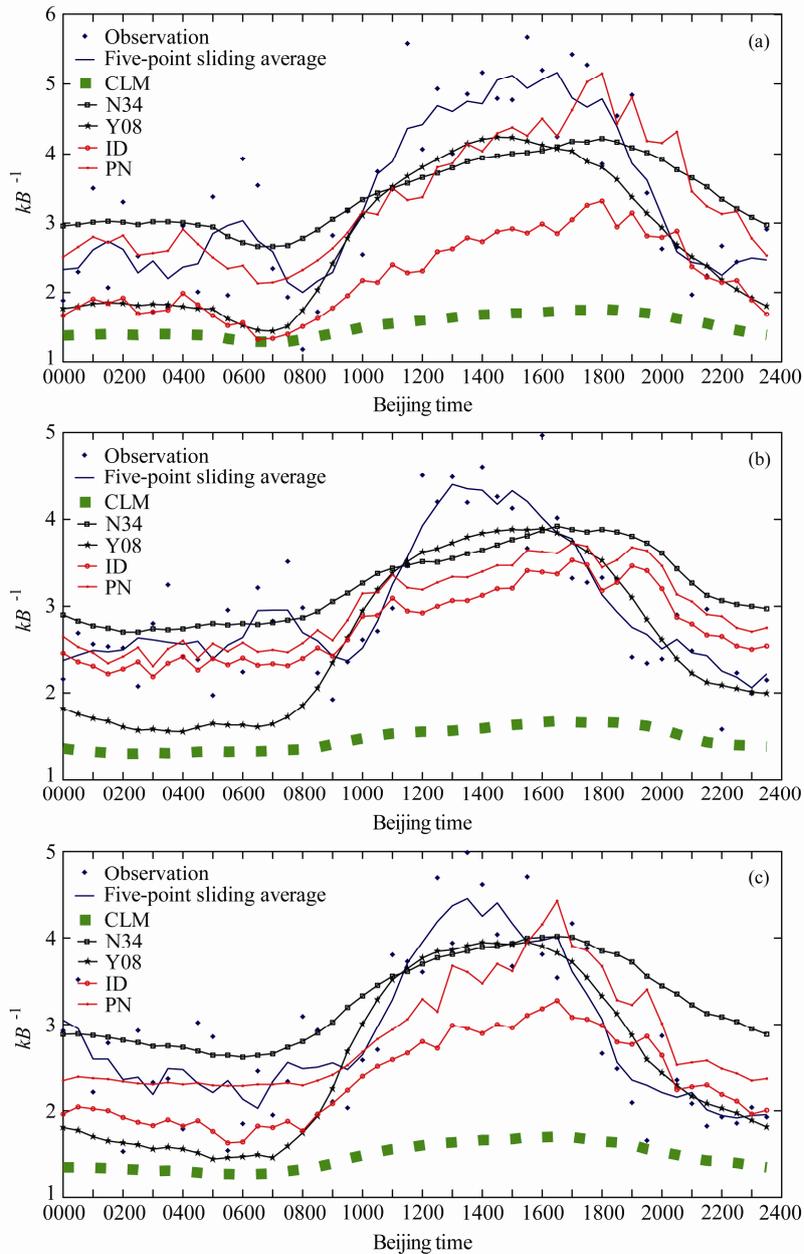


图 4 2014 年 (a、b、c) 6、7 和 8 月麻多高寒湿地附加阻尼 kB^{-1} 观测值及其 5 点滑动平均、5 种参数化方案计算值
Fig. 4 The observed added damping kB^{-1} and its five-point sliding average, and kB^{-1} calculated with five kinds of parameterization schemes over the alpine wetland in Maduo in (a) June, (b) July, and (c) August of 2014, respectively

CLM 方案计算的附加阻尼与真实附加阻尼五点滑动拟合日变化, 可以看到 6~8 月 N34、Y08、ID 以及 PN 四种方案均较 CLM 原始方案好, 更加接近真值。就四种参数方案而言, 6 月份 ID 方案最差, PN 方案最优, 但在傍晚到凌晨时间 ID 方案与 Y08 方案优于其他, 四种方案日间拟合效果整体偏小, 夜间 PN 与 N34 偏大, ID 与 Y08 偏小; 7 月份 Y08 方案波动较大, 正午期间表现最好, 其他时间却表现最差, 另外三方案变化趋势相似, N34 与 PN、PN 与 ID 均始终相差 0.2 左右, 总体而言 ID 方案较好; 8 月份 N34、PN、ID 三方案仍然保持相似的变化趋势, 但是差距与波动加大, Y08 正午后效果较好, 夜间及凌晨效果较差。四种方案峰值相对于真值均有右偏趋势, 用均方根偏差 (RMSE) 作为整体衡量标准, 可以发现 PN 方案最佳, RMSE 均值为 0.549, ID 次之, 均值为 0.559。将 ID 方案与 PN 方案加入 CLM4.0 替换原参数化方案, 分别模拟 6 月、7 月和 8 月感热通量、潜热通量变化, 如图 5 所示, 日平均变化除 8 月潜热外, ID 方案与 PN 方案模拟感热与潜热通量效果较 CLM 原方案模拟有所提高, 感热通量模拟值降低, 潜热通量模拟值升高, 说明本文设计的粗糙度参数化方案 PN 与 ID 更

