

张杰, 张强, 黄建平. 2007 年 5~10 月黄土高原陆面能量通量特征研究[J]. 高原气象, 2010, 29(4): 855-863

2007 年 5~10 月黄土高原陆面能量通量特征研究

张杰¹⁻², 张强², 黄建平³

(1. 气象灾害省部共建教育部重点实验室/南京信息工程大学, 江苏 南京 210044; 2. 中国气象局 兰州干旱气象研究所, 甘肃 兰州 730020; 3. 兰州大学 大气科学学院, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 在稀疏植被区陆面过程遥感参数化基础上, 利用 MODIS/500m 分辨率的资料反演黄土高原 2007 年 5~10 月陆面过程的特征参数。分析得出: (1) 受多种气候系统的影响, 黄土高原降水、植被分布以及土壤湿度等存在南北、东西差异, 导致反照率呈现出从东南到西北部逐渐增加的趋势; 5~10 月, 频率峰值所对应的反照率值呈现出先降低后增加的特征, 到 7 月反照率值达到最低。(2) 由于土壤湿度和植被覆盖度空间分布的差异, 出现了 3 种反照率和能量分布型, 即宽频低峰型、高频窄峰型和多峰型分布。(3) 由于 2007 年 8~10 月黄土高原降水量比较充沛, 大部分区域的土壤湿度都在 60% 以上, 使得净辐射量、感热通量、潜热通量频率分布比较集中。

关键词: 黄土高原; 反照率; 净辐射量; 潜热通量; 感热通量

文章编号: 1000-0534(2010)04-0855-10 中图分类号: P422.4 文献标识码: A

1 引言

地一气之间的能量和水分交换作用是陆面过程研究的核心问题, 也是当今国际学术界研究的热点之一。能否准确地获得地表的水、热通量并清楚地认识水汽和能量在边界层内的输送过程, 对理解气候及水分循环十分重要^[1]。陆面水、热交换过程受局地环境(包括地形、地势、地理位置及下垫面性质等因素)的影响^[2-3]。由于黄土高原地貌特征特殊, 并且地处气候过渡带, 所以气候的波动对区域能量和水分交换起着重要作用^[4-5], 同时, 广袤的黄土高原还对东亚季风的北上和西风带的南下起着能量的调节作用, 作为生态环境的脆弱带, 黄土高原的农业和生态对区域气候变化响应较为敏感^[6-8], 因此, 对黄土高原陆面过程特征的研究显得尤为重要。由于黄土高原是典型的非均匀地表, 单个观测点上的观测值不能代表整个区域的特征, 而卫星遥感反演信息作为单一下垫面点信息的补充^[9-11], 为区域陆面过程特征研究提供了重要的帮助。

表征陆面过程的参数很多, 如地表反照率、地表温度、净辐射量、感热通量、潜热通量、土壤热通量等。其中, 地表反照率表征地球表面对太阳辐射的反射能力, 是一个广泛应用于地表能量平衡、中长期天气预测和全球变化研究的重要参数^[7]; 潜热通量的大小不仅影响大气水分收支和气候系统的水分循环, 而且对大气系统的热量收支产生深刻的影响^[9-14]; 净辐射量是直接反映陆面有效能量的参数。本研究以黄土高原观测资料及陆面过程参数化方案为基础, 改进了遥感参数化方案^[15], 重点以反演的地表反照率、净辐射量、潜热通量、感热通量参数为依据, 研究黄土高原的陆面过程特征。

2 研究区域概况和资料选取

黄土高原大致北起阴山、南至秦岭、西抵日月山、东到太行山, 面积 $64 \times 10^4 \text{ km}^2$, 包括太行山、吕梁山、六盘山等主要山脉。区域内土壤孔隙较大, 土壤结构松散, 覆盖厚度一般在 100 m 以下, 属于黄河水系, 发源于黄土高原的河流有 200 条左右(图 1), 其中, 较大的河流有渭河、汾河、洮河、

收稿日期: 2009-04-22; 改回日期: 2009-12-27

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40830957)资助

作者简介: 张杰(1974—), 女, 甘肃民勤人, 副研究员, 博士, 主要从事陆面过程、边界层的研究和陆气相互作用的遥感反演研究

E-mail: gs-zhangjie@163.com

祖厉河、清水河、北洛河、皇甫川、窟野河、无定河等。由于全年降雨量较少(在 400 mm 左右),并且 65% 的雨水集中在夏季,受汛期影响较严重,河流总体水量不丰,浅层地下水贫乏。黄土高原气候差异较大,是典型的湿润季风气候向西北干旱气候的过渡带,也是暖温带阔叶落叶林向荒漠草原的过渡带。

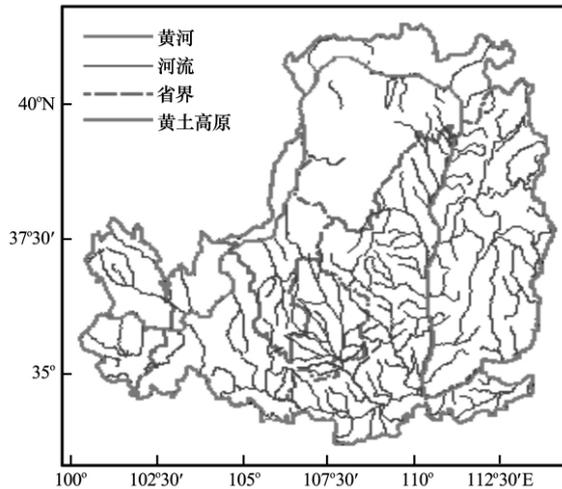


图 1 黄土高原区域及流域分布

Fig. 1 Distribution of Loess Plateau and valley

本研究所采用的遥感资料为 2007 年 5~10 月的 MODIS/Terra 和 MODIS/Aqua 卫星的波段反射率、亮度温度资料,资料来源于 MODIS 网站 (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>)。用遥感资料可见光到近红外波段的反射率资料反演地表反照率,用中红外和热红外波段的亮度温度反演表面温度,用可见光红光和近红外波段计算植被指数。另外,选取同样时间段的黄土高原区域 46 个气象站的土壤湿度资料对逐月土壤湿度进行分析,所选台站覆盖了甘肃、陕西、宁夏、山西和河南共 5 省(区)。

