

doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2013.0162

Tang Tian, Wang Lei, Wen Xiaohang. A study of the radiation and surface energy balance around the Ngoring Lake in source regions of the Yellow River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(6): 1462-1473. [唐恬, 王磊, 文小航. 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, 2013, 35(6): 1462-1473.]

# 黄河源鄂陵湖地区辐射收支和地表能量平衡特征研究

唐恬<sup>1</sup>, 王磊<sup>1\*</sup>, 文小航<sup>2,3</sup>

(1. 成都信息工程学院 大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 北京师范大学 全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875; 3. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

**摘 要:** 利用 2010 年 6—7 月鄂陵湖野外试验的近地层观测数据, 分析了在不同天气条件下黄河源鄂陵湖地区辐射分量、地表能量分量、土壤温度和反照率的变化特征。结果表明: 不同天气条件下, 辐射和地表能量各分量日变化差异较大, 晴天、阴天和雨天的地表反照率依次递减, 平均反照率约为 0.21; 观测期内, 平均辐射贡献从大到小依次为向上长波、向下长波、向下短波、向上短波, 日积分值分别为  $31.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $25.6 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $22.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $4.2 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 净辐射 ( $12.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ) 占向下短波辐射的 55.7%; 平均地表能量和土壤温度的变化幅度较晴天小, 感热、潜热、0 cm 土壤热通量的平均日积分值分别占净辐射的 21.2%、43.1%、8.2%; 平均土壤温度变化幅度随深度增加逐渐减小, 浅层土壤温度峰值较晴天低  $2^\circ\text{C}$ , 深层土壤温度相差不大。云和降水的扰动削弱了向下短波辐射, 导致平均感热通量和 0 cm 土壤热通量的峰值比晴天小, 而平均潜热通量的峰值大于晴天。由于湖泊水体巨大的热容量和水分供应, 鄂陵湖地区的气温日较差较小, 地表温度变化幅度变小, 附近地表温度升高缓慢。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。研究结果有助于理解气候变化背景下黄河源区湖泊的能量水分循环过程, 为促进该地区光热资源的合理利用和畜牧业的可持续发展提供数据支持。

**关键词:** 黄河源区; 鄂陵湖; 辐射收支; 地表能量平衡; 土壤温度

**中图分类号:** P422.4 **文献标识码:** A

## 0 引言

地表辐射收支和地表能量平衡是一个较为复杂的物理过程, 也是表现地表光热资源的重要方面<sup>[1]</sup>。以地表能量平衡和辐射收支为主的地表能量交换过程是陆-气之间相互作用的主要内容, 它集中反映了地气耦合过程的能量纽带作用<sup>[2]</sup>。地表能量交换过程不仅在全球气候变化和异常中起着关键的作用, 也是影响局地小气候效应的重要因素<sup>[3]</sup>。我国青藏高原幅员辽阔, 不同地区环境条件差异巨大, 国内外学者对青藏高原地区的辐射传输和能量平衡有很多研究。卞林根等<sup>[4]</sup>利用 1998 年夏季第

二次青藏高原试验(TIPEX)获得的资料, 分析了高原夏季辐射各分量和热源强度的变化特征, 发现高原总辐射以西部最强, 中部次之, 东部最小; 武荣盛等<sup>[5]</sup>分析了藏北高原 BJ 站、NPAM 站、珠峰站和纳木错站不同下垫面 1997 年的地表辐射分量和反照率的日变化和月变化特征, 发现下垫面植被覆盖较好的地区, 净辐射较大, 向上短波辐射也由于下垫面类型的不同, 存在明显的季节变化差异; 李茂善等<sup>[6]</sup>对纳木错湖地区近地层微气象特征及地表通量交换进行了细致的研究, 初步揭示了纳木错湖区草甸下垫面地气能量交换的一般规律; 肖瑶等<sup>[7]</sup>利用青藏高原冰冻圈观测研究站西大滩、五道梁和

收稿日期: 2013-02-13; 修订日期: 2013-06-08

基金项目: 国家自然科学基金项目(41275033); 四川省教育厅 2011 年科研项目(11ZZ014); 寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室开放基金(LPCC201101)资助

作者简介: 唐恬(1989—), 女, 四川成都人, 2012 年毕业于成都信息工程学院, 现主要从事陆-气相互作用过程研究。

E-mail: tangtian\_fu99@163.com

\* 通讯作者: 王磊, E-mail: lwang@cuit.edu.cn

唐古拉站 2006—2007 年的辐射观测资料, 分析了藏北高原多年冻土区不同下垫面的地表反照率特征, 结果表明该地区地表反照率在四季都表现出明显的 U 形日变化特征, 而日平均和月平均地表反照率有相同的年变化特征; 姚济敏等<sup>[8]</sup>根据中国科学院青藏高原冰冻圈观测试验研究站唐古拉站点 2005 年的气象资料, 得出反照率冬春季节较强, 夏季较弱, 年平均反照率为 0.31.

黄河源区位于青藏高原的东北部, 通常是指河源至唐乃亥水文站之间的区域, 这一地区也被誉为“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. 其中, 扎陵湖和鄂陵湖是源区内最大的两个湖泊, 湖面海拔在 4 200 m 左右, 是典型的高寒地区湖泊. 源区内的湖泊不仅调节着黄河的径流量, 也显著影响着当地的生态环境<sup>[9-10]</sup>. 2003 年以来, 随着国家三江源生态保护工程的大力实施, 黄河源区的植被逐渐恢复, 当地气候逐渐呈现暖湿化, 湖泊面积有所扩大. 黄河源区是对气候变化响应最敏感和生态环境最脆弱的地区, 是“湖泊-高寒草甸”复杂下垫面的典型代表, 湖泊环境与上层大气和周围陆地间的辐射收支与能量平衡过程和特征, 以及源区下垫面与其他地区下垫面能量过程的差异, 值得深入研究<sup>[11-13]</sup>.

鉴于此, 本文利用中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 2010 年夏季 6—7 月鄂陵湖野外观测试

验资料, 对该地不同天气条件下的辐射收支和地表能量进行了综合比较, 并将观测期内的各辐射分量 and 地表能量分量进行分析, 为进一步研究黄河源区典型湖泊-草地下垫面辐射收支变化、地表能量平衡分配对区域小气候效应形成机制, 以及促进源区光热资源的合理利用和畜牧业的可持续发展提供数据支持.

## 1 研究区域及观测资料介绍

研究区域位于黄河源区青海省玛多县和曲麻莱县, 介于  $96.6 \sim 98.4^\circ \text{ E}$  与  $34.3 \sim 35.5^\circ \text{ N}$  之间, 当地时间比北京时间晚约 1 h. 该地区海拔 4 000~4 900 m, 湖泊众多, 扎陵湖和鄂陵湖(简称“两湖”)是其中最大的两个. 两湖海拔 4 300 m 左右, 鄂陵湖面积  $610.7 \text{ km}^2$ , 扎陵湖约  $526.1 \text{ km}^2$ , 两湖处于谷地之中, 南北两侧均为山脉坡地, 黄河干流穿越两湖(图 1). 根据国家气候中心提供的玛多气象站 1955—2009 年月平均气温降水资料分析, 该地区多年平均降水 320.7 mm, 主要集中在 6—9 月, 多年平均气温  $-3.7^\circ \text{ C}$ , 是青海省高寒地区之一.

