

doi:10.3969/j.issn.1000-6362.2017.02.004

张法伟,王军邦,林丽,等.高寒草甸非生长季土壤表层水汽传输阻抗的变化特征和水热驱动[J].中国农业气象,2017,38(2):96-103

高寒草甸非生长季土壤表层水汽传输阻抗的变化特征和水热驱动*

张法伟^{1,3}, 王军邦², 林丽¹, 李以康¹, 郭小伟¹, 曹广民^{1**}

(1. 中国科学院西北高原生物研究所高原生物适应与进化重点实验室, 西宁 810001; 2. 中国科学院地理科学与资源研究所生态网络观测与模拟重点实验室, 北京 100101; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 土壤表层水汽传输阻抗是估算区域蒸散的关键参数之一, 但其与土壤水热参数的数量关系的研究在高寒系统中十分薄弱。利用涡度相关系统观测的 2014/2015 年度高寒草甸非植被生长季 (11 月-翌年 4 月) 的土壤蒸发数据, 基于 Penman-Monteith 方程反推得出非生长季土壤表层阻抗的昼 (9:00-18:00) 变化特征, 并研究其与土壤 5cm 温度和土壤 5cm 含水量的关系。结果表明, 非生长季土壤表层阻抗表现出单峰型日变化特征, 其最大值一般出现在 15:00 前后。逐时土壤表层阻抗与土壤 5cm 温度呈极显著幂函数阈值关系 ($R^2=0.38$, $P<0.01$, $N=115$), 即土壤温度为-4.25 时土壤表层阻抗最大; 与土壤 5cm 含水量呈极显著指数负相关 ($R^2=0.12$, $P<0.01$, $N=115$)。非生长季逐日土壤表层阻抗的变化无明显季节规律, 与土壤 5cm 温度 ($R^2=0.69$, $P<0.01$, $N=10$) 和土壤 5cm 含水量 ($R^2=0.27$, $P<0.01$, $N=10$) 均表现为极显著指数负相关。相关分析表明, 非生长季土壤蒸发主要受太阳总辐射 ($R^2>0.50$, $P<0.01$) 的控制。研究结果表明土壤温度而非土壤含水量主导着高寒草甸非生长季土壤表层阻抗的变化。

关键词: 土壤表层阻抗; 空气动力学阻抗; Penman-Monteith 方程; 涡度相关; 土壤蒸发

Temporal Variations of Soil Surface Resistance to Vapor Transfer and Its Quantitative Relationship between Soil Temperature and Soil Moisture during Non-Growing Season on an Alpine Meadow

ZHANG Fa-wei^{1,3}, WANG Jun-bang², LIN Li¹, LI Yi-kang¹, GUO Xiao-wei¹, CAO Guang-min¹

(1. Key Laboratory of Adaptation and Evolution of Plateau Biota, Northwest Institute of Plateau Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810001, China; 2. Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101; 3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

Abstract: Soil surface resistance to vapor transfer is crucial for accurately estimating regional evapotranspiration while the studies of how to quantify the relationship between the soil surface resistance and soil temperature and soil moisture are still lack in alpine region. The dataset of soil evaporation measured by the eddy covariance technique over an alpine meadow during non-growing season (November to following April) in 2014 and 2015 were analyzed. The daytime (9:00-18:00) soil surface resistance was deduced from the theoretical Penman-Monteith formula of soil evaporation and the correlation with the 5cm soil temperature and 5cm soil volumetric water content was studied. The results showed that diurnal pattern of soil surface resistance was unimodal with a peak occurring at about 15:00.

* 收稿日期: 2016-06-19

** 通讯作者。E-mail: caogm@nwipb.cas.cn

基金项目: 国家自然科学基金 (31270520; 31270576); 中国科学院科技服务网络计划 (KFJ-EW-STS-125)

作者简介: 张法伟 (1981-), 高级工程师, 博士生, 主要从事高寒生态系统水热交换方面的研究。E-mail: fwzhang@nwipb.cas.cn

The response of diurnal soil surface resistance to the 5cm soil temperature could be described as a power function with an optimum soil temperature of -4.25 ($R^2=0.38$, $P < 0.01$, $N=115$). The diurnal soil surface resistance negatively correlated exponentially with the 5cm soil volumetric water content ($R^2=0.12$, $P < 0.01$, $N=115$). There was no evident seasonal variation in daily soil surface resistance. The relationship between daily soil surface resistance and the 5cm soil temperature ($R^2=0.69$, $P < 0.01$, $N=10$) and the 5cm soil volumetric water content ($R^2=0.27$, $P < 0.01$, $N=10$) could both be depicted by exponential equation. Correlation analysis revealed that diurnal and daily soil evaporation was mainly governed by incident solar radiation ($R^2 > 0.50$, $P < 0.01$). These findings suggested that the soil surface resistance during non-growing season in the alpine meadow was much more controlled by soil temperature, rather than soil moisture.

