

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*

岳平[†] 张强 赵文 王劲松 王润元 姚玉璧 王胜 郝小翠
阳伏林 王若安

(中国气象局兰州干旱气象研究所, 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 兰州 730020)

(2013年5月19日收到; 2013年7月24日收到修改稿)

地表辐射收支和能量分配对陆-气系统的反馈是气候模式中最重要物理过程之一. 认识半干旱地区云和降水的扰动对辐射收支和能量分配的影响规律, 是提高数值模式中评估地表辐射收支和能量平衡参数化效果的关键环节. 利用兰州大学半干旱气候与环境观测站 2008 年的观测资料, 研究了云和降水的扰动对辐射收支各分量的削弱作用及对地表能量平衡的影响规律. 年平均结果表明, 多云状况可以作为年平均的气候背景; 云和降水对短波辐射削弱最强, 大气向下长波辐射随天空云量的增加而增强, 地表向上长波辐射随着云量的增加而减小, 净辐射占总辐射的比率受云和降水的影响较小. 季节平均结果显示, 短波辐射日积分量在生长季和非生长季均随云量的增加而降低, 生长季云和降水对短波辐射的削弱作用明显强于非生长季. 生长季, 晴天、少云和多云时向上长波辐射差异不大, 阴天时向下和向上长波辐射明显减小. 非生长季, 地表向上长波辐射受云和降水的影响较小, 日积分量变化不大, 向下长波辐射随云量的增多而增强. 地表反照率具有明显的日变化和季节变化, 冬季大, 秋季小; 地表反照率日变化呈不对称的“V”形分布. 生长季, 感热通量和土壤热通量随云量增多而减小; 潜热通量在晴天、少云和多云状况下随云量增多而增大; 阴天时受降水影响, 净辐射的严重削弱导致了潜热通量大大降低. 非生长季, 少云时净辐射日积分量最大, 晴天时的净辐射与多云和阴天状况接近; 感热和潜热通量随云量的增多而减小, 土壤热通量日平均积分值在非生长季为负. 生长季, 多云状况的能量闭合度最好, 能量不平衡差额占净辐射的 3.9%; 阴天时最差, 不平衡差额占净辐射的 16.8%; 晴天和少云状况不平衡差额约占净辐射量的 7%. 非生长季受积雪影响, 能量不闭合差额明显大于生长季.

关键词: 半干旱草地, 云和降水的扰动, 辐射收支, 能量平衡

PACS: 92.60.Kc, 92.60.Vb

DOI: 10.7498/aps.62.209201

1 引言

地表辐射和能量平衡是陆面过程与陆-气相互作用研究的核心内容^[1-3], 它描述了地表和大气间能量的交换过程^[4-8]. 地表辐射收支和能量平衡的变化反映了地球气候系统对太阳辐射强迫的响应^[9,10]. 在气候系统中, 地表辐射和能量平衡过程是最先运行的部分, 它不仅是整个系统的驱动源,

也是地-气系统能量输送的纽带^[11]. 截至目前, 地表辐射和能量平衡研究在全球变化和气候异常分析过程中已引起了高度重视^[12-14], 并成为理解极端天气、气候事件的关键环节之一^[15].

地表辐射收支状况除了受太阳本身变化与人类活动的影响外, 还受气候系统周期活动及其变异的影响^[16,17]. 季风气候系统是全球大气能量和水汽输送的主要载体, 直接影响着全球大气环流形态的演变规律, 同时还决定了区域气候的分布

* 国家重点基础研究发展计划 (批准号: 2013CB430206, 2012CB955304)、国家自然科学基金 (批准号: 41075008, 40830957)、中国博士后特别资助基金 (批准号: 2013T60901)、中国博士后基金 (批准号: 20110490854) 和中国气象局干旱气象科研基金 (批准号: KYS2011BSKY01) 资助的课题.

[†] 通讯作者. E-mail: jquyeping@126.com

格局^[18-20]. 季风期气候湿润, 天空低(中)云量多, 云水含量高, 地表降水相对充沛, 云和降水的扰动会影响地表辐射收支状况^[21]. 而地表能量平衡是地表净辐射能的再分配过程, 云和降水扰动引起的地表辐射收支的改变必将对地表能量平衡过程产生影响^[22].

我国黄土高原是全球最主要的下垫面类型之一, 该区域的陆-气相互作用强烈^[11]. 黄土高原地区的陆面过程和陆-气相互作用不仅直接影响黄土高原地区的气候变化, 而且对东亚乃至全球大气环流产生重要影响^[19]. 此前在黄土高原地区开展的地表辐射收支和能量平衡研究主要针对的是农田下垫面特殊季节或特殊时段^[9-11,23,24], 并没有很好地揭示黄土高原半干旱地区陆面辐射收支和能量平衡的气候规律, 影响了对黄土高原陆面过程气候学意义的深入理解, 限制了陆面模式和天气气候模式中对黄土高原地表辐射收支和能量平衡参数化效果的评估^[24].

从黄土高原陆面植被变化的角度而言, 随着退耕还草、还林政策的实施, 草地植被下垫面已成为黄土高原最主要的特征下垫面之一, 研究黄土高原半干旱草地自然植被地表辐射收支和能量平衡特征具有重要意义. 从气候系统角度讲, 黄土高原半

干旱地区主要受季风过程影响, 云和降水的扰动对地表辐射收支和能量平衡的影响值得探讨^[9]. 因此, 本文利用兰州大学半干旱气候与环境观测站(简称 SACOL 站)2008 年陆面过程综合观测资料, 分析云和降水对半干旱草地辐射收支的削弱和对能量平衡特征的影响规律.

2 资料与方法

2.1 区域气候状况及代表性

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. 该观测场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, 植被高度约为 20 cm, 受人类活动影响较小^[14,24]. 根据 SACOL 站最近 50 a (1961—2010) 气象资料统计结果, 区域年平均气温为 6.7 °C, 年降水量为 381.8 mm. 本文研究时段 2008 年的年平均气温为 7.0 °C, 年平均降水为 386.9 mm. 可见, 2008 年气温和降水基本与多年平均持平, 因此, 2008 年的观测结果能够代表榆中地区多年平均气候状况.