本次试验测站位于鄂陵湖西北侧的湖边草地 ( $97^\circ 39.082' \text{ E}$ ,  $35^\circ 01.920' \text{ N}$ ), 距离湖面 1 km, 测站周围地形开阔, 下垫面植被覆盖良好, 为高寒草甸, 夏季草高约 15 cm. 本文所用观测资料包括辐射 4 分量、土壤热通量和土壤温度等, 所用仪器具体情况如表 1 所示. 在数据分析时, 剔除了明显的错误数据, 对涡动观测数据也进行了质量控制. 在实际分析时, 所有资料都处理成半小时平均资料, 文中所用时间均为北京时. 试验中, 湖边草地测站

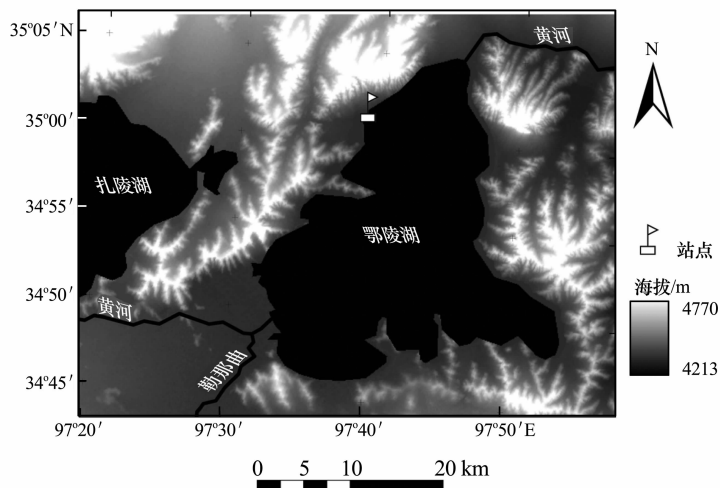


图 1 鄂陵湖及观测点地理位置示意图

Fig. 1 Geographic location of the observational sites by the Ngoring Lake

表 1 主要观测项目所用科学仪器及其架(埋)设高度

Table1 Information of the main observation equipments and their installed height (depth)

观测项目	架设高度	仪器主要技术指标	生产厂家
辐射 ( $W \cdot m^{-2}$ )	1.5 m	含两个 CM3 型日射强度计(测量向下和向上短波辐射)和两个 CG3 型日射强度计(测量向下和向上长波辐射); 测量范围: 0.3—3 $\mu m$ (CM3), 4—50 $\mu m$ (CG3); 灵敏度: 10—35 $UV(W \cdot m^{-2})$ (CM3), 5—18 $UV(W \cdot m^{-2})$ (CG3); 期望精度(对日总量): $\pm 10\%$ ; 响应时间: 18 s; 运行环境温度: $-40 \sim 70$ $^{\circ}C$ ; 测量范围: $-2\ 000 \sim 2\ 000$ $W \cdot m^{-2}$	荷兰 Kipp&Zone 公司 CNR-1 型辐射仪
土壤热通量 ( $W \cdot m^{-2}$ )	-5cm; -20 cm	期望精度(对日总量): $\pm 20\%$ ; 灵敏度: 50 $UV(W \cdot m^{-2})$ ; 运行环境温度: $-35 \sim 50$ $^{\circ}C$	荷兰 Hukseflux 公司 HFP01 型热通量板
土壤温度	-5 cm; -10 cm; -20 cm; -40 cm	精度: 最差到 $\pm 0.4$ $^{\circ}C$ (在 $-24 \sim 48$ $^{\circ}C$ 范围内), 最差到 $\pm 0.9$ $^{\circ}C$ (在 $-38 \sim 53$ $^{\circ}C$ 范围内); 仪器不被损坏温度范围: $-50 \sim 100$ $^{\circ}C$	美国 Compbell 公司 107 型热敏电阻温度 探头

观测取得了 5 月 28 日至 7 月 27 日共计 61 d 较完整的数据资料, 得到向下的短波辐射、长波辐射, 向上的短波辐射、长波辐射, 以及净辐射、感热通量、潜热通量、5 cm 土壤热通量和各层土壤温度等数据资料, 地表土壤热通量根据文献[14]求得。

## 2 结果分析

### 2.1 不同天气条件下的辐射收支和能量平衡特征

鄂陵湖一带属于高原湖泊地区, 天气变化多端, 根据观测期内的数据资料, 在 5 月 28 日至 7 月 27 日共计 61 d 中有 10 d 为晴天, 其余天数多为阴雨天气。选取其中 5 月 29 日晴天、6 月 28 日雨天和 7 月 17 日阴天, 分析不同天气条件下辐射收支和地表能量的日变化特征。

由图 2(a) 可以看到, 晴天的各辐射分量变化曲线十分平滑, 向下短波的变化特征主要取决于太阳高度角, 夜间为零, 早晚很小, 日平均值为  $370$   $W \cdot m^{-2}$ 。最大向下短波辐射出现在 13:30, 约为  $1110$   $W \cdot m^{-2}$ 。比在西北干旱区金塔绿洲夏季观测的晴天向下短波辐射峰值高约  $100$   $W \cdot m^{-2}$ [3], 与黄河上游玛曲草原的向下短波辐射相差不大[15], 相对于那曲地区的峰值小  $100$   $W \cdot m^{-2}$ [16]。向上短波随向下短波变化, 日平均值为  $80$   $W \cdot m^{-2}$ , 在 13:30 达到最大, 峰值约为  $233$   $W \cdot m^{-2}$ , 与那曲地区的向上短波峰值相差不大[16]。晴天云的影响很小, 因而向下长波日变化幅度较小, 约在  $205 \sim 298$   $W \cdot m^{-2}$  之间, 日平均值为  $237$   $W \cdot m^{-2}$ , 对比海拔较低的金塔绿洲试验区[3], 高原空气密度小,

大气中的水汽含量少, 因此, 该测站的向下长波辐射小于金塔绿洲。向上长波辐射在一天中总是大于向下长波辐射, 由于高寒草甸地表昼夜温差较大, 向上长波辐射的波动幅度大于金塔绿洲[3], 其日变化在  $275 \sim 565$   $W \cdot m^{-2}$  之间, 日平均值为  $388$   $W \cdot m^{-2}$ , 在 14:30 达到峰值  $565$   $W \cdot m^{-2}$ , 比向下短波辐射达到峰值的时间滞后了大约 1 h。分析其原因, 可能是因为向下短波辐射加热土壤有滞后效应, 土壤温度达到峰值后, 向上长波辐射才会达到最大。下垫面地表类型的不同导致土壤温度不同, 从而影响了向上长波辐射峰值大小。在金塔试验区[17]中, 晴天戈壁和沙漠白天的地表温度大, 因此向上长波辐射强度也较大, 峰值远大于鄂陵湖湖边草地测站, 其中, 沙漠的向上长波辐射峰值为  $653$   $W \cdot m^{-2}$ , 戈壁次之, 约  $635$   $W \cdot m^{-2}$ 。白天(07:30—19:00)鄂陵湖区地表吸收的辐射大于支出, 净辐射为正, 在 13:30 达到峰值, 约为  $563$   $W \cdot m^{-2}$ ; 夜间无太阳短波辐射, 地表向近地层大气放出的长波辐射大于向下长波辐射, 净辐射为负, 但绝对值不是很大, 最小值约为  $-87$   $W \cdot m^{-2}$ , 晴天净辐射的日平均值约为  $139$   $W \cdot m^{-2}$ 。综合上述分析可知, 晴天向下短波、向上短波、净辐射的变化规律一致, 而地表和大气温度的升高相对于入射辐射而言具有滞后性, 因此, 向上长波和向下长波达峰值的时刻大约比向下短波和向上短波滞后 1 h。

