中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 8 期: 1229 ~ 1242
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

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

岳平[①②③④*], 张强[①②③④], 赵文[④], 王润元[①②③], 张良[①②③], 王文玉[①②③], 史晋森[④], 郝小翠[①②③]

① 中国气象局兰州干旱气象研究所, 兰州 730020;
② 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州 730020;
③ 中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 兰州 730020;
④ 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000
* E-mail: jqyueping@126.com

收稿日期: 2015-01-20; 接受日期: 2015-04-14; 网络版发表日期: 2015-07-23
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB430206, 2012CB955304)、国家自然科学基金项目(批准号: 41075008, 40830957, 41275118)、中国博士后特别资助基金项目(编号: 2013T60901)、中国博士后基金项目(编号: 20110490854)和甘肃省气象局十人计划资助

摘要 利用黄土高原陆面过程观测试验研究(LOPEX)资料, 分析了榆中半干旱草地生长季主要干湿时段陆面水、热过程的差异及环境因子的影响特征. 研究发现, 干湿时段陆面温、湿特征变化差异明显, 干旱时段日平均归一化温度垂直分布结构整体"前倾", 湿润时段则呈"后倾"状; 干旱时段, 20 cm 以上浅层土壤是温度的活跃层, 干湿时段土壤中热量的传递速率明显不同. 干旱时段 *H*/*Rn* 和 *LE*/*Rn* 与 5 cm 土壤温度之间满足线性关系; 湿润时段 *H*/*Rn* 和 *LE*/*Rn* 与 5 cm 土壤温度为非线性关系, 日尺度上陆面水、热交换趋势发生转变的临界土壤温度为 16℃. 干旱时段 *H*/*Rn* 和 *LE*/*Rn* 与土壤含水量之间满足线性规律; 湿润时段 *H*/*Rn* 和 *LE*/*Rn* 与 5 cm 土壤含水量之间呈非线性变化, 0.21 m^3 m^{-3} 是日尺度上陆面水、热交换趋势发生转变的临界点. 干旱时段, 饱和水汽压差小于 0.7 kPa 时, *H*/*Rn* 随饱和水汽压差的增大而增大, *LE*/*Rn* 随饱和水汽压差的增大而减小, 而当饱和水汽压差大于 0.7 kPa 时, *H*/*Rn* 和 *LE*/*Rn* 均趋于常数; 湿润时段, *H*/*Rn* 随饱和水汽压差的增大而增大, *LE*/*Rn* 随饱和水汽压差的增大而减小. 上述特征直接体现了陆面环境因子的差异在水、热交换过程中的作用, 也间接反映了云降水过程对陆面水、热交换过程的影响.

关键词
黄土高原
主要干湿时段
环境因子
陆面水热交换

全球变化的区域响应以及地表变化和人类活动对气候的影响要通过陆面过程和陆气相互作用来实现(符淙斌和马柱国, 2008; Huenneke等, 2002). 对陆面水、热交换过程的系统研究有助于深入了解区域气候系统的水、热循环规律及其对气候变化的响应特征(张强等, 2012a; 张强和王胜, 2008; Gettelman等,

中文引用格式: 岳平, 张强, 赵文, 王润元, 张良, 王文玉, 史晋森, 郝小翠. 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. 中国科学: 地球科学, 45: 1229–1242
英文引用格式: Yue P, Zhang Q, Zhao W, Wang R Y, Zhang L, Wang W Y, Shi J S, Hao X C. 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. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-015-5133-3

2004). 研究表明, 全球变暖背景下, 干旱、半干旱地区呈现出植被退化、地表温度升高、感热通量增大、蒸散量减小等现象, 从而引起陆面过程和大气边界层结构等一系列的变化与连锁反应(Huang等, 2012; Gettelman等, 2004). 基于陆面过程和陆气相互作用对气候影响的重要性, 国际气候变化及可预测性研究计划(CLIVAR)、全球能量和水循环研究计划(GEWEX)等都把陆面过程观测和陆气相互作用作为重要研究内容之一(Zhang等, 2012; 徐祥德和陈联寿, 2006).

目前, 干旱、半干旱区的陆气相互作用研究不仅得到了欧美发达国家的高度重视(Oncley, 2007; Wilson, 2002), 同时也引起了亚、非洲等欠发达国家和地区的广泛关注(张强和王胜, 2008; Lauwaet等, 2009; Wen等, 2007; 吕达仁等, 2005). 我国自20世纪80年代以来相继开展了“黑河地区陆气相互作用观测试验研究(HEIFE)”(胡隐樵等, 1994)、“内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用(IMGRASS)”试验(吕达仁等, 2002a, 2002b)和通榆的“干旱化和有序人类活动观测试验”(刘辉志等, 2008)等一系列大型野外观测试验, 极大地推动了陆气相互作用研究进展, 为改进数值模式和提高天气气候的可预测性奠定了坚实的基础.

我国黄土高原地形地貌复杂, 地表植被多样, 不同植被类型地表辐射和能量通量的分配特征差异明显(Yue等, 2012; 张强和王胜, 2008; 韦志刚等, 2005). 黄土高原地区不仅仅是内陆干旱气候区向季风气候区的过渡带, 也是我国冬季风环流与夏季风环流的主要耦合区(张强等, 2012a). 因此, 该区域气候波动十分明显, 年内干湿时段陆面水、热特性差异较大, 陆面水、热交换过程对环境因子的依赖性很强(张强等, 2014). 另外, 黄土高原地区陆面地水、热交换过程不仅直接影响本区域的气候和环境变化, 而且对东亚乃至全球气候和环境变化可能产生重要影响(Huang等, 2008; 张强和王胜, 2008).

截止目前, 有关黄土高原陆面过程的最新进展主要是针对农田下垫面的辐射和能量交换(张强等, 2011; Wen 等, 2007; 韦志刚等, 2005), 受人类活动影响较小的黄土高原半干旱草地不同水分条件下的陆面水、热交换特征研究较少(岳平等, 2013a; 张强等, 2012a; Wang 等, 2010), 陆面环境因子对地表能量交换过程的影响研究更是寥寥无几. 这种现状严重限制了对黄土高原地区陆面水、热交换规律和陆面过程本质的全面认识. 另外, 还没有建立环境因子与陆面水、热转化效率之间的参数化关系, 制约了陆面过程研究在天气预报和气候预测中的实质性贡献(张强等, 2012a; 张强和王胜, 2008).

鉴于此, 本文利用国家自然科学重点基金项目“黄土高原陆面过程观测试验研究(LOPEX)”观测资料, 对比分析榆中黄土高原半干旱草地生长季主要干、湿时段陆面温、湿特征差异及其对地表能量过程的影响, 认识干、湿时段陆面水、热交换的基本规律, 为建立日尺度上环境因子与陆面水、热转化效率的参数化关系、提高区域气候数值模拟能力和预测水平提供科学参考.

1 试验场地、观测方法及数据

1.1 区域概况

黄土高原的地理范围东至山西的太行山、西自青海的日月山、南接陕西的秦岭、北抵内蒙古阴山, 总面积超过62.68×10^4 km^2, 其气候背景总体上属于典型大陆性气候, 该区域年平均降水量约466 mm, 降水空间变化明显, 由东南向西北降水量递减. 它是东南湿润季风气候向西北内陆干旱气候过渡带, 也是暖温带阔叶落叶林向典型草原和荒漠草原过渡的地带. “黄土高原陆面过程观测试验研究(LOPEX)”是国家自然科学基金支持的大型野外观测试验, 兰州大学半干旱气候与环境观测站(简称SACOL站)是LOPEX试验的主要观测站点之一(张强等, 2012a). SACOL站位于甘肃黄土高原榆中的一块塬上(35°57′N, 104°08′E), 海拔高度为1966 m, 地处温带半干旱气候区, 年降水量为381.8 mm, 年平均气温为6.7 ℃. SACOL土壤以黄壤为主, 土层深厚、质地疏松、通气透水性强, 而黄土高原大部分地区土壤性质属于这种类型(张强等, 2012a). SACOL站观测场地约为120亩, 地形基本平坦, 下垫面植被为天然荒漠草地, 优生植被为多年生草本长芒草, 伴生植被为赖草和冷蒿等(Yue等, 2012; Huang等, 2008). 从更广的空间尺度看, 该站属地形起伏较大的非均匀下垫面, 基本代表了陇中黄土高原典型的地貌特征(张强等, 2012b; Wang 等, 2010). 而为了了解SACOL站观测结果在

典型黄土高原下垫面的代表性, Yue等(2011)分析了SACOL站与其周边16个气象观测站日平均地气温差的空间相关关系(地-气温差通常可以用来表征感热通量强度). 16个气象观测站与SACOL站之间地气温差的高相关性表明该站具有很好的空间代表性, 能够代表黄土高原西部半干旱地区的陆面基本特征.