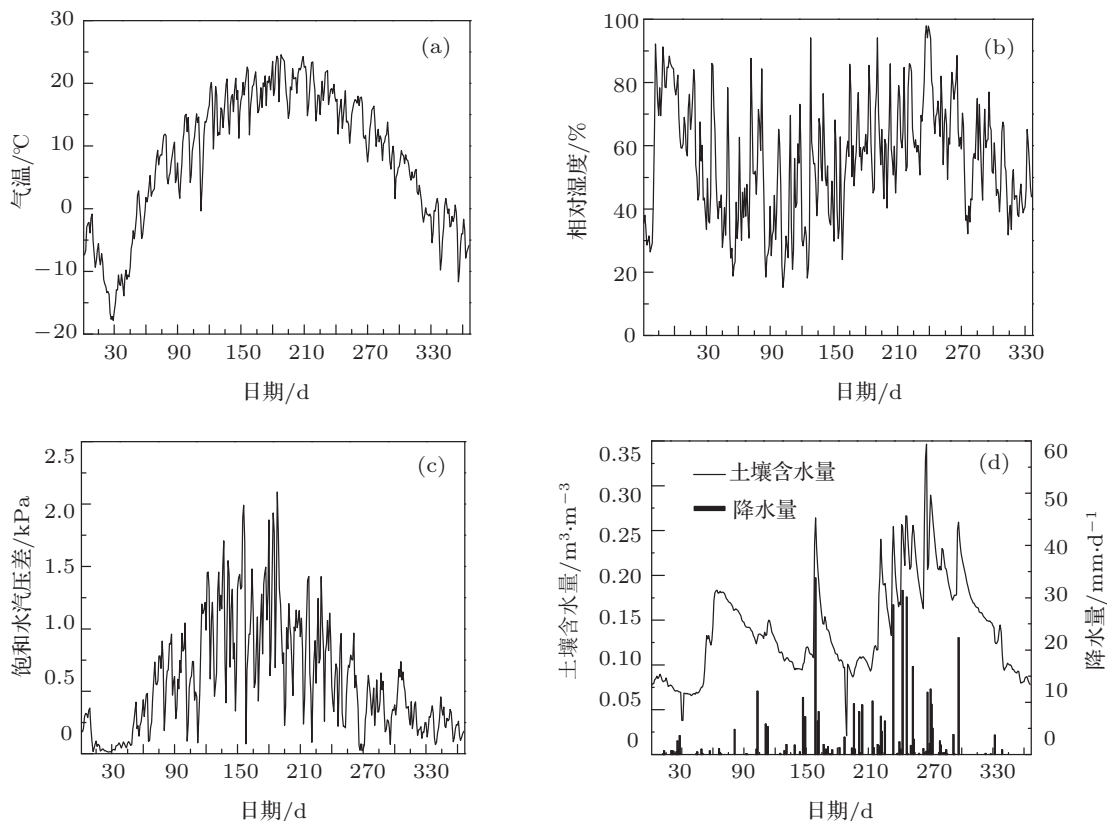


图 1 2008 年 SACOL 站日平均环境因子的季节变化

2008年榆中黄土高原半干旱草地气温季节变化明显,日平均最高气温可达24.6°C,最低可达-17.8°C.相对湿度对降水过程非常敏感,日降水量的变化会引起相对湿度剧烈的跳跃;总体上,空气相对湿度也存在比较明显的季节变化,最大的时段主要在1月和7—9月.2008年1月出现了几次明显的降雪过程,空气湿度相对是个峰值,另一个主峰值则对应的是7—9月降水集中的时段.饱和水汽压差($e_s - e$) (饱和水汽压 e_s 是气压和温度的函数,可根据国际气象组织1996年推荐的公式计算得到,利用饱和水汽压与干湿球温度表观测值可求得水汽压 e) 生长季大(3月16日—10月15日),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,是生长季节的1/3.土壤湿度的变化主要受控于降水,可以看到年内几次强降水过程使土壤湿度明显增大,但土壤湿度平均大于 $0.2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 的时段主要是7月下旬至9月这一多雨时段.2月末至3月初受土壤解冻和积雪融化影响,土壤湿度出现了一个峰值,整个3月土壤湿度大于 $0.15 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$.2008年SACOL站日平均环境因子的季节变化见图1.

2.2 观测设备

地表辐射观测包括向上和向下短波辐射(CM21, Kipp & Zonen)、向上和向下长波辐射(CG4, Kipp & Zonen),观测高度为1.5 m.土壤温度观测分为6层,分别是地表以下2, 5, 10, 20, 50和80 cm(STP01-L, Hukseflux);土壤湿度观测分为5层,分别是5, 10, 20, 40和80 cm(CS616-L, Campbell, 准确度为 $\pm 2.5\%$).土壤热通量由自校正热通量板测定(HFP01SC-L, Hukseflux, 精准度为 $\pm 3\%$),测量深度为5 cm和10 cm.涡旋相关法观测系统采用三维超声风速仪(CSAT3, Campbell)测量三维风速,细线热电阻(FW05, CSI)测量温度脉动,开路红外气体分析仪(Li7500, LI-COR)测量 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 浓度脉动,采样频率为10 Hz,设备安装高度为3 m.观测设备性能及技术指标可参见Huang等^[24]的介绍.

2.3 研究方法

地表净辐射可由下式计算:

$$\text{Rn} = (\text{DR} - \text{UR}) + (\text{DLR} - \text{ULR}), \quad (1)$$

式中, Rn 为净辐射, DR 为总辐射, UR 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 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$.

近地层感热通量 H , 潜热通量 LE 可由涡动相关法算得到:

$$H = \rho C_p \overline{w'\theta'}, \quad (2)$$

$$\text{LE} = \lambda \rho \overline{w'q'}, \quad (3)$$

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

能量平衡方程中的土壤热通量不仅指土壤热通量板测定的热通量, 还应包括土壤热通量板到地表的土壤热储存. 利用 HFP01SC-L 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-L 的测量结果校正到地表:

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

G 为校正到地表的土壤热通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); G_5 为热通量板观测到 5 cm 深度土壤热通量; $\rho_s c_s$ 是土壤的体积热容量 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$); $T(z_i, t)$ 为 0, 2 和 5 cm 深度处的土壤温度 ($^{\circ}\text{C}$).

其中, 土壤的体积热容量 $\rho_s c_s$ 可根据 (5) 式得到:

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

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:

$$T_{\text{sfc}} = \left(\frac{\text{ULR} - (1 - \epsilon_g) \text{DLR}}{\epsilon_g \sigma} \right)^{1/4}, \quad (6)$$

式中, ϵ_g 为地表比辐射率, 取值为 0.96; σ 是 Stefan-Boltzmann 常数, 其值为 $5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$.

3 陆面辐射收支状况

3.1 辐射的季节变化

图2为黄土高原半干旱草地日平均辐射收支各分量的季节变化特征.可以看出,总辐射、反射辐射、大气向下长波辐射和地表向上长波辐射的季节变化特征明显,但受天气现象,尤其是云和降水的影响,各辐射分量日平均值存在明显的波动.总辐射的年变化趋势是冬季小、夏季大,春秋过渡季辐射通量基本相等.冬季总辐射最弱,日平均最

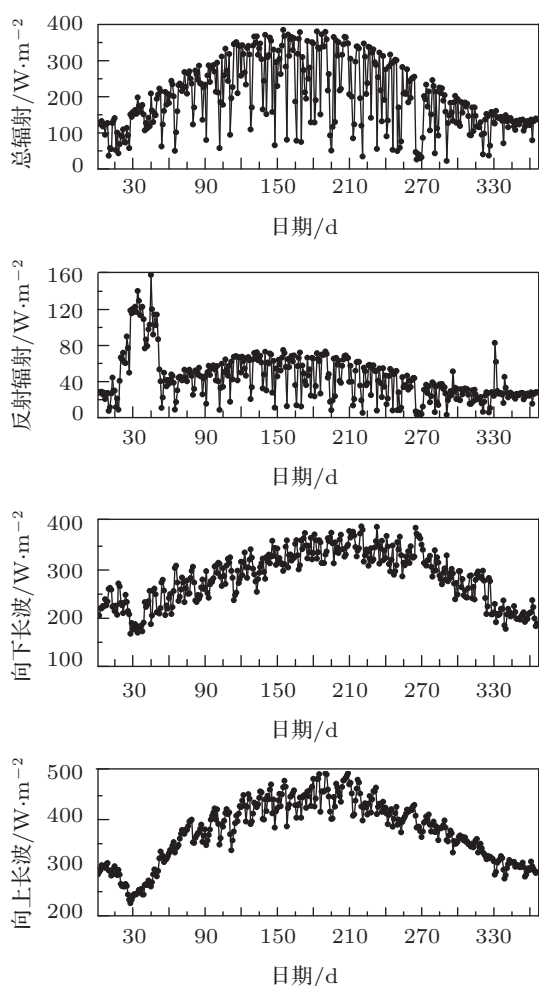


图2 黄土高原半干旱草地地表日平均辐射分量的季节变化

小值仅为 $17 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 夏季日平均最大值则可达 $385 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 反射辐射的季节变化特点是冬季大, 秋季小, 因为反射辐射除了受总辐射的影响外, 地表反照率的变化也是影响反射辐射通量的关键物理参数. 榆中半干旱草地 2008 年 1 月 11 日—27 日出现了 11 次降雪天气, 而且由于这一时段温度低, 地面积雪难以融化, 加上后期的降雪, 2008 年 SACOL 站出现了长达 40 多天日平均地表反照率大于 0.65 现象. 因此, 这期间的地表反射辐射比总辐射最强的夏季还要大, 日平均辐射通量甚至可以达到 $150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 积雪融化后, 日平均反射辐射很快降低到 $40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右. 春季随着太阳高度角逐渐增加, 反射辐射通量随之增大. 进入 6 月, 受季风降水影响, 土壤含水量增大, 地表植被覆盖度增加, 反射辐射呈逐渐减小趋势. 受降雪天气影响, 研究区域 2008 年 1 月 11—2 月 20 日出现了长时间的持续低温, 大气和地表长波辐射日平均辐射通量最小值均出现在这一时段. 向上长波辐射通量日平均变化范围在

$230\text{—}490 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 年平均辐射通量为 $375 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 向下长波辐射通量的变化范围在 $165\text{—}495 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 年平均辐射通量为 $285 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

3.2 云和降水对辐射分量年平均日变化的影响

到达大气顶的太阳辐射很大一部分会透过晴空大气, 但在有云的情况下, 地表获得的太阳辐射通量主要取决于太阳天顶角和云的光学厚度 (后者是云水含量和粒子尺度分布的函数). 为了清楚了解云和降水对地表辐射特征的影响, 我们把天气状况按照日平均总云量 (M_t) 分为四类: 晴天 ($0 \leq M_t < 264 \text{ d}$)、少云 ($2 \leq M_t < 5108 \text{ d}$)、多云 ($5 \leq M_t < 886 \text{ d}$) 和阴天 ($8 \leq M_t \leq 10108 \text{ d}$).