3 计算原理与方法

计算陆面过程能量通量首先要求取地表特征参数(地表反照率、地表温度、植被指数 I_{ndv}),然后推算地表各通量。本研究采用比较完善的双向反射(BRDF)模型 Ross thick-Li sparse R 核算法(AMBRALS 算法)对卫星反演反照率进行几何效应的订正^[16-18],采用温度-比辐射率分离算法反演地表温度^[15, 19]。植被覆盖度 f_c 采用植被指数 I_{ndv} 、区域最大植被指数 $I_{ndv_{max}}$ 和最小植被指数 $I_{ndv_{min}}$ 资料估算得到^[15],即:

$$f_c = \frac{(I_{ndv} - I_{ndv_{min}})}{(I_{ndv_{max}} - I_{ndv_{min}})}$$

3.1 净辐射计算

地表净辐射 R_n 表示为^[20]

$$R_n = Q_0(1 - \alpha) + \epsilon_a \partial T_a^4 - \epsilon_s \partial T_s^4, \quad (1)$$

$$Q_0 = S_0 \left[1 + 0.0335 \cos\left(\frac{N_d}{360} 2\pi\right) \right], \quad (2)$$

式中, N_d 为一年中的日序数, S_0 为太阳常数(本研究取近似值 $1360 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$), Q_0 为大气顶的太阳辐射, α 为地表反照率, ϵ_a 为空气比辐射率(是大气平均短波透过率 $\bar{\tau}_{sw}$ 的函数^[21], 可表示为 $\epsilon_a = 1.08 (-\ln \bar{\tau}_{sw})^{0.265}$ 。其中 $\bar{\tau}_{sw}$ 通过 MODTRAN 辐射传输模式获得), T_a 为空气温度(可根据区域内气象台站的气温观测资料插值得到), ∂ 为 Stefan-Boltzmann 常数, ϵ_s 为地表比辐射率(它是植被指数 I_{ndv} 的函数^[22], 可表示为 $\epsilon_s = 1.009 + 0.047 I_{ndv}$), T_s 为地表温度, $\epsilon_a \partial T_a^4$ 为大气长波辐射, $\epsilon_s \partial T_s^4$ 为地表长波辐射。

3.2 土壤热通量

土壤热通量不仅受土壤特性和含水量的影响,而且与地表植被覆盖关系密切。马耀明等^[23-24]将区域土壤热通量用土壤调整植被指数 MSAV 来表示。考虑到区域差异对土壤热通量计算公式中 MSAV 系数的影响,本研究采用下列公式^[25]:

$$G_0 = R_n \cdot [\Gamma_c + (1 - f_c) \cdot (\Gamma_s - \Gamma_c)], \quad (3)$$

式中, G_0 为土壤热通量; Γ_c 为植被完全覆盖时土壤热通量和净辐射比,取 0.05 ^[25]; Γ_s 为裸地土壤热通量和净辐射比,取 0.315 ^[26]; f_c 为植被覆盖度。

3.3 感热通量

感热以湍流形式表示为

$$H = \rho C_p (T_c - T_a) / r_a, \quad (4)$$

式中, H 为感热通量, ρC_p 为空气的体积热容量, T_c 为地表或冠层温度, T_a 为参考高度处空气温度, r_a 为空气动力学阻抗。通过分析发现 Choudhury-1 等 5 种阻抗算法对热量、水分、动量过程描述得较好,适合用于温度高、降水少、空气湿度低的干旱区空气动力学阻抗估算,本研究采用 Choudhury-1 模式的估算法^[27]:

$$r_{av} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{oh}}\right) - \varphi \right] \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{om}}\right) - \varphi \right]}{k^2 u_z}, \quad (5)$$

$$\varphi = \frac{[b - (b^2 - 4ac)^{1/2}]}{2a}, \quad (6)$$

$$a = 1 + \eta, \quad (7)$$

$$b = \ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right) + 2\eta \ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right), \quad (8)$$

$$c = \eta \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right) \right]^2, \quad (9)$$

$$\eta = 5(z-d)g \frac{(T_s - T_a)}{T_a u_z^2}. \quad (10)$$

当 $\varphi \leq -5$ ，在不稳定和中性条件下：

$$r_{av} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{0h}}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right) \right]}{k^2 u_z (1 + \eta)^{3/4}}, \quad (11)$$

式中， k 是 Von Karman 常数， z_{0m} 和 z_{0h} 分别是动力学和热力学粗糙度长度； z 为参考高度(单位：m)，取 2 m； $k=0.4$ 为 Von Karman 常数； n 取 2.5； h 为植被高度(单位：m)，根据半干旱区农作物季节长势的特点，取四季植被高度为区域植被平均高