1.2　观测方法

研究中采用了2008年涡动相关系统和微气象梯度观测资料、榆中气象站最近50 a的气温和降水资料. 开路涡动相关系统主要由开路H_2O/CO_2分析仪(Li-7500, Li-Cor)和三维超声风速仪(CSAT-3, Campbell)及数据采集仪(CR5000, Campbell)组成; 开路涡动相关系统架设高度为3 m, 采样频率为10 Hz. 微气象梯度观测塔上安装了6层气象要素传感器, 高度分别为2, 4, 8, 12, 16和32 m, 测量要素有空气温、湿度(HMP45C-L, Vaisala)和风速(014A-L, Met One); 风向观测仪(034B-L, Met One)安装在8 m高度. 土壤温度观测共为6层, 分别是地表以下2, 5, 10, 20, 50和80 cm(STP01-L50, Hukseflux); 土壤湿度观测共为5层, 分别是5, 10, 20, 40和80 cm (CS616-L, Campbell). 地表辐射包括向上和向下短波辐射(CM21, Kipp & Zone)、向上和向下长波辐射(CG4, Kipp & Zone), 架设在距地面1.5 m高度. 土壤热通量由自校正热通量板测定(HFP01SC-L50, Hukseflux), 测量深度为5和10 cm.

1.3　资料质量控制

首先将涡动相关系统测量数据按30 min长度分割, 参照Oncley 等(2007)给出的方法, 对30 min的原始数据进行二次坐标旋转, 然后对感热通量(*H*)进行超声虚温订正、对潜热通量(*LE*)进行WPL订正. 由于涡动相关系统易受降水、露水等天气要素的影响, 从而导致通量观测值出现异常. 因此, 数据处理中必须对这些异常值进行剔除(徐自为等, 2009; Falge等, 2001). 而要全面了解水热通量的动态变化, 必须保证资料的连续性. 因此, 需对仪器故障、系统校正以及降水等导致的资料丢失及异常值进行插补(徐自为等, 2009). 本文的插补办法是, 对≤6 h的缺失数据做线性内插; 对于≥6 h的30 min的缺失数据, 基于*H*和*LE*与净辐射、饱和水汽压差相关关系, 用查表法插补(Falge等, 2001).

1.4　地表通量的计算

地表净辐射(*Rn*)可由下式计算:

$$Rn=(DSR-USR)+(DLR-ULR), \tag{1}$$

式中, *DSR*为总辐射, *USR*为反射辐射, *DLR*为大气向下长波辐射, *ULR*为地表向上长波辐射, 单位均为W m^{-2}.

近地层的感热通量(*H*)、潜热通量(*LE*)可由涡动相关法计算得到:

$$H=\rho Cp\overline{w'\theta'}, \tag{2}$$

$$LE=\lambda\rho\overline{w'q'}, \tag{3}$$

其中, ρ是空气密度; *Cp*是定压比热; $\overline{w'\theta'}$ 和 $\overline{w'q'}$ 是温、湿脉动协方差.

地表土壤热通量的计算可以利用HFP01SC-L50热通量板观测值及0, 2和5 cm各层土壤温度, 通过温度积分法将HFP01SC-L50的测量结果校正到地表(张强等, 2012b):

$$G=G_5+\frac{\rho_s c_s}{\Delta t}\sum_{z=5\ \mathrm{cm}}^{z=0}\left[T\left((z_i,t)+\Delta t\right)-T\left(z_i,t\right)\right]\Delta z, \tag{4}$$

式中, *G*为校正到地表的土壤热通量(W m^{-2}); G_5为热通量板观测的5 cm深度土壤热通量; $\rho_s c_s$是土壤的体积热容量(J m^{-3} K^{-1}), 可根据式(5) (Wang等, 2005)得到:

$$\rho_s c_s=-\left(\frac{\partial G_i}{\delta z}\right)\Big/\left(\frac{\partial T_g}{\partial t}\right),\ i=5,\ 10\ \mathrm{cm}. \tag{5}$$

$T(z_i, t)$为0, 2和5 cm深度处的土壤温度(℃). 2和 5 cm土壤温度由观测得到, 0 cm温度则由地表长波辐射换算得到(阳坤和王介民, 2008):

$$T_0=\left(\frac{ULR-\left(1-\varepsilon_g\right)DLR}{\varepsilon_g\sigma}\right)^{1/4}, \tag{6}$$

其中ε_g为地表比辐射率, 取值为0.96; σ是Stefan-Boltzmann常数, 其值为5.67×10^{-8} W m^{-2} K^{-4}.

1.5　干湿时段确定

图1给出了2008年榆中半干旱草地日平均环境因子的季节分布. 黄土高原半干旱草地气温的季节变化明显, 日平均最高气温可达24.6℃, 最低可达–17.8℃. 空气相对湿度也存在比较明显的季节变化, 但因相对湿度对降水过程非常敏感, 日降水量的变

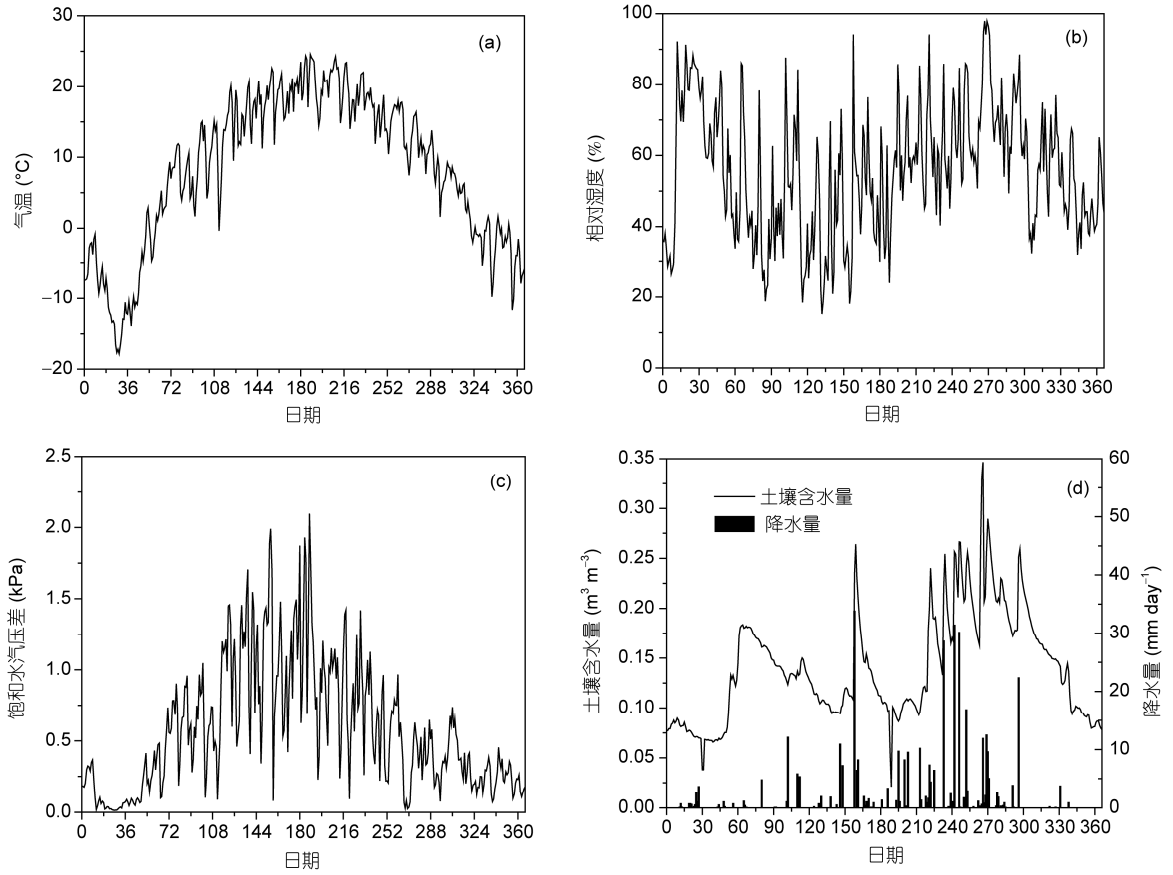

图 1　榆中半干旱草地日平均环境因子的季节变化

(a) 气温; (b) 相对湿度; (c) 饱和水汽压差; (d) 土壤含水量及降水量

化会引起相对湿度剧烈的跳跃. 饱和水汽压差在生长季(3月16日~10月15日)较大, 最大值为2.10 kPa, 平均值为0.85 kPa; 非生长季(1月1日~3月14日, 10月16日~12月31日)较低, 最大值为1.05 kPa, 平均值仅为0.29 kPa. 土壤湿度的变化主要受控于降水, 2008年生长季主要降水时段集中在8月上旬至10月中旬, 这一时段5 cm深度日平均土壤体积含水量都大于0.13 $m^3\ m^{-3}$, 该时段平均值为0.19 $m^3\ m^{-3}$; 而在6月中旬至8月上旬, 土壤体积含水量均小于0.12 $m^3\ m^{-3}$, 该时段平均值为0.10 $m^3\ m^{-3}$. 从两个时段的土壤体积含水量来看, 前后几乎相差一倍, 据此, 本文将2008年6月23至8月6日定义干旱时段, 8月7日至10月15日定义为湿润时段.

