

DOI: 10.5846/stxb201604270796

张翔, 刘晓琴, 张立锋, 牛犇, 赵亮, 古松. 青藏高原三江源区人工草地能量平衡的变化特征. 生态学报, 2017, 37(15): 4973–4983.
Zhang X, Liu X Q, Zhang L F, Niu B, Zhao L, Gu S. Energy balance of an artificial grassland in the Three-River Source Region of the Qinghai-Tibet Plateau. Acta Ecologica Sinica 2017, 37(15): 4973–4983.

青藏高原三江源区人工草地能量平衡的变化特征

张翔¹, 刘晓琴¹, 张立锋¹, 牛犇¹, 赵亮², 古松^{1,*}

¹ 南开大学生命科学学院, 天津 300071

² 中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810008

摘要: 为揭示建植人工草地对青藏高原三江源区能量平衡的影响, 利用涡度相关和微气象系统的观测数据定量分析了该区域人工草地能量收支及其各分量的变化特征。结果表明: 太阳总辐射 (R_s) 和净辐射 (R_n) 的日最高值分别为 33.6 和 19.1 MJ m⁻² d⁻¹, 年累计值分别为 6789.4 和 2773.3 MJ/m²; 全年 R_n 与 R_s 的比值 (R_n/R_s) 为 0.41, 但生长季的 R_n/R_s (0.54) 明显高于年均值; 显热 (H) 与潜热 (LE) 通量呈明显的季节变化, H 最低值出现在 12 月, 之后随 R_s 的增强而增加, 但进入生长季后呈下降趋势, 7 月中旬出现次低值; 而 LE 在冬季维持较低值, 3 月以后迅速增加, 最高值出现在生长旺季的 7 月。在能量分配上, 可利用能量主要消耗于 LE 和 H , 年均 LE/R_n , H/R_n , G/R_n 分别为 0.46, 0.45 和 -0.13。但能量分配的季节变化差异明显, 波文比 ($\beta = H/LE$) 在冬季、春季、夏季和秋季的平均值分别为 3.33、0.68、0.42 和 1.29。受植被叶面积指数 (LAI) 等生物因素以及土壤含水量 (SWC)、饱和水汽压差 (VPD) 等环境因素的共同影响, 冠层导度 (g_c) 和解耦系数 (Ω) 的年最大值均出现在夏季, 其平均值分别为 16.22 mm/s 和 0.70, 表明在植被生长盛期 LE 仍受 R_n 的控制, 其它季节 Ω 均值低于 0.5, 说明 LE 更多的是受 VPD 调控。本研究说明, 虽然三江源区接收的太阳总辐射较强, 但 R_n/R_s 相对较低, 生态系统能量平衡中各分项的变化主要受植被、土壤含水量以及净辐射的控制, 在退化草地恢复过程中, 由于建植人工草地增加了植被覆盖度, 进而改变了能量收支过程及能量平衡各分项。

关键词: 青藏高原; 反射率; 波文比; 能量平衡; 涡度相关系统

Energy balance of an artificial grassland in the Three-River Source Region of the Qinghai-Tibet Plateau

ZHANG Xiang¹, LIU Xiaoqin¹, ZHANG Lifeng¹, NIU Ben¹, ZHAO Liang², GU Song^{1,*}

¹ College of Life Sciences, Nankai University, Tianjin 300071, China

² Northwest Plateau Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China

Abstract: To reveal the influence of planting artificial grassland on the energy balance of the Three-River Source Region on the Qinghai-Tibet Plateau, the variation of the energy budget and its components of an artificial grassland were studied using eddy covariance and micrometeorological methods. The results showed that the highest daily solar radiation (R_s) and net radiation (R_n) were 33.6 and 19.1 MJ m⁻² d⁻¹, with annual accumulated values of 6789.4 and 2773.3 MJ m⁻², respectively; the radiation efficiency (R_n/R_s) annually averaged 0.41, with a higher value of 0.54 in the growing season from May to September. The sensible heat (H) and latent heat flux (LE) displayed obvious seasonal variations. H was the lowest in December and increased with an increase of R_s , but decreased in the growing season, appearing the sub-low value in mid July. LE remained relatively low in winter, and increased rapidly in early March, reaching a peak in July. The energy partitioning (average annual LE/R_n , H/R_n , and G/R_n were 0.46, 0.45, and -0.13, respectively) was mainly composed of LE and H . There were obviously different patterns of seasonal variations of LE and H , with Bowen ratio ($\beta =$

基金项目: 国家自然科学基金项目 (31570478)

收稿日期: 2016-04-27; 网络出版日期: 2017-03-22

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: songgu@nankai.edu.cn

<http://www.ecologica.cn>

H/LE) averages for winter, spring, summer, and autumn of 3.33, 0.68, 0.42, and 1.29, respectively. Affected by the vegetation leaf area index (LAI), the soil water content (SWC) and vapor pressure difference (VPD), and annual maximum values of both the canopy conductance (g_c) and decoupling coefficient (Ω) averaged 16.22 mm/s and 0.70, respectively, in summer, suggesting that LE was controlled by R_n during the growing season of plants. The average values of Ω were <0.5 in other seasons, indicating that LE was strongly regulated by VPD. The present study suggests that 1) R_n/R_s was relatively low despite the high incident solar radiation in the Three-River Source Region; 2) the energy balance component variations were mainly controlled by R_n , LAI, and SWC; and 3) the increased artificial grassland coverage changed the processes and components of energy balance.

Key Words: Qinghai-Tibet Plateau; Surface albedo; Bowen ratio; Energy balance; Eddy covariance

陆地生态系统的能量平衡在区域乃至全球气候的调节中发挥着重要作用^[1]。草地是陆地生态系统中分布最广的植被类型之一,约占陆地总面积的 1/3^[2],在陆地生态系统能量平衡研究中占有举足轻重的地位,为此各国学者针对草地生态系统的能量平衡开展了大量研究^[3-5]。然而,草地也是最易受人类活动的影响,特别是在全球气候变化背景下,随着放牧强度的加剧,我国草地退化现象日趋严重,引起了相关部门的高度关注,为此国家制定了一系列保护和恢复措施,如禁牧围封、退耕还草、种植人工草地等。无论草地退化还是建植人工草地,均改变了草地的原有状态,植被盖度、生物量、土壤水热等状况的变化必将引起草地生态系统能量平衡的改变。

青藏高原作为地球“第三极”,平均海拔高度在 4000 m 以上,总面积约为 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[6],其强大的动力和热力作用,显著地影响着东亚气候格局、亚洲季风进程和北半球大气环流^[7]。高寒草甸是青藏高原最主要的植被类型之一,在高原生态系统中占有重要的地位。20 世纪 70 年代以来,我国学者对青藏高原不同地区的高寒草甸与大气之间的能量交换过程开展了一系列的研究。马耀明等^[8]研究了藏北高原那曲地区辐射和能量平衡特征,发现该地区的净辐射通量、显热、潜热及土壤热通量与平原地区存在明显差异。李跃清等^[9]分析了青藏高原东坡高寒草甸的近地层地气热量交换,发现夏季显热输送作用小,潜热输送占主要地位。此外,青藏高原其它地区有关地气能量平衡的研究也大量展开^[10-11]。

