

半干旱草原下垫面能量平衡特征及土壤热通量对能量闭合率的影响^{*1}

岳平^{1,2} 张强¹ 牛生杰³ 成华² 王西育²
YUE Ping^{1,2} ZHANG Qiang¹ NIU Shengjie³ CHENG Hua² WANG Xiyu²

1. 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
2. 张掖国家气候观象台, 张掖, 734000
3. 南京信息工程大学大气物理学与大气环境重点实验室, 南京, 210044

1. *Key Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of Gansu Province, Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, China*
2. *Zhangye National Climatological Observatory, Zhangye 734000, China*
3. *Laboratory of Atmospheric Physics and Environment, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2010-01-06 收稿, 2010-07-26 改回.

Yue Ping, Zhang Qiang, Niu Shengjie, Cheng Hua, Wang Xiyu. 2012. Characters of surface energy balance over a semi-arid grassland and effects of soil heat flux on energy balance closure. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(1):136-143

Abstract Soil heat flux is important for surface energy balance (SEB), and inaccurate estimation of soil heat flux often leads to surface energy imbalance. In this paper, by using observations of surface radiation fluxes and soil temperature gradients at a semi-arid grassland in Xilinguole, Inner Mongolia, China from June to September 2008, the characters of the SEB for the semi-arid grassland were analyzed. Firstly, monthly averaged diurnal variations of SEB components were revealed. A 30-min forward phase displacement of soil heat flux (G) observed by a fluxplate at the depth of 5-cm below the soil surface was conducted and its effect on the SEB was studied. Secondly, the surface soil heat flux (G_s) was computed by using harmonic analysis and the effect of the soil heat storage between the surface and the fluxplate on the SEB was examined. The results show that with the 30-min forward phase displacement of observed G , the slope of the ordinary linear regression (OLR) of turbulent fluxes ($H + LE$) against available energy ($R_n - G$) increased from 0.835 to 0.842, i. e., the closure ratio of SEB increased by 0.7%, yet energy imclosure of 15.8% still existed in the SEB. When G_s , instead of G was used in the SEB equation, the slope of corresponding OLR of ($H + LE$) against ($R_n - G_s$) reached 0.979, thereby the imclosure ratio of SEB was reduced to only 2.1%.

Key words Main growth season, Soil heat flux, Surface energy balance, Harmonic analysis, Turbulent flux, Available energy

摘要 土壤热通量在半干旱草原下垫面能量平衡研究中极为重要, 土壤热通量估计不够准确是导致地表能量不平衡的一个重要原因。利用 2008 年 6—9 月锡林郭勒草原主生长期地表辐射、通量和土壤温度梯度观测资料, 研究中纬度半干旱草原下垫面地表能量平衡特征。首先, 在分析能量平衡各分量月平均日变化特征的基础上, 通过对土壤热流量板观测的 5 cm 深度土壤热通量(G)的相位前移, 研究了土壤热通量相位滞后对地表能量平衡产生的影响; 其次, 利用谐波分析方法, 通过计算地表土壤热通量(G_s), 分析了地表到热流量板之间的土壤热量储存对地表能量平衡的影响。结果表明: (1) 将土壤热通量相位前移 30 min, 湍流通量与可利用能量($R_n - G$)线性回归的斜率从 0.835 增加到 0.842, 地表能量闭合率提高了 0.7%, 但仍有

* 资助课题: 国家重大科学研究计划(2012CB955304)、国家自然科学基金项目(41075008、40830957)、中国博士后基金(20110490854)和中国气象局干旱气象科研基金(KYS2011BSKY01)。

作者简介: 岳平, 主要从事大气湍流及大气边界层研究工作。Email: jiyueping@126.com

15.8%的能量不闭合;(2)考虑了地表到热流量板之间的土壤热量储存之后,湍流通量与可利用能量之间的回归斜率达到0.979,能量不闭合程度仅为2.1%。

关键词 主生长期,土壤热通量,能量平衡,谐波分析,湍流通量,可利用能量

中图法分类号 P41 P42

1 引言

近年来,国际上通过建立微气象和通量观测系统,如 EFEDA (Bolte, et al, 1993) 和 FLUXNET (Baldocchi, 2001), 获取长时间序列的观测资料, 研究不同地表特性和生态系统物质交换和能量平衡特征, 并将研究结果不断用于完善和改进陆面过程参数化方案、提高大气模式的模拟能力。中国自 20 世纪 90 年代起, 先后开展了黑河实验 HEIFE (Hu, et al, 1992; Wang, et al, 1992)、青藏高原大气科学实验 GAME/Tibet (刘辉志等, 2000)、TIPEX (Zhang, et al, 2000)、内蒙古半干旱草原试验 IMGRASS (吕达仁等, 2002a, 2002b) 和西北干旱区陆地相互作用 NWC-ALIEX (张强等, 2003, 2005a, 2005b, 2008) 等野外科学试验, 为认识不同气候区、不同下垫面地表辐射和能量平衡特征提供了重要的观测资料, 也为研究环境蠕变对气候变化的响应提供了重要观测事实。