1.6　湍流资料可靠性评价

根据涡动相关系统观测数据确定地表能量闭合度是检验观测资料质量的主要方法之一(Oncley, 2007; Wilson 等, 2002). 理论上地表能量收支应当维持平衡, 但大量观测结果表明, 涡动相关系统测量的湍流通量($H+LE$)小于地表有效能量($Rn-G$), 即地表能量不闭合问题普遍存在. 为此, 国际上开展了一系列有关地表能量平衡问题的观测研究(Oncley, 2007; Wilson 等, 2002), 并对影响地表能量闭合度的原因进行了归类与讨论(Mauder和Foken, 2006). 本文通过对比分析黄土高原半干旱草地干、湿时段的地表能量闭合状况, 一方面是对观测资料质量做出客观评估, 为后文分析半干旱地区陆面水、热交换特征提供保证, 另一方面可增进了解半干旱地区陆面干、湿变化对地表能量闭合特征的影响.

图2是SACOL站2008年草地生长季干旱时段和湿润时段近地层($H+LE$)与($Rn-G$)的散点相关结果. 在置信水平为0.1‰的条件下: 干旱时段的拟合直线

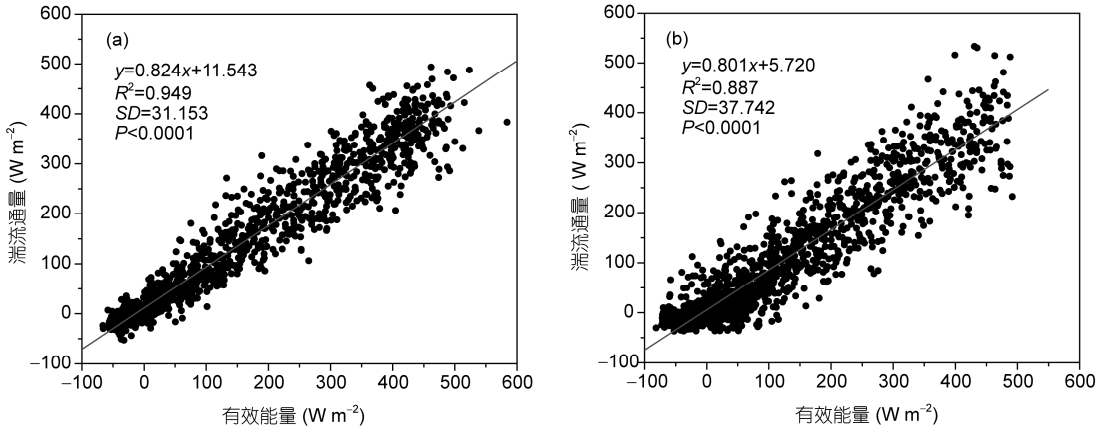

图 2　SACOL 站 2008 年草地生长季能量闭合度

(a) 干旱时段; (b) 湿润时段

斜率为0.824(R^2为0.949, R为相关系数), 即地表能量闭合度为82.4%; 湿润时段的拟合直线斜率为0.801(R^2为0.887),即地表能量闭合度为80.1%. 从水分状况对地表能量闭合度的影响来看, 干旱时段黄土高原半干旱草地能量闭合度明显比湿润时段高. 其原因主要是: (1) 干旱时段太阳辐射强度大, 地表增温后对近地层大气的加热作用增强, 湍流交换更加充分; 湿润时段受云降水影响, 到达地表的短波辐射减少, 辐射加热作用较弱, 近地层以稳定或弱不稳定层结为主, 湍流交换偏弱, 这是造成湿润时段地表能量闭合程度降低的一个关键因素(岳平等, 2013b). (2) 湿润时段地表植被生长旺盛、空气相对湿度较高, 能量平衡方程中忽略了植被灌层和近地层水汽的热量储存项对地表能量平衡的贡献, 是导致湿润时段能量闭合度偏低的一个重要环节(李宏宇等, 2012). (3) 地表能量转换和传输过程时间上存在差异, 尤其是湿润时段, 土壤含水量的变化会引起土壤热力性质的改变, 进而影响土壤热通量从地表到热流量板之间的传输过程, 导致土壤热通量与净辐射相位差明显增大, 这是造成湿润时段能量闭合度偏低的一个重要方面(岳平等, 2011; Heusinkveld等, 2004; Gao等, 2003). (4) 湿润时段受降水天气现象影响, 通量观测设备的精度受到干扰, 这也是引起能量闭合度偏低的客观原因(Mauder和Foken, 2006).

然而, 与国内外其他生态系统60%~90%的能量闭合度相比(Wang等, 2010; 阳坤和王介民, 2008; Oncley等, 2007; Wilson等, 2002; 郭家选等, 2006), 即使不考虑地形的非均匀性造成的平流损失、局地环流和夜间泄流、植被灌层的能量储存以及近地层水汽的热量储存等因素的影响, 榆中黄土高原半干旱草地地表能量闭合度仍属中等偏上水平. 因此, 用SACOL站涡动相关系统观测资料研究黄土高原半干旱草地陆面水、热交换过程, 资料的精度完全能够满足本文研究需要(Yue等, 2011; Wang等, 2010; Huang等, 2008).

2　土壤温、湿平均日变化及垂直分布特征

土壤温、湿变化特征既是陆面的基本特征, 也是影响陆面水、热交换的重要因素(张强等, 2012a), 分析干湿时段土壤温、湿差异是全面认识和了解陆面特性的重要前提. 事实上, 土壤温度的变化一方面与季节转换有关, 另一方面受云和降水过程影响非常显著(岳平等, 2013b). 图3给出了榆中黄土高原半干旱草地干、湿时段归一化日平均温度垂直分布结构(归一化温度=各层土壤温度/整层土壤温度之和, 其垂直廓线反映了各层温度占整层温度累积量的比率). 可以发现, 黄土高原半干旱草地生长季土壤温度的“活跃层”主要在20 cm以上的浅层土壤, 并且存在明显的日循环规律; 50 cm以下基本为不活跃层, 土壤温度无日循环特征.