三江源位于青藏高原腹地,是长江、黄河和澜沧江的发源地,由于其海拔高,自然环境严酷,高寒草甸生态系统十分脆弱,且对气候变化的响应异常敏感,其生态系统与大气间的能量交换对我国乃至东南亚地区的气候都将产生重要影响^[12-13]。近几十年来,由于气候变化和过度放牧等因素的影响,三江源区草地大面积退化,严重地区已成为“黑土滩”^[14]。据统计,三江源地区中度以上退化草地面积已达 $5.7 \times 10^4 \text{ km}^2$,占可利用草地面积的 55.4%,其中“黑土滩”型重度退化草地总面积为 $1.8 \times 10^4 \text{ km}^2$,占退化草地面积的 32.1%,对畜牧业发展和区域环境带来了巨大影响^[15]。为了恢复三江源区退化草地,青海省畜牧厅、青海省科技厅、青海“三江源办”等部门组织有关单位开展了人工草地示范工程^[16-17]。人工草地的建植将直接改变原有的下垫面特征,也改变了生态系统的能量交换过程,进而对区域气候产生影响。然而,有关三江源区人工草地能量平衡的研究尚无报道,因此揭示人工草地能量平衡变化及其影响因子对全面阐明三江源区草地生态系统的水热状况具有现实意义。本研究利用涡度相关技术和微气象方法对三江源区人工草地的能量平衡及其相关环境要素进行观测,并对数据进行解析,其目的是:(1)揭示三江源区人工草地能量收支及其各分项的时间变化特征;(2)阐明环境因子和植被变化对人工草地能量平衡的影响。以期为建植人工草地对三江源区生态系统能量交换过程的影响提供科学依据。

1 试验地概况和研究方法

1.1 试验地概况

试验地位于青海省果洛州玛沁县大武镇东南部 25 km 的格多牧场 ($34^{\circ}21' \text{ N}$, $100^{\circ}29' \text{ E}$),海拔 3958 m。

<http://www.ecologica.cn>

该区日照充足,年日照平均在 2500 h 以上;太阳辐射较强,年总辐射量为 5500—6800 MJ m⁻²;年平均气温在 0 °C 以下,全年无绝对无霜期;年降水量为 420—560 mm,其中 85%的降水集中在生长季 5—9 月^[18]。人工草地为垂穗披碱草 (*Elymus nutans*) 单播样地,植被盖度 80% 以上,平均高度 80—90 cm^[19]。该草地以高山草甸土和高山灌丛草甸土为主,土壤根际层厚度约 20—40 cm,以砂壤土为主,而底土层厚度约 20—55 cm,为粘壤或粉砂粘壤。植物从 5 月初开始生长,生物量和叶面积指数于 7 月底至 8 月初达最大,分别为 241.1 g/m² 和 2.4 m²/m²,9 月之后随着植物的枯萎和凋亡而下降(图 1)。

1.2 观测方法

实验期间,主要观测内容包括太阳辐射、地表反射辐射以及地面辐射和大气逆辐射、显热和潜热通量、土壤热通量、风速、空气温湿度、土壤温度、降雨量和土壤含水量等(表 1)。其中,显热和潜热通量观测利用涡度相关法,采样频率为 10 Hz,每 15 min 输出一组平均值,其它环境数据的监测利用微气象法。数据通过 CR5000 和 CR23x(CSI, USA) 进行采集。本研究选取 2006 年 12 月至 2007 年 11 月全年的数据分析其生态系统的能量收支变化,研究地没有明显的四季之分,但为了研究不同生长时期植被变化对能量收支的影响,参照王万瑞的季节划分^[20]:3—5 月为春季;6—8 月为夏季;9—11 月为秋季;12—2 月为冬季。

在植物生长的 5—9 月,每月中旬对地上生物量(AGB)和叶面积指数(LAI)进行调查。生物量观测采用收割法,随机选取 5 个大小 0.5 m × 0.5 m 的样方,将每个样方内绿色植物齐地面剪下后装入取样袋中并编号,并将样品放入 65 °C 恒温烘箱内烘干至恒重后称重(g/m²)。同时,选取 5 个大小 0.25 m × 0.25 m 的样方,齐地面剪下地上部植物,用叶面积仪(LI-3100, Li-Cor)测定植物叶面积。

表 1 观测要素所使用的仪器及其设置高度

Table 1 Measurements of meteorological parameters, instruments and location

观测要素 Observation elements	仪器 Instruments	设置高度或深度/cm Height or depth
短波和长波辐射通量 Short-wave and long-wave radiation	CNR-1, Kipp and Zonen, Netherlands	150
潜热和显热通量 Latent heat and sensible heat	CSAT3, CSI, USA; Li-7500, Li-Cor, USA	220
土壤热通量 Soil heat flux	HFT-3 and HFP01, CSI, USA	-2
风速 Wind speed	034A and 014A, CSI, USA	220
空气温湿度 Air temperature and relative humidity	HMP45C, CSI, USA	220
土壤温度 Soil temperature	105T, CSI, USA	-5
降水量 Precipitation	TE525MM, CSI, USA	50
土壤含水量 Soil water content	TDR, CS615, CSI, USA	-5

1.3 数据处理

在通量数据处理过程中,首先通过三维坐标旋转、温度变换和 WPL 校正对涡度相关法测定的原始数据进行校正^[21-22]。在此基础上,考虑降水、摩擦风速等因素影响,对采集的通量数据进行筛选,并采用“差分法”(敏感性取值为 4)进行异常值剔除^[23]。然后再通过平均昼夜变化法(MDV)和线性内插法对缺失数据进行插补。

生态系统的能量平衡通常用下式表示^[24]:

$$R_n - G = H + LE$$

<http://www.ecologica.cn>

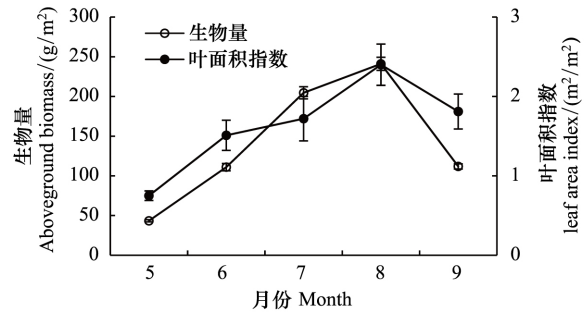


图 1 2007 年人工草地上生物量和叶面积指数的季节变化

Fig. 1 Seasonal variations of the green aboveground biomass (AGB) and the leaf area index (LAI) of artificial grassland in 2007

式中 R_n 为净辐射通量; H 为显热通量; LE 为潜热通量; G 为土壤热通量。

能量闭合程度是评价涡度相关技术的方法之一, 虽然能量不闭合现象普遍存在, 但已被人们广泛接受^[25-27]。本人工草地研究期间的能量闭合度约为 0.67, 即 $LE + H = 0.67 \times (R_n - G) + 18.92$ ($r^2 = 0.926$, $n = 35040$) 其斜率 (0.67) 在已经报道的 0.55-0.99 能量闭合度范围之内^[5]。导致能量不闭合的原因非常复杂, 可能的原因包括观测系统的采样误差、仪器偏差、湍流通量观测中的高低频损失、平流效应等。根据我们数据的统计, 昼间能量闭合度比夜间较高, 这可能是由于研究地海拔较高, 夜间的地面辐射冷却强烈, 底层空气相对稳定, 致使湍流较弱。因此本研究的能量不闭合说明利用涡度相关法得到的潜热和显热存在低估的可能, 对于能量不闭合的详细原因尚有待于深入研究。