Key words: Soil surface resistance; Aerodynamic resistance; Penman-Monteith formula; Eddy covariance technique; Soil evaporation

蒸散(植被蒸腾与土壤蒸发之和, ET)是陆地生态系统水文过程的主要组成部分,影响着区域的能量循环和水分收支,准确认识 ET 对区域水资源的合理利用^[1-2]、生态系统稳定性^[3-4]和生产服务功能^[5-6]具有重要理论和实际意义。青藏高原被誉为“中华水塔”,其水源涵养功能是生态服务价值的重要组成部分,ET 是其水分散失的重要途径^[7-8]。Penman-Monteith (P-M) 公式被认为是具有一定物理过程和理论基础的蒸散模型而被广泛应用^[9-10]。土壤表层水汽传输阻抗(r_s)是影响 ET 的关键参数,是指水汽从土壤内部到土壤表面的传送阻力,是 P-M 公式的重要参量^[9],但其较难参数化^[11-12]。因为土壤内部物理结构的复杂性和水分相变的多发性,从土壤水分传输的物理过程来定量表达 r_s 的难度非常大且难以应用于实践,因此,关于 r_s 的研究多停留在定量的经验公式上,并通常认为 r_s 与土壤表层含水量存在指数或线性负相关关系^[2,8,13]。土壤水势是土壤水分能量水平和状态的数值表达,是土壤水分运移的决定性因素和 r_s 数值表达的主要参量^[14]。而土壤水势的温度效应作为影响土壤水分传输的重要因素而较少被考虑^[15],尤其在寒系统中,土壤温度对土壤水分传输的作用是不应该被忽略的。

目前, r_s 仍无法用实验仪器直接观测,因此,基于仪器观测的土壤蒸发和计算所得的空气动力学阻抗(r_a),通过 P-M 公式反推 r_s 是一种较为现实的可行方法^[16-17]。青藏高原正在经历前所未有的气候变化,其中非生长季的气温升高和降水格局改变是其主要的表现方式之一^[18]。近年研究表明,非生长季水热状况对植被返青期^[19]、群落生产力^[20]和系统固碳能力^[21]均可产生显著影响。而非生长季

土壤蒸发是系统水分耗散的主要途径,同时与系统热量存在密切关联^[22],但目前对其过程的研究显得较为薄弱^[7]。本研究基于青藏高原东北隅的湟度相关系统连续观测的高寒草甸系统 ET 数据,选择非植被生长季(11月-翌年4月)的土壤蒸发和同步观测的土壤 5cm 温度和土壤 5cm 容积含水量,评估土壤水、热因子对 r_s 的作用方式和驱动强度,以期为提高高寒系统 r_s 的参数化精度和准确估算区域蒸散提供参考。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究在青海海北高寒草地生态系统国家野外科学观测研究站(海北站)的综合试验场内进行。海北站($37^{\circ}37'N$, $101^{\circ}19'E$, 3200m)地处青藏高原东北隅,祁连山系冷龙岭东段南麓的大通河谷,具有明显的高原大陆性季风气候。站点年平均气温 $-1.7^{\circ}C$,仅有冷暖两季之分,夏季温暖多雨,冬季寒冷干燥。年降水量约 580mm,其中 80%集中在植物生长季。土壤为暗沃寒冻锥形土(Mat Cry-gelic Cambisols),富含有机质但缺乏速效营养元素。植被类型为高寒矮嵩草(*Kobresia humilis*)草甸,矮嵩草为建群种,垂穗披碱草(*Elymus nutans*)、异针茅(*Stipa aliena*)、麻花苻(*Gentiana straminea*)、鹅绒委陵菜(*Potentilla anserine*)、美丽风毛菊(*Saussurea superba*)、甘肃棘豆(*Oxytropis ochrocephala*)等为主要优势种^[23]。根据多年的物候观测资料,植被非生长季定义为 11月1日-翌年4月30日,此时段植物完全枯黄,植被蒸腾停止,ET 可以认为完全是土壤蒸发。试验区为藏系绵羊冬季牧场,放牧强度较低(3.75 羊单位 \cdot hm $^{-2}$),10月份由于动物采食和践踏,非生长季冠层高度基本维持在 0.1m 左右。

1.2 研究方法

1.2.1 涡度相关和微气象数据

涡度相关观测系统设置于地势平坦、地形开阔，且具有足够大“风浪区”的试验场内，于 2014 年 6 月开始正式观测高寒草甸生态系统的蒸散。该系统主要由开路 CO₂/H₂O 快速红外分析仪 (LI-7500A, USA) 和三维超声风速仪 (CSAT-3, USA) 组成。观测高度为 2.2m, 采样频率为 10Hz, 每 30min 输出蒸散和空气温度、空气湿度、空气密度、水平风速的平均值。该系统可同步观测典型微气象要素。具体包括 1.5m 高处的空气温度和相对湿度 (HMP45C, Finland); 1.5m 高处的辐射四分量 (向上、向下的长波和短波辐射, CNR-1, Netherlands) 和光合光子通量密度 (LI-190SB, USA); 0.5m 高度处的降水量 (52203, USA); 土壤 5cm 温度和土壤 5cm 容积含水量 (Hydra Probe II, USA), 以及土壤 5cm 处热通量 (HFT-3, USA) 等环境因子, 数据输出为 30min 的平均值。通量数据和常规气象数据经由 SMARTFLUX (7550-200, USA) 系统进行计算和储存。本研究选取 2014 年 11 月 1 日-2015 年 4 月 30 日和 2015 年 11 月 1 日-2015 年 12 月 31 日的数据进行分析。