从图 3 可以看出, 四种状况下的辐射分量具有明显的日变化. 晴天时, 总辐射夜间为 0, 日出后随太阳高度角升高而增大, 日峰值出现在 13:30, 可以达到 $813 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的变化趋势与总辐射一致, 出现日峰值时间也和总辐射同步, 日峰值分别为 $168, 436 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $250 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $320 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值出现在 14:30, 可以达到 $469 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 由于向上长波辐射通量与地表温度密切相关, 而地表吸收辐射增温有一个相对滞后的过程, 因此向上长波辐射达到日峰值的时间比总辐射日峰值出现时间滞后约 1 h, 这与黄土高原农田下垫面及西北典型干旱区的观测结果一致 [25,26]. 少云时, 总辐射日峰值出现在 13:30, 辐射通量可达 $787 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的日峰值出现时间与总辐射同步, 日峰值分别为 $168, 427 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $268 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $320 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值出现在 14:30, 为 $468 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 多云时, 各辐射分量出现日分值的时间与晴天一致; 总辐射的日峰值为 $656 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的日峰值时间也与总辐射同步, 日峰值分别为 $140, 363 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $267 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $315 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值可以达到 $427 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 阴天时, 总辐射的日峰值为 $538 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射出现峰值时间与总辐射一致, 日峰值分别为 $123, 295 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $285 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $325 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值可以达到 $412 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

从各辐射分量的日积分值来看(表 1), 受云和降水的影响, 短波辐射被严重削弱. 与晴天相比, 少云、多云和阴天状况下总辐射日积分量分别削弱了 5.5%, 23.3%和 36.4%, 反射辐射日积分量分别削弱了 0.7%, 22.2%和 30.6%. 向下长波辐射随天空云量的增多而增强, 少云、多云和阴天状况下的日积分量分别比晴天时增加了 6.3%, 6.9%和 13.3%, 体现了云在地气系统中的保温作用. 地表长波辐射能力与短波辐射加热强度密切相关, 随着云量的增多, 地表接收的短波辐射能量减少, 地表辐射长波的能力减弱. 与晴天相比, 少云、多云和阴天状况下向上长波辐射日积分量分别降低了 1.5%, 5.5%和 5.4%. 净辐射的日积分量随云量的增多而

减小, 少云、多云和阴天状况下其日积分量比晴天状况分别削弱了 4.7%, 20.9%和 34.7%; 但净辐射占总辐射的比率受云量的影响变化较小, 基本维持在 31.6%左右. 虽然云的遮挡降低了到达地面的总辐射量, 但地表有效辐射也随着云量增多而降低, 辐射收支的最终结果是地表净辐射减小的幅度与总辐射减弱的程度基本持平.

表 1 各辐射分量的日积分值(单位: MJ/(m²·d))

天空状况	DR	UR	DLR	ULR	Rn
晴天	21.37	4.54	21.71	32.46	6.65
少云	20.19	4.51	23.07	31.98	6.34
多云	16.39	3.53	23.21	30.67	5.26
阴天	13.59	3.15	24.60	30.70	4.34

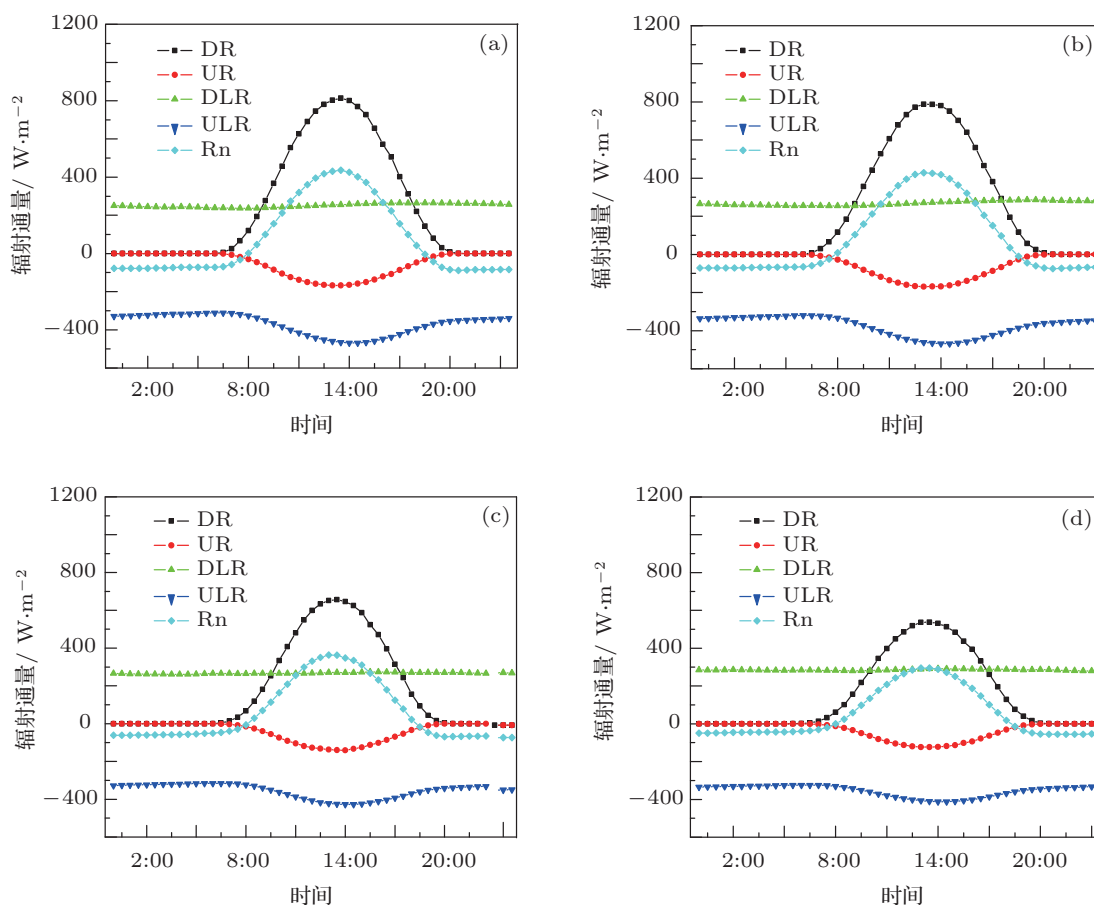


图 3 晴天 (a), 少云 (b), 多云 (c) 和阴天 (d) 地表辐射特征年平均日变化

3.3 生长季、非生长季云和降水对辐射特征的影响

地表辐射收支分量除了受太阳高度角和云量的影响, 植被也是非常关键的影响因素之一^[9]. 因此, 分生长季和非生长季来讨论榆中黄土高原半干

旱草地地表辐射特征. 图 4 给出了榆中 2008 年生长季和非生长季晴天、少云、多云和阴天四种天空状况下地表辐射的平均日变化特征. 研究发现, 当统计平均的样本比较多时, 少云、多云和阴天状况下各辐射分量日峰值出现时间与晴天状况非常一致, 表明平均状况下云和降水对各辐射分量平均

日峰值出现时间影响很小.