受云量、云的高度、厚度以及位置的影响, 阴天条件下辐射平衡各分量的日变化规律不如晴天显著。从图 2(b) 可以看出, 阴天辐射分量的变化曲线

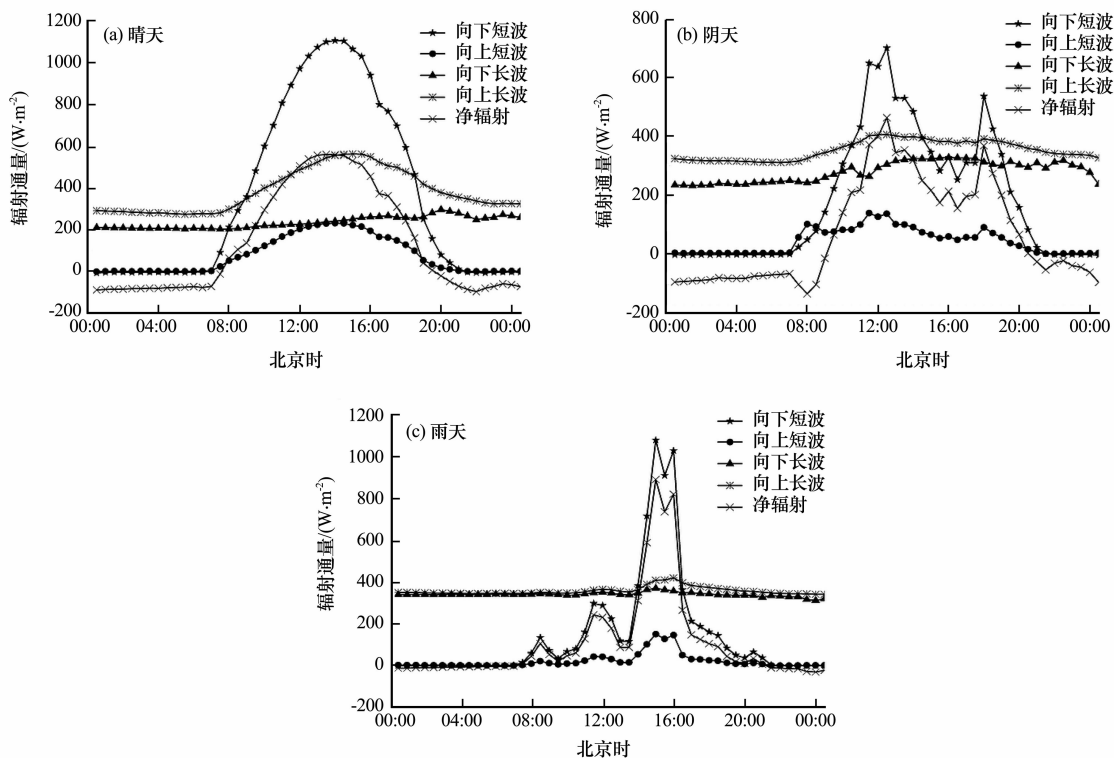


图 2 不同天气条件下的辐射平衡各分量日变化

Fig. 2 Hourly variations of various radiation components under different weather conditions

波动大,且各分量的振幅相对晴天降低。由于云的反射和吸收作用,测站白天向下短波辐射明显减弱,日平均值为  $190 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,日最大值为  $702 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ;向上短波辐射的峰值约  $137 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,日平均值为  $44 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ;阴天云对短波辐射和水汽凝结加热的吸收加强,因而向下长波辐射的值较大,约在  $232 \sim 328 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间,日平均值为  $281 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。由于阴天土壤温度较低,向上长波辐射相对于晴天日变化趋势减弱,约在  $310 \sim 407 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间,日平均值为  $354 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。净辐射的日变化与晴天相似,随着向下短波辐射的增大(减小)而增大(减小),日平均值为  $73 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。综合上述,云影响向下短波辐射是造成阴天辐射特征的最根本原因。

雨天的辐射分量特征与晴天、阴天有较大区别(图 2c),由于雨天有云和降水的影响,随着云量和水汽的增加,向下短波辐射减小,向下长波辐射增加<sup>[18]</sup>。降水时段内,向下短波辐射被削弱且增长缓慢,其值均低于  $300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ;向上短波辐射和向上长波辐射均低于同一时间段晴天和阴天的值。由于云对短波辐射和水汽凝结加热的吸收,向下长波辐射的值较晴天、阴天都大,维持在  $340 \sim 370 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间。与晴天、阴天相似,降水时段内的净辐

射日变化形态仍随向下短波变化。

综合上述,晴天向下短波辐射和净辐射的变化趋势比较平滑,且均在当地的正午时刻达一天最大值。阴天和雨天的向下短波辐射相对于晴天表现为大幅衰减,向上短波辐射和净辐射随之衰减,且极值出现的时间与晴天也不一样,这主要与阴天和雨天条件下各时刻的云量状况和大气透明度有关。可见云的高度、厚度以及位置对地面辐射各分量的日

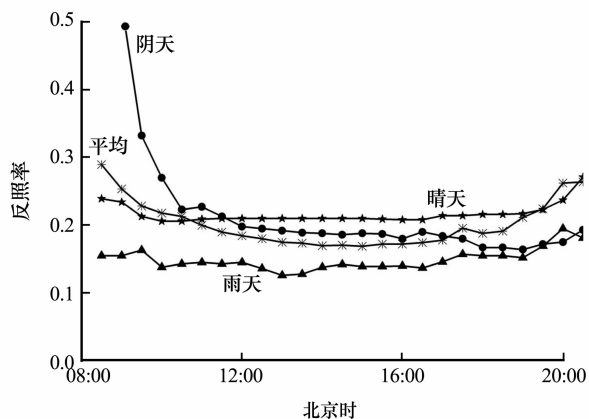


图 3 不同天气条件下和观测期内日平均反照率日变化比较  
Fig. 3 Hourly variations of albedo under various weather conditions

变化规律有极大影响。

地表反照率是反射的短波辐射与总辐射之比。影响地表反照率的主要因素有地表特性(颜色、湿度、粗糙度、植被覆盖、土壤干湿等)、太阳高度角、光谱的分布等<sup>[19]</sup>。典型的地表反照率日变化是光滑的抛物线,在早晚太阳高度角较低时,反照率较大,而在中午太阳高度角大时反照率较小。图3中可以看出,晴天地表反照率日变化呈现出不太规则的抛物线特征;阴天地表反照率的日变化规律由于太阳辐射量以及土壤湿度的影响,有一定波动。雨天则因为降水渗入土壤加大了湿度和热容量,从而使得其反照率明显低于晴天、阴天,由于降水量不大,且该地区的蒸发潜力很大,降水停止一段时间以后,地表反照率有回升的趋势。在08:00—20:00这段时间内,草地测站晴天、阴天、雨天的平均地表反照率为0.22、0.21、0.15。鄂陵湖地区6—7月的平均地表反照率为0.21,高于昌都河谷草地(0.16)<sup>[20]</sup>,与安多高原草甸(0.22)<sup>[21]</sup>、玛曲草原(0.22)<sup>[22]</sup>、海北(0.22)<sup>[23]</sup>和藏北草地(0.23)<sup>[24]</sup>相当,低于敦煌(0.25)<sup>[25]</sup>、唐古拉(0.3)<sup>[8]</sup>、西大滩(0.29)<sup>[7]</sup>和五道梁(0.36)<sup>[7]</sup>。