1.2.2 数据质量控制

首先利用 EddyPro 6.1 (USA) 对 10Hz 高频通量数据进行二次坐标选择、除趋势和 WPL 密度校正和储存项计算。基于 Foken 的数据质量控制原则^[24], 仅保留数据质量标识符为“0”(即最好)的通量数据进行后续分析。其次舍去摩擦风速 ($u_* < 0.1m \cdot s^{-1}$) 或 2.2m 风速 ($u_z < 1m \cdot s^{-1}$) 或下雪等异常天气现象造成的“野点”数据^[25]。最终形成 2700 余条白天的有效数据集, 约占总数据集的 25%, 基本均匀分布于各个月份。该涡度相关系统的能量闭合度 (潜热通量和显热通量之和与净辐射和土壤热通量之差的比值) 为 0.80, 可保障蒸散观测数据的可信度。

1.2.3 空气动力学阻抗的计算

空气动力学阻抗 ($r_a, s \cdot m^{-1}$) 的计算方法较多, 对比研究发现, 综合大气稳定度的 Choudhury 的空气动力学阻抗模型在中国西北地区估算精度较高^[25-26]。其具体计算方法为

$$r_a = \frac{[\ln(\frac{z-d}{z_{0h}}) - \Psi][\ln(\frac{z-d}{z_{0m}}) - \Psi]}{k^2 u_z} \quad (1)$$

其中

$$\Psi = \frac{b - (b^2 - 4ac)^{1/2}}{2a} \quad (2)$$

$$a = 1 + \eta \quad (3)$$

$$b = \ln(\frac{z-d}{z_{0m}}) + 2\eta \ln(\frac{z-d}{z_{0m}}) \quad (4)$$

$$c = \eta \left[\ln(\frac{z-d}{z_{0m}}) \right]^2 \quad (5)$$

$$\eta = 5(z-d)g \frac{T_s - T_a}{T_a u_z^2} \quad (6)$$

$$d = 0.63h \quad (7)$$

$$z_{0m} = 0.13h \quad (8)$$

$$z_{0h} = \frac{z_{0m}}{e^{0.17u_z(T_s - T_a)}} \quad (9)$$

$$T_s = \left(\frac{R_{L\uparrow} - (1-\epsilon)R_{L\downarrow}}{\epsilon\sigma} \right)^{1/4} \quad (10)$$

当 $\Psi < -5$ 时, 令 $\Psi = -5$ 。则在不稳定 ($z/L < 0$, L 为 Monin-Obukhov 长度) 和中性条件 ($z/L \approx 0$) 下^[14], 空气动力学阻抗为

$$r_a = \frac{\ln(\frac{z-d}{z_{0h}})\ln(\frac{z-d}{z_{0m}})}{k^2 u_z (1+\eta)^{3/4}} \quad (11)$$

式中, T_s 和 T_a 分别为土壤表面温度 (K) 和参考高度处 (2.2m) 空气温度 (K), u_z 为参考高度 (2.2m) 处的风速 ($m \cdot s^{-1}$), $R_{L\uparrow}$ 和 $R_{L\downarrow}$ 分别是地表向上长波辐射 ($W \cdot m^{-2}$) 和大气向下长波辐射 ($W \cdot m^{-2}$), 上述参数均为仪器观测的 30min 平均值。z 为参考高度 (2.2m), d 为零平面位移 (m), h 为冠层高度 (m, 非生长季统一设为 0.1m), z_{0h} 和 z_{0m} 分别为热量和动量传输的地面粗糙度 (m), Ψ 为大气稳定度修正函数, g 为重力加速度 ($9.8m \cdot s^{-2}$), ϵ 是地表比辐射率 (0.974), σ 是 Stefan-Bolzman 常数 ($5.67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$)。

1.2.4 土壤表层阻抗的计算

土壤表层阻抗 (r_s) 由 Penman-Monteith 公式反推计算而得^[12]

$$r_s = \frac{r_a \Delta (R_n - G) + \rho C_p VPD}{\gamma LET} - \left(\frac{\Delta - \gamma}{\gamma} \right) r_a \quad (12)$$

式中, Δ 为饱和水汽压曲线斜率 ($kPa \cdot K^{-1}$), γ 为干湿表常数 ($kPa \cdot K^{-1}$), ρ 为空气密度 ($kg \cdot m^{-3}$), VPD 为空气水汽饱和差 (kPa), L 为水的汽化潜热 ($J \cdot kg^{-1}$), 上述参数可根据观测的气压、温度和相对湿度等参数计算; R_n 和 LET 分别为净辐射通量 ($W \cdot m^{-2}$) 和土壤蒸发 ($W \cdot m^{-2}$), 为仪器观测值。 C_p

为空气定压比热容 ($1013\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) G 为土壤热通量 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)，是仪器观测的土壤 5cm 处热通量与土壤表层 (0-5cm) 热储量之和，土壤表层热储量可通过 5cm 处的土壤温度、土壤含水量、土壤比热容计算而得^[27]。上述变量均为 30min 平均值。

