

doi:10.11733/j.issn.1007-0435.2017.02.008

三江源区退化高寒草甸蒸散的变化特征

张立锋¹, 张继群², 张翔¹, 刘晓琴¹, 赵亮³, 李奇³, 陈懂懂³, 古松^{1*}

(1. 南开大学生命科学学院, 天津 300071; 2. 水利部水资源管理中心, 北京 100032;
3. 中国科学院西北高原生物研究所, 青海 西宁 810008)

摘要:为揭示三江源区退化高寒草甸水分收支变化特征,利用涡度相关和微气象方法对青海省果洛州大武镇退化高寒草甸生态系统的年蒸散变化进行了定量研究,并探讨了环境和生物因子对其影响。结果表明:年总蒸散量为 481.9 mm,年蒸散量约占年降水量的 97%。生长季中日均蒸散量为 2.3 mm·d⁻¹,而非生长季日均蒸散量仅为 0.6 mm·d⁻¹。温度与蒸散量呈明显的指数关系;该区接收的太阳辐射较强,但净辐射占太阳辐射的比例相对较低(46%),在非冻土时期,蒸散量与净辐射呈线性关系;研究区降水量相对丰沛,与温度和净辐射相比,土壤含水量对蒸散的影响相对较小。本研究说明高寒草甸的退化加剧了生态系统的蒸散量,从而降低了生态系统涵养水分的能力,净辐射和温度是驱动三江源区退化高寒草甸生态系统蒸散最主要的环境因子。

关键词:蒸散;降水;涡度相关;净辐射;青藏高原

中图分类号:S812

文献标识码:A

文章编号:1007-0435(2017)02-0273-09

Characteristics of Evapotranspiration of Degraded Alpine Meadow in the Three-River Source Region

ZHANG Li-feng¹, ZHANG Ji-qun², ZHANG Xiang¹, LIU Xiao-qin¹, ZHAO Liang³,
LI Qi³, CHEN Dong-dong³, GU Song^{1*}

(1. College of Life Sciences of NanKai University, Tianjin 300071, China;

2. Water Resources Management Center of Ministry of Water Resources, Beijing 100032, China;

3. Northwest Plateau Institute of biology, Chinese Academy of Sciences, Xining, Qinghai Province 810008, China)

Abstract: To examine the characteristics of water budget of degraded alpine meadow in the Three-River Source Region (TRSR), we studied the annual variation of evapotranspiration (ET) and its controlling factors using the eddy covariance and micro-meteorological system in the Guoluo Prefecture, Dawu, Qinghai Province. The results showed that the annual amount of ET was 481.9 mm, and the ratio of annual ET to precipitation was about 97%. The average daily ET rate in the growing season was 2.3 mm·d⁻¹, while the average daily ET rate in non-growing season was only 0.6 mm·d⁻¹. There was a significant exponential correlation between ET and temperature. Solar radiation received by study site was strong, while the ratio of the net radiation to solar radiation (R_n/R_s) was relatively low (46%). ET was linear with the net radiation in non-frozen-soil period. Precipitation was relatively abundant in this alpine meadow, and the impact of soil water content on ET was relatively small in comparison with that of temperature and net radiation. This study suggested that the degradation of alpine meadow increased the ET, and thus reduced the water conservation capacity of ecosystem; net radiation and temperature were the most important environmental factors influencing ET for this degraded alpine meadow ecosystem in the TRSR.

Key words: Evapotranspiration; Precipitation; Eddy covariance; Net radiation; Qinghai-Tibetan Plateau

1 引言

间相互作用的关键环节,陆地生态系统的水分收支过程主要包括降水、蒸散、径流、渗漏等^[1]。蒸散

陆地生态系统的水分收支是地球系统各圈层之

(Evapotranspiration, ET) 是陆地生态系统下垫面

收稿日期:2016-06-28;修回日期:2016-12-14

基金项目:国家自然科学基金委项目(31570478);国家重点研发计划(2016YFC0501905)资助

作者简介:张立锋(1991-),男,河北邢台人,硕士研究生,主要从事生态系统水分收支研究, E-mail:qiongkaixin106606@163.com; * 通信作者 Author for correspondence, E-mail:songgu@nankai.edu.cn

向大气输送的水汽总通量,包括植被叶片的蒸腾和土壤的蒸发两部分。ET 是陆地生态系统水分支出的主要部分,大约有 70% 的地表降水通过 ET 返回大气,干旱地区所占比例更高^[2]。作为水循环的关键环节,ET 是陆地生态系统水分收支的重要特征参数之一,并且是消耗太阳能的主要过程之一,他既表征陆地生态系统的水分需求,同时也是水资源管理的重要依据^[3]。草地约占陆地自然植被的 1/3,其 ET 在全球水循环中具有重要作用,他不仅受环境因子控制,同时也受生物因子的影响,因此其变化可以反映区域气候对陆地生态系统的潜在影响,生物量、土壤含水量以及水分收支等生态过程和生态因子也受到 ET 的影响^[4]。认识并且量化草地生态系统的 ET 特征可以为研究陆地生态系统的水分耗散规律提供帮助,进而为研究生态系统水分收支提供依据^[5-6]。

青藏高原被誉为“世界第三极”,平均海拔高度在 4 000 m 以上,面积约为 250 万 km²,对东亚乃至世界气候具有重要影响^[7]。高寒草甸是青藏高原上分布最广泛的植被类型之一,面积约为 120 万 km²,在亚洲中部及世界高寒地区均具有代表性^[8]。三江源区位于青藏高原腹地、青海省的南部,是长江、黄河和澜沧江的源头汇水区。长江总水量的 25%、黄河总水量的 49% 和澜沧江总水量的 15% 都来自于三江源区,使这里成为了我国重要的水源地,素有“中华水塔”之称^[9]。然而,由于该地区生态系统自身的脆弱性,对气候变化响应异常敏感,加之过度放牧等人为因素的干扰,近年三江源区的高寒草甸出现大面积退化现象,进而导致了生态环境急剧恶化,草地生产力下降,水源涵养能力降低,植物和土壤质量衰退,生物多样性降低,生态系统恢复功能下降或已失去恢复能力^[10]。其中严重地区已沦为次生裸地或利用价值极低的“黑土滩”,约占退化草地总面积的 40%,并呈逐年增加趋势^[11]。刘纪远等^[12]研究指出,三江源区草地已呈现出全面退化的趋势,李晖等^[13]研究则表明,近 30 年三江源区的湖泊总面积减少了 65.76 km²,刘光生等^[14]的研究表明,三江源区的水面蒸发增加,年径流明显减少。以上这些研究都表明,三江源区出现了冰川消融、湖泊萎缩、土地沙漠化、草地退化等一系列生态问题,这不仅极大地改变了生态系统的水分交换过程,同时也严重影响到当地畜牧业的发展和人民生活,制约了地方社会经济的可持续发展。在此背景下,有必要对三江源区草地退化对其生态系统水分收支的影响做出