度，分别为 0.1, 0.8, 0.8, 0.1 m； d 和 z_0 为零平面位移高度和空气动力学粗糙度，粗糙度由风速和

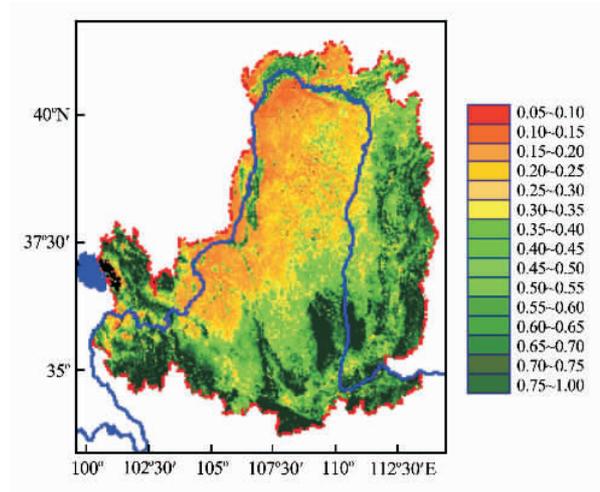


图 2 黄土高原 2007 年 5~10 月平均植被盖度分布特征

Fig. 2 Distribution of vegetation coverage in Loess Plateau in May~October 2007

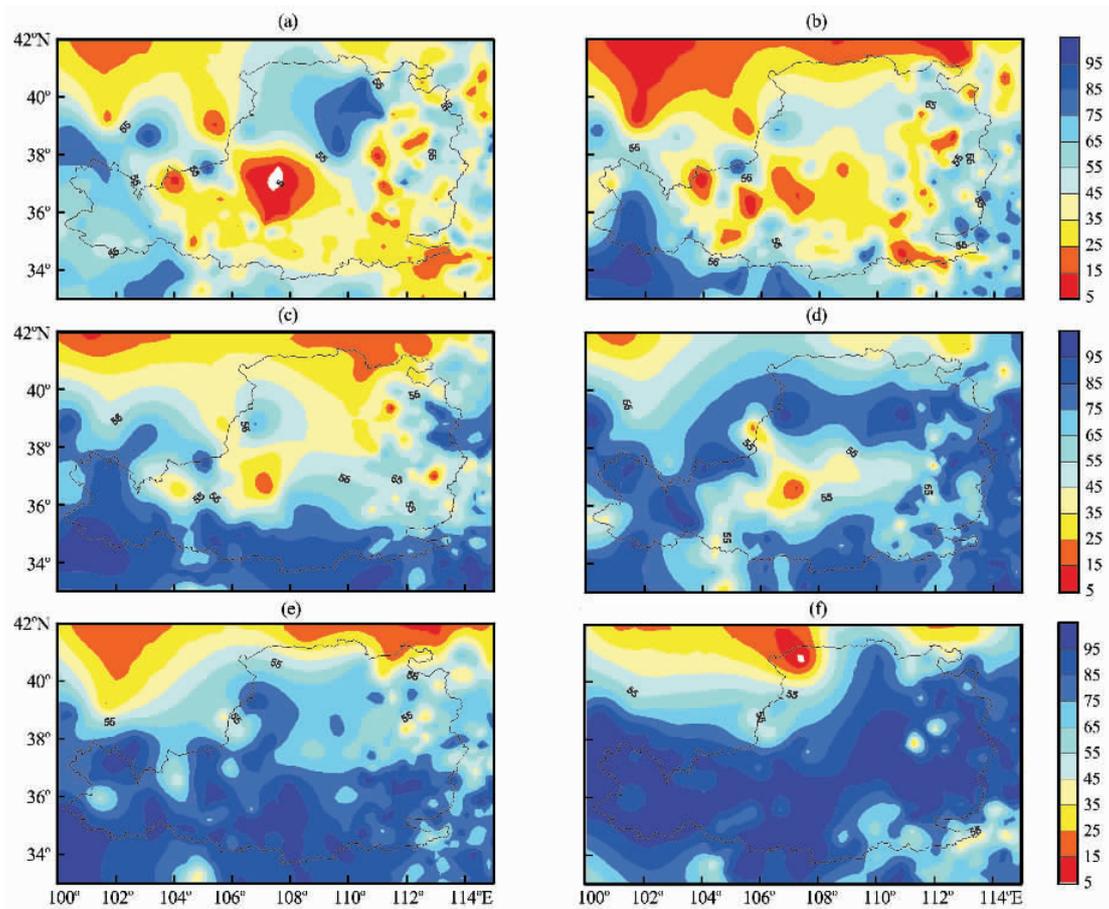


图 3 黄土高原 2007 年 5~10 月土壤湿度特征

(a) 5 月, (b) 6 月, (c) 7 月, (d) 8 月, (e) 9 月, (f) 10 月

Fig. 3 Soil humidity of Loess Plateau in May~October 2007. (a) in May, (b) in June, (c) in July, (d) in August, (e) in September, (f) in October

LAI的关系模型得到^[28]； u_z 为参考高度 z 处的风速； T_s 和 T_a 分别为地表面温度和空气温度； g 为 $9.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

3.4 潜热通量

地表热量平衡方程可表示为

$$R_n = LE + H + G_0 + PH, \quad (12)$$

式中， PH 表示作物光合作用和植物本身的储热，与植被的生物量大小有关，由于其值太小，常常被忽略不计。本研究 PH 项在NPP的估算中进行考虑，知道其余3项，就可以求算出潜热项 LE 。

4 结果分析

4.1 植被覆盖度特征

图2给出了2000—2008年5~10月黄土高原区平均植被覆盖度的空间分布。从图中可以看出，植被覆盖度的空间变化特征有很大差异，主要表现在植被覆盖度从东南到西北逐渐降低。其中，低植被覆盖区主要在甘肃东部、宁夏大部分、内蒙古河套以南、陕西北部等地区；高植被覆盖区主要在陕西南部、河南、甘肃山区和宁夏灌溉区等地区。植被覆盖度空间变化与区域气候关系密切，黄土高原自西向东跨越了干旱区、半干旱区、半湿润区。由

于季风气候由南向北推进，导致降水分布自西向东逐渐增加，由南向北逐渐减少，在降水的影响下，植被覆盖度分布存在东西和南北差异。

4.2 土壤湿度特征

图3给出了2007年5~10月黄土高原10 cm土壤湿度的空间分布。由图可见，从10 cm土壤湿度随季节更替在空间上的变化看，5月土壤湿度南北和东西差异较大，主要表现在甘肃东部、宁夏大部分、内蒙古河套以南、陕西北部地区，这些区域的土壤湿度较低，在50%以下；其它区域土壤湿度较高，大部分在50%~80%之间，个别区域在80%以上。6月黄土高原土壤湿度出现零星分布的高值中心，其它大部分区域土壤墒情较差，这与2007年的降水时空分布相一致。5月以来全国出现大范围持续高温天气，土壤失墒加剧，旱情发展迅速，特别是包括黄土高原在内的大部分北方地区耕地缺墒明显，抗旱水源短缺，人畜饮水困难程度加重。7月黄土高原南部土壤湿度有增加趋势；8~10月黄土高原土壤湿度明显偏高， $>50\%$ 的土壤湿度范围明显北移，这与7月以来的降水分布相一致。根据国家气候中心降水资料分析，在整个8月份，从西南地区东部到西北地区东南部、江淮北部、华南北