为了评价植被和环境因子变化对生态系统潜热能量交换的影响, 利用以下公式计算了植被冠层导度 (g_c) 和解耦系数 (Ω) 其中 g_c 通过 Penman-Monteith 公式整理后计算得到^[28]:

$$1/g_c = \rho C_p VPD / (\gamma LE) + (\beta \Delta / \gamma - 1) / g_a \quad (1)$$

式中 ρ 为空气密度, C_p 为空气的定压比热, VPD 为大气饱和水汽压差, γ 为干湿表常数, β 为波文比 (H/LE), Δ 为饱和水汽压斜率, g_a 为空气动力学导度, 由下式计算得到^[28]:

$$1/g_a = \mu / \mu^*{}^2 + 6.2 \mu^*{}^{-0.67} \quad (2)$$

式中 μ 为风速, μ^* 为摩擦风速。无量纲的 Ω 的计算公式为^[29]:

$$\Omega = (\Delta + \gamma) / (\Delta + \gamma (1 + g_a/g_c)) \quad (3)$$

晴空指数通常被用来表示云和气溶胶对入射太阳辐射的影响, 定义为到达地表的太阳总辐射 (R_s) 与大气外总辐射 (R_o) 之间的比值 (R_s/R_o)^[30]。当 $R_s/R_o \geq 0.7$ 为晴天, $0.7 > R_s/R_o \geq 0.3$ 为多云, $R_s/R_o < 0.3$ 为阴天^[31]。

2 结果与分析

2.1 环境因子变化

如图 3 所示, 人工草地太阳总辐射 (R_s) 全年呈单峰型变化, 日最高和最低值分别为 $33.6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (7 月 14 日) 和 $5.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (10 月 12 日), R_s 年累计值为 6801.7 MJ m^{-2} 。气温 (T_a) 与 5 cm 深度土壤温度 (T_{s-5}) 具有相同的变化趋势, 然而土壤温度几乎全年高于气温。 T_a 与 T_{s-5} 最高值均出现在 8 月初, 最低值都出现在 1 月。 T_a 日平均值变幅为 $-17.7-13.7 \text{ }^\circ\text{C}$, 年平均为 $-0.6 \text{ }^\circ\text{C}$, T_{s-5} 日平均值变幅为 $-9.5-15.7 \text{ }^\circ\text{C}$, 年平均为 $3.9 \text{ }^\circ\text{C}$ 。年降水量为 497.1 mm, 土壤含水量变化主要受降水的影响, 4 月至 10 月土壤保持较高的体积含水量, 特别是生长旺季的 7-8 月, 基本维持在 $0.3 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 上下。

2.2 能量平衡各分项变化

净辐射 (R_n) 的季节变化 (图 4) 与太阳总辐射 (图 3) 变化趋势相同, 最高值出现在 6 月末, 最低值出现在 12 月中旬; 日最高和最低值分别为 $19.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (6 月 29 日) 和 $-1.4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (12 月 14 日)。但显热通量 (H) 的变化大致呈双峰型, 从 2 月份开始, H 随着 R_n 的增加而增加, 在 4 月份达到最大值, 之后 H 却呈降低趋势, 9 月开始又逐渐升高, 并达到第二个峰值; 日最大和最小值分别为 $6.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (4 月 17 日) 和 $0.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (12 月 14 日)。潜热通量 (LE) 的变化与 R_n 的变化趋势一致, 从 3 月初开始, 随着辐射和温度的升高, 以及

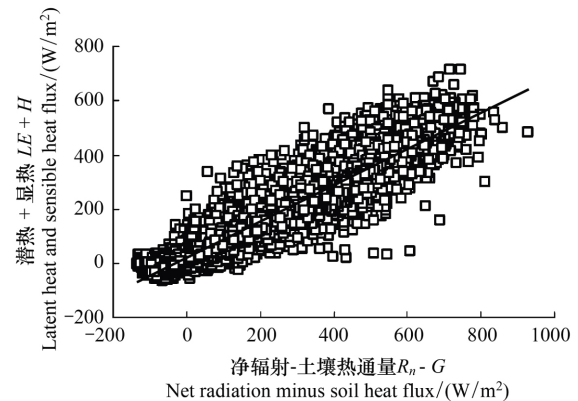


图 2 2006 年 12 月至 2007 年 11 月人工草地能量闭合状况
Fig. 2 Relationship between the ($LE + H$) measured by eddy covariance and the available energy ($R_n - G$) of artificial grassland from Dec. 2006 to Nov. 2007

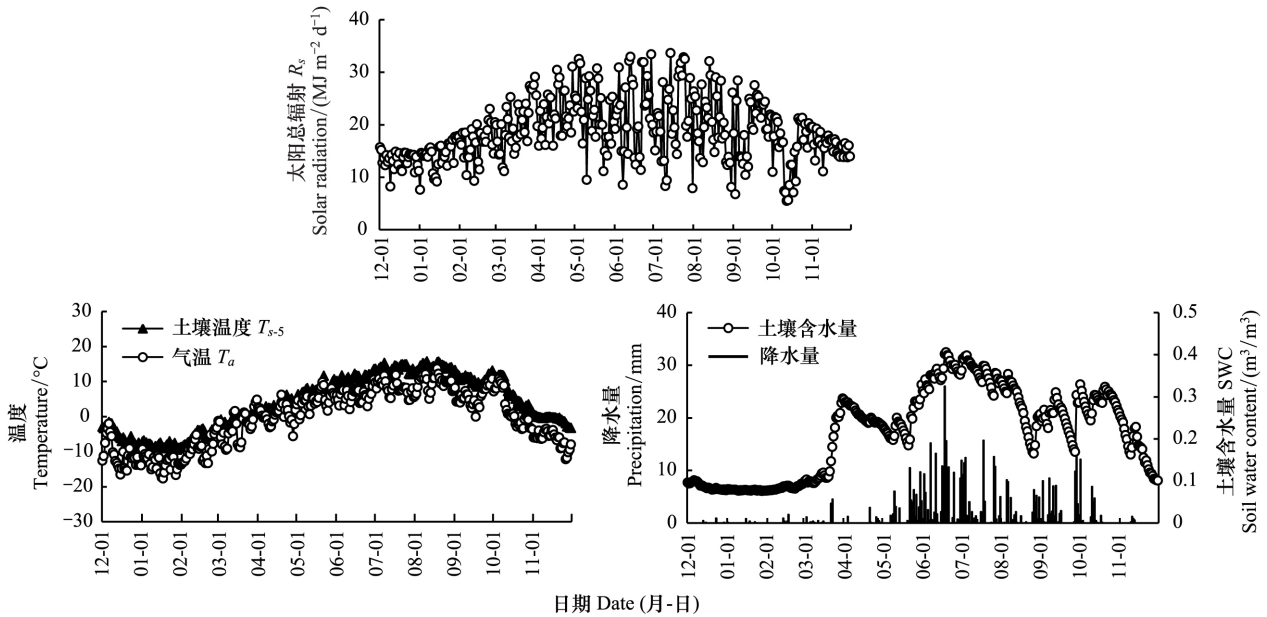


图3 2006年12月至2007年11月人工草地太阳总辐射、气温和5 cm 深度土壤温度、降水量和5 cm 深度土壤含水量的季节变化

Fig.3 Seasonal variations of daily-integrated solar radiation (R_s), mean daily air temperature (T_a) and soil temperature at 5 cm depth (T_{s-5}), precipitation and soil water content at 5 cm depth (SWC) of artificial grassland from Dec. 2006 to Nov. 2007