陆面过程试验中, 能量不闭合是地表通量观测中经常遇到的问题, 国际上已经开展了大量有关研究 (Blanken, et al, 1998; Sun, et al, 1998; Hall-din, et al, 1998; Beyrich, et al, 2002; Lee, et al, 2002; Wilson, et al, 2002)。21 世纪初在美国佛罗里达州开展的 EBEX-2000 试验 (Mauder, et al, 2007; Oncley, et al, 2007) 是专门针对地表能量平衡进行观测的, 研究陆面过程观测试验中导致能量不闭合的潜在因素。FLUXNET (Wilson, et al, 2002) 和中国通量观测网 (李正泉等, 2004) 资料分析结果均表明, 在某一特定统计时段内, 存在能量支出项大于收入项的系统性现象。最近, 郭建侠等 (2008) 在研究华北地区玉米生育期能量平衡特征时指出, 能量分量与净辐射时间不同步是导致出现系统性过闭合现象的一个重要原因, 并通过对潜热和土壤热通量相位的移动, 一定程度上提高了能量闭合率。但仍没有从根本上解决能量不闭合问题, 地表能量不平衡程度依然高达 22.7%。

地表土壤热通量是地表能量平衡的重要组成部分, 估算该通量的大小是几乎所有边界层和生态网络站能量平衡分析中要涉及的关键问题。目前的边

界层观测站及生态网络站大多有数层的土壤湿度和温度观测资料。而基于热扩散方程通过积分土壤湿度资料来计算地表热通量仍是估计热通量的基本方法。Yang 等 (2008) 发展了一种由多层土壤温度和湿度观测资料估算土壤热通量的新方法。该方法首先求解一维热扩散方程得到土壤温度的基本廓线, 然后校正所求温度廓线与观测值的偏差, 最后积分温度廓线得到土壤各层的热通量。Gao 等 (2003, 2005, 2007) 提出了一种考虑热扩散和热对流的计算方法, 并在不考虑土壤湿度影响的条件下对土壤温度进行了模拟。另一类计算方法是基于土壤热通量和温度的相位随土壤深度的加深而延迟, 或者其振幅随深度的加深而指数衰减的原理 (Bhumralkar, 1975; Heusinkveld, et al, 2004)。用谐波法分析地温梯度资料, 采用逼近的办法计算出土壤热传导率, 进而计算地表土壤热通量 (Heusinkveld, et al, 2004)。莫兴国等 (2002) 在比较了多种计算土壤热通量方法后指出, 谐波法计算的精度较高。

干旱半干旱地区约占全球陆地总面积的 30%—45% (Liu, et al, 2008), 也是中国北方最主要的地表类型。该区域不仅对全球变化响应敏感, 同时, 由于其特殊的地理位置和脆弱生态类型, 发生在其间的陆气相互作用对全球能量的再分配及全球气候变化有着重要影响 (Huenneke, et al, 2002; 符淙斌等, 2002)。本文利用锡林浩特国家气候观象台 2008 年 6—9 月地表辐射、土壤热通量和土壤温度等观测资料, 通过前移 5 cm 深度观测土壤热通量的相位和谐波法计算地表土壤热通量, 分析土壤热储量对中纬度半干旱草原主生长期地表能量平衡的影响。旨在为客观评价涡度相关观测数据的质量, 评估草原生态系统与大气间物质和能量交换提供科学依据; 加深对半干旱草原生态系统能量分配过程的认识, 改进陆面能量平衡分析方法。

2 资料与方法

2.1 资料处理

观测环境及湍流资料质量控制参见文献 (Yue, et al, 2010), 文中剔除了降水天气条件下的观测数据, 没有进行插补。分析中所有辐射、土壤热通量和

土壤温度资料均处理成 0.5 h 平均结果。

感热通量(H)和潜热通量(LE)可通过下列方程获得

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T'} \quad (1)$$

$$LE = L \overline{w'\rho'_v} \quad (2)$$

为消除水热输送产生的水汽密度脉动效应,根据 WPL 修正理论(Webb, et al, 1980),对潜热通量进行了相应的修正,修正后的潜热通量可表示为

$$LE = L \left(1 + \mu \frac{\bar{\rho}_v}{\rho_a}\right) \left[\overline{w'\rho'_v} + \frac{\bar{\rho}_v}{T} \overline{w'T'}\right] \quad (3)$$