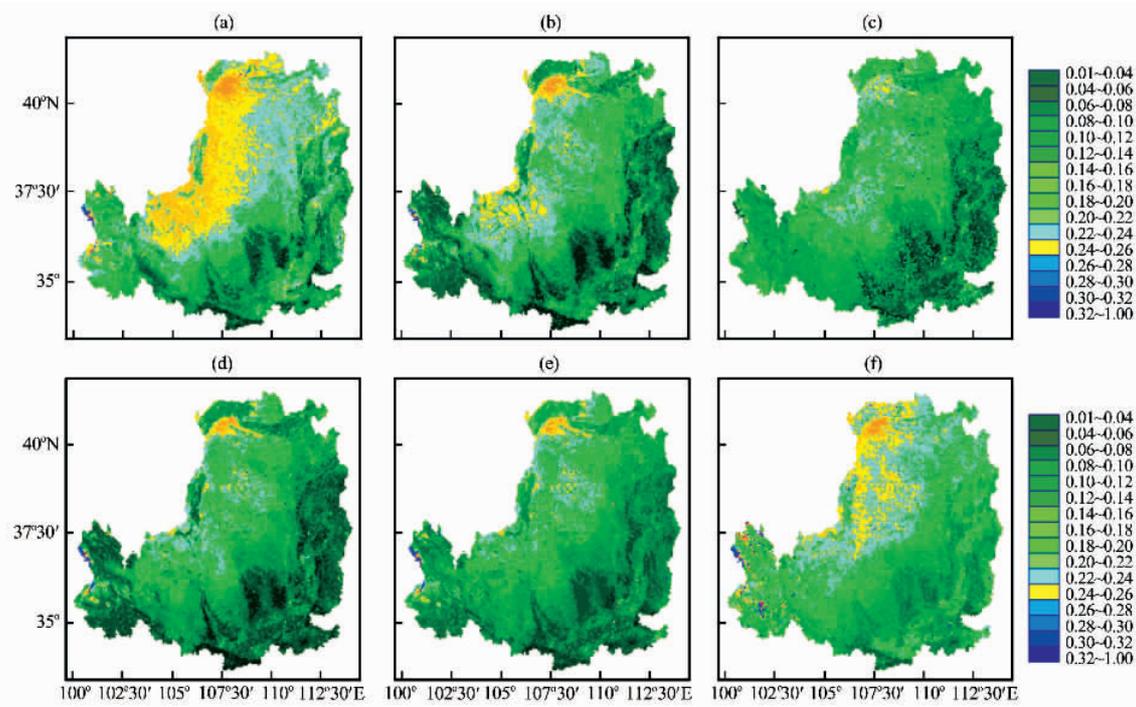


图4 黄土高原2007年5~10月反照率空间分布特征

其余说明同3

Fig. 4 Albedo distribution over Loess Plateau in May~October 2007.

Others are the same as Fig. 3

部地区降水都偏多。

4.3 地表反照率季节变化

图 4 给出了 2007 年 5~10 月黄土高原反照率的空间分布。由图可见, 区内的反照率总体上从东南到西北逐渐增加。这种空间上的变化受多种因素的影响, 首先, 其分布与图 2 中植被覆盖度分布相一致, 南部植被相对茂盛, 反照率较低; 其次, 从气候角度讲, 黄土高原自西向东跨越了干旱区、半干旱区、半湿润区, 夏季风又由南向北推进, 导致降水分布自西向东逐渐增加, 由南向北逐渐减少, 结果土壤湿度也存在自西向东增加、由北向南的增加趋势。

小尺度的反照率分布较复杂, 5 月反照率南北和东西差异较大, 主要表现在甘肃东部、宁夏大部分、内蒙古河套以南、陕西北部地区, 这些区域的反照率较高, 反照率变化在 0.2 以上; 其它区域反照率较低, 大部分在 0.1~0.2 之间; 个别区域在 0.1 以下, 低反照率区域主要分布在东南部山区。因为甘肃、宁夏、陕西北部及河套南部地区植物主要以夏季农作物为主, 5 月气温相对较低, 农作物出苗不久, 植被覆盖度相对较低, 而东、南部不仅林草的覆盖度较高, 而且农作物以冬小麦等越冬作物为主, 5 月的长势比较旺盛, 反照率呈现上述分布。6~8 月是黄土高原植被最茂盛的时期, 区域反照率普遍较低, 基本都在 0.2 以下, 大部分在 0.18 以下。9 月黄土高原的气温开始下降, 植被开始枯黄, 但由于土壤湿度较高, 反照率升高的趋势不显著。10 月黄土高原的植被进一步稀疏, 因夏、秋粮农作物已经收割, 甘肃、宁夏、陕西北部及河套南部地区反照率升高到 0.2 以上, 黄土高原南部的反照率也在 0.14 以上。

图 5 给出了 2007 年 5~10 月黄土高原反照率频率分布。由图可见, 各月反照率分布分别在 0.05~0.3, 0.04~0.28, 0.04~0.26, 0.04~0.26, 0.05~0.28 和 0.08~0.29 的范围内, 各月反照率频率峰值分别为 0.23, 0.18, 0.15, 0.08, 0.12 和 0.18, 其出现频率分别为 0.4, 0.45, 0.42, 0.4, 0.37 和 0.41。随着季节推移, 反照率峰值逐渐向低反照率区推移。到了 7 月, 高频率的反照率达到最低, 然后峰值又逐渐向高反照率区推移。反照率的频率分布出现了 3 种类型, 第一种类型以 5, 7 和 8 月为代表的多峰型, 其中 5 月的高反照率区域出现频率较高, 7 月的中反照率出现频率较高, 8 月的