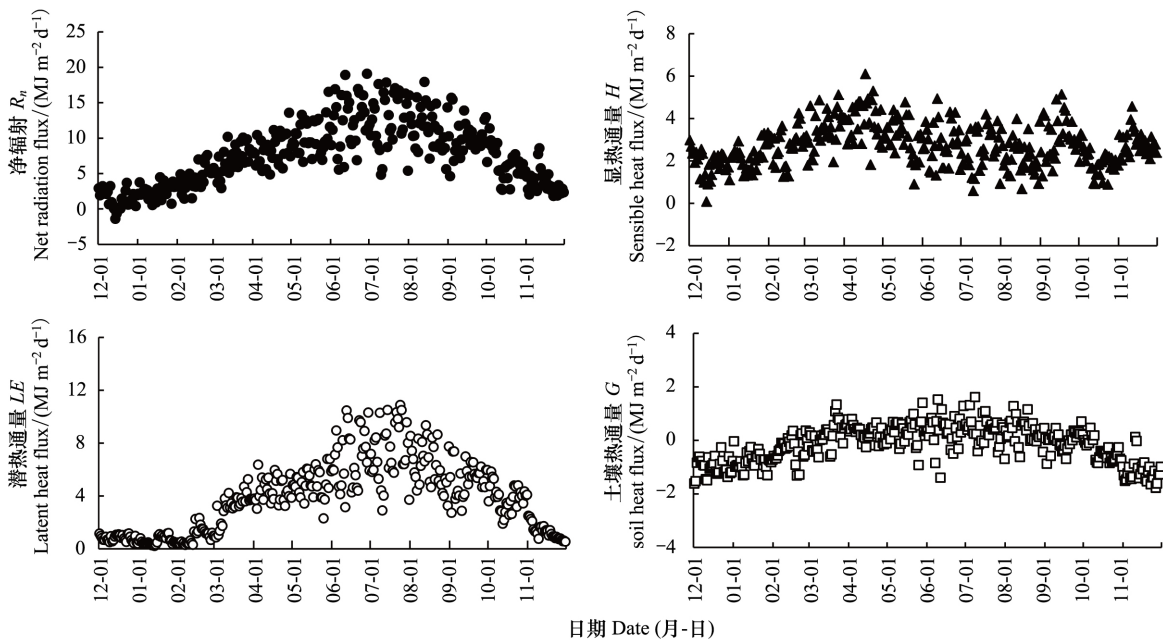


图4 2006年12月至2007年11月人工草地净辐射 R_n 、显热通量 H 、潜热通量 LE 和土壤热通量 G 日总量的季节变化

Fig.4 Seasonal variations of daily-integrated net radiation flux (R_n), sensible heat flux (H), latent heat flux (LE) and soil heat flux (G) of artificial grassland from Dec. 2006 to Nov. 2007

植被叶面积指数和土壤含水量的增加呈明显上升趋势,日最大值出现在7月24日($10.9 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$);之后 LE 随着辐射和温度的降低、以及植被的枯死和凋落而迅速降低,日最低值为 $0.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (1月13日)。与 H 和 LE 相比,土壤热通量(G)的季节变幅相对较小,大致在 $-2.0 \sim 2.0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 之间变动,最高值出现在7月8日($1.6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$),之后开始下降,9月初降到负值以下,最低值出现在11月26日($-1.8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)。 R_n 、

H 、 LE 和 G 年累计值分别为 2773.3、1000.2、1408.5、-52.1 MJ m⁻²。

能量收支各分项占 R_n 的比例同样呈明显的季节变化(图 5 和表 2),但在冬季呈现较大的波动,这可能与积雪有关。总体上 LE/R_n 从 3 月份开始逐渐升高,7 月份达到较高值,此时土壤含水量和叶面积指数均处于较高时期,之后逐渐下降,但在 10 月份出现第 2 个峰值,这可能是由于 10 月初几次较大的降水事件,同时植被已经凋落,导致土壤水分蒸发增加的原因。然而 H/R_n 的变化与 LE/R_n 呈相反的趋势,在植被生长旺盛的 7—8 月份较低,出现低值 0.10(7 月 23 日),主要是由于该时期生态系统接收的大部分太阳能用于蒸散消耗。9 月之后,随着植物的枯萎,用于蒸腾消耗的能量减少,导致 LE/R_n 逐渐减小,而 H/R_n 逐渐增加。在 11 月份 H/R_n 超过 LE/R_n , H 重新占能量分配的主导作用。与 LE/R_n 和 H/R_n 相比, G/R_n 的变化较小,特别是 3—9 月,基本维持在 0.02 左右,处于相对稳定的状态,但在 2006 年 12 月以及 2007 年 1—2、10—11 月, G/R_n 变化幅度较大,且基本为负值,说明该时期土壤在失去热量。

图 6 是晴天条件下不同季节能量平衡各分量的日变化状况。由图可知,各季节之间的能量平衡各分项表现出明显的差异。冬季,由于土壤冻结 LE 非常低,平均值为 5.6 W m⁻²,日最高值为 22.5 W m⁻²; H 的变化与 R_n 一致,但远高于 LE ,平均值为 30.5 W m⁻²,日最高值为 159.7 W m⁻²; G 平均为 -9.9 W m⁻²,日最高值为 39.2 W m⁻²。然而在夏季,随着 R_n 的增大,降雨和植被覆盖

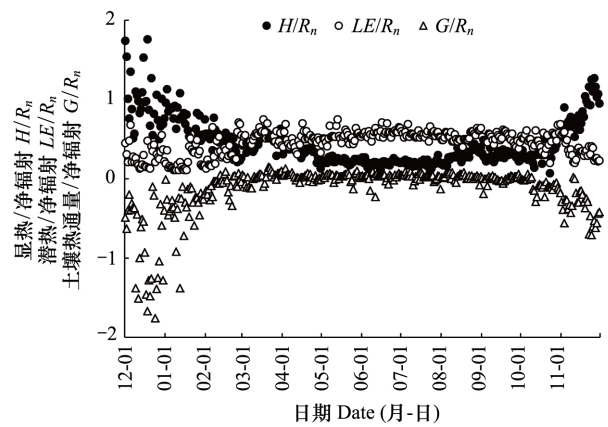


图 5 2006 年 12 月至 2007 年 11 月人工草地能量分配占比的季节变化(显热/净辐射 H/R_n , 潜热/净辐射 LE/R_n , 土壤热通量/净辐射 G/R_n)

Fig. 5 Seasonal variations of the ratio of energy partitioning, sensible heat flux (H), latent heat flux (LE) and soil heat flux (G) to net radiation flux (R_n) of artificial grassland from Dec. 2006 to Nov. 2007