1.2.5 统计分析

通过拟合自定义的曲线方程识别土壤温度和土壤水分含量对土壤表层阻抗 (r_s) 的作用，曲线方程的参数估计采用麦夸特 (Levenberg-Marquardt) 非线性最小二乘法。分析 r_s 逐时变化时，为了降低天气状况的瞬时影响，将每月相同观测时间的数据进行平均；分析 r_s 的逐日变化时，将每天观测的数据进行平均。另外，先将逐日土壤温度和逐日土壤容积含水量数据分别按照 1.5K 和 $0.03\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 的步长划分为 10 段，再探讨逐日 r_s 与土壤温度和土壤含水量的关系。计算分析在 OriginPro 2015 (USA) 中实现。

2 结果与分析

2.1 土壤表层阻抗的逐时特征及其与土壤水热的关系

土壤表层阻抗 (r_s) 为空气动力学阻抗 (r_a) 和土壤蒸发 (LET) 反推而出，故有必要先探讨 r_a 和 LET 的变化特征。高寒草甸非生长季白天平均逐时

r_a 为 $68.7\pm 30.6\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ (平均值 \pm 标准差, 下同), 由于受风速和大气稳定度的综合影响, 其最大值一般出现在 17:00 左右 (图 1)。在大气层结稳定时, 逐时 r_a 平均为 $174.0\pm 35.1\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$, 与风速 (u_z) 指数极显著负相关 ($r_a = 0.052e^{-0.2u_z+8.52}$, $R^2 = 0.60$, $P < 0.01$, $N = 275$); 反之, 大气层结不稳定时, 其平均值为 $65.8\pm 29.0\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$, 远小于大气稳定时的 r_a , 与 u_z 呈极显著对数渐进关系 [$r_a = 38.42\ln(u_z) + 47.95$, $R^2 = 0.89$, $P < 0.01$, $N = 2470$], 但不稳定状态约占数据集的 90%, 同时不稳定状态的最大值 ($157.3\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$) 接近大气稳定状态的最小值 ($141.8\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$)。

非生长季逐时 LET 呈现出明显的单峰型日变化特征, 平均为 $46.3\pm 33.1\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (即 $0.06\pm 0.05\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), 其最大值一般出现在 14:00 前后 (11 月份略有不同)。逐步回归结果表明, 逐时 LET 与总辐射 (R_t) 呈极显著指数正相关 ($\text{LET} = 4.23 \times 1.003^{R_t+340.2}$, $R^2 = 0.63$, $P < 0.001$, $N = 117$), 而与水汽饱和差 (VPD) 关系较弱 ($R^2 = 0.40$, $P < 0.01$), 同时 VPD 与 R_t 呈现出显著的正相关 ($R^2 = 0.38$, $P < 0.01$)。可见, 高寒草甸非生长季 LET 的日变化主要受太阳辐射的影响。

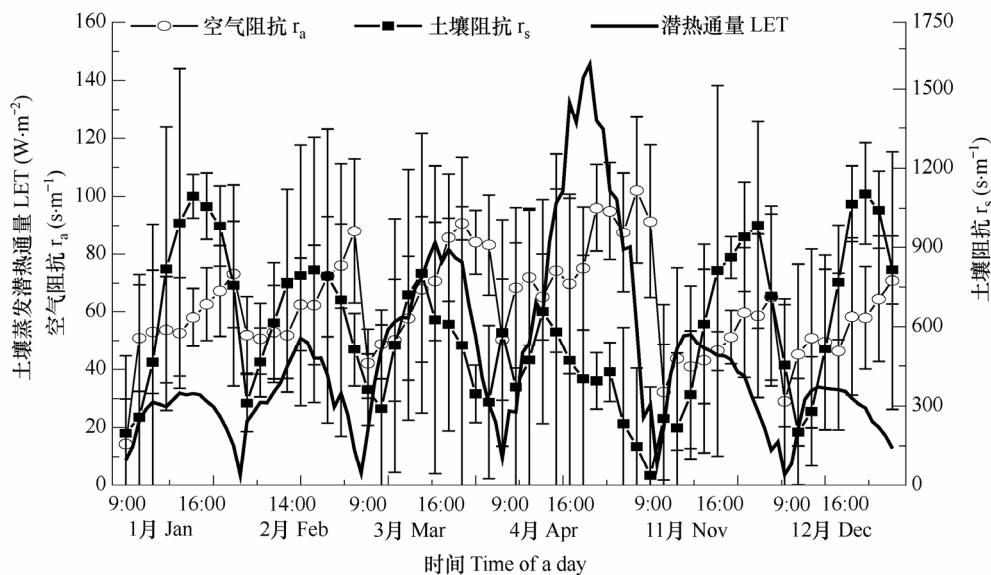


图 1 高寒草甸非生长季土壤表层阻抗 (r_s)、空气动力学阻抗 (r_a) 和土壤蒸发 (LET) 的平均逐时变化

Fig. 1 Average diurnal variations of soil resistance (r_s), aerodynamic resistance (r_a) and soil evaporation (LET) over an alpine meadow during non-growing season

注：图中数据为每月白天 (9:00-18:00) 相同观测时间的平均值，误差线为标准差。下同

Note: Average diurnal dataset is the mean value of factors at the same time in each month. Error bar is standard deviation. The same as below