低反照率出现频率较高, 这一分布主要因为 5 月降水较少, 土壤湿度出现零星分布, 导致反照率偏高; 第二种类型以 6 月为代表的反照率宽频率, 这主要是植被分布和土壤湿度分布不一致造成的, 在高植被区出现干旱, 土壤湿度较低, 在低植被区又受区域性降水影响, 土壤湿度造成反照率频率分布复杂; 第三种类型以 9, 10 月为代表, 反照率为典型的单峰型分布, 主要受土壤湿度的影响, 在 9, 10 月黄土高原的土壤湿度都在 60% 以上。从反照率的分布频率上看, 受多种气候系统的影响, 黄土高原区域植被分布和土壤湿度等影响反照率因素的因子在空间分布上有很大差异和不一致性, 同时也说明区域生态系统对气候的季节转换比较敏感。

4.4 地表净辐射空间分布

图 6 给出了逐月黄土高原净辐射量分布频率的变化。由图可见, 5~10 月的净辐射量分别分布在 260~500, 380~550, 390~580, 350~620, 280~560 和 290~500 $W \cdot m^{-2}$ 的范围内; 各月的净辐射量的峰值分别为 400, 450, 500, 560, 500 和 360 $W \cdot m^{-2}$; 出现峰值的频率分别为 0.38, 0.38, 0.60, 0.40, 0.39 和 0.38。随着季节变化, 净辐射量出现频率高的峰值逐渐向高值推移, 到了 8 月份, 净辐射量达到最高, 然后峰值又逐渐向低值推移。净辐射量的频率分布出现了 3 种类型, 第一种类型以 5, 6 月为代表的低频宽幅型, 净辐射量跨度为 250 $W \cdot m^{-2}$, 频率都 < 0.4; 第二种类型以 7 月为代表, 净辐射量的频率出现多峰型, 净辐射量跨越 200 $W \cdot m^{-2}$, 频率较高; 第三种类型以 8, 9 和 10 月为代表, 净辐射量为典型的单峰型分布。净辐射量分布不仅受直接辐射的影响, 也受反照率的影响, 除了 8 月之外, 5, 6, 7, 9 和 10 月的净辐射量分布与反照率分布较一致。

4.5 潜热通量分布特征

潜热通量随季节变化具有很大差异(图 7)。5~7 月的潜热通量频率峰值对应高潜热通量, 而 8~10 月潜热通量频率峰值对应低潜热通量区, 频率峰值所对应的潜热通量分别为 150, 140, 150, 190, 230 和 250 $W \cdot m^{-2}$ 。影响潜热通量的因素包括净辐射总量、土壤湿度以及植被长势等, 在 5~7 月土壤湿度较低, 低潜热通量区域较大, 说明土壤的潜热通量较小, 高潜热通量区主要与局部土壤湿度高值区和植被蒸腾有关。8 月潜热通量分布与 5 月相似, 低潜热通量出现频率较大, 其主要对应甘

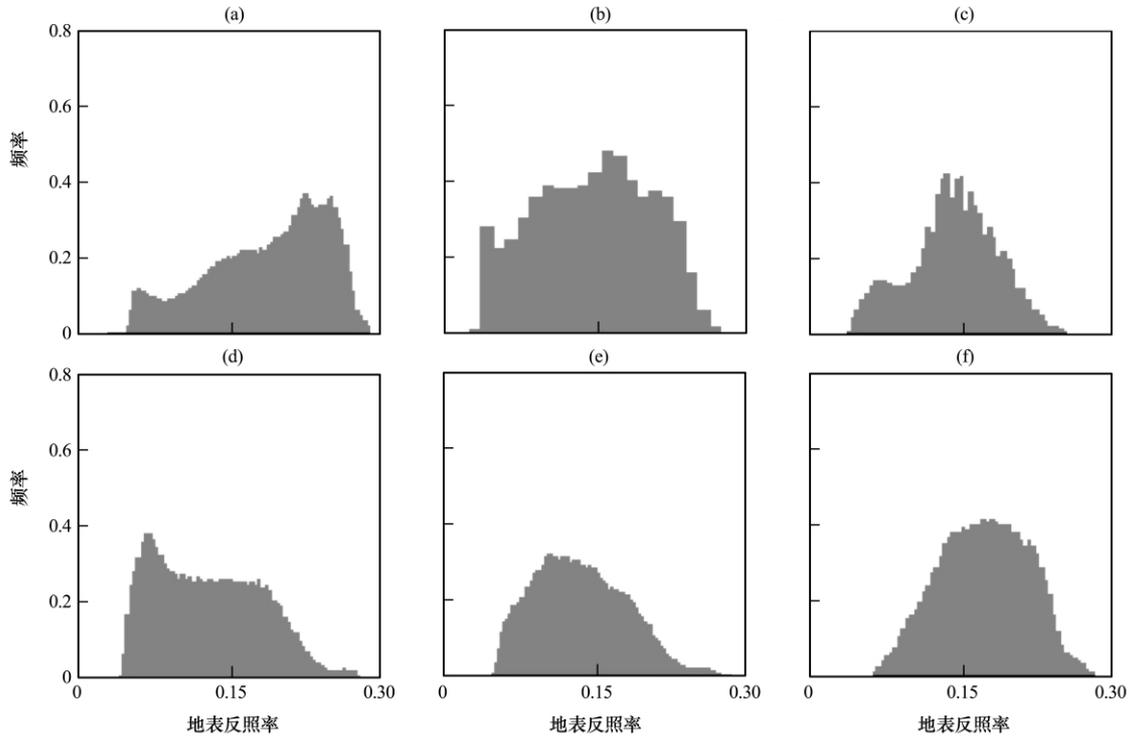


图 5 黄土高原 2007 年 5~10 月地表反照率频率分布
其余说明同图 3

Fig. 5 Distribution of albedo frequency of Loess Plateau in May~October 2007.
Others are the same as Fig. 3