其中, μ 为干空气和水汽分子量之比; ρ_a 表示干空气密度; ρ_v 为水汽密度, c_p 为空气定压比热; L 为气化潜热。

2.2 能量平衡研究方法

生态系统观测中,地表能量平衡方程表示为(Baldocchi, et al, 2001)

$$R_n - G - S - Q = LE + H \quad (4)$$

其中, R_n 为净辐射; G 为土壤热流量板测量的 5 cm 深度土壤热通量; S 为植被冠层热储存量; Q 为附加能源项的总和。由于 S 和 Q 项小而常被忽略,此时,草原能量平衡方程可表示为

$$R_n - G = H + LE \quad (5)$$

研究能量平衡状况的方法有多种,即使对同一份数

据,不同的研究方法所得结果也存在差异。本文用线性回归、能量平衡比率和能量平衡残差(D)3 种方法分析草原主生长期能量平衡状况。

(1) 将($H + LE$)与($R_n - G$)进行线性回归分析,回归系数中斜率代表能量平衡程度。能量闭合的理想状况是($H + LE$)和($R_n - G$)线性回归的斜率为 1、截距为零,但通常二者线性关系的截距不能经过原点。

(2) 用湍流通量($H + LE$)与可利用能量($R_n - G$)的比值 R_{EB} 评估地表能量闭合状况

$$R_{EB} = \frac{H + LE}{R_n - G} \quad (6)$$

(3) 能量平衡闭合程度的参考因素能量平衡残差(D)可以表示为

$$D = R_n - G - H - LE \quad (7)$$

3 结果与分析

3.1 能量平衡残差日变化

由式(4)、(7)可知,能量平衡残差包含了其他未测量项及各类误差项。 D 的正负及大小体现了能量平衡过程中不闭合与过闭合特征及能量不平衡程度(郭建侠等,2008)。分析发现(图 1),从日出至 08 时 30 分(北京时,下同), D 迅速增加,且该时段内 D

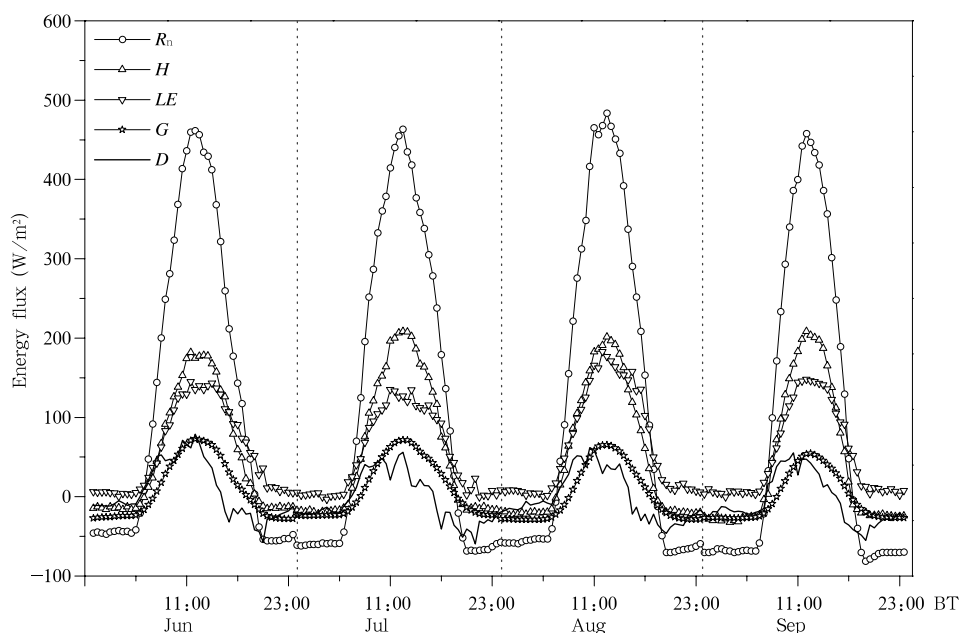


图 1 草原主生长期能量平衡残差(D)与各能量分量的月平均日变化

Fig. 1 Monthly averaged diurnal variations of D and various balance components for the semi-arid grassland in the main growing season (calculated without the phase displacement of G)

与 H 和 LE 接近,大于 G ;此后 D 缓慢波动增大,在 11—12 时达到最大。下午 D 呈逐渐减小趋势。15—16 时, D 由正转为负,并在 19—20 时 30 分出现最小值。夜间 D 一直维持负值,并随着时间的推移逐渐增大,至次日日出,又由负转为正。从 D 的日变化来看,在日出和午后两个时段地表能量闭合程度最高。上午能量不闭合程度逐渐增大,下午逐渐减小;15—16 时后出现过闭合现象,并且过闭合程度不断加大,日落后迅速达到最大。夜间维持过闭合现象,但过闭合程度逐渐减小。可见,草原主生长期能量不闭合与过闭合呈规律性的日变化。郭建侠等(2008)在研究玉米生育期能量平衡特征时,发现了类似的规律。与郭建侠等(2008)给出的结果相比,草原主生长期 D 最大值为 46—78 W/m^2 ,而玉米生育期 D 最大值为 100—130 W/m^2 。表明草原