对晴天和阴天的辐射收支特征作整体分析:1)对向下和向上短波辐射而言,云量的多少直接影响向下短波辐射,因此晴天大于阴天,晴天向下短波日积分值约为 $31.9 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,阴天为晴天的一半,约 $16.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,晴天和阴天的向上短波辐射日积分值分别约为 $6.9 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $3.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ;2)由于水汽凝结潜热的释放以及云体对向下短波辐射的吸收会使大气、云体增温,从而加强向下长波辐射,故晴天的向下长波辐射小于阴天,阴天向下长波辐射日积分值为 $24.3 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,比晴天大 $3.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ;3)晴天白天的地面温度高,向上长波辐射晴天大于阴天,积分值为 $20.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,阴天白天约为 $16.9 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,夜间由于向上长波辐射降温明显,地面温度下降迅速,而阴天由于云层的“保温”作用,夜间的地面温度不会下降太多,故对于夜间向上长波辐射的日积分值而言,阴天大于晴天。晴天净辐射的日积分值约为 $12.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,阴天净辐射日积分值约 $6.3 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,与2008年金塔试验<sup>[3]</sup>中绿洲的晴天净辐射相比,鄂陵湖地区略大,表明青藏高原地区的高寒草地在晴天条件地表辐射能量比西北干旱区略有盈余。从晴天和阴天条件下各辐射分量的日积分值(图4)比较可知,晴天辐射平衡中,向上长波辐射贡献最大,向下短波

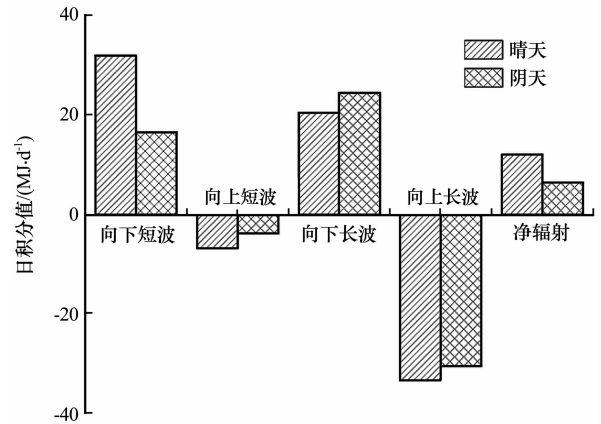


图4 晴天和阴天条件下各平均辐射分量日积分值直方图  
Fig. 4 Histogram of daily integral values of various averaged radiation components in sunny and overcast day

辐射次之,向下长波辐射第三,向上短波辐射最小,净辐射约占向下短波辐射的37.6%。这与张强等<sup>[26]</sup>的分析结果基本相同,但量值较敦煌绿洲地区小。

白天,地面吸收太阳辐射后使土壤增温,大气的能量则主要来源于地面的感热和潜热输送以及长波辐射,晴天、阴天、雨天的向下短波辐射、净辐射、土壤水分含量以及土壤热容量有较大差别,因此地表能量也必然有一定的差别。由于湖区下垫面的多样性、地表反照率和土壤湿度等因素,高寒区草地下垫面的能量交换特征比西北干旱区复杂,当地表向土壤深层传递热量,土壤热通量直接关系到高寒区冻土的发育状态<sup>[27-28]</sup>。若进入土壤的热通量为正值,多年冻土则将处于退化状态,造成不利的影[29]。因此,在地-气能量交换中,潜热、感热和土壤热通量的分配比例值得深入探讨。

图5是不同天气条件下的地表能量各分量日变化。在图5(a)中,晴天感热通量在12:00出现最大值为 $246 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,夜间出现最小值,约为 $-42 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。白天潜热通量一直为正值,表明有自地表向大气的水汽蒸发过程,且蒸发大于吸收;夜间在零值附近波动,有时为负值,表明有水汽向下输送。潜热通量在14:00达到峰值,约为 $136 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最小值为 $-12 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。白天,随着太阳的升起,土壤表面接收太阳辐射,0 cm土壤热通量开始由夜间的负值转变为正值,最大值、最小值分别为 $122 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $-39 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,日较差约为 $161 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,0 cm土壤热通量的日平均值为 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。感热、潜热、0 cm土壤热通量的日积分值分

别为  $5.9 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $3.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $1.7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，三者之和小于净辐射，净辐射的分配为感热通量占 49.7%、潜热通量占 28.6%、0 cm 土壤通量占 14.2%，能量不闭合部分约占 7.5%。从上述分析可以看出，地-气之间的能量传输主要以感热交换为主，这种地表能量分配与敦煌的绿洲<sup>[26]</sup>及荒漠戈壁<sup>[2]</sup>不同，这说明下垫面特征的不同对地表能量的分配过程起着重要的调节作用。

阴天时(图 5b)，地表能量各分量不再保持标准的日变化规律，净辐射、感热以及 0 cm 土壤热通量都有不同程度的削减。阴天时，净辐射的峰值为  $464 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，最小值为  $-136 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，日平均净辐射通量为  $73 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，比晴天条件下减少了约

$66 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ；感热通量的峰值约为  $107 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，最小值为  $-61 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，日平均感热通量为  $22 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，比晴天的日平均值减少了  $47 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ；0 cm 土壤热通量的峰值为  $166 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，最小值为  $-60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，日平均值为  $7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，比晴天间少了  $13 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ；阴天由于水汽充足，潜热通量比晴天有所增加，其峰值可达到  $232 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，最小值为  $-10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，日平均潜热通量为  $73 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，比晴天时候的日平均值增加了  $33 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。阴天感热、潜热和 0 cm 土壤热通量的日积分值分别为  $1.9 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $6.3 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $0.6 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，它们分别占到净辐射的 29.5%、99.9%和 9.1%，能量超闭合部分占 38.5%。这种超闭合的状况也在金塔地

表 2 晴天和阴天条件下辐射平衡各分量昼、夜积分值对比

Table 2 Daily integral values of various averaged radiation components in sunny and overcast day during daytime and night

		向下短波/ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$	向上短波/ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$	向下长波/ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$	向上长波/ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$	净辐射/ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$
晴天	昼	31.76	6.74	10.79	20.76	15.04
	夜	0.18	0.15	9.67	12.73	-3.03
阴天	昼	16.01	3.64	13.41	16.98	8.80
	夜	0.40	0.17	10.90	13.59	-2.46