由图 2 可见，非生长季白天平均逐时 r_s 也呈现出单峰型日变化特征，平均为 $593.2 \pm 280.2 s \cdot m^{-1}$ ，其最大值出现在 15:00 (4 月份略有不同) 前后。曲线拟合结果显示，在逐时 r_s 变化过程中，土壤温度 (T_s) 的作用相对较大 ($R^2 = 0.38$)，二者为幂函数关系(图 2a)，且关系曲线上存在一个阈值(268.9K，

即 -4.25)，该阈值温度大约对应于土壤平衡冻结温度(即土壤中的冰、水相对含量随温度继续降低而基本稳定)^[15]，即在土壤消融后， r_s 随土壤温度升高而降低。而土壤容积含水量 (SWC) 与白天逐时 r_s 呈指数负相关(图 2b)， r_s 随土壤含水量增加而减小。

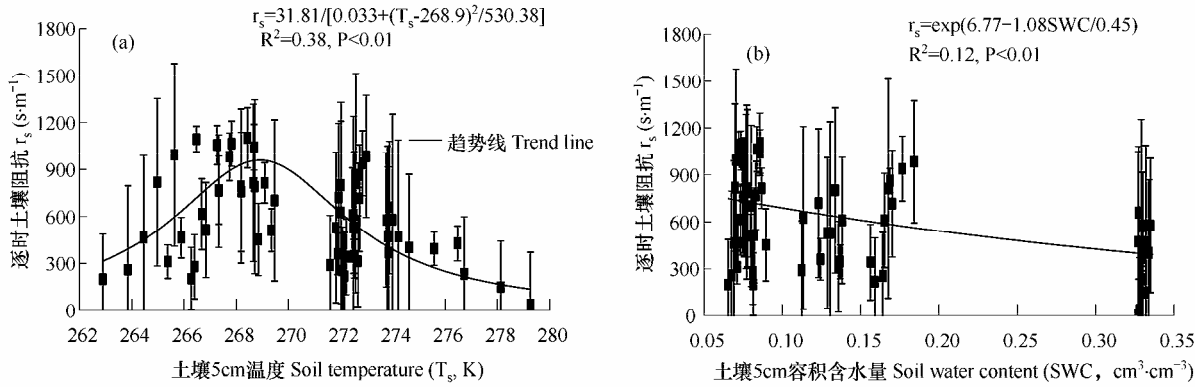


图 2 高寒草甸非生长季平均逐时土壤表层阻抗 (r_s) 与土壤 5cm 温度 (T_s) 和土壤 5cm 容积含水量 (SWC) 的关系
 Fig. 2 Correlation between average diurnal soil resistance (r_s) and 5cm soil temperature (T_s) and 5cm soil volumetric water content (SWC) over an alpine meadow during non-growing season

2.2 土壤表层阻抗的逐日特征及其与土壤水热关系

由图 3 可知，高寒草甸非生长季平均逐日空气动力学阻抗 (r_a) 为 $59.2 \pm 17.3 s \cdot m^{-1}$ ，无明显的季节变化特征。逐日 r_a 与风速 (u_z) 呈现出极显著对数渐进关系 [$r_a = 41.36 \ln(u_z) + 49.08$, $R^2 = 0.67$, $P < 0.01$, $N = 206$]。平均逐日土壤蒸发 (LET) 为 $43.4 \pm 27.1 W \cdot m^{-2}$ (即 $0.75 \pm 0.47 mm \cdot d^{-1}$)，11 月-翌年 2 月

LET 较为稳定，基本维持在 $30 W \cdot m^{-2}$ (图 3)。随着总辐射 (R_t) 的增加，LET 在 3 月和 4 月逐渐升高，两者均呈现出极显著的指数增长趋势 ($LET = 5.25 \times 1.003^{R_t + 71.3}$, $R^2 = 0.54$, $P < 0.001$, $N = 206$)。

研究期内平均逐日土壤表层阻抗 (r_s) 为 $646.8 \pm 306.8 s \cdot m^{-1}$ ，无明显季节动态(图 3)。图 4 表明，尽管土壤温度 (T_s) 和 SWC 均与逐日 r_s 呈现出指数负