主生长期的能量闭合率高于华北玉米生育期。

3.2 土壤热通量相位滞后对地表能量平衡的影响

地表能量平衡转化和传输都存在着时间消耗,同步测量计算的能量分量可能是对前一时间段接受的净辐射的响应,而非同步净辐射的响应(郭建侠等,2008)。根据图 1 可知, G 和 D 的相位与 R_n 、 H 和 LE 不一致。由于能量从地表通过一层土壤传输到热流量板有个过程,热流量板测量到土壤热通量的变化需要一定的时间响应,导致 G 的相位落后于 R_n 及其他几个分量。 G 的相位滞后进而导致 D 的相位提前,能量闭合程度降低。若将 G 相位前移 30 min,则 D 与 R_n 、 H 、 LE 和 G 的同步性显著改善(图 2)。当 G 相位前移后,对 D 进行统计发现,当 $D > 0$ 时,极大值和平均值都减小; $D < 0$ 时,极小值和平均值都显著增大(表 1)。表明 G 相位提前,草原主生

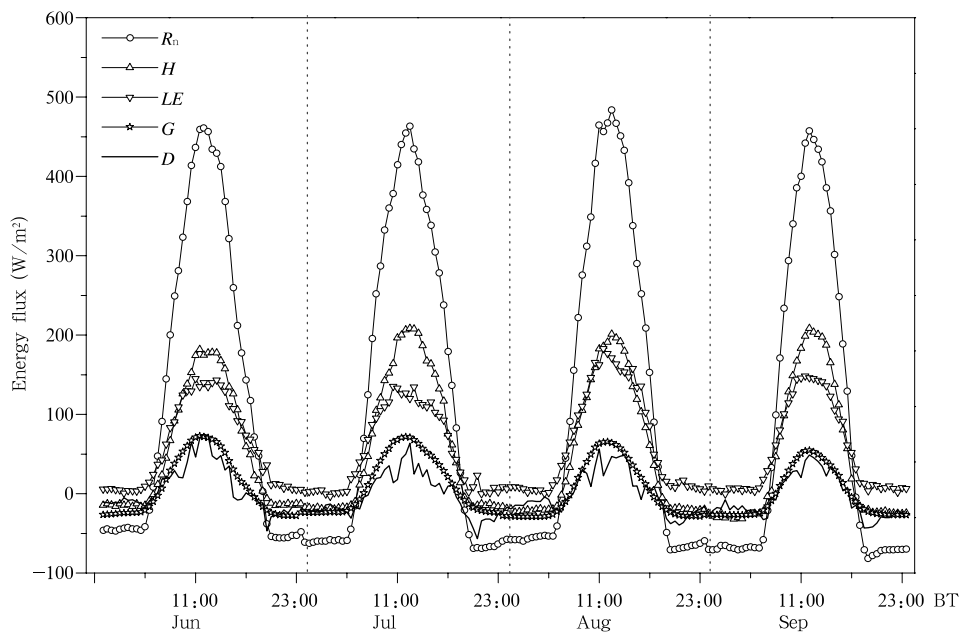


图 2 G 相位前移后能量平衡分量的月平均日变化

Fig. 2 Monthly averaged diurnal variations of D and various balance components for the semi-arid grassland in the main growing season (calculated with the 30 min forward phase displacement of G)

表 1 G 相位移动前后 D 的变化

Table 1 Changes of D calculated with and without the 30 min forward phase displacement of G

D	各能量分量同步		位相提前 30 min	
	$D > 0$	$D < 0$	$D > 0$	$D < 0$
最大(小)	78.954	-59.380	74.857	-56.685
平均	36.231	-23.935	30.573	-20.179

长期能量不闭合与过闭合程度均减小,使地表能量平衡状况得到改善。

为弄清 G 的相位滞后对地表能量平衡产生的影响,进一步分析了各能量平衡分量时间同步及 G 相位前移 30 min 后($H + LE$)与($R_n - G$)的线性回归结果(图 3a、b),可以看出,在显著性水平为 0.1%

的条件下:(1)各能量平衡分量时间同步时, $(H + LE)$ 与 $(R_n - G)$ 线性回归的斜率为 0.835, 截距为 18.878, 决定系数为 0.978, 标准偏差 (SD) 为 20.154; (2) G 相位前移后, $(H + LE)$ 与 $(R_n - G)$ 线性回归斜率为 0.842, 截距为 18.151, 决定系数为 0.986, 标准偏差为 16.370。将 G 相位提前 30 min, $(H + LE)$ 与 $(R_n - G)$ 回归分析结果表明, 地表能量闭合率提高了 0.7%, 决定系数增加了 0.008, 标准偏差减小了 3.784。