加适宜高寒湿地下垫面热通量模拟, 但是模拟结果与观测值仍存在很大差距, 对于高原地区高寒湿地下垫面而言, 除粗糙度外, 还需加强对其他影响因子的研究, 如水热交换系数、土壤饱和导热率、饱和导水率等。

5 结论及讨论

本文利用黄河源区麻多观测站 2014 年 6~8 月 PBL 塔多层观测数据、EC 数据以及多层土壤温湿度数据, 分析了青藏高原高寒湿地下垫面暖季对于水热交换有重要影响的能量收支特征、土壤温湿度特征, 计算湿地下垫面动力学粗糙度与热力学粗糙度, 并比较提出了附加阻尼参数化方案, 主要结论如下:

(1) 麻多暖季日平均气温为 5.42°C, 最高温度为 10.12°C, 气温升高使得高原产生较多云雾降水, 日降水量增大, 同时我们在对降水数据处理时忽略了蒸发作用, 所以日降水量保持在 0.15 mm 以上, 土壤湿度的变化主要受控于降水, 该时段均值为 0.24 m³ m⁻³, 最大值为 0.32 m³ m⁻³; 向下短波、向上短波日平均值分别为 245.0、49.4 W m⁻², 峰值出现于 13:30, 大小分别为 715.9、130.8 W m⁻²; 地面