生长季,晴天时总辐射的日峰值出现在 13:30, 可达 $991 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的变化趋势与总辐射一致, 出现日峰值的时间与总辐射同步, 日峰值分别为 $172, 573 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $285 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $355 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值出现在 14:30, 为 $555 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 少云时, 总辐射日峰值可达 $964 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的日峰值分别为 $169, 563 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $290 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $354 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值为 $448 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 多云时, 总辐射的日峰值为 $832 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射日峰值分别为 $149, 498 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $298 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $375 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值为 $502 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 阴天时, 总辐射的日峰值为 $632 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的日峰值分别为 $108, 386 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $314 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $375 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值为 $471 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

非生长季,晴天时总辐射的日峰值出现在 13:30, 辐射通量可达 $633 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的变化趋势与总辐射一致, 出现日峰值时间也和总辐射同步, 日峰值分别为 $166, 299 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $205 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上; 向上长波辐射基本维持在 $265 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值出现在 14:30, 为 $382 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 少云时, 总辐射日峰值可达 $618 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射日峰值分别为 $160, 294 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $228 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $287 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值为 $390 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 多云时, 总辐射的日峰值为 $500 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的日峰值分别为 $144, 240 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $240 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $285 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值为 $366 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 阴天时, 总辐射

的日峰值为 $449 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的日峰值分别为 $136, 210 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 向下长波辐射基本维持在 $252 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 向上长波辐射基本维持在 $290 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值为 $353 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

表 2 给出了榆中半干旱草地生长季和非生长季地表各辐射分量平均日积分量. 短波辐射日积分量在生长季和非生长季均随云量的增加而降低. 生长季, 总辐射日积分量在少云、多云和阴天状况下比晴天时分别削弱了 3.6%, 25.0% 和 38.3%, 反射辐射日积分量分别削弱了 2.7%, 20.6% 和 40.2%; 非生长季, 总辐射日积分量在少云、多云和阴天状况下比晴天时分别削弱了 3.3%, 19.2% 和 30.9%, 反射辐射日积分量分别削弱了 2.0%, 19.4% 和 23.2%. 可以发现, 生长季云对短波辐射的削弱作用明显强于非生长季, 因为榆中黄土高原地区的气候特征, 尤其是云和降水, 主要受东亚季风的影响. 随着季风气候系统由南向北推进, 该区域云量增多、云水含量显著增加, 云和降水对总辐射的削弱程度明显比非生长季强.

非生长季, 地表向上长波辐射受云的影响较小, 日积分量变化不是太明显, 基本维持在 $26.49\text{--}27.73 \text{ MJ}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$ 之间; 但向下长波辐射日积分量随着云量的增加明显增大, 体现了云对地气系统的加热作用. 生长季, 晴天、少云和多云三种状况下的向上长波辐射变化不大, 向下长波辐射随着云量的增加而增加, 这些特征与非生长季相似. 有意思的是, 阴天时的向下长波辐射和向上长波辐射明显比前面三种状况小, 这主要是受冷空气活动和降水影响, 云体和地表温度降低, 导致其长波辐射能力下降.

3.4 气候平均的辐射收支

从地表辐射平衡的角度讲, 典型干旱区云和降水对地表辐射的扰动作用较弱, 晴天可以作为平均气候的背景^[25]. 对气候状况由季风气候系统决定的黄土高原地区而言, 云和降水对辐射扰动强度如

表 2 生长季和非生长季各辐射分量的日积分值 (单位: $\text{MJ}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$)

天空状况	生长季					非生长季				
	DR	UR	DLR	ULR	Rn	DR	UR	DLR	ULR	Rn
晴天	27.92	5.19	25.68	37.37	11.05	14.38	3.97	17.75	26.60	1.56
少云	26.92	5.05	26.25	37.19	10.93	13.90	3.89	20.16	27.73	2.44
多云	22.57	4.12	26.13	35.43	9.14	10.79	3.20	20.67	26.80	1.66
阴天	17.24	3.10	27.86	34.91	7.09	9.94	3.05	21.34	26.49	1.60

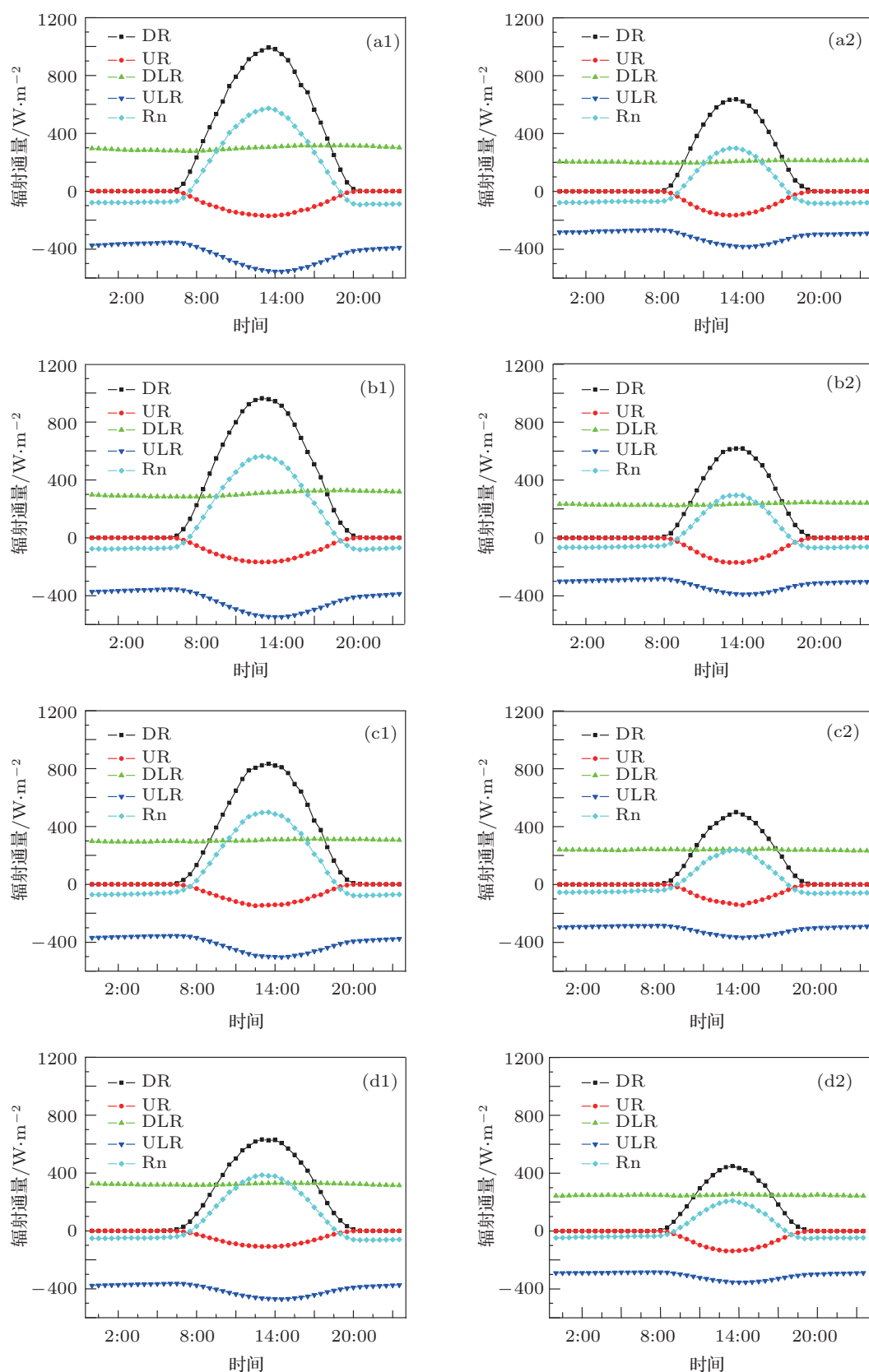


图4 生长季和非生长季晴天(a), 少云(b), 多云(c)和阴天(d)辐射特征的平均日变化(a1—d1表示生长季, a2—d2表示非生长季)

何, 以及平均气候状况与晴天背景下的辐射特征的差异目前并不十分清楚. 图 5(a) 给出了榆中黄土高原半干旱草地平均地表辐射平衡特征及各辐射分量标准差的日变化. 总辐射的日峰值出现在 13:30, 辐射通量可达 $596 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射和净辐射的变化趋势与总辐射一致, 出现日峰值时间也和总辐射同步, 日峰值分别为 132, $325 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 大气向下长波辐射基本维持在 $260 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上; 地表向上长波辐射基本维持在 $315 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 日峰值出现在 14:30, 为 $406 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 总辐射、反射辐射、向下长波、向上长波和净辐射的平均日积分量分别为 15.37, 3.43, 22.43, 29.42 和 $4.97 \text{ MJ}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$, 与表 1 对比可知, 榆中黄土高原半干旱草地年平均

地表辐射与多云状况的平均特征非常接近, 总辐射、反射辐射、向下长波、向上长波和净辐射平均日积分量与多云状况的平均结果相比, 相对误差分别为 6.64%, 2.92%, 3.48%, 4.25% 和 6.05%. 为了直观体现云的影响导致的辐射收支日变化的波动, 我们还统计了各辐射收支分量的标准差 (图 5(b)). 从全年日平均结果来看, 总辐射的变化幅度最大, 标准差可以达到 $284 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上; 其次是净辐射, 标准差可以达到 $191 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 反射辐射的标准差为 $99 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 向上长波辐射的最大变幅出现在 14:30, 标准差可达 $100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 向下长波辐射的标准差较为稳定, 约为 $61 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