比较 G 相位移动对 6—9 月能量平衡的影响 (表 2) 可知, G 相位未移动时, $(H + LE)$ 与 $(R_n - G)$

的回归斜率为 0.809—0.849, R^2 为 0.965—0.986。 G 相位移动后, $(H + LE)$ 与 $(R_n - G)$ 的回归斜率为 0.817—0.855, R^2 为 0.976—0.991。相应地, 能量平衡比值从 0.646—0.738 变为 0.703—0.788, 平均值从 0.691 增加到 0.741, 能量平衡比值表征的能量闭合率提高了 5.0%。总的来看, G 相位前移, 线性回归和能量平衡比值方法计算的地表能量闭合率都有所提高。但是, 仅通过改变土壤热通量的相位还远不能使地表能量达到闭合的程度。即便从线性回归分析结果来看, 仍然存在高达 15.8% 的能量不能给出合理解释。因此, 还需进一步探讨导致半

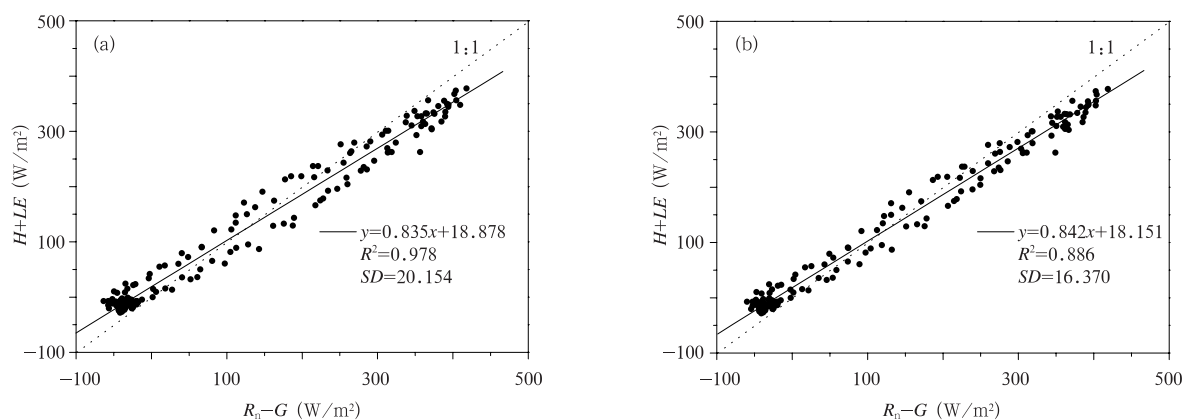


图 3 相位前移对能量闭合的影响 (a. 时间同步, b. 相位前移 30 min)

Fig. 3 The influence of the 30 min forward phase displacement of G on the closure of energy balance

表 2 6—9 月线性回归确定的能量闭合率及能量平衡比值

Table 2 Monthly surface energy balance closure ratios for June to September derived from with the ordinary linear regression and the energy balance ratio methods

月份	同期资料				G 位相提前 30 min			
	截距	斜率	决定系数	能量平衡比	截距	斜率	决定系数	能量平衡比
6	16.753	0.809	0.965	0.738	15.931	0.817	0.976	0.788
7	21.856	0.839	0.982	0.695	20.994	0.847	0.988	0.755
8	17.473	0.849	0.982	0.683	16.781	0.855	0.989	0.703
9	19.881	0.841	0.986	0.646	18.428	0.848	0.991	0.716

干旱草原下垫面地表能量不平衡的深层原因。

3.3 土壤热储量对地表能量平衡的影响

根据地表能量平衡方程, 能量的唯一来源项是 R_n , 其他几项则由系统获得太阳辐射能后转化而来 (郭建侠等, 2008)。陆面能量分量不同步主要是由各分量不在一个平衡面上引起的。如 H 和 LE 在近地层, R_n 是地表的观测量, G 是 5 cm 深度的观测量, 所以会由于响应过程造成不同步。在近地层为常通量层的条件下, H 和 LE 不同步问题应该不明显, 而能量的不同步主要是由 G 引起。要使其同步须把 G

从 5 cm 深度推算到地表。此时, 需要仔细考虑土壤热流量板到地表这一层土壤热储量的作用。

本文利用谐波分析法计算地表的土壤热通量 (Heusinkveld, et al, 2004)。假设土壤体积容量 (C_v) 和土壤热传导率 (λ) 在垂直方向的变化可以忽略, 则地表温度随时间的变化可表示为 M 个谐波的叠加。根据简化的土壤热传导方程