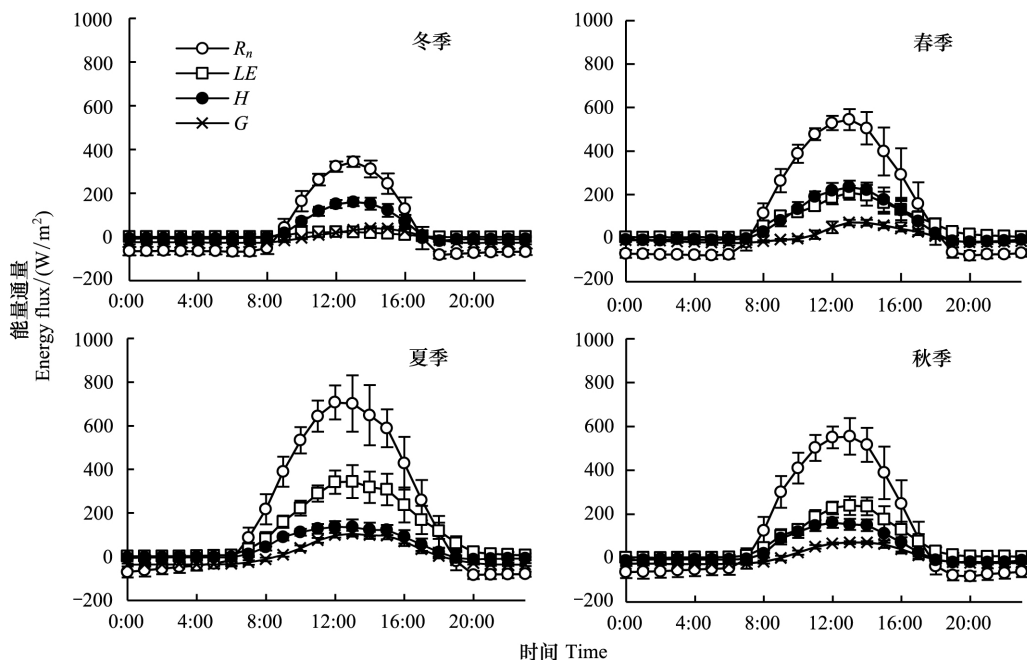


图 6 2006 年 12 月至 2007 年 11 月各季节晴天条件下人工草地净辐射 R_n 、潜热通量 LE 、显热通量 H 和土壤热通量 G 的日变化

Fig. 6 Diurnal variations in net radiation flux (R_n), latent heat flux (LE), sensible heat flux (H) and soil heat flux (G) on clear days for different seasons over an artificial grassland from Dec. 2006 to Nov. 2007

的增加,平均 LE 上升到 115.0 W m^{-2} ,日最高值为 344.2 W m^{-2} ;与此同时 H 平均值为 41.9 W m^{-2} ,日最高值为 136.7 W m^{-2} ,远低于 LE 。春季和秋季 H 、 LE 和 G 介于冬季与夏季的转换之间,春季 H 略高于 LE ,但秋季 H 低于 LE 。

2.3 反射率和波文比

如图 7 所示,反射率(α)具有明显的季节变化,且变化幅度较大。值得注意的是,由于研究地海拔较高,即使在植物生长的 5—6 月也偶有降雪发生,但通常降雪量不大,且迅速融化。然而,冬季的降雪融化较慢,因此积雪是影响冬季反射率变化最主要的因子。除了积雪之外,反射率变化还受植被盖度、土壤水分以及晴空指数等因子的影响,总体上是冬季高于夏季。冬季,降雪发生时,反射率骤然上升,之后逐渐降低,其平均值为 0.31(表 2);但在 5—10 月,反射率处于较低时期(除降雪发生外),最低值出现在 10 月中旬左右,这是由于期间发生了几次降水事件,土壤含水量增加,导致反射率下降。各季节平均反射率见表 2。

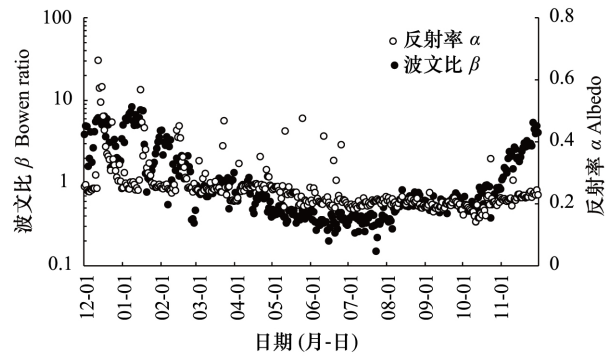


图 7 2006 年 12 月至 2007 年 11 月人工草地反射率 α 和波文比 β 日平均值的季节变化

Fig.7 Seasonal variations in daily Albedo (α) and Bowen ratios (β) of artificial grassland from Dec. 2006 to Nov. 2007

表 2 2006 年 12 月至 2007 年 11 月人工草地各季节太阳辐射、能量平衡和生物气象因子的平均值

Table 2 Daily means of solar radiation, energy balance components and major biometeorological factors in each season and the growing season over the artificial grassland from Dec. 2006 to Nov. 2007

	冬季 Winter	春季 Spring	夏季 Summer	秋季 Autumn	生长季 Growing season
太阳总辐射 $R_s / (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$	14.5	21.5	21.4	17.0	21.2
地表反射辐射 $R_f / (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$	4.2	5.1	4.0	3.2	4.2
大气逆辐射 $L_d / (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$	15.5	21.1	26.4	20.8	25.5
地面辐射 $L_u / (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$	22.9	28.5	31.5	27.7	31.0
地面有效辐射 $L_u - L_d / (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$	7.5	7.4	5.0	7.0	5.5
净辐射 $R_n / (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$	2.7	8.5	12.3	6.8	11.4
潜热通量 $LE / (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$	0.8	4.2	6.9	3.5	6.2
显热通量 $H / (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$	2.2	3.5	2.6	2.6	2.8
土壤热通量 $G / (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$	-0.7	0.3	0.4	-0.5	0.3
净辐射/太阳总辐射 R_n / R_s	0.18	0.40	0.58	0.40	0.54
潜热/净辐射 LE / R_n	0.29	0.52	0.56	0.45	0.54
显热/净辐射 H / R_n	0.73	0.35	0.23	0.49	0.24
土壤热通量/净辐射 G / R_n	-0.43	0.03	0.02	-0.15	0.02
反射率 $\alpha / (R_f / R_s)$	0.31	0.25	0.21	0.20	0.22
波文比 $\beta (H / LE)$	3.33	0.68	0.42	1.29	0.45
5 cm 深度土壤温度 $T_{s-5} / ^\circ\text{C}$	-6.4	3.5	12.9	5.6	11.4
气温 $T_a / ^\circ\text{C}$	-11.5	0.6	8.0	0.4	6.9
降水量 Precipitation/mm	6.0	81.7	305.3	104.1	439.7
土壤含水量 SWC/ (m^3/m^3)	0.08	0.21	0.33	0.23	0.29
饱和水汽压差 VPD/KPa	0.16	0.38	0.32	0.29	0.35
叶面积指数 LAI/ (m^2/m^2)	-	0.6	1.9	1.8	1.6
冠层导度 $g_c / (\text{mm}^2/\text{s})$	4.52	7.77	16.22	8.01	13.75
解耦系数 Ω	0.25	0.45	0.70	0.43	0.63