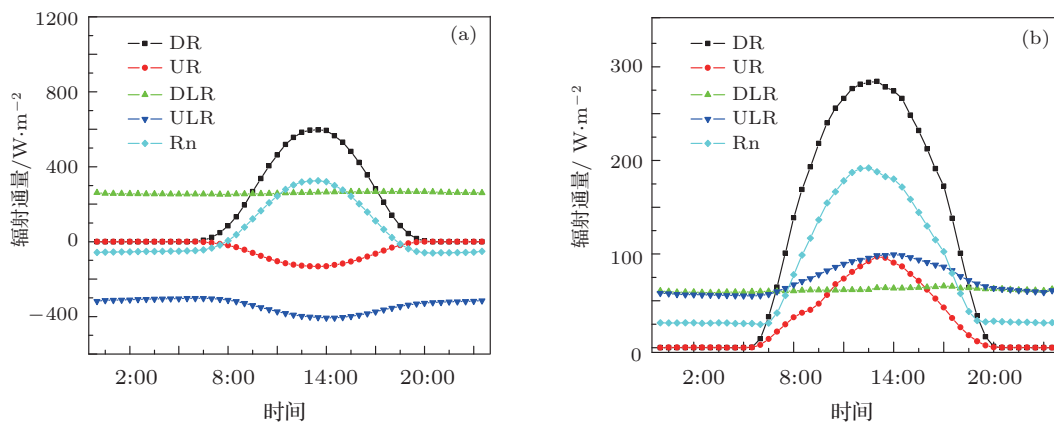


图 5 地表辐射收支及各辐射分量标准差年平均日变化

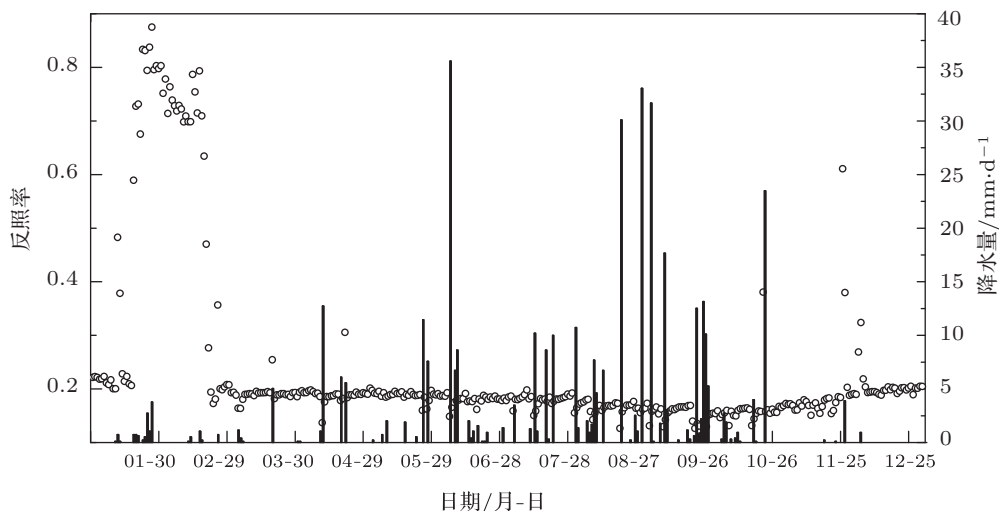


图 6 黄土高原半干旱草地日平均反照率日变化和日降水量

3.5 地表反照率的变化

地表反照率是陆面最重要的物理量之一, 也是

天气和气候模式中十分重要的参数. 影响地表反照率的主要因子有太阳高度角、天空状况、土壤含水量及植被覆盖状况等 [27,28]. 图 6 给出了 2008 年

榆中黄土高原半干旱草地反照率的日平均值及日降水量分布. 地表反照率存在明显的季节变化, 秋季小, 冬季大. 由图可以清晰地看到生长季每次降水都对应着地表反照率的下降, 秋季由于降水多, 地表反照率比较小. 冬季由于降雪, 会引起地表反照率变化的不连续, 甚至出现很大的跳跃现象. 有积雪覆盖时, 地表反照率日平均值甚至可以达到 0.88.

本文统计了不同时段平均地表反照率和降水量(表 3). 比较各时段的均值可知, 非生长期, 有积雪覆盖和无积雪覆盖情况下, 地表反照率的差异可以达到 0.30; 生长季地表反照率的日平均值为 0.17. 有意思的是, 我国华北的内蒙古半干旱草原地表反照率最小时段出现在夏季^[27], 而西北的榆中黄土高原半干旱草地地表反照率最小时段出现在秋季. 这主要与两地年降水分布特征有关, 华北半干旱草原主要降水集中在夏季, 秋季降水量占年总降水量的 10%—15%; 而西北半干旱区秋季多阴雨天气, 秋季降水站年总降水量的 25%—35%. 此外, 秋季随着太阳赤纬的降低, 日蒸散速率明显比夏季小, 降水后土壤中的水分可以长时间储存在土壤, 使得地表反照率较低.

表 3 2008 年不同时段平均地表反照率和降水量

时段	非生长期		生长季
	有积雪	无积雪	
反照率	$0.59 \pm 0.15(42)$	$0.19 \pm 0.02(109)$	$0.17 \pm 0.01(215)$
(样本数)	(42)	(109)	(215)
降水量/mm	39.6		340.9

图 7 是黄土高原半干旱草地全年地表反照率月平均日变化. 除 2 月份外, 地表反照率日变化为不对称的“V”形分布, 与以往在戈壁地表和平凉黄土高原典型塬区农田下垫面观测到的“U”形分布完全不同^[24,25]. 对西北干旱区而言, 降水量比榆中半干旱地区少, 土壤更干燥, 地表反照率主要由太阳高度角控制; 平凉黄土高原典型塬区农田下垫面属于半湿润气候区, 土壤含水量明显比处于半干旱气候区的榆中要大, 浅层土壤水分蒸散后, 深层土壤水分通过植被的根系以及土壤的呼吸过程得到补充, 水分蒸散过程对浅层土壤湿度影响相对不明显, 因此, 地表反照率也主要受太阳高度角控制. 榆中黄土高原半干旱草地土壤含水量介于西北干旱区与平凉黄土高原典型塬区农田之间, 蒸散过程对土壤水分的影响显著, 地表反照率除了受太阳高度角控制, 土壤湿度也是关键影响因子, 地表反照率

的“V”形分布主要反映了土壤蒸散变干的影响特征^[9]. 2 月份地表反照率日平均值早上大, 下午小, 呈明显的线性减小趋势, 这体现了积雪融化过程对地表反照率的影响.

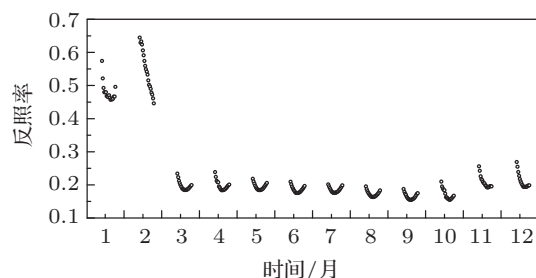


图 7 2008 年 SACOL 站反照率月平均日变化

4 陆面能量平衡特征

4.1 能量通量的季节变化

在地表能量平衡过程中, 净辐射作为地气之间能量系统的外部驱动项, 主要以感热和潜热的形式加热大气, 部分能量以土壤热通量的形式进入土壤, 成为土壤增温的强迫因子. 从黄土高原半干旱草地各能量平衡分量日均值的季节变化来看, 地净辐射、感热通量和土壤热通量近似呈单峰型分布, 潜热通量为双峰型分布(图 8). 净辐射除了受云和降水、地表植被信息以及土壤湿度等因素的影响, 太阳赤纬的变化决定了其季节变化呈单峰形态; 感热通量和土壤热通量主要受净辐射的驱动, 变化形态与净辐射相似. 潜热通量的变化除了受净辐射的影响, 还与下垫面土壤湿度密切相关, 对照图 1(d) 可知, 潜热通量分布形态与 5 cm 土壤含水量基本一致. 此外, 受中小尺度天气变化的影响, 各能量分量均成锯齿状波动. 从黄土高原半干旱草地逐月能量通量值及分配来看(表 4), 净辐射的峰值出现在 6 月, 谷值出现在 1 月; 感热通量的峰值出现在 7 月, 谷值出现在 2 月; 潜热通量的峰值分别出现在 5 月和 8 月, 谷值出现在 1 月和 7 月; 地表土壤热通量的峰值出现在 6 月, 谷值出现在 1 月. 非生长期季节, 潜热通量的月平均值为 $39.95 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, 感热通量的月平均值为 $57.13 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, 潜热通量约占感热通量的 2/3, 感热通量是主要的能量支出项. 生长季节, 潜热通量的月平均值为 $125.01 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, 感热通量的月平均值为 $119.11 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, 潜热通量与感热通量在能量分配中作用相当.