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k \partial^2 T}{\partial z^2} \quad (8)$$

$$k = \lambda / (\rho C_v) \quad (9)$$

根据式(8)求解可得

$$T(z, t) = \bar{T}_0 + \sum_{n=1}^M [A_{0n} e^{-z\sqrt{n\omega/2k}} \sin(n\omega t + \phi_{0n} - z\sqrt{n\omega/2k})] \quad (10)$$

其中, z 为土壤观测深度, n 为波数, A_{0n} 和 ϕ_{0n} 为对应的振幅和相位, k 为温度扩散系数, λ 为土壤热传导系数, $\omega = 2\pi/N$ 为圆频率, N 为样本总数, $M = N/2$ 为最大谐波波数。

由 $G(z, t) = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$, 任一层的土壤热通量可以表示为

$$G(z, t) = \frac{\rho C_v}{k} \sum_{n=1}^M \left[A_{0n} \sqrt{\frac{n\omega}{k}} e^{-z\sqrt{n\omega/2k}} \sin(n\omega t + \phi_{0n} + \frac{\pi}{4} - z\sqrt{n\omega/2k}) \right] \quad (11)$$

利用式(10)来拟合土壤温度观测结果可确定土壤热扩散系数 k 。用谐波法得到锡林郭勒草原主生长期的 k 约为 $4.51 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$; λ 可利用土壤 5 cm 热通量的观测值与土壤温度由式 $G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$ 估算得到, 约为 $1.1 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$; 则可得到土壤热容量 (ρC_v), 为 $2.44 \times 10^6 \text{ J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$ 。

从 6—9 月 5 cm 深度观测量 G 和采用谐波法计算的地表土壤热通量 G_s 的月平均日变化(图 4)可以看出, 地表的土壤热通量不仅在相位上与 5 cm 观测量有差别, 而且, 变化幅度也明显比 5 cm 深度的观测值大。根据谐波法计算的 G_s 峰值出现时间与 R_n 的峰值出现时间一致, 即地表土壤热通量与净辐射同步。而土壤热流量板观测到的 G , 一方面由于能量在土壤中的传递过程导致相位滞后, 另一方面由于地表到土壤热流量板之间土层的热量储存, 导致日变化过程中出现最大值偏小、最小值偏大的现象。从本文结果来看, 草原主生长期 G_s 与 G 日最大值之差平均达到 $46.00 \text{ W}/\text{m}^2$, 日最小值之差平均为 $-30.65 \text{ W}/\text{m}^2$ 。 G_s 与 G 之差体现了土壤热流量板到地表的土壤热储量的变化特征。

将式(5)中的 G 用 G_s 替换后, 图 5 给出了半干旱草原下垫面地表能量平衡特征。在显著性水平为 0.1% 的条件下, $(H + LE)$ 与 $(R_n - G)$ 线性回归的斜率为 0.979, 截距为 5.666, 决定系数为 0.996, 标准偏差为 11.054, 即地表能量闭合率达到 97.9%。与能量平衡方程中采用土壤 5 cm 的观测量相比, 能量闭合率提高了 14.4%, $(H + LE)$ 与 $(R_n - G)$ 的决定

系数增加了 0.018, 标准偏差减小了 9.100。显然, 在能量平衡方程中考虑地表到土壤热流量板的土壤热储量后, 能够显著提高半干旱草原下垫面的地表能量闭合率。

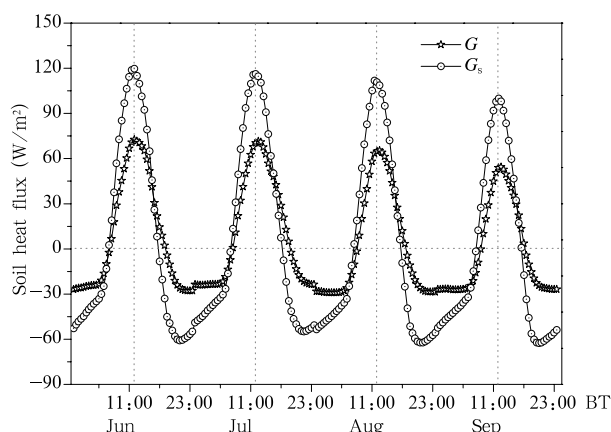


图 4 土壤热通量月平均日变化

(G 为 5 cm 深度观测值, G_s 为计算的地表热通量)

Fig. 4 Monthly averaged diurnal variations of soil heat flux for June, July, August, and September

(G is the observed value of soil heat flux at 5 cm depth, and G_s is the calculated value at the surface)