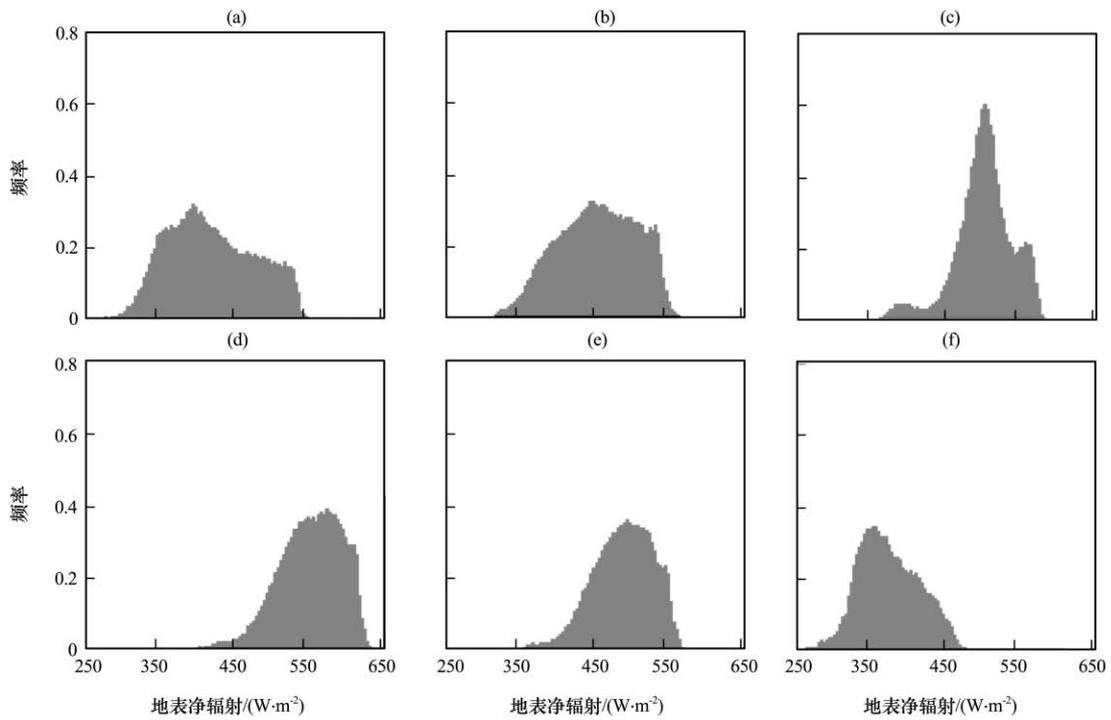


图 6 同图 5, 但为地表净辐射通量

Fig. 6 The same as Fig. 5, but for net radiation flux

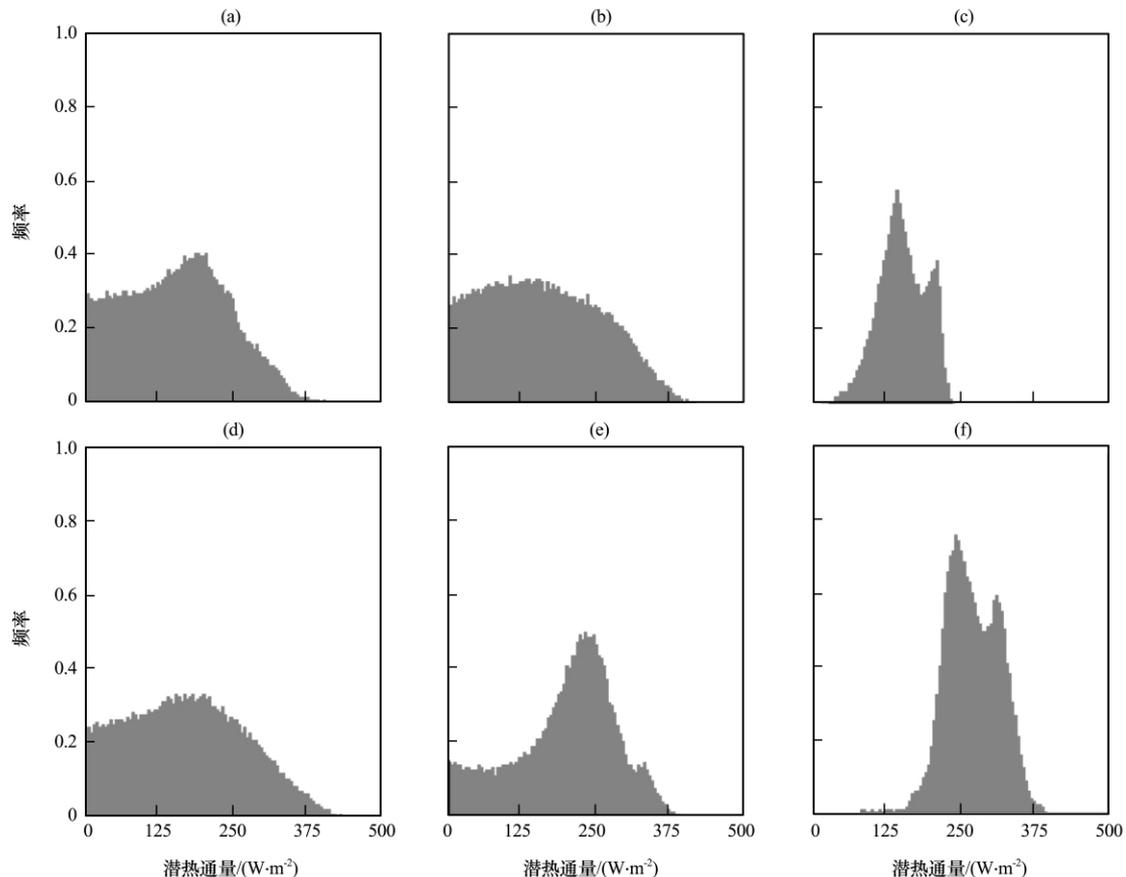


图 7 同图 5, 但为潜热通量

Fig. 7 The same as Fig. 5, but for latent heat flux

肃东部和陕西大部分地区的土壤湿度低值区。净辐射总量较高, 有利于土壤蒸发, 9~10 月的潜热通量主要是净辐射量与土壤湿度共同调节的结果。由于 9 月净辐射量偏高, 整个黄土高原的土壤湿度较大, 所以潜热通量较高, 并且变化较稳定。10 月净辐射量虽然有所减小, 但土壤湿度较大, 潜热通量相应较高。