另外, 不同时次各层归一化土壤温度的垂直廓线表明, 热量在土壤中的传递时间存在明显差别. 干旱时段, 09∶00土壤中2和5 cm深度的土壤温度占整层

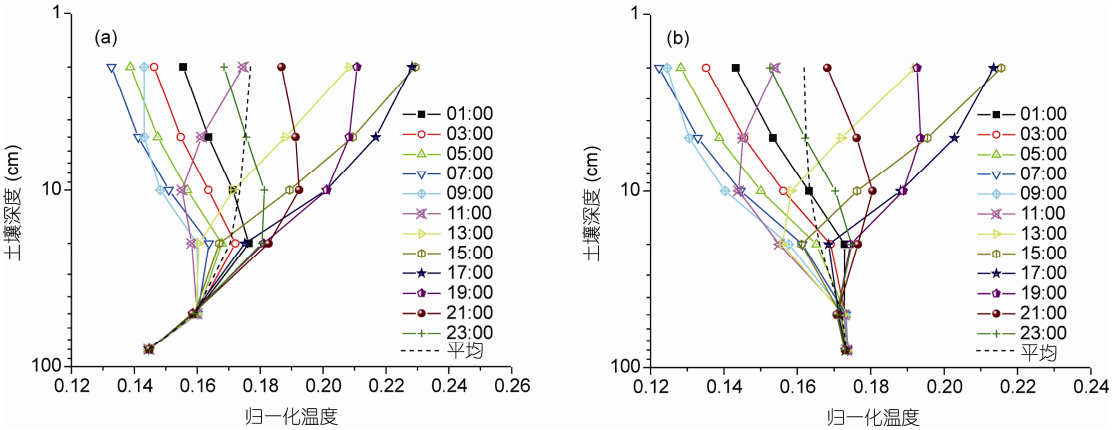

图 3　榆中黄土高原半干旱草地归一化日平均温度垂直分布

(a) 干旱时段; (b) 湿润时段

温度累积量的比率明显增大, 表明此时太阳辐射能量已有效影响到2和5 cm土壤; 11∶00热量传递深度可以到达5~10 cm之间的土壤层; 13∶00可以影响到10~20 cm之间的土壤深度. 湿润时段, 09∶00土壤中2 cm处的归一化温度略比07∶00有所增大, 表明太阳辐射对该深度层的土壤温度影响不是很明显; 11∶00热量传递深度可以影响到5 cm深度; 13∶00可以影响到10 cm附近的土壤温度. 干、湿时段土壤中热量传递过程出现时间上的差异, 一方面反映了云和降水对太阳辐射削弱作用的差别, 另一方面体现了土壤含水量对土壤热容量和土壤热导率的影响. 干旱时段, 云和降水对太阳短波辐射的削弱作用较小, 太阳短波辐射对地表的加热作用强, 并且土壤热容量小, 能量在土壤中的传输速率较快. 与之相反, 湿润时段云和降水对太阳辐射削弱强, 导致其对地表的加热作用较弱, 加之湿润的土壤其热容量较大, 热量在土壤中的传输速率小.

此外, 干旱时段日平均归一化温度垂直分布结构整体呈“前倾”状, 表明干旱时段热量在土壤中的总体传输特点是由浅层向深层输送; 湿润时段日平均归一化温度垂直分布结构略向“后倾”, 体现了热量在土壤中的整体传输特征是由土壤深层向浅层输送, 上述特征是以往陆面过程研究中没有认识到的. 干旱时段土壤深层储存的热量在湿润时段逐渐向浅层输送, 可以弥补阴雨天气造成的热量不足, 为植被生长提供必要的热量保证. 认识黄土高原半干旱地区干湿时段土壤中热量的输送特征其意义在于, 通过对耕作时间和种植区划的调整, 可以合理利用水热资源, 从而有效应对气候变化对农业生产造成的不利影响.

一般而言, 湿润季节云和降水过程能够改变土壤的含水量, 从而影响热传导率, 使热量在土壤中的传输速率发生显著改变, 并引起土壤温度峰值出现时间的差异. 从图4给出的干湿时段土壤温度的平均日变化看, 湿润时段浅层土壤温度日峰值出现时间比干旱时段推迟了30 min左右. 另外, 干旱时段云量较少, 白天太阳辐射加热地表作用强烈, 土壤的最高温度相应较高; 夜间大气对地气系统的保温作用较弱, 地表辐射降温幅度明显, 导致地-气温度日较差较大. 干旱时段2, 5和10 cm土壤温度平均日较差分别为12.7, 10.4和7.4℃. 湿润时段受云和降水影响, 日平均温度相对较低, 土壤温度的日较差也较小, 湿润时段2, 5和10 cm浅层土壤的平均日较差分别为9.4, 7.1和4.8℃.

图5为榆中黄土高原半干旱草地干湿时段归一化日平均湿度的垂直分布结构(归一化湿度=各层土壤含水量/80 cm土壤柱总含水量, 其垂直廓线反映了各层土壤体积含水量占整层累积体积含水量的比率). 可以发现, 黄土高原半干旱草地生长季干、湿时段土壤10 cm深度均存在最大湿度层, 与西北干旱区和陇中黄土高原耕作区20 cm土壤深度存在最大湿度层明显不同(张强等, 2011, 2012a). 因为西北干旱区降水很少, 地表蒸发极强, 蒸发过程能够影响到更深的土壤干湿结构; 陇中黄土高原耕作区降水量与榆中半干旱草地差别不大, 地表蒸发潜力接近, 但耕作区土

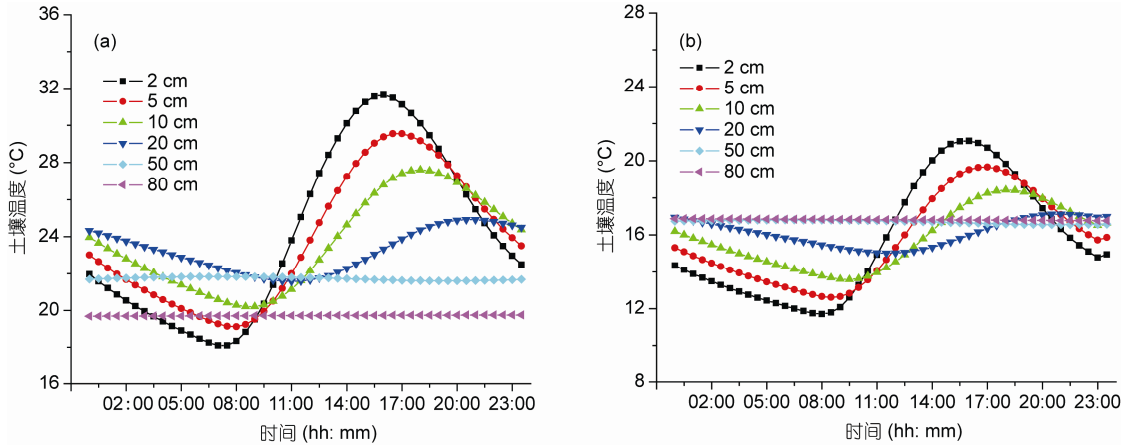

图 4　榆中黄土高原半干旱草地土壤温度的平均日变化

(a) 干旱时段; (b) 湿润时段

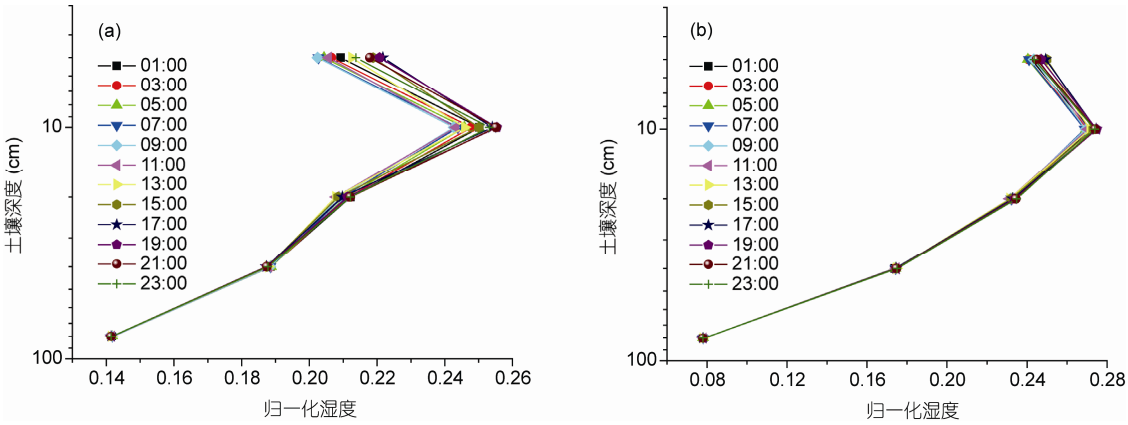

图 5　榆中黄土高原半干旱草地归一化日平均湿度的垂直分布

(a) 干旱时段; (b) 湿润时段

壤相对疏松, 有利于降水向深层输送, 另外耕作区植被根系活动层比半干旱草地深, 导致二者土壤湿度垂直结构差异非常突出. 对比干湿时段归一化湿度可以发现, 干旱时段由于整层土壤含水量都比较低, 深层土壤含水量所占的比率较高; 湿润时段受云和降水影响, 浅层土壤含水量占土壤总含水量的比率较大.