注：昼为 07:00—19:00；夜为 00:00—06:30 和 19:30—23:50。

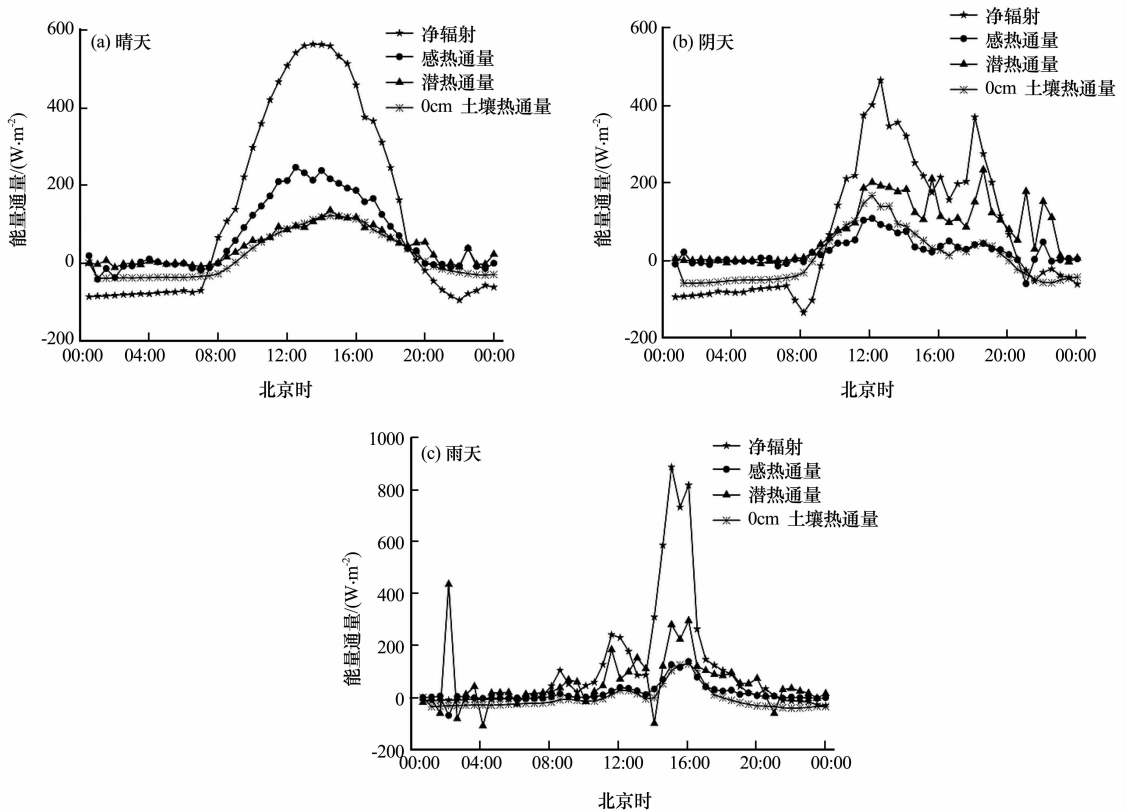


图 5 不同天气条件下的地表能量各分量日变化

Fig. 5 Hourly variations of various surface energy components

区出现过<sup>[3]</sup>, 观测值的误差是产生以上偏差的主要原因. 如凌晨时仪器上附有一薄层水或水滴, 因而观测值会受到一定影响, 具体的影响程度, 还有待于进一步研究确定. 在降水天气条件下(图 5c), 地气之间的能量传输以潜热蒸发为主, 感热小, 0 cm 土壤热通量为负值说明土壤在不断地释放热量.

表 3 列出了晴天和阴天条件下各能量通量的日积分值. 白天感热通量为正值, 地面加热大气, 夜间为负值, 大气加热地面, 这种昼夜不同现象可能与鄂陵湖湖水对气温的调节有关. 夜间暖湖效应抬升了湖区及周边的气温, 同时地面因辐射降温, 造成气温高于地面温度, 热量则由大气传送给地面. 白天水的蒸发相变一直存在, 而夜间潜热通量在零值附近波动, 说明蒸发相变很弱; 0 cm 土壤热通量白天为正值, 土壤储热, 夜间为负值, 土壤向大气释放能量. 对净辐射取绝对值可知, 由于没有云的作用, 晴天的能量在白天进的多, 夜间耗散得快, 无论昼夜均有晴天大于阴天.

云和降水对地表能量收支的影响在土壤温度的日变化特征上也可以清楚地反映出来(图 6), 利用试验观测期间的土壤温度数据, 对土壤温度日变化进行对比: 无论何种天气条件下, 5 cm 和 10 cm 深度的土壤温度均呈一种准正弦变化趋势. 对于 5 cm

土壤温度而言, 晴天的振幅最大, 约为 17 °C, 阴天次之, 约为 13 °C, 雨天约为 12 °C; 对 10 cm 的土壤温度而言, 晴天最高温度约为 16 °C, 阴天和雨天为 12 °C; 对 20 cm、40 cm 的土壤温度而言, 不同天气条件下的变化幅度都很小, 可见天气条件对深层土壤的温度影响不大, 这与文献[14]的研究结果相同. 对照不同天气条件下的土壤温度数据发现, 雨天降水之前 5 cm、10 cm 的土壤温度明显高于同一时间段晴天和阴天条件下的土壤温度, 说明降水前云量的增加对土壤有一定的保温作用. 综合上述分析, 虽然净辐射是土壤能量的来源, 但土壤

表 3 晴天和阴天条件下地表能量各分量昼、夜积分值对比  
Table 3 Daily integral values of various averaged surface energy components in sunny and overcast day during daytime and night

	净辐射 /MJ·m <sup>-2</sup>	感热通量 /MJ·m <sup>-2</sup>	潜热通量 /MJ·m <sup>-2</sup>	0 cm 土壤热通 量/MJ·m <sup>-2</sup>
晴天 昼	15.04	6.19	3.29	2.90
夜	-3.03	-0.23	0.15	-1.19
阴天 昼	8.80	1.94	5.30	2.52
夜	-2.46	-0.07	1.04	-1.94

注: 昼为 07:00-19:00; 夜为 00:00-06:30 和 19:30-23:50.

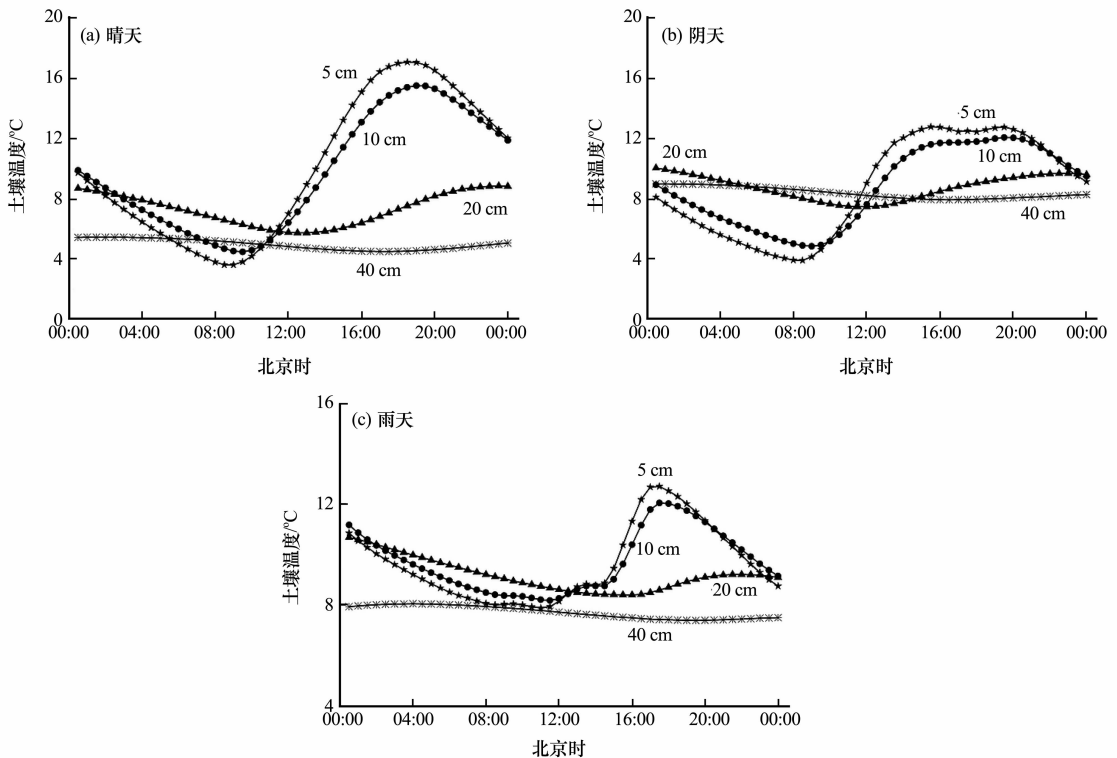


图 6 鄂陵湖地区不同天气条件下各层土壤温度日变化

Fig. 6 Hourly variations of soil temperatures at different depths around the Ngoring Lake