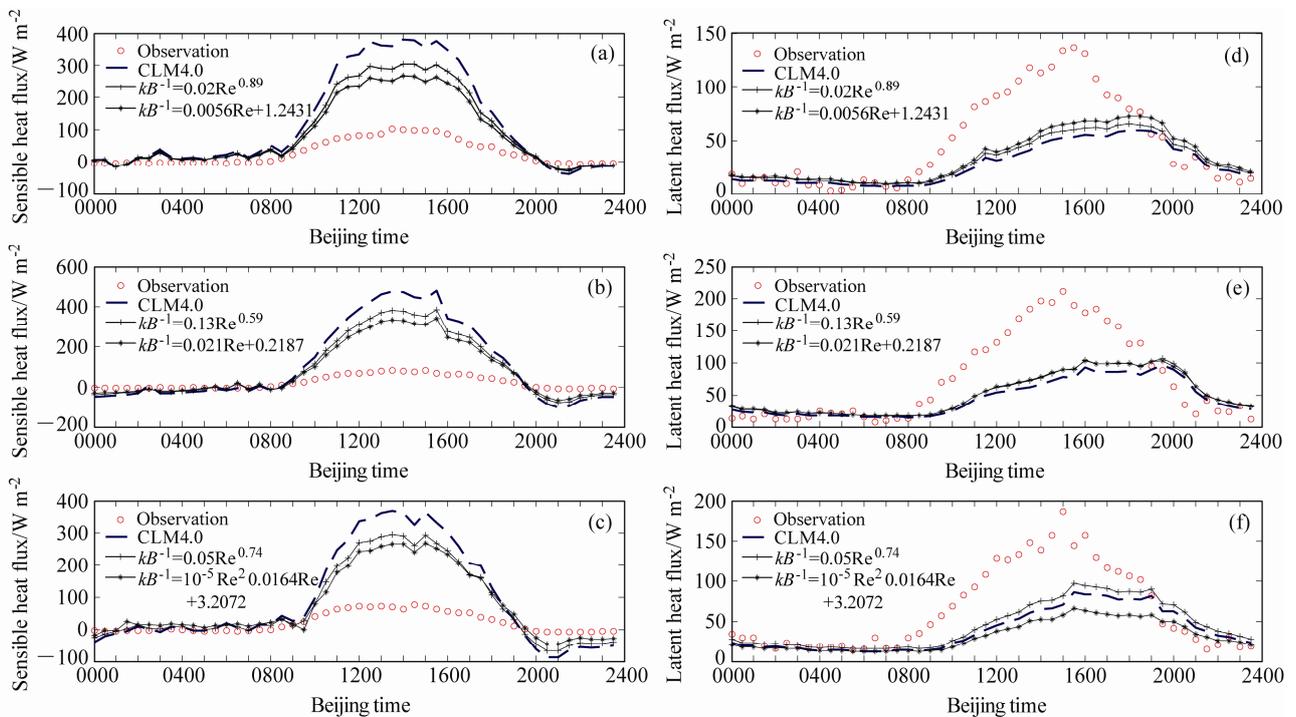


图 5 2014 年麻多高寒湿地感热通量 (左列)、潜热通量 (右列) 观测值与 CLM 及 ID、PN 方案模拟结果的平均日变化: (a、b) 6 月; (c、d) 7 月; (e、f) 8 月。单位: W m⁻²

Fig. 5 The mean diurnal variation of sensible (left column) and latent (right column) heat fluxes from observations and simulations with CLM, ID, and PN schemes over the alpine wetland in Maduo in (a, b) June, (c, d) July, and (e, f) August of 2014, respectively. Units: W m⁻²

需先经短波辐射加热,使土壤温度到达峰值,所以向下长波峰值时间较短波辐射略有滞后;净辐射在 13:30 达到峰值,约为 468.8 W m^{-2} ,夜间净辐射值为负,最小值为 -55.7 W m^{-2} ;由于水汽充足,潜热通量整体大于感热通量,夜间感热通量出现负值,最小值为 -7.7 W m^{-2} ,潜热始终为正值,表明始终有自地表向大气的水汽蒸发过程,且蒸发大于吸收。

(2) 09:00 之后土壤热通量开始下传,土壤温度升高,11:00 热通量影响到 10 cm 深度,13:00 可以影响到 20 cm 处,18:00 以后上传,温度降低,温度变化显著层结主要为 20 cm 以上土壤浅层,40 cm 及以下深度基本不受影响,热量在土壤中的整体传输特征是由土壤浅层向深层输送;土壤湿度日变化非常小,受云和降水的影响,浅层土壤湿度增大,但 5 cm 深度由于受蒸散发影响,为最小层,最大层为 10 cm 深度,随着深度的增加,土壤湿度趋于稳定。

(3) 动力学粗糙度在麻多地区高寒湿地下垫面暖季变化不敏感,可以将其当作常数对待, $Z_{0m} = 0.0143 \text{ m}$;本文基于观测资料计算设计的以粗糙度雷诺数为函数的指数型 (ID) 与多项式型 (PN) 参数化方案,对于当地高寒湿地下垫面暖季模拟效果较 CLM 参数化方案好,但与观测真值仍有很大差距,说明对于高原地区高寒湿地下垫面,除粗糙度外,还需加强对其他物理过程影响因子的研究,如水热交换系数、土壤饱和导热率、饱和导水率等。

本文分析了黄河源区高寒湿地下垫面水热交换特征,提出了适宜高寒湿地下垫面的附加阻尼参数化方案,对于感热通量、潜热通量模拟效果有所提高,但是仍有很多不足之处:(1) 由于资料限制,研究时间仅选用 2014 年 6~8 月,周期短,难以覆盖高寒湿地周期变化,季风季节及冬季期间变化未作讨论;(2) 附加阻尼参数化方案仅适用于当地高寒湿地暖季模拟研究,不具有普遍适用性,需要利用其他高原相同下垫面站点观测进行综合研究,以期获得普遍适用于湿地下垫面的附加阻尼参数化方案。

参考文献 (References)

奥银焕, 吕世华, 李锁锁, 等. 2008. 黄河上游夏季晴天地表辐射和能量平衡及小气候特征 [J]. 冰川冻土, 30 (3): 426–432. Ao Yinhuang, Lü Shihua, Li Suosuo, et al. The energy budget and microclimate over the

upper Yellow River in summer fine days [J]. J. Glaciol. Geocryol. (in Chinese), 30 (3): 426–432.

Bastiaanssen W G M, Menenti M, Feddes R A, et al. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation [J]. J. Hydrol., 212–213: 198–212, doi: 10.1016/S0022-1694(98)00254-6.

Brutsaert W. 1998. Land-surface water vapor and sensible heat flux: Spatial variability, homogeneity, and measurement scales [J]. Water Resour. Res., 34 (10): 2433–2442, doi: 10.1029/98WR01340.

Brutsaert W. 1982. Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications [M]. Netherlands: Springer.