图6给出了黄土高原半干旱草地土壤体积含水量的日平均分布特征. 干旱时段榆中黄土高原半干旱草地5, 10, 20, 40和80 cm深度平均土壤体积含水量分别为0.099, 0.117, 0.099, 0.089和0.066 m^3 m^{-3}, 整层土壤含水量为0.472 m^3 m^{-3}; 湿润时段5, 10, 20, 40和80 cm深度平均土壤体积含水量分别为0.203, 0.225, 0.193, 0.145和0.065 m^3 m^{-3}, 整层土壤含水量为0.830 m^3 m^{-3}. 可见, 干湿时段80 cm土壤湿度几乎没有差别, 而黄土高原地区土壤水分的主要活动层在40 cm以上. 其中干旱时段20 cm以上(含20 cm)浅层土壤含水量占整层含水量的67%, 湿润时段20 cm以上浅层土壤含水量占整层含水量的75%. 另外, 干旱时段夜间23:00到次日11:00, 20 cm土壤湿度大于5 cm土壤湿度, 表明深层土壤对浅层土壤水分具有一定的补充和调节作用.

3　土壤干湿状况对地表反照率及净辐射转化率的影响

地表反照率是陆面关键参数之一, 能够综合反

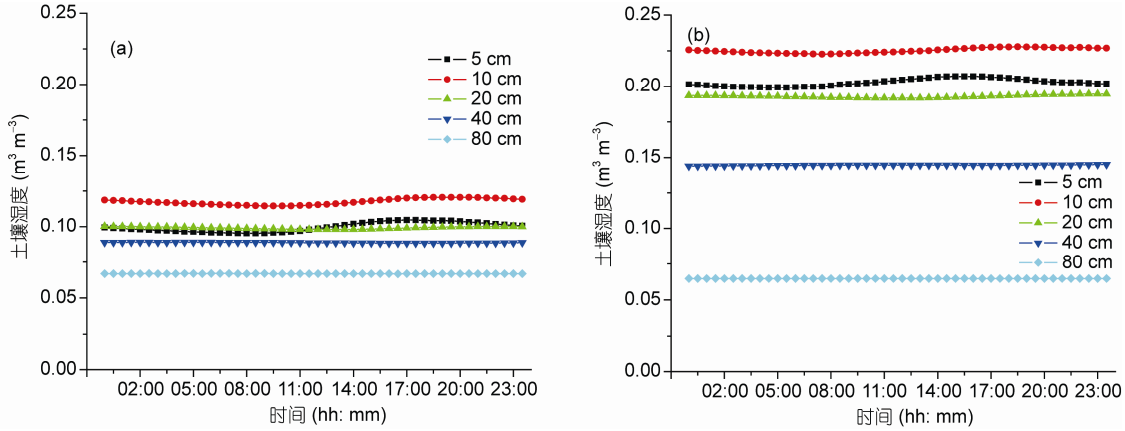

图 6　榆中黄土高原半干旱草地土壤湿度的平均日变化

(a) 干旱时段; (b) 湿润时段

映太阳辐射对陆面过程的强迫能力. 地表反照率因土壤湿度、土壤颜色、土壤间隙度和植被生长状况和植被覆盖度的不同有很大差别(刘辉志等, 2008). 对同一地方而言, 影响地表反照率的主要因素为土壤湿度和地表植被状况. 图7(a)给出了黄土高原半干旱草地干湿时段地表反照率的平均日变化. 干旱时段土壤含水量低, 水分胁迫作用明显, 植被生长状况较差, 植被覆盖度较低, 地表反照率较高, 日平均可以达到0.19, 与西北干旱区观测结果比较接近(Zhang等, 2002); 湿润时段日平均反照率为0.17, 接近黄土高原半湿润地区的观测结果(韦志刚等, 2005). 事实上, 地表反照率的这种差异将会显著影响短波辐射转化为净辐射的效率(张强等, 2012a).

地表净辐射是陆面辐射收支平衡的综合特征, 它的变化除了受太阳辐射影响, 还受陆面水、热特性和反射特性的影响; 此外, 云和降水过程导致的地-气系统长波辐射收支差异也是非常重要的影响因素(岳平等, 2013b). 为了消除干湿时段太阳辐射的季节性差异, 突出云降水导致的陆面干湿状况对地表净辐射转化效率的影响, 图7(b)给出了干、湿时段地表净辐射与总辐射的比值, 即短波辐射转换为净辐射的效率. 湿润时段由于土壤含水量大, 植被覆盖度高, 地表反照率小, 地表净辐射与总辐射的比值大; 干旱时段与之相反. 湿润时段总辐射转化为净辐射的最大效率为0.64, 平均值为0.60; 干旱时段总辐射转化为净辐射的最大效率为0.58, 平均值为0.55. 这

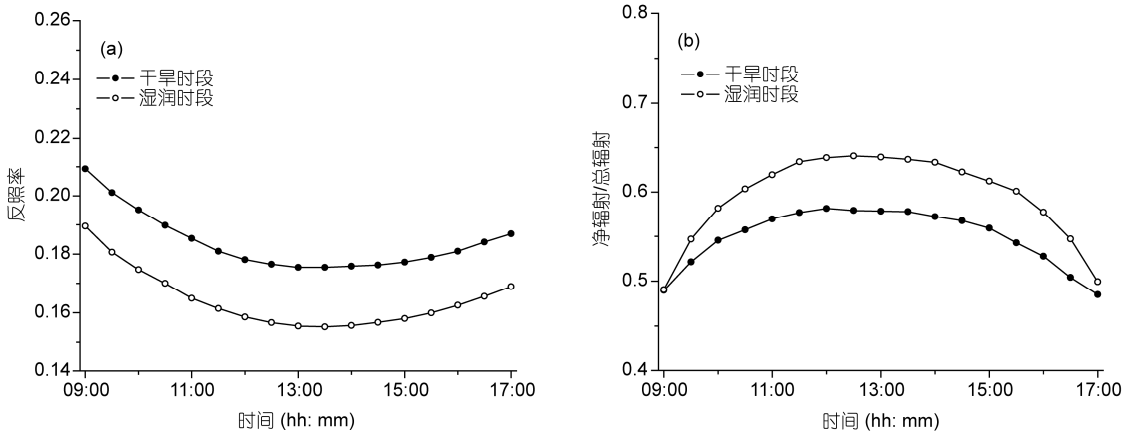

图 7　地表反照率与净辐射转化效率的日变化

(a) 反照率; (b) 净辐射转化率

种差异体现了陆面水、热特性和植被状况对净辐射的作用, 也反映了云和降水对黄土高原半干旱地区地表辐射的影响特征.

4　干湿时段陆面水、热交换特征及其转化效率

净辐射通过转化为感热通量、潜热通量和土壤热通量为大气和土壤提供热能. 为了认识干湿时段地表热量分配的差异, 图8给出了感热通量和潜热通量占净辐射比例的日变化. 可以看出, 黄土高原地区干旱时段感热通量与净辐射的比值明显大于湿润时段, 干旱时段的平均值为0.45, 湿润时段的平均值为0.32. 干旱时段感热通量与净辐射的比值基本维持在0.40以上, 最大可达0.51; 湿润时段其比值介于0.25~0.35之间. 与之相反, 潜热通量与净辐射之值则是湿润时段明显大于干旱时段. 湿润时段潜热通量与净辐射之比介于0.27~0.57之间, 干旱时段其比值介于0.19~0.27之间. 这表明黄土高原地区陆面干湿状况对地表热量转化具有显著的调控作用. 干旱时段感热转化率高, 黄土高原半干旱草地水、热交换强度与总体特征向西北干旱地区逼近; 湿润时段潜热转化率较高, 其水、热交换强度和总体特征趋向湿润半湿润气候地区. 与我国西北干旱地区和东北湿润半湿润地区相比, 总体上, 黄土高原半干旱地区感热通量与净辐射之比总体上小于西北干旱地区, 但大于东北湿润半湿润地区; 潜热通量与净辐射之比则为东北湿润半湿润区大于黄土高原半干旱区, 西北干旱区最小(张强等, 2012a). 这表明受季风影响明显的东北湿润半湿润地区地表潜热转化率高, 几乎不受季风影响的西北干旱区地表感热转化率高, 而位于季风边缘带的黄土高原半干旱地区地表感热转化率和潜热转化率介于西北干旱地区和东北湿润半湿润地区之间.