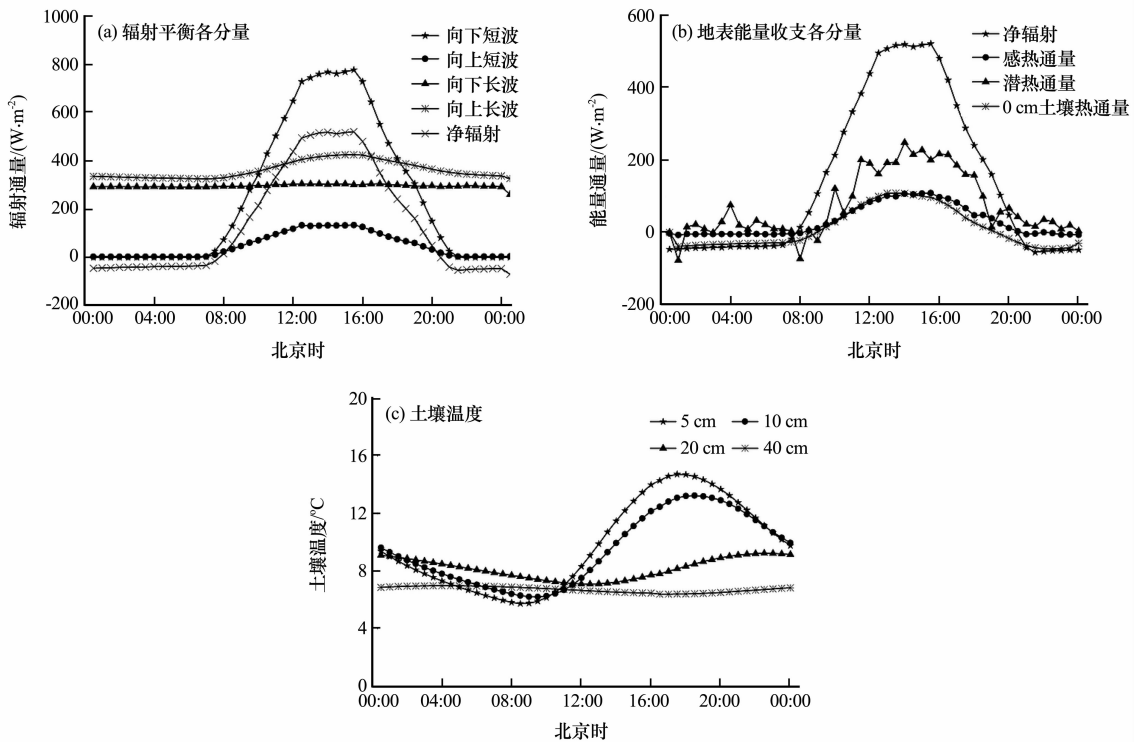


图7 观测期内平均辐射平衡各分量(a)、地表能量收支各分量(b)、土壤温度(c)日变化特征

Fig. 7 Hourly variations of various averaged radiation fluxes (a), various surface energy fluxes (b) and soil temperature (c) during the observation period

温度的变化还决定于土壤的热容量,降水会使土壤热容量产生显著变化,从而影响了浅层地温,而深层地温受天气影响很小,季节变化可能是其主要变率。

## 2.2 观测期内的平均辐射和地表能量特征

鄂陵湖地区6月日平均太阳总辐射的峰值为  $759 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,与锡林郭勒草原<sup>[30]</sup>6月相比较,二者相差不大,7月日平均太阳总辐射的峰值为  $828 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,略高于锡林郭勒草原<sup>[30]</sup>。地表反射辐射日变化与总辐射一致,亦呈单峰型日变化,6月和7月的平均日最大值为  $133 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和  $137 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。从鄂陵湖地区的月平均反照率来看,6月和7月分别为0.20和0.21,与锡林郭勒草原<sup>[30]</sup>的反照率相当。鄂陵湖的大气长波辐射日变化幅度较锡林郭勒<sup>[30]</sup>地区平缓,6、7月的平均日变化幅度均在  $290 \sim 308 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间,6月和7月日平均辐射强度分别为  $296 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和  $299 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,明显小于锡林郭勒草原<sup>[30]</sup>相同月份的平均强度。6月鄂陵湖地表长波辐射的平均日最大值为  $415 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,7月约为  $437 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,其值均小于锡林郭勒草原<sup>[30]</sup>。6月和7月的平均净辐射日最大值为  $512 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和  $558 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,平均强度为  $143 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和  $150 \text{ W} \cdot$

$\text{m}^{-2}$ 。6月向下短波辐射、向上短波辐射、大气长波辐射、地表长波辐射的月平均日积分值分别为  $21.49 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $4.01 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $25.60 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $30.69 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,7月各辐射分量的月平均日积分值为  $23.63 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $4.23 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $25.84 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $32.24 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

图7(a)为观测期内平均辐射各分量的日变化特征,可以看出,向下和向上短波辐射具有明显的日变化,夜间为零、早晚较小,向下短波辐射的峰值为  $778 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,日积分总量为  $22.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,小于敦煌地区<sup>[25]</sup>的平均向下短波辐射日积分总量(稀疏植被地表  $25.3 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ )。分析形成差异主要原因,可能是由于敦煌干旱区日照强烈,少云多晴天所致,而鄂陵湖区天气状况变化剧烈,常有阴雨天气出现。平均向上短波辐射的峰值为  $133 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,日积分值为  $4.2 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ;向下长波辐射平均日积分值为  $25.6 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,日变化相差不大,约在  $291 \sim 305 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间,且易受大气状况、大气气溶胶浓度及云况等因素影响而参杂一些个别变化<sup>[19]</sup>;向上长波辐射的平均日积分值约为  $31.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。根据各平均辐射分量日积分值的比较可知,在辐射平衡中,向上长波辐射贡献最大,向下



长波辐射次之, 向下短波辐射第三, 向上短波辐射最小. 净辐射的平均日积分为  $12.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 占向下短波辐射的  $55.7\%$ . 图 7(b) 为观测期内草地测站平均地表能量日变化特征, 由于云和降水的影响, 净辐射的峰值只有  $521 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 比晴天条件下减少了  $42 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 平均感热通量和  $0 \text{ cm}$  土壤热通量的峰值相对于晴天也较小, 分别为  $109 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  和  $108 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ . 因为云和降水的影响使大气中的水汽量增多, 水发生相变时的热量输送增大, 平均潜热通量的峰值比晴天时较大, 约为  $249 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ . 感热、潜热、 $0 \text{ cm}$  土壤热通量的平均日积分值分别为  $2.7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $5.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $1.02 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 它们分别占到净辐射的  $21.2\%$ 、 $43.1\%$ 、 $8.2\%$ . 由于湖泊的存在, 水体巨大的热容量和水分供应使得鄂陵湖地区的气温日较差较小, 地表温度变化幅度变小, 附近地表温度不会过快升高, 与锡林郭勒草原<sup>[30]</sup>的感热通量占主导不同, 在鄂陵湖区地表能量平衡中, 潜热通量占主导. 从图 7(c) 可知,  $5 \text{ cm}$  和  $10 \text{ cm}$  的平均土壤温度峰值都低于晴天  $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $20 \text{ cm}$  土壤温度与晴天  $20 \text{ cm}$  土壤温度差异较小,  $40 \text{ cm}$  的平均土壤温度反而比晴天大, 可见云在一定程度上起到了“保温”作用.

### 3 结论

(1) 晴天条件下的辐射收支, 向上长波辐射贡献最大, 向下短波辐射次之, 向下长波辐射第三, 向上短波辐射最小, 净辐射约占向下短波辐射的  $37.6\%$ ; 阴天条件下, 向上长波辐射贡献最大, 向下长波辐射第二, 向下短波辐射第三, 向上短波辐射第四, 净辐射约占向下短波辐射的  $38.6\%$ . 雨天降水时段内, 向下短波辐射减弱且增长缓慢, 数值低于  $300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 向上短波辐射和向上长波辐射也均低于同一时间段的晴天和阴天, 但由于云对短波辐射和水汽凝结加热的吸收, 雨天的向下长波辐射值较大, 降水时段内净辐射的日变化趋势随向下短波辐射的增大(减小)而增大(减小).