波文比(β)的季节变化可以较为直观的显示其能量分配特征。从图7中可以看出 β 的变化范围非常大,冬季 β 较高,平均值达到3.33;随着土壤解冻,植被返青, β 逐渐降低;5—9月 β 稳定在较低的状态,平均为0.45,其间7月份出现最低值为0.15;随着降雨的减少以及土壤的冻结, β 又逐渐升高,但10月份几次较大的降水导致了 β 短暂下降。

3 讨论

3.1 能量平衡的变化特征

净辐射与太阳总辐射比值(R_n/R_s)表示生态系统所获得可利用能量的相对情况。本研究地全年的 R_n/R_s 为0.41,略低于海北高寒草甸(0.44)^[32],但比日本的湿润温带草地(0.54)^[33]约低24%。与平原的草地相比,虽然青藏高原太阳辐射强烈,但有报道指出高寒草甸通常具有更高的反射率以及地面有效辐射^[34-35],这可能是导致 R_n/R_s 相对较低的原因之一。然而,生长季中人工草地的 R_n/R_s 为0.54,高于青藏高原当雄退化高寒草甸的0.44(海拔4333 m)^[36]。通过数据分析可知,主要是因为人工草地的地面有效辐射(L_u-L_d)比当雄退化高寒草甸低。有研究表明,地面有效辐射随着海拔高度的增加而增大,随着地表植被覆盖程度的增加而减小^[35,37]。虽然当雄高寒草甸接收的太阳总辐射略高于本研究地,但当雄高寒草甸植被盖度低(40%),导致地面有效辐射增加,这是人工草地 R_n 高于当雄退化高寒草甸的主要原因之一。这意味着在退化草地上建植人工草地可以减少地面有效辐射的散失,增加生态系统的可利用能量。

本研究中全年的潜热分配(LE/R_n)为0.46,高于内蒙古的荒漠草原(0.28)^[38]。生长季 LE/R_n 更是达到0.54,高于海北未退化天然高寒草甸(0.44)^[39]。土壤含水量、饱和水汽压差和植被LAI是影响地表能量分配的主要因素,研究表明生长季 LE/R_n 随SWC增大呈增加趋势,随VPD增大而降低,随植被LAI增大呈二次曲线变化^[38]。尽管本研究地生长季SWC(0.29 m³/m³)和植被LAI(1.6 m²/m²)都略低于海北未退化天然高寒草甸(0.40 m³/m³和2.3 m²/m²),但是VPD(0.35 kPa)比海北未退化天然高寒草甸(0.75 kPa)低约53%,这可能是造成人工草地生长季 LE/R_n 较高的原因之一。全年显热分配(H/R_n)为0.45,与海北未退化天然高寒草甸相当(0.44)^[39],低于蒙古中部典型草原(0.56)^[41]。本研究整个生长季 LE/R_n 均高于 H/R_n ,说明大部分可利用能量用于水分的蒸散,而用于显热传输的能量相对较少。

全年 G/R_n 为-0.13,远低于内蒙古荒漠草原(0.01)^[38]。其中生长季 G/R_n 为0.02,低于当雄退化高寒草甸(0.04)^[36]。 G 是由地表土壤所吸收辐射的多少来决定的,受植被覆盖程度的影响,研究指出 G/R_n 随着地上LAI增加而减小^[42]。生长季植被LAI高于当雄退化高寒草甸(最大LAI仅为1.0),可能是人工草地 G/R_n 相对较低的原因之一。另外,由于2006年12月至2007年1月较频繁地出现降雪事件,使得到达土壤表面的辐射减少,降低了 G/R_n ,因此积雪覆盖可能是导致全年 G/R_n 为负的主要原因之一。

3.2 反射率和波文比

反射率是表征地面吸收太阳辐射强弱的物理量,是影响能量平衡的重要因子^[43]。本研究地生长季 α 为0.22,低于内蒙古温带荒漠草原(0.25)^[44]。植被状况是影响地表反射率变化的重要因素之一,巩远发等^[45]研究指出,随着植被LAI增加, α 逐渐减小。本研究地生长季LAI为1.6,而内蒙古温带荒漠草原植被稀疏,LAI仅为0.16。另外,土壤含水量对反射率的影响同样重要,SWC增加将导致 α 减小^[46]。本研究地生长季降水频繁,SWC达0.29 m³/m³,内蒙古温带荒漠草原生长季降水量仅为132 mm,SWC在0.10 m³/m³左右。

波文比是表征显热与潜热对净辐射贡献的参数, β 越高说明用于显热的能量越多。在热带海洋和雨林地区 β 可低于0.2,而在干旱地区可超过3.8^[47]。本研究观测期间 β 变化范围为0.15—8.37(图7)。冬季 β 非常高,甚至高于某些半干旱地区(2—6)^[48]。这可能是因为冬季5 cm深度土壤温度处于零下(-6.4℃),致使上层土壤冻结,从而阻碍土壤中过多的水分通过地表进入大气。在植被生长盛期的7—8月份, β 平均为0.46,远低于内蒙古温带荒漠草原(1.49)^[38]以及典型草原(1.19)^[41],说明该时期 LE 在能量分配中占主导,更多的可利用能量以 LE 的形式向大气输送水分,与Shang研究结果一致^[40]。

3.3 生物和环境因子对能量平衡的影响

冠层导度(g_c)是影响 LE 的重要因子,通常 LE 随 g_c 的增加而增大。 g_c 主要受植被 LAI 及 SWC、VPD 等因子控制^[4,49]。由各季节晴天条件下 g_c 的日变化可以看出(图 8),夏季明显高于其它季节,说明夏季具有较多的 LE 用于驱动水分进入大气。这可能是由于夏季植被生长旺盛,加之土壤湿度较大(表 2),致使水分大量蒸散造成的。夏季 g_c 日变化最大值出现在中午前后,然而冬季、春季和秋季大多出现在 8:00—10:00,与 Gu 等研究结果一致^[39]。生长季 g_c 为 13.75 mm/s,高于加拿大的温带草原^[4],可能是因为本研究地 VPD 较小,Law 等研究结果表明^[49]:随着 VPD 的减小 g_c 有增大的趋势。但是 g_c 低于日本的湿润温带草原^[33],这可能是由于后者植被具有较高的 LAI。

很多研究利用解耦系数 Ω 分析和评价地表与大气之间水热交换的耦合状况^[29,50]。 Ω 值在 0—1 之间变化,当 Ω 值趋近 1 时,表示冠层的水热交换与大气耦合较差, LE 主要是受 R_n 主导;当 Ω 值接近 0 时,表示冠层的水热交换与大气耦合较好, LE 主要受 VPD 的控制。图 8 为各季节晴天条件下 Ω 值的日变化,从图中可以看出,夏季 Ω 值接近于 1,表明 LE 在植被生长盛期主要受 R_n 的控制;冬季、春季和秋季 Ω 大部分低于 0.5,说明 LE 主要受 VPD 的调控,与 Gu 等报道的高寒草甸结果一致^[39]。各季节 Ω 最大值出现在上午或中午前后,但是下午都逐渐降低,说明冠层与大气耦合逐渐增加,即 LE 受 VPD 的影响增大。生长季 Ω 平均为 0.63,接近日本的湿润温带草原^[33],高于加拿大的温带草原^[4]。

