

黑河上游高寒草地蒸散发日变化及其影响因子分析

彭焕华¹, 赵传燕², 梁继¹

(1. 湖南科技大学 地理空间信息技术国家地方联合工程实验室, 湖南 湘潭 411201;

2. 兰州大学 草地农业生态系统国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 基于箱式气体交换观测原理,采用Li-8100A通量自动测量系统测定了黑河上游高寒草地群落蒸散发量,并采用相关系数和通径系数分析了高寒草地蒸散发日变化与环境因子的关系。观测结果显示:Li-8100A能够较好地观测草地群落的蒸散发日变化过程;生长季旺盛期晴天高寒草地蒸散发日变化呈单峰变化;有草覆被和没有草覆被样点之间存在较大差异,通过两者之间差值可将植物蒸腾和土壤蒸发区分开来。相关系数和通径系数分析显示,影响高寒草地蒸散发日变化最大的影响因子是空气温度,其次是土壤水分和风速,而土壤温度、太阳辐射主要是通过空气温度而间接影响蒸散发速率日变化。

关键词: 土壤蒸发; 植被蒸腾; 箱式气体交换观测方法; 通径分析; 黑河流域

中图分类号: P332.2

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2016)01-0046-08

Daily variation of evapotranspiration rate of alpine grassland and analysis of its environmental factors in upper reach of Heihe River

PENG Huanhua¹, ZHAO Chuanyan², LIANG Ji¹

(1. National-Local Joint Engineering Laboratory of Geo Spatial Information Technology,

Hunan University of Science and Technology, Xiangtang 411201, China; 2. State Key

Laboratory of Grassland Agro-ecosystem, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Based on the theory of gas exchange measurement of chamber system, the paper used Li-8100A automated soil CO₂ flux system to measure the diurnal evapotranspiration of alpine meadow community in the upper reach of Heihe River. The relationship between the diurnal variation of evapotranspiration rate and environmental factors was represented by the correlation coefficient and path coefficients. The result shows that the Li-8100A can be effectively used to measure the changes of diurnal evapotranspiration rate. The variation of alpine meadow evapotranspiration rate appears single-peak changing tendency over time in a sunny day. There are larger difference between the sample with grass land and that with bare land; the difference of the two could be considered as the grass transpiration. The correlation coefficient and path coefficients between the evapotranspiration rate and environmental factors indicated that the air temperature has the strongest positive effect on evapotranspiration rate, the subsequent factors is soil moisture and wind speed. In addition, the soil temperature, solar radiation have indirect effect on evapotranspiration rate through the change of air temperature.

Key words: soil evaporation; grass transpiration; observation method of box gas exchange; path analysis; Heihe River Basin

1 研究背景

蒸散发是一个涉及土壤、植被和大气等与天气气候密切相关的复杂过程,它既是地表能量平衡的组成

部分,也是流域水量平衡计算中的重要项目之一。对于地表蒸散发量的观测研究一直以来都是国内外地学、气象、水文学界关心的焦点问题之一。特别是最近几十年来随着地表能量交换和物质迁移研究的深

收稿日期:2015-07-20; 修回日期:2015-09-01

基金项目:国家自然科学基金项目(91025015、31400409)

作者简介:彭焕华(1984-),男,湖南株洲人,博士,助理研究员,主要从事生态水文方面研究。

人及水资源合理利用与管理定量化的迫切要求,蒸散发问题越来越受到人们的重视^[1]。在干旱生态系统中,蒸散发是最主要的水分耗散,通常高达 90% 左右的年降水通过蒸散发的形式回归到大气中^[2]。国内外已有研究指出,环境因子(如:太阳辐射、空气温度、相对湿度及风速等)对生态系统蒸散发变化起着决定性的作用^[3-6]。因此,合理、精确地观测与计算干旱区蒸散发并分析其与环境因子之间的关系,对于评估干旱区水资源有着重要的意义^[7]。

草地是黑河上游重要的土地利用类型,也是覆盖面积最大的植被类型。在海拔 2 500 ~ 3 400 m 的中山区土地类型中,草原及草甸面积占到该土地类型面积的 76%,大面积分布的草地对黑河上游水文过程起着非常重要的作用^[8]。黑河上游山区草地蒸散发试验研究由来已久,已有观测研究主要集中在以下几种:基于蒸散发模型(如:Penman - Monteith 和 Priestley - Taylor 等)、水文模型(如:SHAW 模型)估算的草地蒸散发^[9-10];采用模型及小型蒸渗仪测量草地蒸散发^[10-11];基于波文比和涡度相关分析系统等进行蒸散发观测^[12]。相对于黑河中游农田的大面积高精度的蒸散发研究来说,黑河上游山区草地蒸散发研究还主要以采用蒸散发模型为主^[9,11,13]。