从图8中感热通量、潜热通量和地表土壤热通量

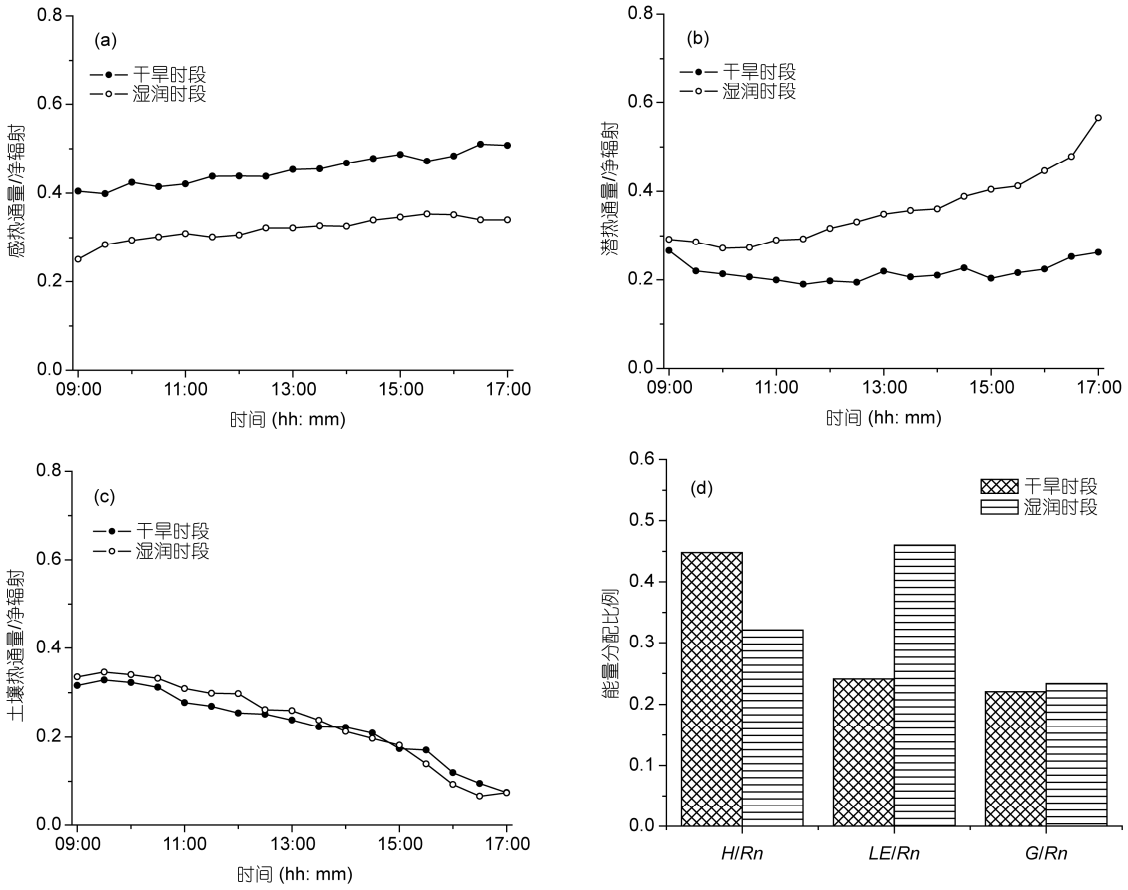

图 8　榆中黄土高原半干旱草地能量通量日变化及分配特征

的分配比例可以看出, 干旱时段感热通量约占净辐射的45%, 潜热通量仅占净辐射的32%; 湿润时段潜热通量占净辐射的比例为46%, 感热通量仅为净辐射的24%. 值得注意的是, 黄土高原地区的土壤热通量占净辐射的比例在干湿时段非常接近, 干、湿时段分别为22%和23%, 大于以往研究给出的土壤热通量占净辐射10%~15%的比例(Oncley等, 2007; 阳坤和王介民, 2008; Claudia等, 2005; Liebetha等, 2005). 原因在于黄土高原地区土壤松散, 土壤持水量较低, 即使多雨时段, 5 cm深度的平均土壤持水量也只有20%左右, 因此, 相对松散而干燥的黄壤土性质使得太阳辐射对地表的加热作用比较强, 土壤热量交换更加充分. 另外, 从图8(c)可以发现, 无论干湿时段, 10:30之前土壤热通量分配比的变化都比较小, 之后土壤热通量占净辐射的比例随时间推移而减小, 这种变化主要是由于地表土壤热通量与净辐射的位相差异而引起的, 这一点可从Horton和Wierenga(1983)的实际观测和Gao等(2003)的理论推导得到支持. Yue等(2011)最近的研究同样发现, 地表土壤热通量往往先于净辐射0~3 h达到日最大值, 而净辐射在正午前后达到最大值, 二者在位相上的差异, 导致能量分配比例呈现特殊的分布特征.

5 环境因子对陆面水、热过程的影响

陆面水、热交换过程及其转化效率受环境因子的制约, 陆面温、湿状况的影响尤其显著. 为分析土壤温度影响陆面水、热转化效率的总体趋势, 我们将5 cm土壤温度按照1℃间隔分组对黄土高原干、湿时段的*LE*/*Rn*与*H*/*Rn*进行平均处理. 图9给出了干、湿时段*LE*/*Rn*、*H*/*Rn*与5 cm土壤温度的分布关系. 干旱时段, *H*/*Rn*随土壤温度的升高而增大, *LE*/*Rn*随土壤温度的升高而减小, 土壤温度的升高一方面会导致地气温差加大, 感热输送加强, 使得*H*/*Rn*增大; 另一方面因土壤含水量降低, 潜热通量减小, 导致*LE*/*Rn*减小.

湿润时段, *LE*/*Rn*和*H*/*Rn*与土壤温度之间满足二次曲线变化规律. 有意思的是, 当5 cm土壤温度≤16℃时, *H*/*Rn*随温度升高呈减小趋势. 由于此时土壤含水量高, 土壤热容量大, 近地层大气处于高湿状态, 净辐射转化为感热能加热大气的作用受到抑制. 另外, 当土壤温度较低时, 净辐射转化为潜热通量的能力随温度升高而增强, 表明高湿条件下温度的升高有利于净辐射向潜热能的转化, 因此, *LE*/*Rn*随温度升高而增大. 当5 cm深度的土壤温度≥16℃时, *H*/*Rn*随温度升高而增大, *LE*/*Rn*随温度升高而减小. 与低温条件相比, 当温度进一步升高之后, 陆面和近地层水分总量降低, 此时水分条件又成为抑制净辐射向潜热能转化的因子.

为分析土壤体积含水量对黄土高原半干旱草地陆面水、热输送特征的影响. 这里分别按照0.05和0.1 $m^3\ m^{-3}$的间隔对干、湿时段的*LE*/*Rn*与*H*/*Rn*进行平均处理(因干旱时段土壤体积含水量低, 湿度变化范围

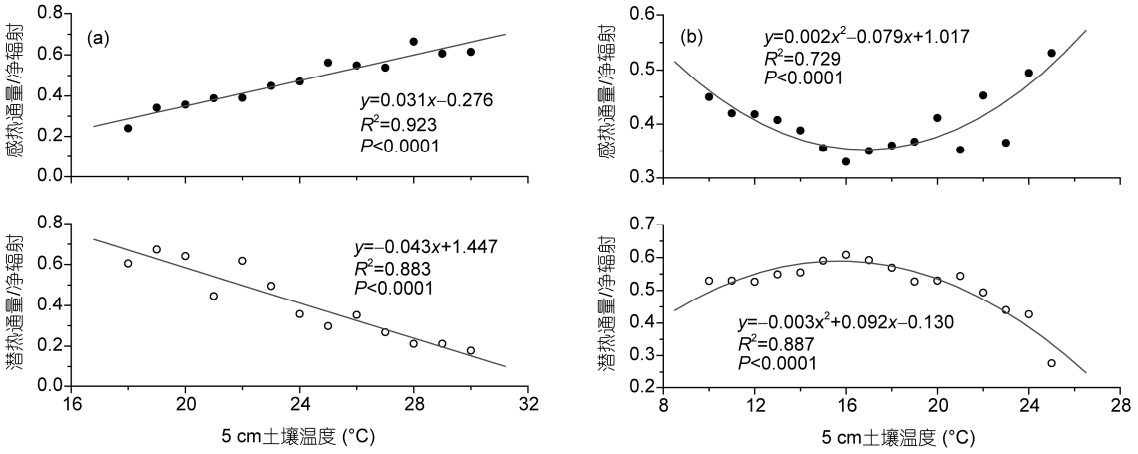

图 9 黄土高原 *LE*/*Rn* 和 *H*/*Rn* 随 5 cm 土壤温度的变化

(a) 干旱时段; (b) 湿润时段

小, 故按0.05 m^3 m^{-3}间隔分类). 图10给出了干、湿时段*LE*/*Rn*, *H*/*Rn*与土壤体积含水量的关系.