定量分析和科学合理的判断。

本研究利用涡度相关技术和微气象方法对青藏高原三江源区退化高寒草甸的水汽通量及其相关环境因子进行了观测,并对 2006 年 12 月至 2007 年 11 月的数据进行了解析,其目的是:(1)揭示退化高寒草甸生态系统蒸散量的变化特征;(2)探讨分析生物和环境因子对退化高寒草甸生态系统蒸散量的影响机制,通过本研究以期全面探讨草地退化对高寒草甸生态系统水分收支的影响提供参考依据。

2 研究地区与研究方法

2.1 研究区概况

研究地位于青海省三江源区的果洛州大武镇东南部的退化高寒草甸样地内(34°21' N, 100°29' E, 海拔 3963 m)^[15-18],该区气候属于典型的高原大陆性气候,没有明显四季之分,仅有冷暖季之别,冷季漫长、寒冷而干燥,暖季短暂、凉爽而湿润。研究区太阳辐射强烈,年日照时数均值在 2 500 h 以上,年总辐射量为 6 238~6 299 MJ·m⁻²。然而温度较低,年均气温为-0.5℃,温度年较差小,而日较差大。年平均降水量约 500 mm,其中 85% 的降水量集中在生长季(5—9 月)。样地土壤类型以高山草甸土(Alpine meadow soil)和高山灌丛草甸土(Alpine shrubby meadow soil)为主。退化高寒草甸样地植物群落建群种为矮嵩草(*Kobresia humilis*),主要伴生种有小嵩草(*Kobresia pygmaea*)、早熟禾(*Poa annua*)、细叶亚菊(*Ajania tenuifolia*)等^[15]。受过度放牧和气候变化的影响,该区植被低矮,研究期间生物量和叶面积指数(Leaf area index, LAI)的变化如图 1 所示。LAI 的最大值出现在 7 月,为 0.96 m²·m⁻²,生物量的最大值则出现在 8 月,为 120 g·m⁻²。

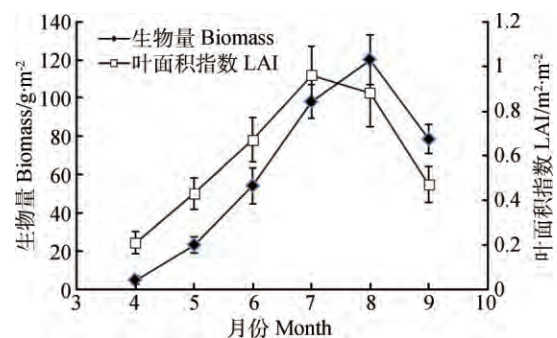


图 1 退化高寒草甸样地地上生物量和叶面积指数的季节变化

Fig. 1 Seasonal variation of the aboveground biomass and the leaf area index(LAI) in degraded alpine meadow

2.2 研究方法

在退化高寒草甸样地的中心区域安装开路式涡度相关系统。样地地势平坦、视野开阔,并具有足够的“风浪区”(半径在300 m以上),符合涡度相关观测的条件。由于本研究中的退化高寒草甸地势平坦,可不考虑地表径流,因此水分支出项主要为蒸散和渗漏两项。在样地中央安装3 m高的观测塔,超声风速仪(CSAT3, Campbell Scientific Inc, USA)用于测定虚温和三维风速,开路式红外气体分析仪(LI-7500, LI-COR, USA)用于监测生态系统水汽通量变化和净生态系统CO₂交换,仪器固定在通量观测塔上,安装高度为2.2 m。采样频率10 Hz,每15 min输出一次平均值,数据记录在数据采集仪(CR5000, CSI, USA)中。同时利用微气象观测系统测定风向、风速(014A, 034A-L, CSI, USA)、净辐射(CNR-1, Kipp&Zonen, Netherlands)、土壤热通量(HFT-3, CSI, USA)、空气温湿度(HUMP45C, CSI, USA)、不同深度的土壤温度(105T, CSI, USA)、地表温度(107, CSI, USA)、降水(TE525MM, CSI, USA)以及不同深度的土壤含水量(TDR, CS615, CSI, USA)等相关数据。通过数据采集仪(CR5000和CR23X, CSI, USA)存储15 min统计数据。

2.3 数据分析

本研究的涡度相关系统首先对原始数据进行坐标轴旋转,温度变换和WPL校正^[19]。另外考虑到降水、摩擦风速等因素的影响,对异常数据进行剔除。由于仪器故障、断电等原因造成的部分缺失数据及剔除的异常数据,当缺失的通量数据时间小于2 h时使用线性内插法进行插补,大于2 h时使用非线性回归法进行插补^[20]。气象数据的缺失,则参考相邻站点的数据回归后,用插补值代替缺失值。最后采用SAS 9.2 (SAS Institute Inc., Cary, NC, USA)软件进行统计分析。

生态系统能量平衡通常用以下公式表示^[21]:

$$R_n - G = LE + H$$

式中, R_n 为净辐射($W \cdot m^{-2}$), G 为土壤热通量($W \cdot m^{-2}$), LE 为潜热通量($W \cdot m^{-2}$), H 为显热通量($W \cdot m^{-2}$)。