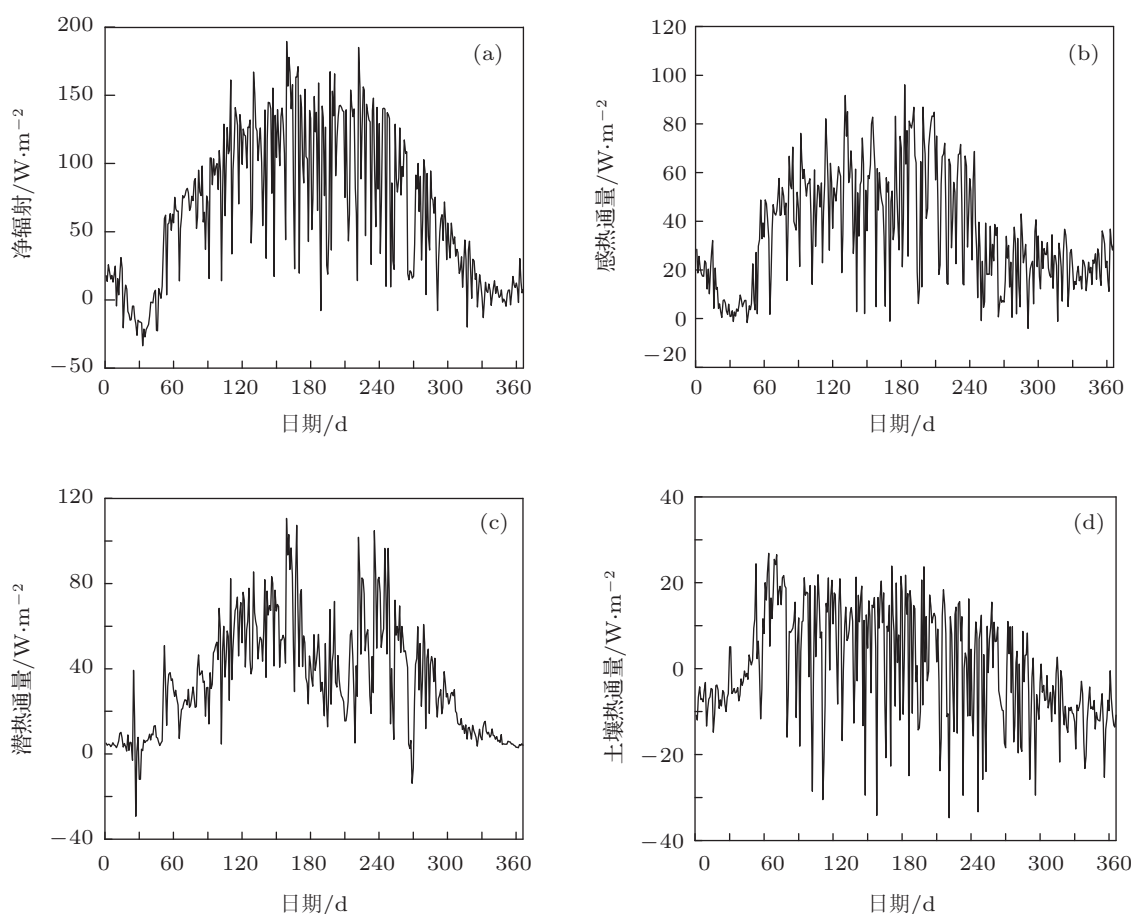


图8 能量平衡分量季节变化

表4 黄土高原半干旱草地月能量通量分配特征 (单位: MJ·m⁻²)

月份	Jan.	Feb.	Mar.	April	May	June	July	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Rn	7.79	21.78	170.49	258.59	283.8	290.23	283.12	282.54	182.69	139.38	45.40	14.78
LE	12.50	38.33	79.69	134.84	152.68	141.82	91.01	141.18	88.56	63.29	30.65	15.25
H	36.47	29.30	107.73	130.88	137.55	120.87	157.22	117.45	50.68	57.01	53.95	58.32
G	-18.43	-0.24	3.19	13.83	15.97	18.92	12.81	9.22	5.37	-15.39	-20.46	-28.51

4.2 云和降水对能量分配的影响

云和降水对地表能量分配的影响比较复杂, 尤其是降雪与降雨性质的不同, 会显著影响净辐射及地表能量分配. 图9是不同天空状况地表能量通量的日积分值. 生长季(图9(a)), 净辐射和感热通量随着云量的增加而减小; 潜热通量在晴天、少云和多云状况下随云量增多而增加, 因为随着云量增多, 空气相对湿度会增加, 潜热释放加热大气的能力增强; 但是在阴天时往往有降水过程与之相伴, 地气之间能量系统的外部驱动项(净辐射)显著削弱, 最终导致潜热释放加热大气的能力大大降低. 随着云

量的增多, 土壤吸收的热量逐渐减少, 阴天时土壤热通量为负值, 受降水影响土壤将储存的热量释放出来. 不闭合差额(D)越小, 能量闭合状况越好, 反之亦然. 晴天和少云状况不平衡差额占净辐射量的比例非常接近(约为7%); 多云时能量不平衡差额最小, 占净辐射的3.9%, 能量闭合度最好; 阴天时, 不平衡差额占净辐射的16.8%, 能量闭合程度最差. 研究表明, 下垫面的非均匀性会导致辐射加热的不均匀, 容易形成局地热力环流, 涡动相关系统忽略了局地环流环流携带的热通量, 进而影响了地表能量闭合特征^[29]. SACOL站位于甘肃黄土高原榆中的一块塬上, 从较大范围来看, 该观测站所代表的

下垫面具有沟壑梁峁形成的显著不均匀性,晴天及少云时,地形的起伏容易形成局地热力环流^[30,31].大涡模拟的结果表明,地表加热强度较弱的条件下,非均匀下垫面的能量闭合程度更高,与本文的观测结果与之具有一致性^[32].阴天时导致地表能量显著不闭合的原因主要有两点:首先,降水的强迫作用改变了地气系统能量交换的平衡状态,要建立新的平衡态,陆面物质和能量重新调配需要一个过程;其次,降水天气过程,地表能量交换难以满足平稳定常、湍流发展充分和平均时段无水平平流影响的基本假设,涡旋相关系统测量的湍流通量误差较大.

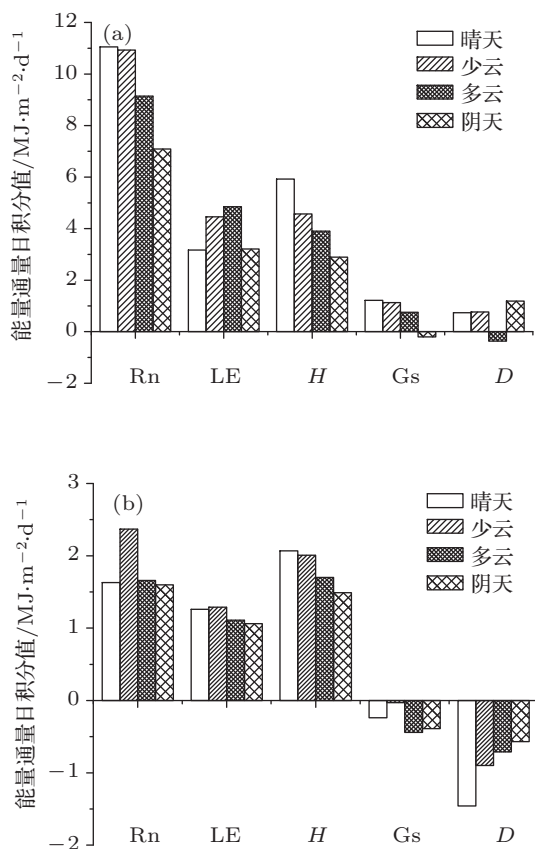


图9 不同天气下地表通量日积分 (a) 生长季; (b) 非生长季

非生长季(图9(b)),少云时净辐射日积分量最大,晴天时的净辐射与多云和阴天非常接近.观测表明,降雪后天空状况往往是晴天,地表积雪增强了反射辐射,净辐射降低,多云与阴天则主要是云和降水过程削弱了太阳辐射,导致净辐射量减小.感热和潜热通量几乎都随着云量的增加而减小,因为非生长季地表温度较低,陆面水分蒸发较弱,云量的增加削弱了净辐射,能量消耗项相应地降低.土壤热通量日平均积分值在非生长季始终为负,表

明土壤释放存储的热量,对大气起加热作用.非生长季影响能量不闭合差额明显大于生长季,影响能量不闭合的因素主要是积雪.