Chen F, Zhang Y. 2009. On the coupling strength between the land surface and the atmosphere: From viewpoint of surface exchange coefficients [J]. Geophys. Res. Lett., 36 (10), doi: 10.1029/2009GL037980.

Chen J L, Wen J, Tian H. 2016. Representativeness of the ground observational sites and up-scaling of the point soil moisture measurements [J]. J. Hydrol., 533: 62–73, doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.11.032.

Dickinson R E, Oleson K W, Bonan G, et al. 2006. The community land model and its climate statistics as a component of the community climate system model [J]. J. Climate, 19 (11): 2302–2324, doi: 10.1175/JCLI3742.1.

Foken T. 2006. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory [J]. Bound.-Layer Meteorol., 119 (3): 431–447, doi: 10.1007/s10546-006-9048-6.

高志球, 王介民, 马耀明, 等. 2000. 不同下垫面的粗糙度和中性曳力系数研究 [J]. 高原气象, 19 (1): 17–24. Gao Zhiqiu, Wang Jiemin, Ma Yaoming, et al. 2000. Study on roughness lengths and drag coefficients over the different underlying surfaces [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 19 (1): 17–24, doi: 10.3321/j.issn:1000-0534.2000.01.003.

Garratt J R. 1994. The Atmospheric Boundary Layer [M]. New York: Cambridge University Press, 316pp.

Högström U L F. 1988. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation [M]//Hicks E B. Topics in Micrometeorology. A Festschrift for Arch Dyer. Netherlands: Springer, 55–78.

贾立, 王介民, 胡泽勇. 2000. 干旱区热力学粗糙度特征及对感热通量估算的影响 [J]. 高原气象, 19 (4): 495–503. Jia Li, Wang Jiemin, Hu Zeyong. 2000. The characteristics of roughness length for heat and its influence on determination of sensible heat flux in arid zone [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 19 (4): 495–503, doi: 10.3321/j.issn:1000-0534.2000.04.011.

Kanda M, Kanega M, Kawai T, et al. 2007. Roughness lengths for momentum and heat derived from outdoor urban scale models [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 46 (7): 1067–1079, doi: 10.1175/JAM2500.1.

Lawrence D M, Oleson K W, Flanner M G, et al. 2011. Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the Community Land Model [J]. J. Adv. Model. Earth Syst., 3 (1), doi: 10.1029/2011MS00045.

李茂善, 马耀明, 孙方林, 等. 2008. 纳木错湖地区近地层微气象特征及地表通量交换分析 [J]. 高原气象, 27 (4): 727–732. Li Maoshan, Ma Yaoming, Sun Fanglin, et al. Characteristics of micrometeorology and exchange of surface energy in the Namco region [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 27 (4): 727–732.