能量闭合程度通常用涡度相关技术观测的能量通量($LE+H$)与有效能量(净辐射与土壤热通量的差值, R_n-G)进行线性回归,利用其斜率和截距来分析能量的闭合程度。诸多研究指出,利用涡度相关

法普遍存在能量不闭合现象^[7]。本研究能量闭合方程为: $LE+H=0.6296(R_n-G)+1.0499$ (图2)。其能量闭合度是0.63,因此本研究也存在能量不闭合现象,但在已报道的能量闭合范围(0.53~0.99)内^[7]。导致能量不闭合的原因非常复杂,包括观测系统的采样误差、仪器误差、湍流通量观测中的高低频损失、平流效应等,关于本研究能量不闭合的具体原因尚有待于进一步分析研究。

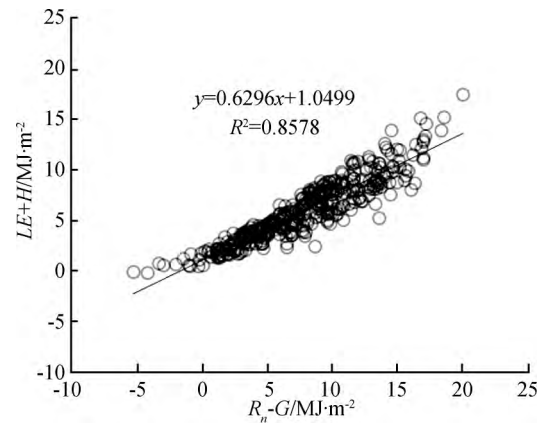


图2 退化高寒草甸样地能量闭合状况

Fig. 2 Linear regression between the sum of latent heat and sensible heat fluxes ($H+LE$) and the available energy (R_n-G) in degraded alpine meadow during this study

波文比(β)定义为显热通量与潜热通量的比值,即:

$$\beta = H/LE$$

平衡蒸散(Equilibrium Evapotranspiration, ET_{eq})按下式定义^[21]:

$$ET_{eq} = \Delta(R_n - G)/L(\Delta + \gamma)$$

式中, Δ 为饱和水汽压—空气温度曲线的斜率, L 为水的汽化潜热系数, γ 为干湿表常数。

冠层导度(g_c)与解耦系数(Ω)的计算公式分别为^[22]:

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

$$\Omega = (\Delta + \gamma) / [\Delta + \gamma(1 + g_a / g_c)]$$

式中, ρ 为空气密度($kg \cdot m^{-3}$), C_p 为空气定压比热, VPD 为饱和水汽压差(KP_a), g_a 为空气导度($mm \cdot s^{-1}$)。 g_a 按下式计算:

$$1/g_a = u/u^*{}^2 + 6.2u^*{}^{-0.67}$$

式中, u 为风速, u^* 为摩擦风速。

3 结果与分析

3.1 环境因子的变化

研究期间的净辐射(R_n)、空气温度(T_a)、5 cm

土壤温度 (T_{s5cm})、降水量 (P)、5 cm 土壤含水量 (SWC_{5cm}) 和饱和水汽压差 (VPD) 呈明显的季节变化 (图 3)。 R_n 日最大值为 $21.23 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 出现在 6 月份, 日最小值为 $-6.18 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 出

现在 12 月份, 年平均值为 $7.82 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 但生长季的平均值达到了 $12.24 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 年总量为 $2855.01 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 其中大约 66% 集中在生长季的 5—9 月。

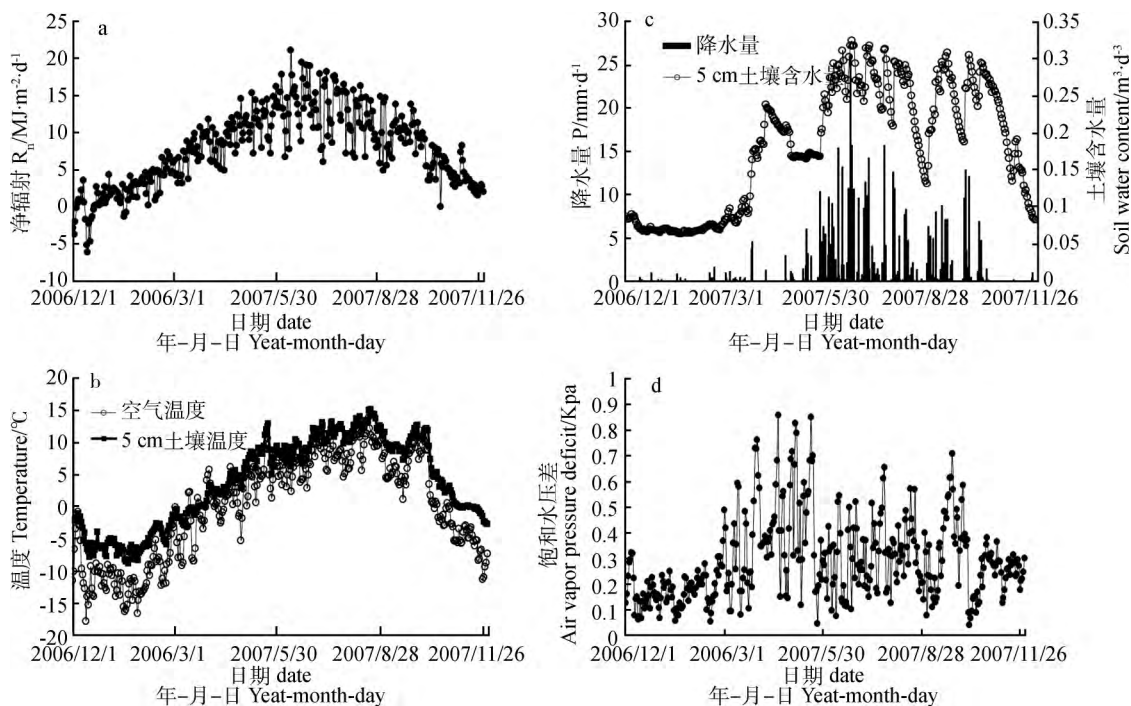


图 3 净辐射 (a)、空气温度与 5 cm 土壤温度 (b)、降水量与 5 cm 土壤含水量 (c) 和饱和水汽压差 (d) 的季节变化

Fig. 3 Seasonal variation of net radiation (a), air temperature and 5 cm soil temperature (b), precipitation and 5 cm soil water content (c), vapor pressure deficit (d) in degraded alpine meadow during this study