干旱时段, *H*/*Rn*随土壤含水量的增加而减小, *LE*/*Rn*随土壤含水量的增加而增大. 湿润时段, *LE*/*Rn*和*H*/*Rn*与土壤湿度之间满足二次曲线变化规律. 当5 cm深度的土壤体积含水量小于0.21 m^3 m^{-3}时, *H*/*Rn*随含水量增加呈减小趋势. 因为土壤含水量越高, 土壤热容量越大, 净辐射转化为感热的效率则相应降低. 当含水量大于0.21 m^3 m^{-3}时, 随着土壤含水量的增大, *H*/*Rn*趋于0.3附近, 表明湿润时段净辐射转化为感热通量的效率存在最小临界值. 另外, 当5 cm处土壤体积含水量小于0.21 m^3 m^{-3}时, *LE*/*Rn*随含水量增加而增大, 净辐射转化为潜热通量的效率约为65%. 而当含水量大于0.21 m^3 m^{-3}时, 随着土壤含水量的进一步增大, *LE*/*Rn*反而呈降低趋势. 可见, 黄土高原半干旱草地日尺度上净辐射转化为潜热通量的最大效率存在最大临界值.

陆面水、热交换过程不仅与近地层气温密切相关, 而且与陆面蒸散过程密不可分. 由于饱和水汽压差能够综合反映近地层大气的温、湿状况, 因此建立饱和水汽压差与陆面水、热转化效率之间的关系, 可以有效反映干湿时段陆面水、热特征的差异. 为了降低观测数据的日波动对水、热交换总体趋势的影响, 这里将饱和水汽压差按照0.1 kPa间隔分组对干湿时段的*LE*/*Rn*与*H*/*Rn*进行平均处理. 图11给出了干湿时段*LE*/*Rn*, *H*/*Rn*与饱和水汽压差的定量关系.

干旱时段, 当饱和水汽压差介于0~0.7 kPa时, *LE*/*Rn*随饱和水汽压差的增大而减小, *H*/*Rn*则随饱和水汽压差的增大而增大. 图11(a)中线性趋势系数的差异表明, 此时净辐射转化为感热的能力比转化为潜热的能力强, 随着饱和水汽压差的进一步增大, *LE*/*Rn*与*H*/*Rn*几乎趋于常数. 较小的饱和水汽压差反映了土壤水分对植被的胁迫作用不是十分明显, 而随着饱和水汽压差的增大, 陆面蒸散量减小, 大气趋于暖干状态, 净辐射转化为潜热的能力降低, 转化为感热的能力增强. 但随着陆面的进一步变干, 近地层大气的饱和水汽压差进一步增大, 土壤水分的胁迫作用得到突显, 此时通过陆面蒸散作用进入大气的水分十分有限, 近地层水汽含量趋于稳定, 潜热通量占净辐射的比率趋于常数. 虽然*LE*/*Rn*总体趋向于常数值, 但日尺度上的波动依然明显, 这可能是由水汽平流输送的差异所导致.

值得关注的是, 干旱时段当饱和水汽压差增大之后, 净辐射转化为感热通量的能力也趋于常数. 因为长时段的干旱, 天空状况必然晴朗少云, 太阳短波辐射加热地表的能力强而稳定, 地表持续温度高, 地气温差大且平均日变化波动较小, 使得*H*/*Rn*变化相对稳定并趋于常数. 但对榆中黄土高原半干旱草地而言, 典型晴天近地层大气层结不稳定时, 地形起伏和局地环流作用产生的感热通量垂直平流输送量的差异也会导致日尺度上*H*/*Rn*出现明显的波动(张强等, 2012b).

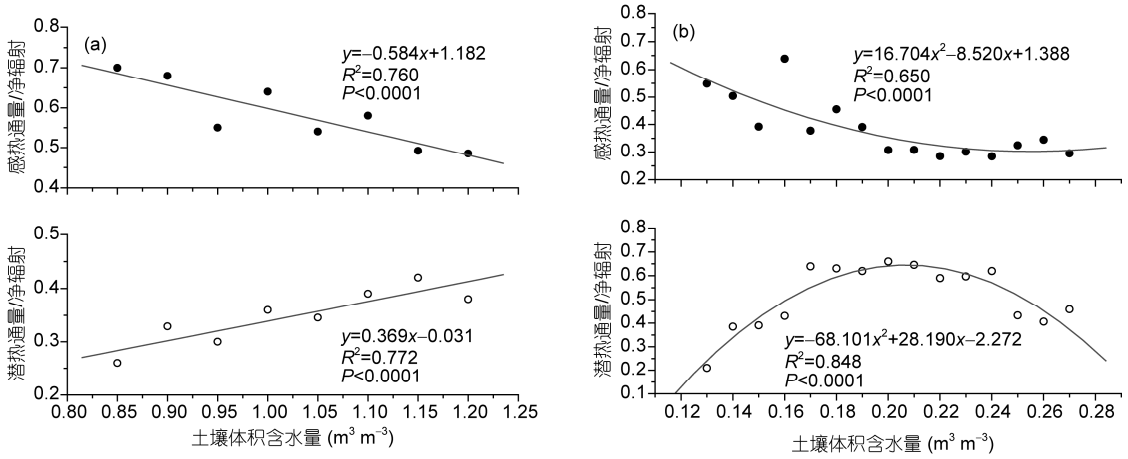

图 10　黄土高原 *LE*/*Rn* 和 *H*/*Rn* 随 5 cm 土壤体积含水量的变化

(a) 干旱时段; (b) 湿润时段

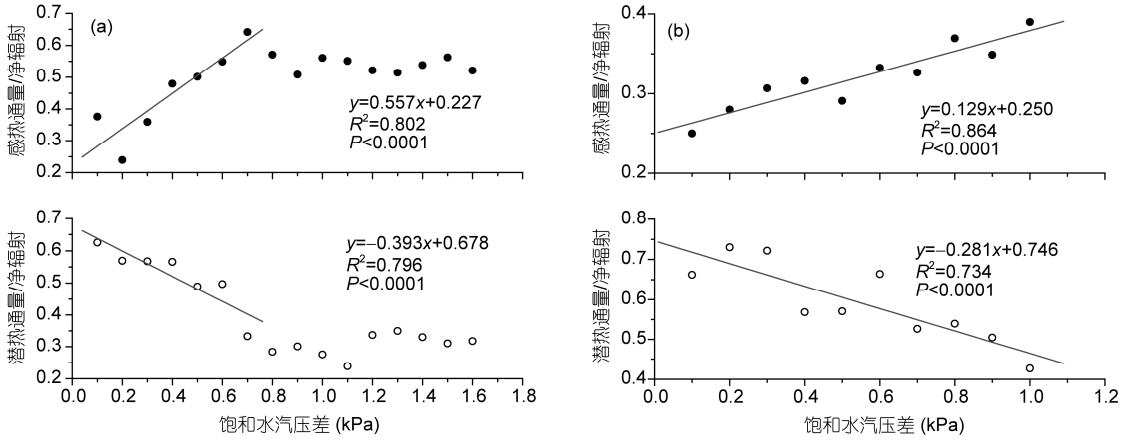

图 11　黄土高原 *LE*/*Rn* 和 *H*/*Rn* 随饱和水汽压差的分布

(a) 干旱时段; (b) 湿润时段

图11(b)中线性趋势系数的差异表明, 湿润时段净辐射转化为潜热的能力比转化为感热的能力强. 对照图11(a)和11(b)可以发现, 饱和水汽压差比较小时, 干旱时段*H*/*Rn*明显比湿润时段大, 说明近地层干燥时净辐射转化为感热通量的能力强; 近地层湿润时, 净辐射转化为潜热通量的能力则强.

6　讨论与结论

全球变暖背景下, 干湿地区之间和干湿季节之间的降水差异将会增大. 我国黄土高原半干旱地区属内陆干旱气候区向东南湿润气候区的过渡带, 降水的季节差异尤其明显, 导致干湿时段陆面温、湿特征差异较大. 从SACOL站干湿时段土壤温度垂直结构来看, 干旱时段热量传递快, 湿润时段传递慢, 这体现了土壤湿润对土壤热容量和土壤热导率的影响; 干旱时段热量在土壤中的总体传输方向是由浅层向深层输送, 湿润时段深层土壤储存的热量向浅层输送, 这种方式可以弥补阴雨天气热量的不足, 为秋季作物生长提供了热量保证.