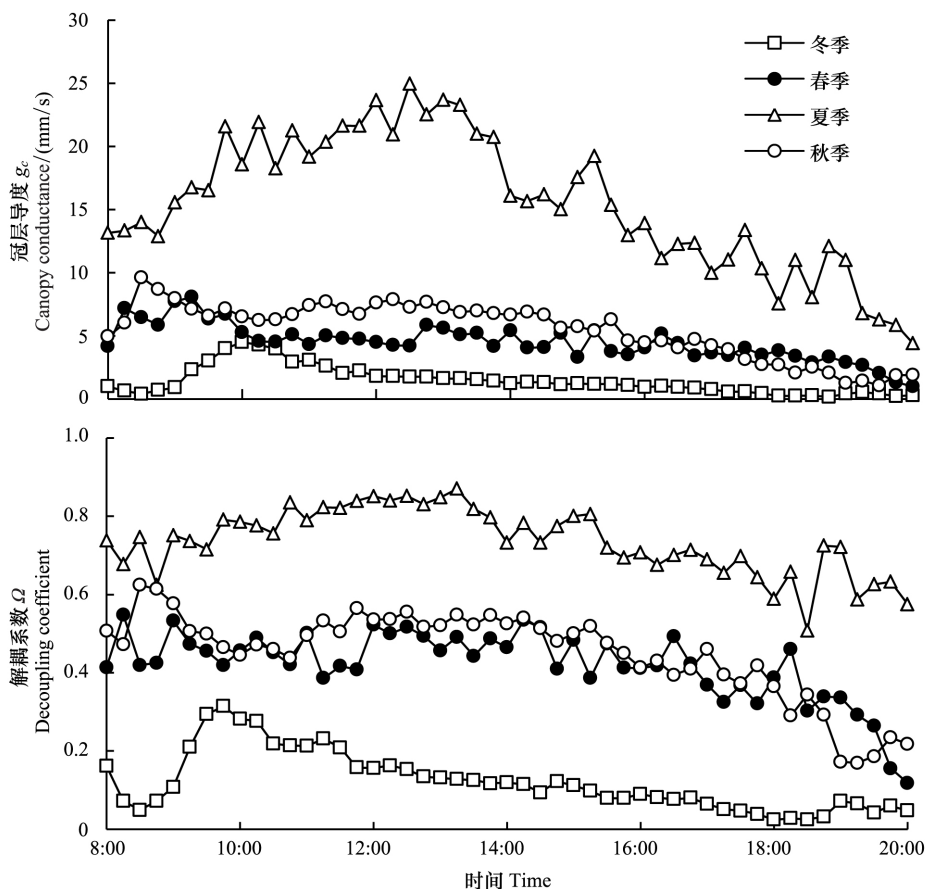


图 8 2006 年 12 月至 2007 年 11 月人工草地各季节晴天条件下冠层导度 g_c 和解耦系数 Ω 的日变化

Fig.8 Diurnal pattern of canopy conductance (g_c) and decoupling coefficient (Ω) on clear days in each season over the artificial grassland from Dec. 2006 to Nov. 2007

4 结论

本研究结果表明,虽然能量收支及其各分项的变化趋势与其它草地生态系统相同,但青藏高原三江源区建植人工草地在数值上改变了地表能量平衡各分项及其比例,特别是对潜热和显热通量的调节作用尤为显著,生长季 LE/R_n 显著高于 H/R_n , 分别为 0.54、0.24。与退化草地生态系统相比,由于人工草地植被覆盖度的增大,导致地面有效辐射减少,使净辐射占太阳总辐射的比例增加,其中生长季 R_n/R_s 达到 0.54。因此,建植人工草地一方面恢复了退化的草地生态系统,同时增加了生态系统对能量的吸收利用。

参考文献(References):

- [1] 李巧萍,丁一汇. 植被覆盖变化对区域气候影响的研究进展. 南京气象学院学报, 2004, 27(1): 131-140.
- [2] Adams J M, Faure H, Faure-Denard L, Mcglade J M, Woodward F I. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. *Nature*, 1990, 348(6303): 711-714.
- [3] Rosset M, Riedo M, Grub A, Geissmann M, Fuhrer J. Seasonal variation in radiation and energy balances of permanent pastures at different altitudes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1997, 86(3/4): 245-258.
- [4] Wever L A, Flanagan L B, Carlson P J. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 112(1): 31-49.
- [5] Wilson K B, Baldocchi D D, Aubinet M, Berbigier P, Bernhofer C, Dolman H, Falge E, Field C, Goldstein A, Granier A, Grelle A, Halldor T, Hollinger D, Katul G, Law B E, Lindroth A, Meyers T, Moncrieff J, Monson R, Oechel W, Tenhunen J, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wofsy S. Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites. *Water Resources Research*, 2002, 38(12): 30-1-30-11.
- [6] Zheng D, Zhang Q S, Wu S H. *Mountain Geoeology and Sustainable Development of the Tibetan Plateau*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2000.
- [7] Wu G X, Zhang Y S. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over south Asia and the South China Sea. *Monthly Weather Review*, 1998, 126(4): 913-927.
- [8] 马耀明,塚本修,吴晓鸣,玉川一郎,王介民,石川裕彦,胡泽勇,高洪春. 藏北高原草甸下垫面近地层能量输送及微气象特征. *大气科学*, 2000, 24(5): 715-722.
- [9] 李跃清,刘辉志,冯健武,赵兴炳. 高山草甸下垫面夏季近地层能量输送及微气象特征. *大气科学*, 2009, 33(5): 1003-1014.
- [10] 李英年,赵亮,古松,杜明远,于贵瑞,唐艳鸿,加藤知道,王勤学,赵新全. 海北高寒草甸地区能量平衡特征. *草地学报*, 2003, 11(4): 289-295.
- [11] 李国平,段廷扬,吴贵芬. 青藏高原西部的地面热源强度及地面热量平衡. *地理科学*, 2003, 23(1): 13-18.
- [12] 孙广友,唐邦兴. *长江河源区自然环境研究*. 北京: 科学出版社, 1995.
- [13] 翁笃鸣. 青藏高原地表净辐射若干重要特征研究. *南京气象学院学报*, 1991, 14(2): 151-159.
- [14] 刘晓玲. 三江源自然保护区“黑土滩”退化草地调查. *青海师范大学学报: 自然科学版*, 2007, (1): 93-96.
- [15] 陈国明. 三江源地区“黑土滩”退化草地现状及治理对策. *四川草原*, 2005, (10): 37-39, 44-44.
- [16] 马玉寿,郎百宁,王启基. “黑土型”退化草地研究工作的回顾与展望. *草业科学*, 1999, 16(2): 5-9.
- [17] 王启基,来德珍,景增春,李世雄,史惠兰. 三江源区资源与生态环境现状及可持续发展. *兰州大学学报: 自然科学版*, 2005, 41(4): 50-55.
- [18] 周华坤,赵新全,周立,刘伟,李英年,唐艳鸿. 青藏高原高寒草甸的植被退化与土壤退化特征研究. *草业学报*, 2005, 14(3): 31-40.
- [19] 周华坤,赵新全,赵亮,韩发,古松. 高山草甸垂穗披碱草人工草地群落特征及稳定性研究. *中国草地学报*, 2007, 29(2): 13-25.
- [20] 王万瑞. 季节的划分与称谓. *陕西气象*, 2011, (6): 51-52.
- [21] Wilczak J M, Oncley S P, Stage S A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, 99(1): 127-150.
- [22] Webb E K, Pearman G I, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106(447): 85-100.
- [23] Sachs L. *Angewandte Statistik: Anwendung Statistischer Methoden*. Berlin Heidelberg: Springer, 1997.
- [24] Twine T E, Kustas W P, Norman J M, Cook D R, Houser P R, Meyers T P, Prueger J H, Starks P J, Wesely M L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 103(3): 279-300.
- [25] Wilson K, Goldstein A, Falge E, Aubinet M, Baldocchi D, Berbigier P, Bernhofer C, Ceulemans R, Dolman H, Field C, Grelle A, Ibrom A,