T_a 与 T_{s5cm} 的变化趋势与 R_n 大概一致, 冬季的日平均温度基本在 0°C 以下, 日平均温度最低值分别为 -17.8°C 和 -8.8°C 。随着生长季的来临, 温度逐渐升高, T_a 和 T_{s5cm} 均在 8 月达到日平均温度的最高值, 分别为 13.8°C 和 15.1°C , 观测期间的年平均 T_a 为 0.0°C , 年平均 T_{s5cm} 高于气温, 为 3.7°C 。即使在生长季研究样地仍处于低温环境, T_a 和 T_{s5cm} 的平均值 (5—9 月) 分别为 7.1°C 和 10.2°C 。

降水主要发生在生长季, 6 月份的降水量最多, 为 147.5 mm , 生长季的日平均降水量为 $2.9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 日最高降水量为 26.2 mm , 而非生长季降水量明显减少, 日均值仅为 $0.3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。 SWC_{5cm} 变化主要受降水事件的影响, 降水发生后迅速上升, 之后呈降低趋势。生长季中 SWC_{5cm} 在 $0.13 \sim 0.32 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 间波动, 最高值出现在 6 月。

VPD 是表征空气湿度的物理量, 其变化主要受温度影响。 VPD 的年内季节性波动比温度和 R_n 剧烈得多, 总体上是生长季高于非生长季, 5 月份达到最高值, 日最高值为 0.86 Kpa , 日最低值为 0.04

Kpa , 出现在 6 月。

3.2 蒸散量的季节变化

退化高寒草甸 ET 的年变化趋势与 R_n 基本一致, 呈明显的单峰型 (图 4), 12、1、2 月由于土壤温度基本维持在 0°C 以下, 土壤冻结导致 ET 较低。 3 月之后随着辐射的上升和土壤解冻的开始, ET 逐渐升高, 特别是进入生长季后, 由于降水的增加、辐射的增强和植物的生长, 为 ET 提供了充足的水分和热量条件, ET 迅速增高, 日最高值出现在 6 月 12 日 (5.1 mm), 月总量在 6 月达到最大, 为 85.4 mm 。之后随着生长季的结束, 可利用的能量减少, 植被开始枯萎和凋落, ET 也逐渐下降。生长季中 ET 的平均值为 $2.3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 总量 346.5 mm , 约占全年 ET 的 71%, 而非生长季日均 ET 为 $0.6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。由此可见该生态系统通过蒸散消耗的水分主要集中在生长季。

3.3 水分收支状况

观测期间的年降水量为 494.5 mm , 其中生长

季为 439.7 mm, 约占全年降水量的 89%, 因此生长季的降水量在水分收支过程中起着至关重要的作用。然而即使在生长季, 各月的降水量分布也不均匀, 6 月份最高为 147.5 mm, 11 月最低仅 0.1 mm (图 3c)。

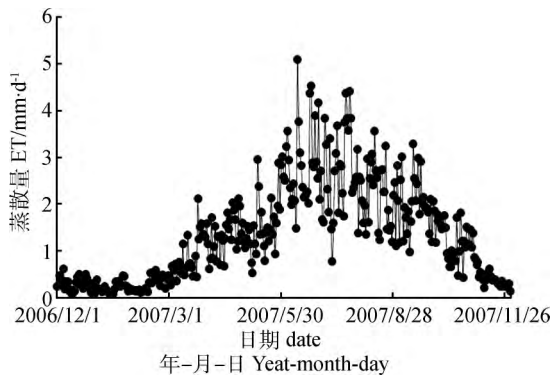


图 4 退化高寒草甸样地蒸散量的季节变化

Fig. 4 Seasonal variation of evapotranspiration in degraded alpine meadow

ET 与降水的比值 (ET/P) 是描述陆地生态系统水分收支的重要参数之一。研究期间的年 ET/P 约为 0.97, 即 ET 大致与降水量持平。但各月的 ET/P 存在较大差异 (图 5), 从图可以看出, 冬季由于降水稀少, ET/P 的值相对较高, 进入生长季后, 降水量迅速增多, ET/P 的值也随之下降, 生长季的 ET/P 为 0.79, 非生长季的 ET/P 却高达 2.47。通过该样地 ET/P 可以看出, 由降水输入的水分绝大部分通过 ET 进入大气, 仅剩余的一小部分渗漏入地下。

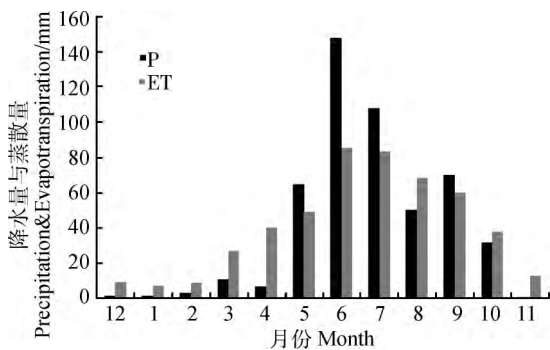


图 5 退化高寒草甸样地蒸散量与降水量的季节变化

Fig. 5 Seasonal variation of evapotranspiration and precipitation in degraded alpine meadow

ET_{eq} 是表示在水分不受限制时, 生态系统理论上最大可能的 ET 值。为了评估水分条件对 ET 的影响, 我们比较了累积 ET_{eq}、累积 ET 和累积降水量的变化。在观测期间的前两个月, 累积

ET_{eq} 和累积 ET 几乎相等, 大于降水量, 之后随着降水量的增多, 累积降水量逐渐超过累积 ET 但仍然小于累积 ET_{eq}, 整个研究期间内, 累积 ET_{eq} 一直大于其他两项, 累积降水量则在进入生长季后逐渐增大超过累积 ET, 之后累积降水量一直大于累积 ET (图 6)。