黄土高原半干旱草地干湿时段土壤含水量、地表植被长势和植被覆盖度的变化可通过地表反照率得到体现. 干湿时段地表反照率日平均值相差可以达到0.2, 而反照率的这种差异会显著影响太阳短波辐射转化为净辐射的效率. 湿润时段土壤含水量大, 植被覆盖度高, 地表反照率小, 地表净辐射与总辐射之比大, 短波辐射通量转化为净辐射的效率高; 与之相反, 干旱时段短波辐射通量转化为净辐射的效率低, 干湿时段净辐射转化效率的差异直接反映了陆面水、热特性和植被状况的作用.

黄土高原半干旱草地的干湿变化对地表热量转化具有显著调控作用. 干旱时段感热转化率平均为0.45, 潜热转化率为0.32; 湿润时段潜热转化率平均为0.45, 感热转化率仅为0.24. 干旱时段黄土高原半干旱草地陆面水热交换特征与西北干旱地区类似, 湿润时段落水热交换特征比较接近湿润半湿润地区, 干湿时段土壤热通量占净辐射的比例非常接近. 因为黄土高原半干旱地区相对松散而干燥的黄壤土性质, 使得太阳辐射对地表的加热作用比较强, 土壤热量交换更加充分, 导致土壤热通量占净辐射的比例可达20%以上.

黄土高原半干旱草地环境因子对陆面水、热交换过程及其强度的制约作用非常明显. 日尺度上, 湿润时段*H*/*Rn*, *LE*/*Rn*与5 cm土壤温度之间满足二次曲线变化规律, 16℃土壤温度是陆面水、热转换趋势的临界温度; *H*/*Rn*, *LE*/*Rn*与5 cm土壤含水量之间呈非线性变化, 0.21 m^3 m^{-3}的体积含水量是水、热交换趋势转变的临界湿度. 干旱时段, 饱和水汽压差小于0.7 kPa时, *H*/*Rn*随饱和水汽压差的增大而增大, *LE*/*Rn*随饱和水汽压差的增大而减小; 但饱和水汽压差大于0.7 kPa时, *H*/*Rn*和*LE*/*Rn*都趋于常数. 半干旱地区影响陆面水、热转化效率的环境因子存在临界值这一现象是以往研究中没有发现的, 湿润、半湿润地区是否也存在类似的规律, 还需更多观测站点的资料来验证.

致谢 兰州大学半干旱气候与环境观测站(SACOL站)为本文提供了资料, 在此表示感谢.

参考文献

符淙斌, 马柱国. 2008. 全球变化与区域干旱化. 大气科学, 32: 752–760
郭家选, 梅旭荣, 林琪, 等. 2006. 冬小麦农田暂时水分胁迫状况下水、热通量日变化. 生态学报, 26: 130–137
胡隐樵, 高由禧, 王介民, 等. 1994. 黑河试验(HEIFE)的一些研究成果. 高原气象, 13: 225–236
李宏宇, 张强, 王春玲, 等. 2012. 空气热储存、光合作用和土壤垂直水分运动对黄土高原地表能量平衡的影响. 物理学报, 61: 159201–159211
刘辉志, 涂刚, 董文杰. 2008. 半干旱地区不同下垫面地表反照率变化特征. 科学通报, 53: 1220–1227
吕达仁, 陈佐忠, 陈家宜, 等. 2002a. 内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用(IMGRASS)综合研究. 地学前缘, 9: 295–306
吕达仁, 陈佐忠, 王庚辰, 等. 2002b. 内蒙古半干旱草原气候-生态相互作用问题——IMGRASS计划初步结果. 地学前缘, 9: 307–320
韦志刚, 文军, 吕世华, 等. 2005. 黄土高原陆-气相互作用预试验及其晴天地表能量特征分析. 高原气象, 24: 545–555
徐祥德, 陈联寿. 2006. 青藏高原大气科学试验研究进展. 应用气象学报, 17: 756–772
徐自为, 刘绍民, 徐同仁, 等. 2009. 涡动相关仪观测蒸散量的插补方法比较. 地球科学进展, 24: 372–382
阳坤, 王介民. 2008. 一种基于土壤温湿资料计算地表土壤热通量的温度预报校正法. 中国科学: 地球科学, 38: 243–250
岳平, 张强, 王胜, 等. 2013a. 黄土高原半干旱草地降水前后土壤的温、湿度及热力特征. 中国沙漠, 33: 1766–1774
岳平, 张强, 赵文, 等. 2013b. 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. 物理学报, 62: 209201–209214
张强, 王胜. 2008. 关于黄土高原陆面过程及其观测试验研究. 地球科学进展, 23: 167–173
张强, 孙昭萱, 王胜. 2011. 黄土高原定西地区陆面物理量的变化规律研究. 地球物理学报, 54: 1722–1737
张强, 曾剑, 张立阳. 2012a. 夏季风盛行期中国北方典型区域陆面水、热过程特征研究. 中国科学: 地球科学, 42: 1385–1393
张强, 李宏宇, 赵建华. 2012b. 垂直平流输送和土壤热量储存补偿对黄土高原地表能量平衡的修正. 中国科学: 地球科学, 42: 42–51
张强, 张良, 黄菁, 等. 2014. 我国黄土高原地区陆面能量的空间分布规律及其与气候环境的关系. 中国科学: 地球科学, 44: 2062–2076
Falge E, Baldocchi D, Olson R, et al. 2001. Cap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. Agric For Meteorol, 107: 43–69
Gao Z, Fan X, Bian L. 2003. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil. Soil Sci, 168: 99–107
Gettelman A, Kinnsion D E, Dunkerton T J, et al. 2004. Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower stratosphere. J Geohpys Res, 109: D22101, doi: 10.1029/2004JD004878
Heusinkveld B G, Jscobs A F G, Hohslag A A M, et al. 2004. Surface energy balance closure in an arid region: Role of soil heat flux. Agric For Meteorol, 122: 21–37
Huang J, Guan X, Ji F. 2012. Enhanced cold-season warming in semi-arid regions. Atmos Chem Phys, 12: 5391–5398
Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, et al. 2008. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau. Adv Atmos Sci, 25: 906–921
Huenneke L F, Anderson J P, Remmenga M. 2002. Exercitation alters patterns of aboveground net primary production in Chihuahuan ecosystems. Glob Change Biol, 8: 247–264
Horton R, Wierenga P J. 1983. Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface. Soil Sci Soc Am J, 47: 14–20
Lauwaet D, van Lipzig N P M, De Ridder K. 2009. The effect of vegetation changes on precipitation and mesoscale convective systems in the Sahel. Clim Dyn, 33: 521–534
Liebetha C, Huwe B, Focken T. 2005. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. Agric For Meteorol, 132: 253–263
Mauder M, Foken T. 2006. Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. Meteor Z, 15: 597–609
Oncley S P, Foken T, Vogt R, et al. 2007. The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: Overview and energy balance. Bound-Layer Meteor, 123: 1–28
Wang G, Huang J, Guo W, et al. 2010. Observation analysis of land-atmosphere interaction over Loess Plateau of Northwestern China. J Geophys Res, 115: D00K17, doi: 10.1029/2009JD013372
Wang K C, Wang P C, Liu J M, et al. 2005. Variation of surface albedo and soil thermal parameters with soil moisture content at a semi-desert site on the western Tibetan Plateau. Bound-Layer Meteor, 116: 117–129
Wen J, Wei Z G, Lü S H, et al. 2007. The characteristics of land surface energy and water exchange over the Loess Plateau Mesa in China. Adv

Atmos Sci, 24: 301–310

Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. 2002. Energy balance closure at flux net sites. Agric For Meteorol, 113: 223–243

Yue P, Zhang Q, Niu S J, et al. 2011. Effects of heat soil flux estimates on surface energy balance closure over a semi-arid grassland. Acta Meteor Sin, 25: 774–782

Yue P, Li Y H, Zhang Q, et al. 2012. Surface energy-balance closure in a gully region of the Loess Plateau at SACOL on eastern Edge of Tibetan Plateau. J Meteorol Soc Jap, 90C: 173–184

Zhang Q, Wei G A, Cao X Y, et al. 2002. Observation and study of land surface parameters over Gobi in typical arid region. Adv Atmos Sci, 19: 121–135

Zhang R H, Koike T, Xu X D, et al. 2012. A China-Japan cooperative JICA atmospheric observing network over the Tibetan Plateau (JICA/Tibet Project): An overviews. J Meteorol Soc Jap, 90C: 1–16