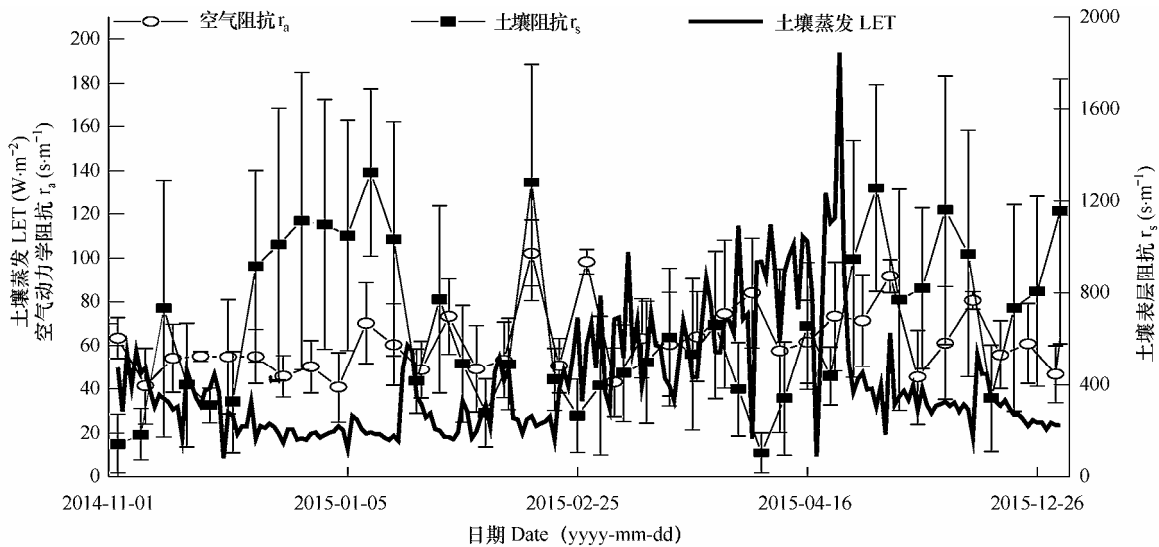


图 3 高寒草甸非生长季土壤表层阻抗 (r_s)、空气动力学阻抗 (r_a) 和土壤蒸发 (LET) 的平均逐日变化
 Fig. 3 Average daily variations of soil resistance (r_s), aerodynamic resistance (r_a) and soil evaporation (LET) over an alpine meadow during non-growing season

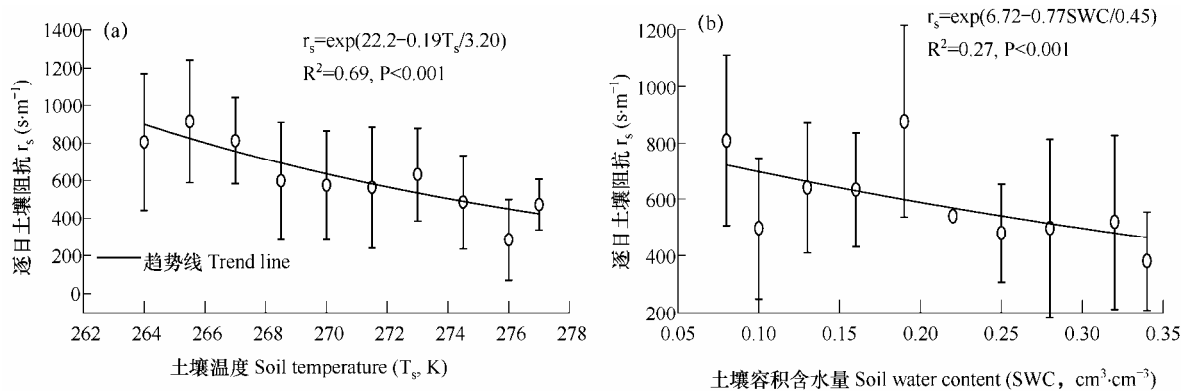


图 4 高寒草甸非生长季平均逐日土壤表层阻抗 (r_s) 与土壤 5cm 温度 (T_s) 和土壤 5cm 容积含水量 (SWC) 的关系

Fig. 4 Correlation between average daily soil resistance (r_s) and 5cm soil temperature (T_s) and 5cm soil volumetric water content (SWC) over an alpine meadow during non-growing season

注：土壤温度和土壤容积含水量为分别按照 1.5K 和 $0.03cm^3 \cdot cm^{-3}$ 步长的逐日平均值

Note: Soil temperature and soil water content was the mean of daily value at the step of 1.5K and $0.03cm^3 \cdot cm^{-3}$, respectively

相关特征，但 T_s 对 r_s 变异的解释力度 (R^2) 大于土壤容积含水量 (SWC)。随着 T_s 和 SWC 逐渐升高， r_s 迅速降低。SWC 与 $\ln(r_s)$ 的直线斜率大于 T_s 的斜率 (图 4)，暗示逐日 r_s 对土壤水分可能具有较高的敏感度。

3 讨论与结论

3.1 讨论

高寒草甸非生长季全年一般超过 180d，尽管土壤蒸发 (LET) 强度较低，但非生长季的 LET 一般约占全年蒸散总量的 25% 左右^[7]，对系统水文过程和返青期的植被生理活动具有显著的影响^[19-21]。空气动力学阻抗 (r_a) 和土壤表层阻抗 (r_s) 是准确估算非生长季乃至生长季蒸散的关键参量^[2,11]。本研究中高寒草甸的逐时和逐日 r_a 在 $20 \sim 120s \cdot m^{-1}$ ，与 Liu 等^[25-26]对西北地区的研究结果相近，表明 Choudhury 的大气阻抗模式在高寒系统中也具有较高普适性。 r_a 与风速的关系受大气稳定度影响较大，但由于一日内大气层结稳定的时段不到 10%，白天仅出现在早晚时刻，此时 r_a 与风速的关系易被掩盖^[25]。本研究表明，高寒草甸的逐时和逐日 r_s 在 $80 \sim 1300s \cdot m^{-1}$ ，在祁连高寒草甸^[2]和邻近高寒灌丛^[8]的土壤表层阻抗结果范围之内。高寒草甸非生长季逐时和逐日土壤蒸发均主要受总辐射影响 ($R^2 > 0.50$, $P < 0.001$)，这与高寒草甸植被生长季的研究结果一致^[28-29]，暗示高寒系统蒸散主要受控于辐射有效能。