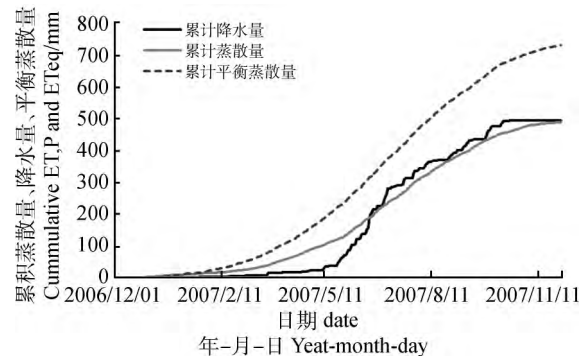


图 6 退化高寒草甸样地的累积平衡蒸散量、累积蒸散量和累积降水量

Fig. 6 Cumulative ET_{eq}, cumulative ET and cumulative precipitation in degraded alpine meadow

4 讨论

4.1 环境因子对蒸散的影响

4.1.1 辐射对蒸散的影响 太阳辐射 (R_s) 是驱动地球-大气系统能量和物质交换的主要动力。到达陆地生态系统的太阳辐射, 其中一部分被反射, 一部分被植物吸收, 绝大部分用于潜热 (LE) 和显热 (H)。R_n 是地表通过短波、长波辐射过程得到的净能量, 与地表植被状况息息相关, 是陆地生态系统蒸散过程的主要驱动力, 在大气系统的相互作用中起着关键作用^[23], 在水分不受限制条件下, ET 基本上由 R_n 控制^[24]。从图 7a 可以看出, 在 R_n 低于 4 MJ · m⁻² · d⁻¹ 时, 土壤处于冻结状态 (T_{s5cm} 小于 0°C), ET 受 R_n 的影响不大, 但当土壤解冻后, ET 随着 R_n 的升高呈直线增加趋势, 其决定系数在 0.98 以上。

研究期间生态系统接收的 R_s 年总量高达 6 174.56 MJ · m⁻², 但年均 R_n/R_s (0.46) 略低于已报道的森林 (0.60) 与草地 (0.53, 0.58) 生态系统^[25-27]。反照率是影响净辐射的重要因子, 对下垫面变化较为敏感, 由于草地退化改变了植被盖度, 进而影响反照率的变化^[28]。本研究的退化高寒草甸年均地表反照率为 0.22, 该值比大多数陆地生态系统 (农田、草地、森林) 及全球平均值 (0.13) 要高^[29],

另有报道青藏高原通过地面有效辐射损失的能量比低海拔地区多^[30],因此相对较高的反照率与地面有效辐射是导致 R_n/R_s 偏低的主要原因。尽管如此,

但由于该地区接收的太阳辐射比全国大部分地区都要高^[31], R_n 也相对高于低海拔地区,因此退化高寒草甸的 ET 比我国大部分草地生态系统要高^[21-22]。

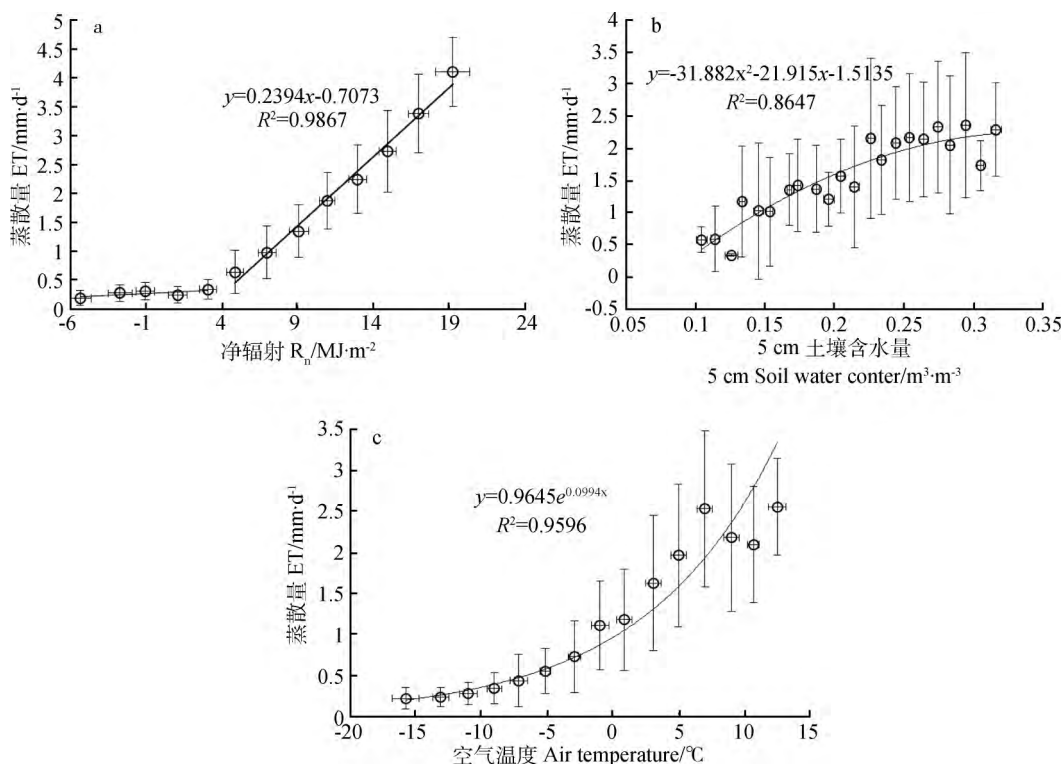


图 7 退化高寒草甸样地的净辐射 (a)、5 cm 土壤含水量 (b)、空气温度 (c) 与蒸散量的相关关系
Fig. 7 Correlation between net radiation, 5 cm soil water content, air temperature and evapotranspiration in degraded alpine meadow

4.1.2 温度和 VPD 对蒸散的影响 温度是影响生态系统 ET 的重要因子,温度是一个地区热量高低的度量尺度,直接影响植被的生长发育,也制约着植被蒸腾作用的强弱;温度的变化还可以通过影响冰雪消融和降水方式而影响陆面的蒸发过程^[32]。