- Law B E , Kowalski A , Meyers T , Moncrieff J , Monson R , Oechel W , Tenhunen J , Valentini R , Verma S. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology* , 2002 , 113(1/4) : 223–243.
- [26] Verma S B , Baldocchi D D , Anderson D E , Matt D R , Clement R J. Eddy fluxes of CO₂ , water vapor , and sensible heat over a deciduous forest. *Boundary-Layer Meteorology* , 1986 , 36(1/2) : 71–91.
- [27] Mahrt L. Flux sampling errors for aircraft and towers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* , 1998 , 15(2) : 416–429.
- [28] Monteith J L , Unsworth M H. *Principles of Environmental Physics*. 2nd ed. New York : Chapman and Hall , 1990.
- [29] Jarvis P G , McNaughton K G. Stomatal control of transpiration : scaling up from leaf to region. *Advances in Ecological Research* , 1986 , 15 : 1–49.
- [30] Lam J C , Li D H W. Correlation between global solar radiation and its direct and diffuse components. *Building and Environment* , 1996 , 31(6) : 527–535.
- [31] Gu S , Tang Y H , Du M Y , Kato T , Li Y N , Cui X Y , Zhao X Q. Short-term variation of CO₂ flux in relation to environmental controls in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* , 2003 , 108(D21) : 4670.
- [32] Zhang X C , Gu S , Zhao X Q , Cui X Y , Zhao L , Xu S X , Du M Y , Jiang S , Gao Y B , Ma C , Tang Y H. Radiation partitioning and its relation to environmental factors above a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* , 2010 , 115(D10) : D10106.
- [33] Li S G , Lai C T , Lee G , Shimoda S , Yokoyama T , Higuchi A , Oikawa T. Evapotranspiration from a wet temperate grassland and its sensitivity to microenvironmental variables. *Hydrological Processes* , 2005 , 19(2) : 517–532.
- [34] 冯超, 古松, 赵亮, 徐世晓, 周华坤, 李英年, 徐维新, 吴力博. 青藏高原三江源区退化草地生态系统的地表反照率特征. *高原气象* , 2010 , 29(1) : 70–77.
- [35] 陈明荣. 青藏高原夏季地面有效辐射随高度的变化. *地理研究* , 1985 , 4(4) : 39–46.
- [36] 刘帅, 李胜功, 于贵瑞, 孙晓敏, 张雷明, 杉田伦明, 李英年, 张宪洲, 王艳芬. 不同降水梯度下草地生态系统地表能量交换. *生态学报* , 2010 , 30(3) : 557–567.
- [37] 季国良, 邹基玲. 干旱地区绿洲和沙漠辐射收支的季节变化. *高原气象* , 1994 , 13(3) : 323–329.
- [38] 阳伏林, 周广胜. 内蒙古温带荒漠草原能量平衡特征及其驱动因子. *生态学报* , 2010 , 30(21) : 5769–5780.
- [39] Gu S , Tang Y H , Cui X Y , Kato T , Du M Y , Li Y N , Zhao X Q. Energy exchange between the atmosphere and a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Agricultural and Forest Meteorology* , 2005 , 129(3/4) : 175–185.
- [40] Shang L Y , Zhang Y , Lü S H , Wang S Y. Energy exchange of an alpine grassland on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Science Bulletin* , 2015 , 60(4) : 435–446.
- [41] Li S G , Eugster W , Asanuma J , Kotani A , Davaa G , Oyunbaatar D , Sugita M. Energy partitioning and its biophysical controls above a grazing steppe in central Mongolia. *Agricultural and Forest Meteorology* , 2006 , 137(1/2) : 89–106.
- [42] Rosset M , Montani M , Tanner M , Fuhrer J. Effects of abandonment on the energy balance and evapotranspiration of wet subalpine grassland. *Agriculture , Ecosystems & Environment* , 2001 , 86(3) : 277–286.
- [43] 张凯, 王润元, 张强, 司建华, 杨启国, 刘宏谊, 王鹤龄. 绿洲荒漠过渡带夏季晴天地表辐射和能量平衡及小气候特征. *中国沙漠* , 2007 , 27(6) : 1055–1061.
- [44] 阳伏林, 周广胜, 张峰, 王凤玉, 鲍芳, 平晓燕. 内蒙古温带荒漠草原生长季地表反射率特征及数值模拟. *应用生态学报* , 2009 , 20(12) : 2847–2852.
- [45] 巩远发, 段廷扬, 陈隆勋, 何金海. 1997/1998 年青藏高原西部地区辐射平衡各分量变化特征. *气象学报* , 2005 , 63(2) : 225–235.
- [46] Idso S B , Jackson R D , Reginato R J , Kimball B A , Nakayama F S. The dependence of bare soil albedo on soil water content. *Journal of Applied Meteorology* , 1975 , 14(1) : 109–113.
- [47] Eugster W , Rouse W R , Pielke Sr R A , Mcfadden J P , Baldocchi D D , Kittel T G F , Chapin III F S , Liston G E , Vidale P L , Vaganov E , Chambers S. Land-atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest: available data and feedbacks to climate. *Global Change Biology* , 2000 , 6(S1) : 84–115.
- [48] Nobel P S. *Physicochemical and Environmental Plant Physiology*. 2nd ed. San Diego : Academic Press , 1999.
- [49] Law B E , Falge E , Gu L , Baldocchi D D , Bakwin P , Berbigier P , Davis K , Dolman A J , Falk M , Fuentes J D , Goldstein A , Granier A , Grelle A , Hollinger D , Janssens I A , Jarvis P , Jensen N O , Katul G , Mahli Y , Matteucci G , Meyers T , Monson R , Munger W , Oechel W , Olson R , Pilegaard K , Paw U K T , Thorgeirsson H , Valentini R , Verma S , Vesala T , Wilson K , Wofsy S. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology* , 2002 , 113(1/4) : 97–120.
- [50] Jarvis P G. Coupling of transpiration to the atmosphere in horticultural crops: the omega factor. *Acta Horticulturae* , 1985 , 171 : 187–203.