4.3 能量闭合特征

图10是SACOL站2008年生长季和非生长季湍流通量($LE+H$)与有效能量($Rn-Gs$)散点相关结果.在置信水平为0.1%的条件下:草地生长期拟合直线斜率为0.891,相关系数为0.975,即地表能量闭合率为89.1%;非生长期回归直线斜率为0.781,相关系数为0.953,即地表能量闭合率为78.1%.导致非生长期SACOL站能量闭合率比生长期明显偏低的可能原因是:1)生长期太阳辐射通量大,地表增温后对近地层大气的加热作用强烈,另外,生长期环境风速相对较小,有利于不稳定层结向对流发展,近地层超绝热更强烈,湍流交换更加突出^[5,6,14,33];非生长期辐射加热作用较弱,近地层以稳定或弱不稳定层结为主,湍流交换比生长期明显偏弱是导致能量闭合程度降低的主要因素之一;2)非生长期受降雪及低温等天气现象影响,一方面通量观测设备的精度受到干扰,另一方面由于观测

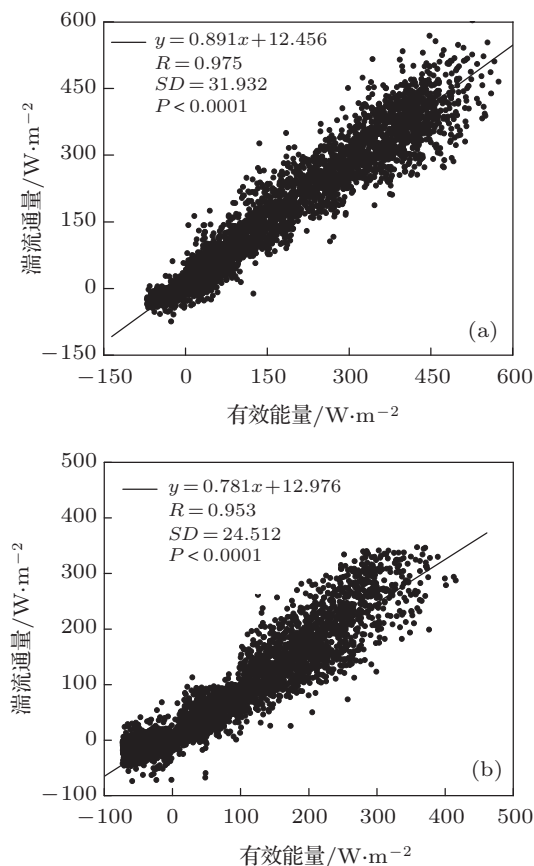


图10 半干旱草地能量闭合特征 (a) 生长季; (b) 非生长季

的湍流通量、辐射通量和土壤热通量不在同一物理平面内,地表能量的转换和传输消耗时间的尺度存在差异,尤其是土壤封冻之后,土壤热力学性质的改变会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,这也是降低非生长期能量闭合度的另一重要因素^[34].对2008年SACOL站全年30 min平均资料进行线性回归分析,湍流通量($LE+H$)与有效能量($Rn-Gs$)之间的回归关系为 $(LE+H)=0.849(Rn-Gs)+13.089$, $R=0.945$.这是在没有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等对闭合率的影响情况下得到的,即能量闭合率为84.9%,与国内外其他生态观测系统测量结果相比,能量闭合度属于中等偏上水平^[13,34-36].

5 结论

基于对2008年榆中黄土高原半干旱草地观测资料的气候代表性分析,揭示了云和降水的扰动对辐射收支及能量平衡特征的影响规律.

1) 从气候平均的辐射收支来看,多云状况可以代表黄土高原半干旱地区年平均气候背景.云和降水对短波辐射的削弱最强;受云对地-气系统的加热作用,向下长波辐射随天空云量的增多而增强;云量增多会削弱太阳辐射对地表的加热强度,导致向上长波辐射随云量增加而减小;净辐射占总辐射的比率受云和降水的影响较小.

2) 从季节平均结果来看,短波辐射日积分值在

生长季和非生长季均随云量的增多而降低,且生长季云和降水对短波辐射的削弱作用比非生长季强.生长季,晴天、少云和多云状况的向上长波辐射差异不大,阴天时明显减小;非生长季,向上长波辐射受云和降水的影响较小,日积分值变化不大,向下长波辐射随云量的增多而增强.

3) 地表反照率存在明显的季节变化和日变化.生长季地表反照率的减小与降水过程相对应,非生长季降雪会引起地表反照率变化的不连续、甚至出现跳跃.黄土高原半干旱草地地表反照率日变化呈独特的不对称“V”形分布,与以往观测到的“U”形分布完全不同.

4) 净辐射、感热通量和土壤热通量的年分布近似呈单峰型,潜热通量为双峰型.生长季,潜热通量与感热通量在能量分配中作用相当;非生长季,潜热通量较小,感热通量是最主要的能量支出项.

5) 生长季,感热通量和土壤热通量随云量增多而减小;潜热通量在晴天、少云和多云状况下随云量增多而增大.非生长季,感热和潜热通量随云量的增多而减小,土壤热通量日平均积分值始终为负.生长季,多云状况的能量闭合度最好,阴天时最差,晴天和少云状况不平衡差额约占净辐射量的7%.受积雪影响,非生长季能量不闭合差额明显大于生长季.

兰州大学大气科学学院 SACOL 站、甘肃省气象信息与技术装备保障中心陆登荣高工为本文提供了观测资料,在此表示感谢.

- [1] Li H Q, Guo W D, Sun G D, Zhang Y C 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 019201 (in Chinese) [李红祺, 郭维栋, 孙国栋, 张耀存 2011 物理学报 **60** 019201]
- [2] Ma J Y, Liang H, Luo Y, Li S K 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 069601 (in Chinese) [马金玉, 梁宏, 罗勇, 李世奎 2011 物理学报 **60** 069601]
- [3] Wang S, Zhang Q 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 059203 (in Chinese) [王胜, 张强 2011 物理学报 **60** 059203]
- [4] Mahrt L 1998 *J. Atmos. Ocean Technol.* **15** 416
- [5] Verma S B, Baldocchi D D, Anderson D E, Matt D R, Clement R J 1986 *Bound-Layer Meteorol.* **36** 71
- [6] Yue P, Zhang Q, Niu S J, Wang R Y, Sun X Y, Wang S 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 219201 (in Chinese) [岳平, 张强, 牛生杰, 王润元, 孙旭映, 王胜 2012 物理学报 **61** 219201]
- [7] Yue P, Zhang Q, Li Y H, Wang R Y, Wang S, Sun X Y 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 099202 (in Chinese) [岳平, 张强, 李耀辉, 王润元, 王胜, 孙旭映 2013 物理学报 **62** 099202]
- [8] Li Z Q, Yu G R, Wen X F, Zhang L M, Ren C Y, Fu Y L 2004 *Sci. China D: Earth Sci.* **34** 46 (in Chinese) [李正泉, 于贵瑞, 温学发, 张雷明, 任传友, 伏玉玲 2004 中国科学 D 辑 地球科学 **34** 46]
- [9] Zhang Q, Sun Z X, Wang S 2011 *Chin. J. Geophys.* **54** 1722 (in Chinese) [张强, 孙昭萱, 王胜 2011 地球物理学报 **54** 1722]
- [10] Ma Y M, Yao T D, Wang J M, Hu Z Y, Ishikawa H, Ma W Q, Su Z B 2006 *Adv. Earth. Sci.* **21** 1215 (in Chinese) [马耀明, 姚檀栋, 王介民, 胡泽勇, Ishikawa H, 马伟强, 苏中波 2006 地球科学展 **21** 1215]
- [11] Zhang Q, Wang S 2008 *Adv. Earth. Sci.* **23** 167 (in Chinese) [张强, 王胜 2008 地球科学进展 **23** 167]
- [12] Billesbach D P 2011 *Agric. For. Meteorol.* **151** 394
- [13] Mander M, Oncely S P, Vogt R, Weidinger T, Riberio L, Bernhofer C, Focken T, Kohsiek W, De Burin H A R, Liu H 2007 *Boundary-Layer Meteorol.* **123** 29
- [14] Yue P, Li Y H, Zhang L 2012 *J. Meteorol. Soc. Jap.* **90C** 173
- [15] Teixeira J, Stevens B, Bretheron C S, Cederwall R, Doyle J D, Golaz J C, Holtslag A A M, Klein S A, Lundquist K, Randall D A, Suebesma A P, Soares P M M 2008 *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **89** 453