尽管研究样地接收的太阳辐射强烈,但长期处于低温环境,因此,相对于其他草地生态系统,ET 对温度的响应可能更敏感。温度与 ET 的关系表明:ET 随着空气温度的升高呈指数上升趋势(图 7c),说明温度对该生态系统 ET 具有重要影响。

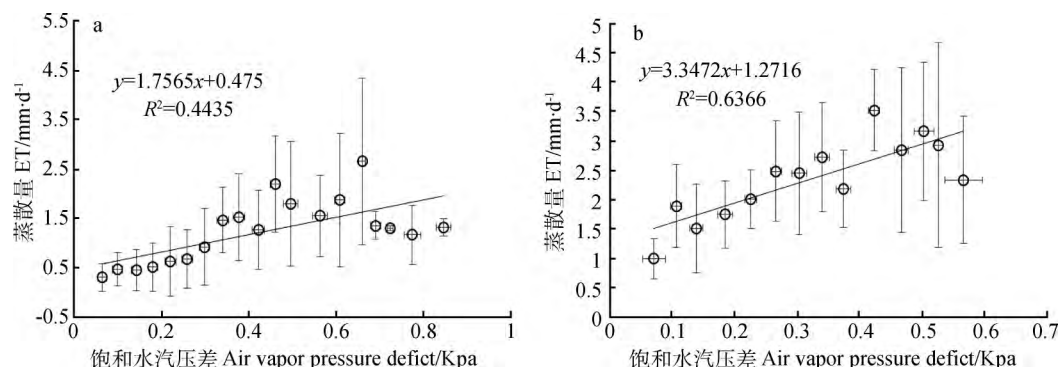


图 8 5 cm 土壤含水量小于 $0.25 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (a) 和大于 $0.25 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (b) 时饱和水汽压差与蒸散量的相关关系
Fig. 8 Correlation between vapor pressure deficit and evapotranspiration when 5 cm soil water content is less than $0.25 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (a) and greater than $0.25 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (b)

VPD 也是影响 ET 的一项重要因子,因为 VPD 影响着植物气孔的闭合,从而控制着植物蒸腾、光合

等生理过程^[33-35]。VPD 的增加会使叶片的气孔导度升高,进而加剧植被蒸腾。该退化高寒草甸 VPD 的值在一个很窄的范围内波动(0.04~0.86 Kpa),明显低于其他草地生态系统(2~5 Kpa)^[22]。因此相对较低的 VPD 可能限制了植被的蒸腾作用。从图 8 中可以看出,在 SWC_{5cm} 大于 0.25 m³·m⁻³ 时,VPD 对 ET 的影响更大,而 SWC_{5cm} 小于 0.25 m³·m⁻³ 时,ET 可能受土壤水分的影响更大。

4.1.3 水分对蒸散的影响 土壤水分是保证生态系统 ET 的基本物质条件^[21],而研究地的土壤水分变化主要受控于降水事件的发生(图 3c)。ET 季节变化中的一些峰值对应的是 SWC_{5cm} 的高值(图 3c 和图 4),ET 与降水量和土壤含水量的变化趋势基本是同步的。当降水发生时,土壤含水量迅速上升,ET 也随之增加,无降水发生时,土壤水分逐渐下降,ET 也随之降低。在降水量最多的 6 月土壤含水量也达到最高值,6 月份的 ET 也为观测期间的最高值(85.4 mm)。8 月之后植物进入生长季末期,虽有几次降水发生,但由于 R_n 的逐渐降低,以及植被的凋落,ET 呈降低趋势。从图 7b 可以看出,ET 随着 SWC_{5cm} 的升高而增大,二者之间有很好的回归关系(决定系数为 0.86)。但当 SWC_{5cm} 升高到一定程度,ET 随之增加的速度放缓。因此只有在土壤水分较低时,土壤水分对生态系统 ET 影响较大。

4.1.4 蒸散与环境因子的相关关系 为进一步探讨 ET 与各环境因子之间的关系,采用相关分析对 ET 与各个环境因子进行分析。通过相关分析发现,R_n 对该区域 ET 的影响最大,其次是空气温度与 SWC(表 1)。

为进一步确定环境因子对 ET 的综合影响,将以上各因子与 ET 进行多元回归后得到以下关系式:

$$ET = 0.156R_n - 0.003T_a + 2.878SWC_{5cm} - 0.201VPD - 0.344$$

其参数估计见表 2。

4.2 生物因子对蒸散的影响

4.2.1 植被对蒸散的影响 植被对 ET 具有显著的影响,这已在诸多研究中被证实^[4,36]。ET 与地上生物量和 LAI 的变化趋势大致相同(图 1 和图 4),均呈单峰型变化,但 ET 的最高值出现在 R_n 和温度较高、以及降水量最多的 6 月,而 LAI 与地上生物量的最大值分别出现在 7 月和 8 月。说明 ET 的变化在很大程度上受辐射和水热条件的影响,而植被

对 ET 的影响相对较小。由于草地退化极大地降低了植被覆盖度和地上生物量(LAI 的最大值仅为 0.96 m²·m⁻²)^[15],这可能是导致植被对 ET 的贡献不明显的原因之一。

表 1 蒸散与环境因子的相关关系

Table 1 Correlativity of evapotranspiration and environmental factors

环境因子		相关系数
Environmental factors		r
蒸散 ET	净辐射 R _n	0.89
	空气温度 Air temperature	0.76
	5 cm 土壤含水量 SWC _{5cm}	0.74
	饱和水汽压差 VPD	0.37
	降水量 P	0.24

表 2 多元回归的参数估计

Table 2 Parameter estimate of the multiple regression

变量	参数估计	标准误差	t 值	P 值
Variables	Parameter estimate	Standard error	t value	P value
截距 Interception	-0.344	0.130	-2.65	0.0084
净辐射 R _n	0.156	0.008	19.70	<0.0001
空气温度 Air temperature	-0.003	0.007	-0.45	0.6542
5 cm 土壤含水量 SWC _{5cm}	2.878	0.521	5.53	<0.0001
饱和水汽 压差 VPD	-0.201	0.188	-1.07	0.2869