- 李万寿, 冯玲, 孙胜利. 2001. 扎陵湖、鄂陵湖对黄河源头年径流的影响 [J]. 地理学报, 56 (1): 75–82. Li Wanshou, Feng Ling, Sun Shengli. 2001. Influence of Zaling and Eling lake on the annual discharge of the Huanghe River source area [J]. Acta Geograph. Sinica (in Chinese), 56 (1): 75–82, doi: 10.11821/xb200101009.
- 马伟强, 马耀明, 胡泽勇, 等. 2005. 藏北高原地区辐射收支和季节变化与卫星遥感的对比分析 [J]. 干旱区资源与环境, 19 (1): 109–115. Ma Weiqiang, Ma Yaoming, Hu Zeyong, et al. 2005. The contrast between the radiation budget plus seasonal variation and remote sensing over the northern Tibetan Plateau [J]. J. Arid Land Resour. Environ. (in Chinese), 19 (1): 109–115, doi: 10.3969/j.issn.1003-7578.2005.01.022.
- 马耀明, 仲雷, 田辉, 等. 2006. 青藏高原非均匀地表区域能量通量的研究 [J]. 遥感学报, 10 (4): 542–547. Ma Yaoming, Zhong Lei, Tian Hui, et al. 2006. Study on the regional land surface heat fluxes over heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau area [J]. J. Remote Sens. (in Chinese), 10 (4): 542–547, doi: 10.11834/jrs.20060480.
- Qin J, Yang K, Lu N, et al. 2013. Spatial upscaling of in-situ soil moisture measurements based on MODIS-derived apparent thermal inertia [J]. Remote Sens. Environ., 138: 1–9, doi: 10.1016/j.rse.2013.07.003.
- Su Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes [J]. Hydrol. Earth Syst. Sci., 6 (1): 85–100, doi: 10.5194/hess-6-85-2002.
- Su Z, Schmugge T, Kustas W P, et al. 2001. An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere [J]. J. Appl. Meteor., 40 (11): 1933–1951, doi: 10.1175/1520-0450(2001)040<1933:AEOTMF>2.0.CO;2.
- Sun J L. 1999. Diurnal variations of thermal roughness height over a grassland [J]. Bound.-Layer Meteor., 92 (3): 407–427, doi: 10.1023/A:1002071421362.
- 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.
- 王根绪, 沈永平, 程国栋. 2000. 黄河源区生态环境变化与成因分析 [J]. 冰川冻土, 22 (3): 200–205. Wang Genxu, Shen Yongping, Cheng Guodong. 2000. Eco-environmental changes and causal analysis in the source regions of the Yellow River [J]. J. Glaciol. Geocryol. (in Chinese), 22 (3): 200–205, doi: 10.3969/j.issn.1000-0240.2000.03.002.
- Wiernga J. 1993. Representative roughness parameters for homogeneous terrain [J]. Bound.-Layer Meteor., 63 (4): 323–363, doi: 10.1007/BF00705357.
- 徐祥德, 陈联寿. 2006. 青藏高原大气科学试验研究进展 [J]. 应用气象学报, 17 (6): 756–772. Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2006. Advances of the study on Tibetan Plateau experiment of atmospheric sciences [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 17 (6): 756–772, doi: 10.3969/j.issn.1001-7313.2006.06.013.
- Yang K, Koike T, Ishikawa H, et al. 2008. Turbulent flux transfer over bare-soil surfaces: Characteristics and parameterization [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 47 (1): 276–290, doi: 10.1175/2007JAMC1547.1.
- 姚德良, 张强, 李家春, 等. 2004. 高寒草甸地区陆面过程观测及耦合模式研究 [J]. 应用数学和力学, 25 (5): 446–454. Yao Deliang, Zhang Qiang, Li Jiachun, et al. 2004. Observation and modeling for terrestrial processes in alpine meadow [J]. Appl. Math. Mech. (in Chinese), 25 (5): 446–454, doi: 10.3321/j.issn:1000-0887.2004.05.002.
- 岳平, 张强, 赵文, 等. 2013. 云和降水扰动对黄土高原半干旱草地辐射收支及能量分配的影响 [J]. 物理学报, 62 (20): 209201. Yue Ping, Zhang Qiang, Zhao Wen, et al. 2013. Effects of clouds and precipitation disturbance on the surface radiation budget and energy balance over Loess Plateau semi-arid grassland in China [J]. Acta Phys. Sinica, 62 (20): 209201, doi: 10.7498/aps.62.209201.
- 岳平, 张强, 赵文, 等. 2015. 黄土高原半干旱草地生长季干湿时段环境因子对陆面水、热交换的影响 [J]. 中国科学: 地球科学, 45 (8): 1229–1242. Yue Ping, Zhang Qiang, Zhao Wen, et al. 2015. Influence of environmental factors on land-surface water and heat exchange during dry and wet periods in the growing season of semiarid grassland on the Loess Plateau [J]. Sci. China Earth Sci., 58 (11): 2002–2014, doi: 10.1007/s11430-015-5133-3.
- Zeng X B, Dickinson R E. 1998. Effect of surface sublayer on surface skin temperature and fluxes [J]. J. Climate, 11 (4): 537–550, doi: 10.1175/1520-0442(1998)011<0537:EOSSOS>2.0.CO;2.
- 张宇, 吕世华. 2002. 藏北高原陆面过程的模拟试验 [J]. 大气科学, 26 (3): 387–393. Zhang Yu, Lv Shihua. 2002. An experiment on the Northern Qinghai–Xizang Plateau land surface model [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 26 (3): 387–393, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2002.03.09.
- Zheng D H, Van Der Velde R, Su Z B, et al. 2014. Assessment of roughness length schemes implemented within the Noah land surface model for high-altitude regions [J]. J. Hydrometeorol., 15 (3): 921–937, doi: 10.1175/JHM-D-13-0102.1.
- Zheng W Z, Wei H L, Wang Z, et al. 2012. Improvement of daytime land surface skin temperature over arid regions in the NCEP GFS model and its impact on satellite data assimilation [J]. J. Geophys. Res., 117 (D6), doi: 10.1029/2011JD015901.
- Zilitinkevich S. 1995. Non-local turbulent transport pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows [M]// Power H, Moussiopoulos N, Brebbia CA. Air Pollution III, Air Pollution Theory and Simulation. Southampton, Boston: Computational Mechanics Publications, 53–60.