4.6 感热通量分布特征

图 8 给出了逐月黄土高原感热通量频率分布。由图可见, 5~10 月的感热通量主要在 0~380, 0~380, 90~300, 0~380, 0~380 和 0~200 $W \cdot m^{-2}$ 的范围内。5 月感热通量分布出现双峰型, 频率最高为 0.40, 最大峰值对应的感热通量在 190 $W \cdot m^{-2}$ 左右, 次峰值在 80 $W \cdot m^{-2}$ 左右; 6 月感热通量频率最高达 0.50, 对应的感热通量在 200~300 $W \cdot m^{-2}$ 之间; 7 月感热通量频率变化不大, 感热通量分布频率最高达 0.9, 感热通量大概在 280 $W \cdot m^{-2}$ 左右; 8 月的感热通量分布与 6 月相反; 9 月感热通量频率最高为 0.35, 对应的感热通量在 90

$W \cdot m^{-2}$ 左右; 10 月的感热通量分布与 7 月较接近, 频率最高达 0.40, 对应的感热通量在 50 $W \cdot m^{-2}$ 之间。感热通量与土壤湿度关系较密切, 5, 6 月大部分地方土壤湿度较低, 对应感热通量较高, 特别是 10 月, 感热通量很集中, 并且偏低。另外, 感热通量与净辐射量也有很好的对应关系。

5 结论与讨论

(1) 黄土高原 5~10 月逐月反照率的空间变化有很大差异, 从大尺度看, 反照率都是从东南向西北逐渐增加。从季节变化看, 5~10 月反照率频率峰值所对应的反照率先逐渐降低, 7 月达到最低, 然后峰值所对应的反照率增加, 各月频率峰值对应的反照率分别为 0.18, 0.12, 0.08, 0.15, 0.17 和 0.23。反照率分布不仅与植被分布和长势有关, 而且与土壤湿度的季节变化关系密切。

(2) 随着季节变化, 净辐射量、感热通量、潜热通量等频率峰值表现出规律性变化, 土壤湿度空间分布和植被覆盖度空间分布的差异, 将产生 3 种

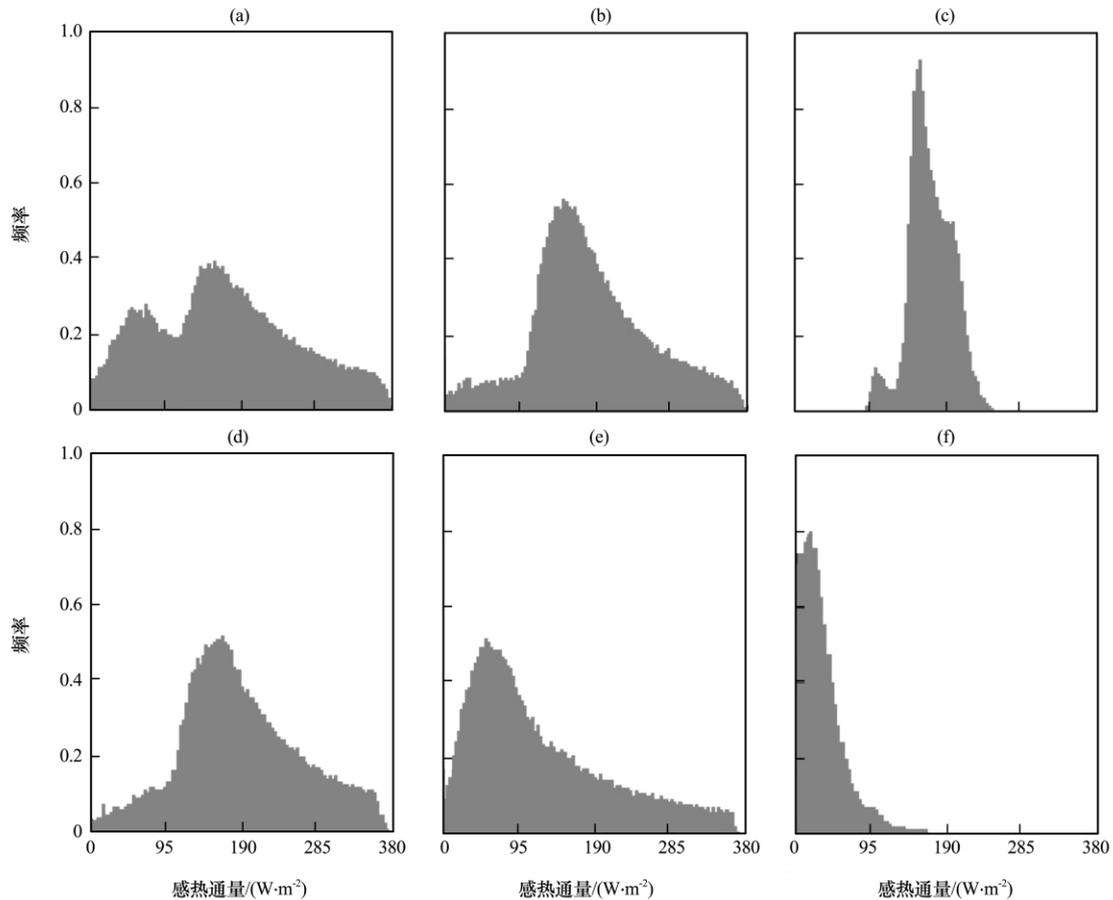


图 8 同图 5, 但为感热通量

Fig. 8 The same as Fig. 5, but for sensible heat flux

反照率和能量分布模型概括为宽频低峰型、高频窄峰型、多峰型分布。

(3) 由于 2007 年 8~10 月黄土高原降水量比较充沛, 大部分区域的土壤湿度都在 60% 以上, 由于土壤湿度对能量通量的调节作用, 使得净辐射量、感热通量、潜热通量都比较集中, 并且变化较稳定。