通过本研究与其他草地生态系统 ET 的比较(表 3),可以看出本研究的 ET 处在这些研究结果的中间范围,但 ET/P 则较高。表中放牧样地 ET/P 同样也很高,与本研究结果相似,这可能是由于放牧导致的草地生态系统植被盖度的下降,进而导致生态系统涵养水分能力下降,大部分的水分通过 ET 返回大气。

本研究的退化高寒草甸全年 ET/P 为 0.97,该值在已报道的草地生态系统 ET/P 范围(40%~150%)之内^[6,21],但高于未退化青海省海北矮嵩草草甸和蒙古草原^[21-22],主要是草地退化导致地上生物量和 LAI 都明显下降,土壤裸露面积增加,加大了土壤蒸发对 ET 的贡献。根据以上结果,可以推断高寒草甸退化导致其生态系统蒸散的增加,进而加大了返回到大气中的水分,降低了生态系统涵养水分的能力。

表 3 不同草地类型蒸散状况比较

Table 3 The comparisons of ET among different grassland types

植被类型 Vegetation Type	海拔 Altitude/m	纬度 Latitude	经度 Longitude	年蒸散量 Annual ET/mm	年降水量 Annual Precipitation/mm	年蒸散量与 年降水量比值 ET/P	文献 Reference
放牧草地 Grazed steppe	1358	41°46'N	115°41'E	314.3	328.0	0.96	[34]
湿生混合草原 Wet mixed grassland	—	36°06'N	140°06'E	808.5	1194.2	0.68	[25]
高草草原 Tallgrass prairie	350	36°56'N	96°41'W	640.0~810.0	1104.0~1213.0	0.53~0.73	[35]
高寒草甸 Alpine meadow	3250	37°60'N	101°30'E	341.0~426.0	554.0~666.0	0.51~0.77	[22]
典型草原 Typical steppe	1235	47°21'N	108°74'E	163.0	248.0	0.66	[21]
高寒退化草甸 Alpine degraded meadow	3963	34°21'N	100°29'E	481.9	494.5	0.97	本研究 This study

4.2.2 冠层导度和解耦系数对蒸散的影响 冠层导度(g_c)一定程度上也影响着 ET, g_c 对于 ET 的影响根据植被下垫面和环境因子特征的不同而变化, 通常 ET 随 g_c 的升高而增大^[22]。解耦系数(Ω)被用来区分 R_n 和 VPD 对 ET 的影响^[22], Ω 值高说明 R_n 是影响 ET 的主要因素, 反之受 VPD 影响更大。

本研究从生长季和非生长季各选取了两个典型晴天来探讨 g_c 和 Ω 的变化(图 9), 从图中可以看

出, 生长季的 g_c 值明显高于非生长季, 这与 ET 的季节变化相一致。在非生长季 g_c 的最高值一般出现在 8:00—11:00, 由于非生长季植物凋萎, 地面有效辐射加强, 温度和 VPD 较低, 可能是导致 g_c 出现高值的原因; 而在降水丰沛的生长季, g_c 的最大值则出现在正午前后, 可能是由于温度和 VPD 相对较高的原因, 进而导致退化高寒草甸 ET 的最高值出现在正午左右。

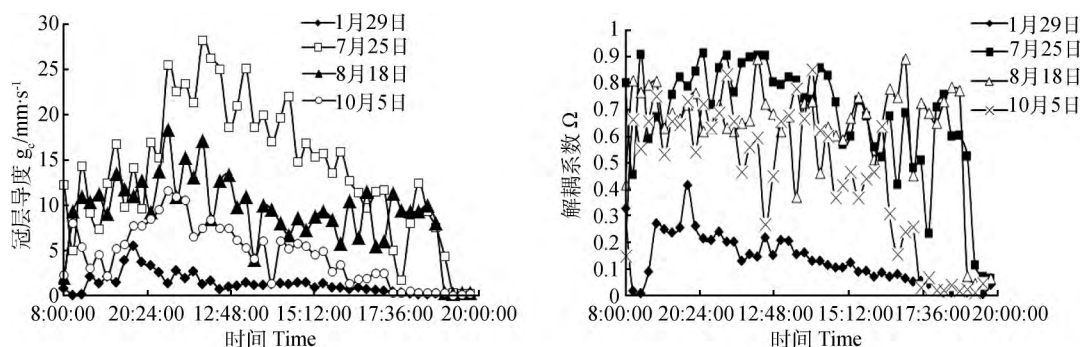


图 9 退化高寒草甸样地冠层导度(g_c)和解耦系数(Ω)在四个典型晴天(1月 29 日, 7 月 25 日, 8 月 18 日, 10 月 5 日)的日变化
Fig. 9 Daily variation of canopy conductance(g_c) and decoupling coefficient(Ω) on four typical clear days (January 29, July 25, August 18, October 5) in degraded alpine meadow

Ω 值的变化范围在 0~1 之间, 当 Ω 值接近 1 时, 表示 ET 主要是受 R_n 的影响; 当 Ω 值趋近 0 时, 表示冠层与大气耦合较好, ET 主要受 VPD 的控制。从图中可以看出, Ω 值在生长季大部分集中在 0.8~0.9 附近, 说明生长季 ET 主要受 R_n 的控制。而非生长季的 Ω 值则基本低于 0.6, 说明 VPD 成为影响 ET 的主要因子。

5 结论

通过对三江源区退化高寒草甸蒸散的观测与研

究, 初步表明退化高寒草甸生态系统蒸散的季节变化主要受净辐射、温度和土壤含水量的影响, 蒸散量与降水量基本持平(蒸散约占降水的 97%), 生长季的蒸散约占降水的 79% 左右, 明显高于其他草地生态系统和全球陆地生态系统的平均值。由于高寒草甸退化降低了植被的盖度和生物量, 即使在生长旺期地表也有大量土壤裸露, 由此可推断, 草地退化后可能极大地增加了土壤的蒸发量, 进而导致整个生态系统通过蒸散向大气输送的水汽增加, 降低了高寒草甸涵养水源的能力。由于涡度相关法无法区分土壤蒸发和植被蒸腾, 在以后的研究中我们将加强