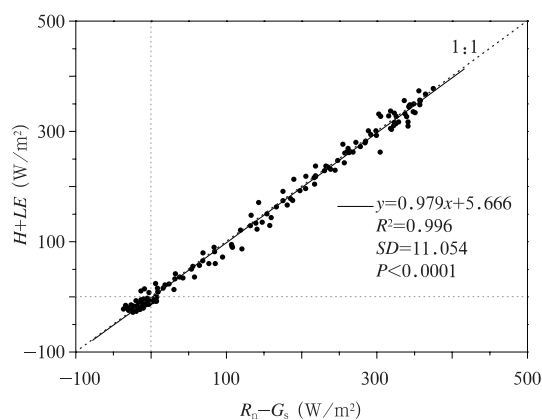


图 5 考虑土壤热储量后半干旱草原下垫面地表能量平衡特征

Fig. 5 Surface energy balance closure for the semi-arid grassland after taking into account the soil heat storage in the top soil layer from the surface to fluxplate

4 讨论与结论

根据热力学第一定律, 生态系统内的能量应当守恒。本文利用 30 min 时间尺度上可利用能量与

湍流通量资料,分析草原主生长期地表能量平衡特征。结果显示,湍流通量低于可利用能量。在欧美及澳大利亚等发达国家开展的陆面过程观测试验以及 FLUXNET 观测结果中,能量不闭合现象也是普遍存在的。对于导致能量不平衡的原因,普遍的观点是(Blanken, et al, 1998; Sun, et al, 1998; Lee, et al, 2002; Wilson, et al, 2002; Mauder, et al, 2007):(1)测量仪器精度及安装等引起的系统性偏差;(2)各能量项测量源区不同产生的误差;(3)忽略了平流项对湍流通量的影响导致的系统性偏低现象;(4)部分能量汇在观测中被忽略造成的能量损失;(5)低频或高频部分对湍流通量贡献的丢失。然而,本文在分析能量平衡的残差时发现,在草原主生长期能量平衡残差存在着系统性正负交替日循环现象,对此以前的观点都不能给出理想的解释。首先,从本文使用的资料来看:分析中采用的观测资料来自锡林浩特国家气候观象台,观测场地周围无建筑物及其他障碍物,观测场地地势平坦,方圆 100 km 内无高大山脉(Yue, et al, 2010);设备的观测精度高,三维风速温度脉动量采用 Campbell 公司生产的 CSAT3 三维超声风速温度仪,土壤温度和热流量板由 Hukseflux 生产,辐射计由 Kipp & Zonen 生产,并对观测资料进行了严格的质量控制。因此,在忽略仪器误差的条件下,能量平衡残差的日变化主要由其他未测量项构成,而地表至 5cm 深度土壤的热储量是能量平衡残差的一个非常重要的组成部分。在忽略土壤热传导率(λ)在垂直方向的变化后,根据式 $G(z, t) = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$ 可知,土壤热通量与土壤温度梯度之间存在类似的日循环。因此,地表至 5 cm 深度土壤热储量的日变化是导致能量平衡残差出现日变化的重要原因。

从能量分量转换的同步性着手,通过对 G 相位前移 30 min,使草原下垫面能量平衡残差 D 与 R_n 、 H 、 LE 和 G 的同步性显著增加。线性回归计算的能量闭合率增加 0.7%,决定系数提高了 0.012,标准偏差减小了 7.592;用能量平衡比值表征的能量平衡闭合率也提高了 5.0%。结果表明,将 G 相位前移能够在一定程度上改善地表能量平衡闭合状况。由于土壤热通量的相位会随土壤深度的加深而延迟,但在地表能量平衡的测量中,观测到土壤热通量往往距地表有一定的深度,因此,土壤热通量的测

量值与 R_n 、 H 和 LE 不在同一个平衡面上,这会降低地表能量闭合率。因此,在分析地表能量平衡特征时,须准确获取地表的土壤热通量才能较好地解决其同步性问题,且能够有效地消除地表至热流量板之间的热量储存对地表能量平衡带来的影响。

利用谐波法计算的 G_s 与 5 cm 深度的观测值 G 相比,它们之间不仅相位存在差异,而且其振幅的大小差别也非常显著。草原主生长期 G_s 与 G 之间日最大值之差平均达到 46.00 W/m²,日最小值之差平均为 30.65 W/m²。当能量平衡方程中考虑了地表到土壤热流量板之间的热量储存后,能量闭合率可以达到 97.9%。与能量平衡方程中采用土壤 5 cm 深度的观测值相比,能量闭合率提高了 14.4%。因此,土壤热通量的准确估算是提高地表能量平衡度的关键环节之一。