(2) 晴天的感热通量、土壤热通量日积分值均大于阴天、雨天, 而潜热通量日积分值小于阴天、雨天. 净辐射是土壤能量的来源, 但土壤温度的变化还决定于土壤的热容量, 降水会使土壤热容量产生显著变. 无论何种天气条件,  $5 \text{ cm}$ 、 $10 \text{ cm}$  的土壤温度都比  $20 \text{ cm}$ 、 $40 \text{ cm}$  的土壤温度变化剧烈, 说明天气条件对深层土壤的温度影响不大.

(3) 观测期内, 草地测站的平均反照率为

$0.21$ , 与黄河上游其他草地测站的反照率基本相当. 向下短波辐射、向上短波辐射、向下长波辐射、向上长波辐射和净辐射的平均日积分值分别为  $22.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $4.2 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $25.6 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $31.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $12.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 净辐射约占向下短波辐射的  $55.7\%$ .

(4) 观测期内, 平均地表能量和土壤温度的变化幅度均较晴天小. 由于云和降水的扰动削弱了向下短波辐射, 导致平均感热通量和  $0 \text{ cm}$  土壤热通量的峰值比晴天小, 而平均潜热通量的峰值大于晴天. 感热、潜热、 $0 \text{ cm}$  土壤热通量的平均日积分值为  $2.7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $5.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $1.02 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 它们分别占到净辐射的  $21.2\%$ 、 $43.1\%$ 、 $8.2\%$ . 由于湖泊的存在, 水体巨大的热容量和水分供应使得鄂陵湖地区的气温日较差较小, 地表温度变化幅度变小, 附近地表温度不会过快升高, 所以在鄂陵湖区的地表能量平衡中, 潜热通量占主导.  $5 \text{ cm}$  和  $10 \text{ cm}$  的平均土壤温度峰值都低于晴天  $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $20 \text{ cm}$  平均土壤温度与晴天差异较小,  $40 \text{ cm}$  的平均土壤温度比晴天大, 可见云在一定程度上可以起到“保温”的作用.

本文分析了黄河源地区鄂陵湖畔高寒草甸下垫面不同天气条件下辐射收支和能量传输特征以及长时间内平均日变化趋势, 有助于理解气候变化背景下黄河源区湖泊的小气候效应, 为促进该地区光热资源的合理利用和畜牧业的可持续发展提供数据支持. 今后寄希望对湖区进行从点(观测点)到线(长期观测)到面(数值模拟)来进行系统、完善的深入研究.

致谢: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所奥银焕副研究员提供了数据资料; 参加 2010 年鄂陵湖观测试验的老师和同学提供了各种帮助, 在此一并表示感谢.

### 参考文献(References):

- [1] Zhang Zhengsi, Zhao Aiguo, Dong Zhibao. Measurement of ecosystem surface flux: Introduction of multi-channel Bowen ratio measuring instrument[J]. Journal of Desert Research, 2006, 26(3): 473-477. [张正偲, 赵爱国, 董治宝. 生态系统地表通量测量——多通道波文比观测仪介绍[J]. 中国沙漠, 2006, 26(3): 473-477.]
- [2] Zhang Qiang, Cao Xiaoyan. The influence of synoptic conditions on the averaged surface heat and radiation budget energy over desert or gobi[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2003, 27(2): 245-254. [张强, 曹晓彦. 敦煌地区荒

- 漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究[J]. 大气科学, 2003, **27**(2): 245—254.]
- [3] Wen Xiaohang, Lü Shihua, Shang Lunyu, *et al.* Numerical simulations of radiation budget using WRF model over the Jinta Oasis-Gobi[J]. *Acta Energiae Solaris Sinica*, 2011, **32**(3): 346—353. [文小航, 吕世华, 尚伦宇, 等. WRF 模式对金塔绿洲-戈壁辐射收支的模拟研究[J]. 太阳能学报, 2011, **32**(3): 346—353.]
- [4] Bian Lingen, Lu Longhua, Lu Changgui, *et al.* The characteristics of radiation balance components of the Tibetan Plateau in the summer of 1998[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2001, **25**(5): 577—588. [卞林根, 陆龙骅, 逯昌贵, 等. 1998 年夏季青藏高原辐射平衡分量特征[J]. 大气科学, 2001, **25**(5): 577—588.]
- [5] Wu Rongsheng, Ma Yaoming. Comparative analyses on radiation characteristics in different areas over the Tibetan Plateau[J]. *Plateau Meteorology*, 2010, **29**(2): 251—259. [武荣盛, 马耀明. 青藏高原不同地区辐射特征对比分析[J]. 高原气象, 2010, **29**(2): 251—259.]
- [6] Li Maoshan, Ma Yaoming, Sun Fanglin, *et al.* Characteristics of micrometeorology and exchange of surface energy in the Namco region[J]. *Plateau Meteorology*, 2008, **27**(4): 727—732. [李茂善, 马耀明, 孙方林, 等. 纳木错地区近地层微气象特征及地表通量交换分析[J]. 高原气象, 2008, **27**(4): 727—732.]
- [7] Xiao Yao, Zhao Lin, Li Ren, *et al.* The characteristics of surface albedo in permafrost regions of northern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(3): 480—488. [肖瑶, 赵林, 李韧, 等. 藏北高原多年冻土区地表反照率特征分析[J]. 冰川冻土, 2010, **32**(3): 480—488.]
- [8] Yao Jimin, Zhao Lin, Gu Lianglei, *et al.* The microclimatic characteristics in the Tanggula Pass on the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, **31**(4): 650—658. [姚济敏, 赵林, 谷良雷, 等. 青藏高原唐古拉垭口地区小气候特征[J]. 冰川冻土, 2009, **31**(4): 650—658.]
- [9] Ren Jizhou, Lin Huilong. Assumed plan on grassland ecological reconstruction in the source region of Yangtze River, Yellow River and Lantsang River[J]. *Acta Pratacultural Science*, 2005, **14**(2): 1—8. [任继周, 林慧龙. 江河源区草地生态建设的构想[J]. 草业学报, 2005, **14**(2): 1—8.]
- [10] Dong Suocheng, Zhou Changjin, Wang Haiying. Ecological crisis and countermeasures of the Three Rivers' headstream regions[J]. *Journal of Natural Resources*, 2002, **17**(6): 713—720. [董锁成, 周长进, 王海英. “三江源”地区的主要生态环境问题与对策[J]. 自然资源学报, 2002, **17**(6): 713—720.]
- [11] Li Hongmei, Li Lin, Zhang Jinxu, *et al.* Changes in extreme climatic events over the sources of the Three Rivers in the prometaphase 21st century[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(6): 1403—1408. [李红梅, 李林, 张金旭, 等. 21 世纪前中期三江源地区极端气候事件变化趋势分析[J]. 冰川冻土, 2012, **34**(6): 1403—1408.]
- [12] Wu Suxia, Chang Guogang, Li Fengxia, *et al.* Recent lake changes in Maduo County, source region of the Yellow River[J]. *Journal of Lake Sciences*, 2008, **20**(3): 364—368. [吴素霞, 常国刚, 李凤霞, 等. 近年来黄河源头地区玛多县湖泊变化[J]. 湖泊科学, 2008, **20**(3): 364—368.]
- [13] Basang, Yang Xiuhai, Lazhen, *et al.* Variation of snow cover over Tibet Autonomous Region based on multi-source data[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(5): 1023—1030. [巴桑, 杨秀海, 拉珍, 等. 基于多源数据的西藏地区积雪变化趋势分析[J]. 冰川冻土, 2012, **34**(5): 1023—1030.]
- [14] Li Wanli, Lü Shihua, Fu Shenming, *et al.* A study on radiation balance and surface energy in Jinta Oasis[J]. *Acta Energiae Solaris Sinica*, 2009, **30**(12): 1614—1620. [李万莉, 吕世华, 傅慎明, 等. 金塔绿洲的辐射平衡特征和地表能量研究[J]. 太阳能学报, 2009, **30**(12): 1614—1620.]
- [15] Ao Yinshuan, Lü Shihua, Li Suosuo, *et al.* The energy budget and microclimate over the upper Yellow River in summer fine days[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, **30**(3): 426—432. [奥银焕, 吕世华, 李锁锁, 等. 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, 2008, **30**(3): 426—432.]
- [16] Ma Weiqiang, Ma Yaoming, Hu Zeyong, *et al.* The contrast between the radiation budget plus seasonal variation and remote sensing over the northern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Arid Land Resources & Environment*, 2005, **19**(1): 109—115. [马伟强, 马耀明, 胡泽勇, 等. 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, 2005, **19**(1): 109—115.]
- [17] Chen Shiqiang, Wen Lijuan, Lü Shihua, *et al.* Analysis of characteristics of radiation on different underlying surface in Jinta Oasis[J]. *Acta Energiae Solaris Sinica*, 2006, **27**(7): 713—718. [陈世强, 文莉娟, 吕世华, 等. 金塔绿洲不同下垫面辐射特征对比分析[J]. 太阳能学报, 2006, **27**(7): 713—718.]
- [18] Weng Duming. *Climatological Solar Radiation in China*[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1997: 52—188. [翁笃鸣. 中国辐射气候[M]. 北京: 气象出版社, 1997: 52—188.]
- [19] Zuo Dakang, Zhou Yunhua. A Study on Global Radiation[M]. Beijing: Science Press, 1991: 37—39. [左大康, 周允华. 地球表层辐射研究[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 37—39.]
- [20] Liu Huizhi, Zhang Hongsheng, Bian Lingen, *et al.* Characteristics of micrometeorology in the surface layer in the Tibetan Plateau[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, **19**(1): 73—88.
- [21] Qian Zeyu, Hu Zeyong, Du Ping, *et al.* Energy transfer of near surface layer and micrometeorology characteristics in Beiluhe area of Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Plateau Meteorology*, 2005, **24**(1): 43—48. [钱泽雨, 胡泽勇, 杜萍, 等. 青藏高原北麓河地区近地层能量输送与微气象特征[J]. 高原气象, 2005, **24**(1): 43—48.]
- [22] Wang Shaoying, Zhang Yu, Lü Shihua, *et al.* Seasonal variation characteristics of radiation and energy budgets in alpine meadow ecosystem in Maqu Grassland[J]. *Plateau Meteorology*