参考文献

- [1] Zhang Qiang, Cao Xiaoyan, Wei Guoan, et al. Observation and study of land surface parameters over Gobi in typical arid region[J]. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19(1): 121-135.
- [2] Dickinson R E. Land processes in climate models[J]. *Remote Sensing Environ*, 1995, 55(1): 27-38.
- [3] 罗斯琼, 吕世华, 张宇, 等. CoLM 模式对青藏高原中部 BJ 站陆面过程的数值模拟[J]. *高原气象*, 2008, 27(2): 259-262.
- [4] Brulsaelr W, H Stricker. An advectiorr aridily approach to estimate actual tegional vapolranspiration[J]. *Water Resource Res*, 1979, 15: 443-449.
- [5] 王欣, 文军, 韦志刚, 等. 中国黄土高原塬区表层土壤水分盈亏状况的研究[J]. *高原气象*, 2009, 28(3): 461-465.
- [6] Liu J M, K Kotoda. Estimation of regional evapolrans piration from arid and semi arid surfaces[J]. *J American Water Resources Association*, 1998, 34(1): 27-41.
- [7] 杜川利, 刘晓东, WU Wanli. CLM3 模拟的 1979-2003 年中国土壤湿度及其对全球变暖的可能响应[J]. *高原气象*, 2008, 27(3): 463-474.
- [8] 陈少勇, 郭凯忠, 董安祥. 黄土高原土壤湿度变化规律研究[J]. *高原气象*, 2008, 27(3): 530-537.
- [9] 陈斌, 丁裕国, 刘晶淼, 等. 非均匀地表陆面过程参数化研究[J]. *高原气象*, 2008, 27(5): 1172-1181.
- [10] 胡隐樵, 孙菽芬, 郑元润, 等. 稀疏植被下垫面与大气相互作用研究进展[J]. *高原气象*, 2004, 23(3): 281-297.
- [11] 刘蓉, 文军, 张堂堂, 等. 利用 MERIS 和 AATSR 资料估算黄土高原塬区蒸散发量研究[J]. *高原气象*, 2008, 27(5): 949-955.
- [12] 高志球, 王介民, 马耀明, 等. 不同下垫面的粗糙度和中性曳力系数研究[J]. *高原气象*, 2000, 19(1): 17-24.
- [13] 孙岚, 吴国雄. 陆面蒸散对气候变化的影响[J]. *中国科学*, 2001, 31(1): 59-69.
- [14] 李国平, 段廷扬, 巩远发. 青藏高原近地层通量特征的合成分析[J]. *气象学报*, 2002, 60(4): 453-460.
- [15] 张杰. 干旱-半干旱区陆面过程参数化及遥感反演研究[D]. (C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

- 兰州大学博士论文, 2009.
- [16] Wanner W, A H Strahler, B Hu, et al. Global retrieval of bi-directional reflectance and albedo over land from EOS MODIS and MISR data: Theory and algorithm[J]. *J Geophys Res*, 1997, 102: 17143–17162.
- [17] Roujean M Leroy, P Y Deschamps. A bi-directional reflectance model of the earth's surface for the correction of remote sensing data[J]. *J Geophys Res*, 1992, 97: 20455–20468.
- [18] 张杰, 张强, 郭锐, 等. 应用 EOS—MODIS 卫星资料反演西北干旱绿洲的地表反照率[J]. *大气科学*, 2005, 29(4): 510–517.
- [19] Francois Petitcolin, Eric Vermote. Land surface reflectance, emissivity and temperature from MODIS middle and thermal infrared data[J]. *Remote Sens Environ*, 2002, 83: 112–134.
- [20] Linacre E T. Estimating the net radiation flux[J]. *Agric Meteor*, 1968, 5: 49–63.
- [21] Bastiaanssen W G M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain[D]. Ph. D. Thesis. the Netherlands: Wageningen Agriculture University, 1995: 143–144.
- [22] Van de Griend, A A M Owe. On the relationship between thermal emissivity and the NDVI for natural surface[J]. *Int J Remote Sens*, 1993, 14: 1119–1131.
- [23] Ma Yaoming, Wang Jiemin, Huang Ronghui, et al. Remote sensing parameterization of land surface heat fluxes over Arid and semi-arid area[J]. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20(4): 530–539.
- [24] 马耀明, 王介民. 卫星遥感结合地面观测估算非均匀地表区域能量通量[J]. *气象学报*, 1999, 57(2): 180–188.
- [25] Monteith J L. Evaporation and surface temperature[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1981, 107: 1–27.
- [26] Kustas W P, C S T Daughtry. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data[J]. *Agric For Meteor*, 1989, 49: 205–223.
- [27] Choudhury B J, J L Monteith. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1988, 11: 373–398.
- [28] 张杰, 黄建平, 张强. 稀疏植被区空气动力学粗糙度特征及遥感反演[J]. *生态学报*, 2010, 30(11): 2819–2827.

Research on Land Surface Energy Flux Process in Loess Plateau in May~October 2007

ZHANG Jie¹⁻², ZHANG Qiang¹⁻², HUANG Jian-ping³

(1. Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education and Jiangsu Province/Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

2. Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, China;

3. College of Atmosphere Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: On the basic of remote sensing parameterization of land surface process in sparse vegetation, the characteristic parameters over Loess Plateau in May~October 2007 are retrieved by using the MODIS data with 500 m resolutions. The results show that: (1) Effect of due to multiple climate factors, such as, the precipitation, vegetation distribution and soil humidity in Loess Plateau are different in the south and north, and in the east and west, which result in albedo increasing from southeast to northwest. With season changing the peak value of the albedo frequency is first decreased, the albedo reaches to the low value in July, then albedo is increased. (2) Due to disagree distribution between the soil humidity and vegetation coverage appear three distributing patterns, namely wide frequency and low peak pattern, high frequency and narrow peak pattern, and multi-peak pattern. (3) Because of abundant precipitation from August to October in 2007, the soil humidity in most of regions is more than 60%, and the energy flux in Loess Plateau is stable and concentrating.

Key words: Loess Plateau; Albedo; Net radiation; Latent heat flux; Sensible heat flux