土壤温度 (T_s) 对 r_s 具有显著的影响，表明高寒系统的非生长季土壤水势存在明显的温度效应。即

温度升高降低了液态水的黏滞度和表面张力，提高了土壤中水分子动能^[15]。 T_s 对逐时和逐日 r_s 的作用强度大于土壤容积含水量 (SWC)，暗示仅用土壤含水量评估高寒系统 r_s 容易导致 LET 估算的偏差。但是 T_s 对逐时和逐日 r_s 的作用方式具有较大区别，这可能是由于土壤水势温度效应与土壤水分含量密切相关^[15]。逐时 SWC 具有明显的日变化特征，土壤水势的温度效应更易受到瞬时 SWC 影响^[15]。然而由于非生长季蒸散较低导致逐日 SWC 短时间内 (数天之日) 相对稳定^[12]，土壤水势的温度效应则可能更多由土壤温度调控， r_s 与 T_s 和 SWC 的一般线性模型结果也一定程度上印证了上述解释。逐时线性模型表明， T_s 与 SWC 的交互作用十分显著 ($P=0.02$)，但 SWC 的主效应则不显著 ($P=0.80$)。但逐日线性模型结果则表明 T_s 的主效应显著 ($P=0.05$)， T_s 与 SWC 无交互作用 ($P=0.69$)。

3.2 结论

高寒草甸非生长季逐时空气动力学阻抗 (r_a) 在大气层结稳定和不稳定时，与风速分别表现出指数负相关和对数渐近正相关，逐日 r_a 与风速呈对数渐近正相关。逐时和逐日土壤蒸发主要受太阳总辐射的调控。逐时土壤表层阻抗 (r_s) 与土壤 5cm 温度 (T_s) 和土壤 5cm 含水量 (SWC) 分别呈幂函数和指数负相关，逐日 r_s 与 T_s 和 SWC 均呈指数负相关。 T_s 而非 SWC 调控着非生长季 r_s 的变化，表明高寒系统土壤水势的温度效应较突出。本文研究结果仅基于非生长季数据资料，但 r_s 与 SWC 的指数方程的参数与

Zhu 等^[2]对与研究区邻近的祁连阿柔高寒草甸生长季的研究结果较接近,暗示非生长季 r_s 的研究结果具有外延至植被生长季的可能性。但是如何构建综合温度和水分的土壤表层阻抗经验模式尚需进一步深入研究。

参考文献 References

- [1]孙亮,陈仲新.应用 Penman-Monteith 公式和土壤湿度指数估算区域地表蒸散[J].农业工程学报,2013,29(10):101-108.
Sun L,Chen Z X.Estimation of regional evapotranspiration based on Penman-Monteith equation and soil moisture index[J].Transactions of the CSAE,2013,29(10):101-108.(in Chinese)
- [2]Zhu G,Su Y,Li X,et al.Estimating actual evapotranspiration from an alpine grassland on Qinghai-Tibetan Plateau using a two-source model and parameter uncertainty analysis by Bayesian approach[J].Journal of Hydrology,2013,476:42-51.
- [3]苏力德,杨劫,万志强,等.内蒙古地区草地类型分布格局变化及气候原因分析[J].中国农业气象,2015,36(2):139-148.
Su L D,Yang J,Wan Z Q,et al.Climate change and its impacts on distribution pattern of grassland types in Inner Mongolia[J].Chinese Journal of Agrometeorology, 2015, 36(2):139-148.(in Chinese)
- [4]张法伟,王军邦,林丽,等.青藏高原高寒嵩草草甸植被群落特征对退化演替的响应[J].中国农业气象,2014,35(5):504-510.
Zhang F W,Wang J B,Lin L,et al.Response of plant community of alpine *Kobresia* meadow on degradation succession in Qinghai-Tibetan Plateau[J].Chinese Journal of Agrometeorology,2014,35(5):504-510.(in Chinese)
- [5]刘斌,胡继超,赵秀兰,等.应用 Penman-Monteith 模型估算稻田蒸散的误差分析[J].中国农业气象,2015,36(1):24-32.
Liu B,Hu J C,Zhao X L,et al.Error analysis on evapotranspiration estimation of paddy rice field by Penman Monteith Model[J].Chinese Journal of Agrometeorology,2015, 36(1):24-32.(in Chinese)
- [6]李英杰,延军平,王鹏涛.北方农牧交错带参考作物蒸散量时空变化与成因分析[J].中国农业气象,2016,37(2):166-173.
Li Y J,Yan J P,Wang P T.Temporal and spatial change and causes analysis of the reference crop evapotranspiration in farming-pastoral ecotone of northern China[J].Chinese Journal of Agrometeorology,2016,37(2):166-173.(in Chinese)
- [7]李婧梅,蔡海,程茜,等.青海省三江源地区退化草地蒸散特征[J].草业学报,2012,21(3):223-233.
Li J M,Cai H,Cheng Q,et al.Characterizing the evapotranspiration of a degraded grassland in the Sanjiangyuan Region of Qinghai province[J].Acta Prataculturae Sinica, 2012,21(3):223-233.(in Chinese)
- [8]Hu Z,Yu G,Zhou Y,et al.Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems:application of a two-source model[J].Agricultural and Forest Meteorology, 2009,149(9):1410-1420.
- [9]Monteith J L.Evaporation and environment[M]. Cambridge: Cambridge University Press,1965.
- [10]赵华,申双和,华荣强,等.Penman-Monteith 模型中水稻冠层阻力的模拟[J].中国农业气象,2015,36(1):17-23.
Zhao H,Shen S,Hua R Q,et al.Simulation of canopy resistance for paddy rice based on Penman-Monteith model[J].Chinese Journal of Agrometeorology,2015,36(1):17-23.(in Chinese)
- [11]Shuttleworth W J,Wallace J S.Evaporation from sparse crops-an energy combination theory[J].Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,1985,111:839-855.
- [12]田静,苏红波,孙晓敏,等.基于地面试验的土壤表面阻抗估算研究[J].自然资源学报,2012,27(5):876-882.
Tian J,Su H B,Sun X M,et al.Estimation of soil surface resistance based on filed experiment[J].Journal of Natural Resources,2012,27(5):876-882.(in Chinese)
- [13]Sellers P J,Heiser M D,Hall F G.Relations between surface conductance and spectral vegetation indices at intermediate(100m² to 15km²)length scales[J].Journal of Geophysical Research:Atmospheres,1992, 97(D17):19033-19059.
- [14]于贵瑞,孙晓敏.陆地生态系统通量观测的原理与方法[M].北京:高等教育出版社,2006.
Yu G R,Sun X M.Principles of flux measurements in terrestrial ecosystems[M].Beijing:High Education Press, 2006.(in Chinese)
- [15]闵安成,张一平,朱铭莪,等.田间土壤的水势温度效应[J].土壤学报,1995,32(2):235-240.
Min A C,Zhang Y P,Zhu M E,et al.Effect of temperature on water potential in field soil[J].Acta Pedologica Sinica, 1995,32(2):235-240.(in Chinese)
- [16]Qiu G Y,Shi P,Wang L.Theoretical analysis of a remotely measurable soil evaporation transfer coefficient[J].Remote Sensing of Environment,2006,101(3):390-398.