- gy, 2012, **31**(3): 605—614. [王少影, 张宇, 吕世华, 等. 玛曲高寒草甸地表辐射与能量收支的季节变化[J]. 高原气象, 2012, **31**(3): 605—614.]
- [23] Zhang Xiaocun, Gu Song, Zhao Xinquan, *et al.* Radiation partitioning and its relation to environmental factors above a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2010, **115**(D10), doi:10.1029/2009JD012373.
- [24] Ma Weiqiang, Ma Yaoming, Li Maoshan, *et al.* Seasonal variation on land surface energy budget and energy balance components in the northern Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, **27**(5): 673—679. [马伟强, 马耀明, 李茂善, 等. 藏北高原地区地表辐射收支和能量平衡的季节变化[J]. 冰川冻土, 2005, **27**(5): 673—679.]
- [25] Wang Chao, Wei Zhigang, Gao Xiaoqing, *et al.* An observation study of surface air exchanges and energy budget at a sparse vegetation site of Dunhuang in summer[J]. Plateau Meteorology, 2012, **31**(3): 622—628. [王超, 韦志刚, 高晓清, 等. 夏季敦煌稀疏植被下垫面物质和能量交换的观测研究[J]. 高原气象, 2012, **31**(3): 622—628.]
- [26] Zhang Qiang, Zhou Yi. The characteristics of budget of radiation and energy as well microclimate of Dunhuang Oasis on a typical clear day in summer[J]. Acta Phytoecologica Sinica, 2002, **26**(6): 717—723. [张强, 周毅. 敦煌绿洲夏季典型晴天地表辐射和能量平衡及小气候特征[J]. 植物生态学报, 2002, **26**(6): 717—723.]
- [27] Wang Yinxue, Zhao Lin, Li Ren, *et al.* A study of factors which control variation of permafrost table[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, **33**(5): 1064—1067. [王银学, 赵林, 李韧, 等. 影响多年冻土上限变化的因素探讨[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(5): 1064—1067.]
- [28] Zhang Wei, Wang Genxu, Zhou Jian, *et al.* Simulating the water-heat processes in permafrost regions in the Tibetan Plateau based on CoupModel[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, **34**(5): 1099—1109. [张伟, 王根绪, 周剑, 等. 基于 CoupModel 的青藏高原多年冻土区土壤水热过程模拟[J]. 冰川冻土, 2012, **34**(5): 1099—1109.]
- [29] Gao Rong, Zhong Hailing, Dong Wenjie, *et al.* Impact of snow cover and frozen soil in the Tibetan Plateau on summer precipitation in China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, **33**(2): 254—260. [高荣, 钟海玲, 董文杰, 等. 青藏高原积雪、冻土对中国夏季降水影响研究[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(2): 254—260.]
- [30] Yue Ping, Zhang Qiang, Deng Zhenyong, *et al.* Monthly mean diurnal variations of surface radiation and energy balance fluxes in grassland during growing season[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, **32**(5): 941—947. [岳平, 张强, 邓振镛, 等. 草原生长期地表辐射和能量通量月平均日变化特征[J]. 冰川冻土, 2010, **32**(5): 941—947.]

## A Study of the Radiation and Surface Energy Balance Around the Ngoring Lake in Source Regions of the Yellow River

TANG Tian<sup>1</sup>, WANG Lei<sup>1</sup>, WEN Xiao-hang<sup>2,3</sup>

(1. *College of Atmospheric Science / Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan 610225, China*; 2. *College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China*; 3. *Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China*)

**Abstract:** Field observation was made around the Ngoring Lake in source regions of Yellow River during the period from June to July, 2010. The variations of radiation components, surface energy components, soil temperature and surface albedo under different weather conditions were analyzed in this paper. The results show that there are great differences of radiation and surface energy components variations between various weather conditions. The value of surface albedo decreases in sequence of sunny, overcast and rainy day. The averaged value of albedo during the observation period is about 0.21. The contribution to the radiation follows the order: upward longwave  $>$  downward longwave  $>$  downward shortwave and upward shortwave radiation. Their averaged daily integral value is  $31.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,  $25.6 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,  $22.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$  and  $4.2 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , respectively. The net radiation is  $12.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , which is accounting for about 55.7% of the shortwave radiation. The average daily integral values of the sensible heat, latent heat and 0-cm soil heat fluxes make up 21.2%, 43.1% and 8.2% of net radiation fluxes. Variation range of soil temperature decreases with

depth. The averaged peak value of upper layer soil temperature is about  $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$  lower than that in sunny day, but there are no remarkable differences at deeper soil layers. The cloud and precipitation has large disturbance, resulting in the downward shortwave radiation weaken, the peak value of averaged sensible heat fluxes and 0-cm soil heat fluxes smaller than that in the sunny days, and the peak value of the averaged latent heat flux greater than that in sunny day. Because of huge thermal capacity of water and the water supply, the diurnal range of temperature is small around the lake, the change of surface temperature is also smaller, and the land surface temperature rises slowly too. So the latent heat flux is dominant component in the process of surface energy balance, the sensible heat flux take second place, and ground heat flux take third place. This study is helpful for understanding the water energy cycle under the background of climate change over the Yellow River basin, and will promote the rational use of solar resources and provide data support to the sustainable development of animal husbandry.

**Key words:** source regions of the Yellow River; Ngoring Lake; radiation budget; surface energy balance; soil temperature