参考文献

- 符淙斌,温刚. 2002. 中国北方干旱化的几个问题. 气候与环境研究, 7(1):22-29
- 郭建侠,卞林根,戴永久. 2008. 玉米生育期地表能量平衡的多时间尺度特征分析及不平衡原因的探索. 中国科学(D辑), 38(9): 1103-1111
- 李正泉,于贵瑞,温学发等. 2004. 中国通量观测网络(ChinaFLUX)能量平衡闭合状况的评价. 中国科学(D辑), 34(增刊):46-56
- 刘辉志,洪钟祥. 2000. 青藏高原改则地区近地层湍流特征. 大气科学, 24(3):289-300
- 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(2):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(2):307-320
- 莫兴国,李宏轩,刘苏峡等. 2002. 用土壤温度估算表层土壤导热率与热通量的研究. 中国农业生态学报, 10(1):62-64
- 张强,曹晓彦. 2003. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究. 大气科学, 27(2):245-254
- 张强,黄荣辉,卫国安等. 2005a. 西北干旱区陆面过程观测野外试验(NWC-ALIEX)及其研究进展. 地球科学进展, 20(4):427-441
- 张强,王胜. 2005b. 夏季绿洲生态环境对荒漠背景地表能量过程的扰动. 生态学报, 25(10):2459-2466
- 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(2):167-173
- Baldocchi D, Falge E, Gu L, et al. 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. Bull Amer Meteor Soc, 82(11):2415-2434
- Beyrich F, Richter S H, Weisensee U, et al. 2002. Experimental determination of turbulent fluxes over the heterogeneous LIT-

- FASS area; Selected results from the LITFASS-98 experiment. *Theor Appl Climatol*, 73: 19-34
- Bhumralkar C M. 1975. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric circulation model. *J Appl Meteor*, 14: 1246-1258
- Blanken P D, Black T A, Neumann H H, et al. 1998. Turbulent flux measurements above and below the overstory of a boreal aspen forest. *Bound-Lay Meteor*, 89: 109-140
- Bolle H J, André J C, Arrue J L, et al. 1993. EFEDA: European field experiment in a desertification threatened area. *Ann Geophys*, 11(2): 173-189
- Gao Z, Fan X, Bian L. 2003. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil. *Soil Sci*, 168(2): 99-107
- Gao Z. 2005. Determination of soil heat flux in a Tibetan short-grass prairie. *Bound-Layer Meteor*, 114(1): 165-178
- Gao Z, Bian L, Hu Y, et al. 2007. Determination of soil temperature in an arid region. *J Arid Environ*, 71(2): 157-168
- Haldin S, Gottschalk L, Griend V D, et al. 1998. NOPEX-A northern hemisphere climate processes land surface experiment. *J Hydrol*, 212(1): 172-187
- Heusinkveld B G, Jacpbs A F G, Holtslag A A M, et al. 2004. Surface energy balance closure in an arid region: Role of soil heat flux. *Agri Forest Meteor*, 122: 21-37
- Hu Y Q, Yang X L, Zhang Q, et al. 1992. The characters of energy budget on the Gobi and desert surface in Hexi region. *Acta Meteor Sinica*, 6(1): 82-91
- Hueneke L F, Anderson J P, Remmenga M. 2002. Desertification alters patterns of aboveground net primary production in Chihuahuan ecosystems. *Global Change Biol*, 8(3): 247-264
- Lee X, Hu X. 2002. Forest-air fluxes of carbon, water and energy over non-flat terrain. *Bound-Layer Meteor*, 103(2): 227-301
- Liu H Z, Tu G, Fu C B, et al. 2008. Three-year variations of water, energy and CO₂ fluxes of cropland and degraded grassland surfaces in a semi-arid area of northeastern China. *Adv Atmos Sci*, 25(6): 1009-1020
- Mauder M, Oncley S P, Vogt R, et al. 2007. The energy balance experiment EBEX-2000 Part II: Inter-comparison of eddy-covariance sensors and post-field data processing methods. *Bound-Layer Meteor*, 123(1): 29-54
- 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): 1-28
- Sun J, Desjardins R, Mahrt L, et al. 1998. Transport of carbon dioxide, water vapor and ozone by turbulence and local circulations. *J Geophys Res*, 103: 258-273
- Wang J M, Liu X H, Ma Y M. 1992. Turbulence structure characteristics in the surface layer of HEIFE Gobi area. *Acta Meteor Sinica*, 6(1): 92-104
- Webb E K, Pearman G I, Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. *Quart J Roy Meteor Soc*, 106: 85-100
- Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. 2002. Energy balance closure at flux net sites. *Agri Forest Meteor*, 113: 223-243
- Yang K, Wang J M. 2008. A temperature prediction-correction method for estimating surface soil heat flux from soil temperature and moisture data. *Sci China Earth Sci*, 51(5): 721-729
- Yue P, Niu S J, Hu Y Q, et al. 2010. Turbulent intensity and its similarity function over an Inner Mongolia grassland during spring. *Sci China Earth Sci*, 53(5): 773-780
- Zhang G Z, Xu X D, Wang J Z. 2000. A dynamic study on PBL characteristics by using '98 HUBEX and TIPEX data//Proceedings of the 2nd Session of the International Workshop on TIPEXGAME/ Tibet, Kunming, 58-60