- [17]Boegh E,Soegaard H,Thomsen A.Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002,79(2-3):329-343.
- [18]刘逵,杨靖新,杨旺,等.低纬高原冬季与春季降水特征及其环流背景差异分析[J].*中国农业气象*, 2015,36(4):437-445.
- Liu K,Yang J X,Yang W,et al.Analysis on the differences of rainfall and corresponding circulation between winter and spring in the low-latitude highlands[J].*Chinese Journal of Agrometeorology*, 2015,36(4):437-445.(in Chinese)
- [19]Shen M,Piao S,Dorji T,et al.Plant phenological responses to climate change on the Tibetan Plateau: research status and challenges[J].*National Science Review*,2015,2(4):454-467.
- [20]Li H,Zhang F,Li Y,et al.Thirty-year variations of above-ground net primary production and precipitation-use efficiency of an alpine meadow in the north-eastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Grass and Forage Science*, 2015,71(2):208-218.
- [21]Li H,Zhang F,Li Y,et al.Seasonal and inter-annual variations in CO₂ fluxes over 10 years in an alpine shrubland on the Qinghai-Tibetan Plateau,China[J].*Agricultural and Forest Meteorology*,2016,228-229:95-103.
- [22]Körner C.*Alpine plant life: functional plant ecology of high mountain ecosystems*[M].Berlin & Heidelberg: Springer-Verlag,1999.
- [23]周兴民.中国嵩草草甸[M].北京:科学出版社,2001.
- Zhou X M.The Kobresia meadow in China[M].Beijing: Science Press,2001.(in Chinese)
- [24]Foken T,Göckede M,Mauder M,et al.Post-Field data quality control[M].Dordrecht:Kluwer Academic,2004:81-108.
- [25]Liu S,Mao D,Lu L.Measurement and estimation of the aerodynamic resistance[J].*Hydrology & Earth System Sciences Discussions*,2006,3(3):449-50.
- [26]张杰,张强,黄建平.空气动力学阻抗算法在半干旱区的应用比较与遥感反演[J].*高原气象*,2010,29(3):662-670.
- Zhang J,Zhang Q,Huang J P.Application of aerodynamic resistance arithmetic in semi-arid region of China and retrieval from remote sensing[J].*Plateau Meteorology*,2010, 29(3):662-670.(in Chinese)
- [27]董刚.中国东北松嫩草甸草原碳水通量及水分利用效率研究[D].东北师范大学,2011.
- Dong G.Carbon and water fluxes and water use efficiency of the Songnen meadow steppe in Northeast China[D]. Northeast Normal University,2011.(in Chinese)
- [28]Mcfadden J P,Eugster W,Chapin F S.A regional study of the controls on water vapor and CO₂ exchange in arctic tundra[J].*Ecology*,2003,84(10):2762-2776.
- [29]Gu S,Tang Y,Cui X,et al.Characterizing evapotranspiration over a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research*,2008,113(D8). doi:10.1029/2007JD009173.