- [16] van Donkelaar A, Martin R V, Park R J 2005 *J. Geophys. Res.* **110** D0220
- [17] Zeng Q C, Zhang B L 1998 *Chin. J. Atmo. Sci.* **22** 805 (in Chinese) [曾庆存, 张邦林 1998 大气科学 **22** 805]
- [18] Zeng Q C, Li J P 2002 *Chin. J. Atmo. Sci.* **26** 433 (in Chinese) [曾庆存, 李建平 2002 大气科学 **26** 433]
- [19] Zhang Q, Zeng J, Zhang L Y, Yao T 2012 *Chin. Sci. D: Earth. Sci.* (in Chinese) **42** 1385 [张强, 曾剑, 张立阳, 姚彤 2012 中国科学 D 辑地球科学 **42** 1385]
- [20] Huang R H, Zhou T, Chen W 2003 *Adv. Atmos. Sci.* **20** 55
- [21] Venugopal T, Seetaranayya P, Dhakate A R 2005 *J. Earth Syst. Sci.* **114** 421
- [22] Wilson K B, Hanson P J, Baldocchi D D 2000 *Agric. For. Meteor.* **102** 83
- [23] Wen J, Wei Z G, Lü S H, Chen S Q, Ao H Y, Liang L 2007 *Adv. Atmos. Sci.* **24** 301
- [24] Hung J P, Zhang W, Zuo J Q, Bi J R, Shi J S, Wang X, Chang Z L, Huang Z W, Yang S, Zhang B D, Wang G Y, Feng G H, Yuan J Y, Zhang L, Zuo H C, Wang S G, Fu C B, Chou J F 2008 *Adv. Atmos. Sci.* **25** 906
- [25] Zhang Q, Cao X Y 2003 *Chin. J. Atmos. Sci.* **27** 247 (in Chinese) [张强, 曹晓彦 2003 大气科学 **27** 247]
- [26] Li Z C, Wei Z G, Wen J, Fu R, Liu Y Y, Liu R 2009 *Acta Energy Solar Sin.* **30** 12 (in Chinese) [李振朝, 伟志刚, 文军, 符睿, 刘远永, 刘蓉 2009 太阳能学报 **30** 12]
- [27] Zhang Q, Zhao M 1998 *Plateau Meteorology* **17** 335 (in Chinese) [张强, 赵鸣 1998 高原气象 **17** 335]
- [28] Liu H Z, Tu G, Dong W J 2008 *Chin. Sci. Bull.* **53** 1220 (in Chinese) [刘辉志, 涂钢, 董文杰 2008 科学通报 **53** 1220]
- [29] Focken T 2008 *Ecol. Appl.* **18** 1351
- [30] Zhang Q, Li H Y 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 716 (in Chinese) [张强, 李宏宇 2010 物理学报 **59** 716]
- [31] Li H Y, Zhang Q, Wang C L, Yang F L, Zhao J H 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 159201 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 王春玲, 阳伏林, 赵建华 2012 物理学报 **61** 159201]
- [32] Letzel M O, Raasch S 2003 *J. Atmos. Sci.* **60** 2328
- [33] Liang J N, Zhang L, Zhang W, Shi J S 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 099203 (in Chinese) [梁捷宁, 张铺, 张武, 史晋森 2013 物理学报 **62** 099203]
- [34] Yue P, Zhang Q, Niu S J, Cheng H, Wang X Y 2011 *Acta Meteor. Sin.* **25** 774
- [35] Oncley S P, Foken T, Vogt R, Kohsiek W, de Bruin H A R, Bernhofer C, Christen A, Gorsel E, Grantz D, Feigenwinter C, Lehner I, Liebenthal C, Liu H P, Mauder M, Pitacco A, Ribeiro L, Weidinger T 2007 *Bound-Layer Meteor.* **123** 1
- [36] Sakai R K, Fitajarrald D R, Moore K E 2001 *J. Appl. Meteor.* **40** 2178

Effects of clouds and precipitation disturbance on the surface radiation budget and energy balance over loess plateau semi-arid grassland in China*

Yue Ping[†] Zhang Qiang Zhao Wen Wang Jin-Song Wang Run-Yuan
Yao Yu-Bi Wang Sheng Hao Xiao-Cui Yang Fu-Lin Wang Ruo-An

(Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of China

Meteorological Administration, Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, China)

(Received 19 May 2013; revised manuscript received 24 July 2013)

Abstract

The feedback effect of land surface radiation budget and energy distribution on land-atmosphere system is one of the most important physical processes in climate models. Studying the effects of disturbance of cloud and precipitation on radiation budget and energy distribution is a crucial link to increase the parameterization effect of evaluating land surface radiation budget and energy balance in numerical models. Based on the data observed at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University in 2008, the weakening influences of disturbance of cloud and precipitation on components in radiation budget and on land surface energy balance are studied. The annual average results showed that cloudy situation could be thought of as climatic background of annual average; weakening influences of cloud and precipitation on short-wave radiation are the strongest, and atmospheric long-wave radiation increases while surface long-wave radiation decreases with cloud amount increasing; the influences of cloud and precipitation on the ratio of net radiation to global radiation is small. The seasonal average results show that daily integral value of short-wave radiation decreases with cloud amount increasing both in growing season and in non-growing season, and weakening influences of cloud and precipitation on short-wave radiation in growing season are obviously stronger than in non-growing season. In growing season, there is no substantial difference among surface long-wave radiations on clear days, partly cloudy days and cloudy days, and atmospheric and surface long-wave radiation decrease apparently on overcast days. In non-growing season, the influences of cloud and precipitation on surface long-wave radiation are smaller, and its daily integral value changes a little, and atmospheric long-wave radiation increases with cloud amount increasing. The surface albedo has obvious diurnal and seasonal variation characteristics and it is higher in winter than in autumn; the diurnal variation curves of albedo present unsymmetrical "V" shapes. In growing season, sensible heat flux and soil heat flux decreased along with cloud amount increasing; latent heat flux increases with cloud amount increasing on clear, partly cloudy and cloudy days; due to the precipitation on obscure days, latent heat flux decreases greatly because net radiation is seriously weakened. In non-growing season, daily integral value of net radiation is greatest on partly cloudy days, and net radiation on clear days is very close to it on cloudy and overcast days; sensible and latent heat flux decreases with cloud amount increasing, average daily integral value of soil heat flux is negative in non-growing season. In growing season, energy closure degree on cloudy days is best, and imbalance energy accounts for 3.9% of net energy; energy closure degree on overcast days is worst, and imbalance energy accounts for 16.8% of net energy; imbalance energy accounts for 7% of net energy under both clear and partly cloud situations. Due to snow effect in non-growing season, energy closure degree in non-growing season is greater obviously than it in growing season.

Keywords: semi-arid grassland, disturbance of cloud and precipitation, radiation budget, energy balance

PACS: 92.60.Kc, 92.60.Vb

DOI: 10.7498/aps.62.209201

* Project supported by the National Basic Research Program of China (Grant Nos. 2013CB430206, 2012CB955304), the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41075008, 40830957), the Sepcial Postdoctoral Science Foundation of China (Grant No. 2013T60901), the Postdoctoral Science Foundation of China (Grant No. 20110490854), and the Postdoctoral Science Foundation of the Institute of Arid Meteorology of China Meteorological Administration (Grant No. KYS2011BSKY01).

[†] Corresponding author. E-mail: jiyueping@126.com