土壤蒸发的观测与研究,对土壤蒸发和植被蒸腾进行定量分析。

参考文献

- [1] 张强,张之贤,问晓梅,等. 陆面蒸散量观测方法比较分析及其影响因素研究[J]. 地球科学进展,2011,26(5):538-547
- [2] 吴锦奎,陈军武,吴灏,等. 疏勒河上游高寒草甸蒸散对比研究[J]. 地理科学,2013,33(1):97-103
- [3] 周蕾,王绍强,陈镜明,等. 1991年至2000年中国陆地生态系统蒸散时空分布特征[J]. 资源科学,2009,31(6):962-972
- [4] Wever L, Flanagan L, Carlson P. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland[J]. Agricultural and Forest Meteorology,2002,112(1):31-49
- [5] Li J, Jiang S, Wang B, et al. Evapotranspiration and Its Energy Exchange in Alpine Meadow Ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Journal of Integrative Agriculture,2013,12(8):1396-1401
- [6] 郑涵,王秋凤,李英年,等. 海北高寒灌丛草甸蒸散量特征[J]. 应用生态学报,2013,24(11):3221-3228
- [7] 戚培同,古松,唐艳鸿,等. 三种方法测定高寒草甸生态系统蒸散比较[J]. 生态学报,2008,28(1):202-211
- [8] 徐玲玲,张宏洲,石培礼,等. 青藏高原高寒草甸生态系统净二氧化碳交换量特征[J]. 生态学报,2005,25(8):1948-1952
- [9] 周秉荣,李凤霞,肖宏斌,等. 三江源区潜在蒸散时空分异特征及气候归因[J]. 自然资源学报,2014,29(12):2068-2077
- [10] 李博. 中国北方草地退化及其防治对策[J]. 中国农业科学,1997,30(6):1-9
- [11] 王启基,莱德珍,景增春,等. 三江源区资源与生态环境现状及可持续发展[J]. 兰州大学学报(自然科学版),2005,41(4):31-37
- [12] 刘纪远,徐新良,邵全琴. 近30年来青海三江源地区草地退化的时空特征[J]. 地理学报,2008,63(4):364-376
- [13] 李晖,肖鹏峰,冯学智,等. 近30年三江源地区湖泊变化图谱与面积变化[J]. 湖泊科学,2010,22(6):862-873
- [14] 刘光生,王根绪,张伟. 三江源区气候及水文变化特征研究[J]. 长江流域资源与环境,2012,21(3):302-309
- [15] 周华坤,赵新全,周立,等. 青藏高原高寒草甸的植被退化与土壤退化特征研究[J]. 草业学报,2005,14(3):31-39
- [16] 刘伟,周立,周华坤,等. 嵩草草甸退化预测模型的初步研究[J]. 草地学报,2004,12(1):60-65
- [17] 肖桐,邵全琴,孙文义,等. 三江源高寒草甸典型坡面草地退化特征综合分析[J]. 草地学报,2013,21(3):452-459
- [18] 刘洪来,鲁为华,陈超. 草地退化演替过程及诊断研究进展[J]. 草地学报,2011,19(5):866-871
- [19] 李春,何洪林,刘敏,等. ChinaFlux CO₂ 通量数据处理系统与应用[J]. 地球信息科学,2008,10(5):557-565
- [20] 徐自为,刘绍民,徐同仁,等. 涡动相关仪观测蒸散量的插补方法比较[J]. 地球科学进展,2009,24(4):372-382
- [21] Li S G, Asanuma J, Kotani A, et al. Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints[J]. Journal of Hydrology,2007,333(1):133-143
- [22] 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):D08118, doi: 10.1029/2007.JD009173
- [23] 高扬子,何洪林,张黎等. 近50年中国地表净辐射的时空变化特征分析[J]. 地球信息科学学报,2013,15(1):1-14
- [24] Hanson R L. Evapotranspiration and droughts[J]. U. S. Geological Survey Water Supply Paper,1988,2375:99-104
- [25] Li S G, Lai C T, Lee G, et al. Evapotranspiration from a wet temperate grassland and its sensitivity to microenvironmental variables[J]. Hydrological Process,2005,19(2):517-532
- [26] 费学海,张一平,宋清海,等. 元江干热河谷太阳辐射各分量及反照率变化特征[J]. 北京林业大学学报,2016,38(3):1-10
- [27] 张一平,窦军霞,于贵瑞,等. 西双版纳热带季节雨林太阳辐射特征研究[J]. 北京林业大学学报,2005,27(5):17-25
- [28] Song J. Phenological influences on the albedo of prairie grassland and croplands[J]. International Journal of Biometeorology,1999,42(3):153-157
- [29] 王少影,张宇,吕世华,等. 玛曲高寒草甸地表辐射与能量收支的季节变化[J]. 高原气象,2012,31(3):605-614
- [30] Zhang X C, Gu S, Zhao X Q, et al. Radiation partitioning and its relation to environmental factors above a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres,2010(115):D10106, doi: 10.1029/2009JD012373
- [31] 吕宁,刘荣高,刘纪远. 1998-2002年中国地表太阳辐射的时空变化分析[J]. 地球信息科学学报,2009,11(5):623-630
- [32] 裴超重,钱开铸,吕京京,等. 长江源区蒸散量变化规律及其影响因素[J]. 现代地质,2010,24(2):362-368
- [33] 高春娟,夏晓剑,师恺,等. 植物气孔对全球环境变化的响应及其调控防御机制[J]. 植物生理学报,2012,48(1):19-28
- [34] Ainsworth E, Rogers A. The response of photosynthesis and stomatal conductance to rising [CO₂]: mechanisms and environmental interactions[J]. Plant Cell and Environment,2007,30:258-270
- [35] Dong J A, Bergmann D C. Stomatal patterning and development[J]. Current Topics in Developmental Biology,2010(91):267-297
- [36] Obrist D, Verburg P S J, Young M H, et al. Quantifying the effects of phenology on ecosystem evapotranspiration in planted grassland mesocosms using EcoCELL technology[J]. Agriculture and Forest Meteorology,2003,118(3-4):173-183

(责任编辑 位晓婷)