蒸散发模型虽然具备较详细的物理机制,但在实际使用过程中,需要大量长期连续的气象观测数据,在黑河上游由于气象要素条件及蒸散发模型众多参数的限制,蒸散发的估算精度还有待进一步提高。波文比和涡动相关等方法对空间和地表均质性要求比较高,而黑河上游复杂的山区地形及森林植被的影响导致其观测结果误差较大^[14]。在黑河上游由于实测数据的缺乏难以对各种模型估算方法的准确性进行验证,进而导致黑河上游草地蒸散发过程及对山区水文循环影响的认识缺乏。

箱式气体交换观测法主要采用不同类型的箱体将土壤、植被密封,通过测定单位时间内封闭空间内气体浓度的变化来计算研究对象的气体交换量,该方法已经广泛应用于植物生态系统气体交换研究中^[15-16]。已有相关方面的研究表明利用箱式气体交换法可以对草地植物群落水汽通量进行测定,能够获得较全面的植物群落水分利用实测数据,对于研究草地群落水量平衡具有重要的理论和实际意义^[4,17-18]。从箱式气体交换法所使用的仪器和观测方式来看,其具有精度高、机动性强,对观测样地地形要求低,是非常适合于黑河上游山区草地蒸散

发的实测需求。因此,本文将探讨基于箱式气体交换观测方法的 Li - 8100A 通量自动测量系统对黑河上游高寒草地日蒸散发进行观测,并分析典型晴天草地蒸散发日变化与环境因子之间的关系,提供黑河上游高寒草地生态系统水循环过程机理方面的相关研究基础。

2 实验样地与方法

2.1 样地概况

实验地点位于黑河上游天涝池小流域,行政上隶属甘肃省南裕固族自治县康乐牧场。地理坐标大致为 38°23' ~ 38°26'N, 99°53' ~ 99°57'E。天涝池小流域海拔 2 700 ~ 4 440 m,面积 12.8 km²,森林覆盖率 65%。流域属典型的高寒半干旱、半湿润山地森林草地气候,流域多年平均气温 0.7℃,年均降雨量 433 mm,年均潜在蒸发量 1 081 mm^[19]。流域内 2 700 ~ 3 250 m 阴坡分布青海云杉林,阳坡分布祁连圆柏林;3 250 ~ 3 750 m 主要以高山灌木为主;3 800 m 以上为高山裸岩和冰雪带。流域典型高寒草地主要分布在海拔 2 900 ~ 3 100 m,优势草本植物主要有珠芽蓼(*Polygonum viviparum*)、苔草(*Carex* sp.)、鹅绒委陵菜(*Potentilla anserina* L.)以及车前草(*Plantago asiatica* L.)等。其中,苔草、鹅绒委陵菜及车前草主要分布在坡度较缓、土层较薄、土壤水分较低的环境,所属群落类型为典型高寒草地。针对于整个黑河流域,上游山区草地主要分布在海拔 2 500 ~ 3 300 m 以内的山地森林 - 草地植被带内^[20],因而研究天老池小流域内的高寒草地蒸散发可以为进一步认识整个黑河上游山区草地对流域水文过程的贡献提供基础。

2.2 实验原理与测量仪器

箱式气体交换观测方法认为在封闭的气室内经过一定时间,植物的蒸腾和土壤的蒸发作用会导致气室内大气水分浓度发生变化。在晴朗的天气里,植被 - 土壤 - 大气这个连续的系统里,水分总是从植被和土壤进去到大气中。在封闭气室内的水汽浓度一直在增加,因而,可以通过测量封闭气室内水汽浓度的变化来计算蒸散发量。

Li - 8100A 通量自动测量系统(Li - COR, Inc)是目前使用较为广泛的土壤 CO₂ 通量测量系统,该系统自带的红外气体分析仪不仅能够测量 CO₂ 通量,同时也能够精确的测量 H₂O 通量。在较短的时间内 Li - 8100A 能够高精度的测量出 CO₂ 和 H₂O 通量的变化量(H₂O 通量测量范围为 0 ~ 60

mmol/mol, 测量精度为读数的 1.5%)。采用 Li-8100A 通量自动观测系统观测蒸散发是假设在一段比较短的时间段内(几十秒中之内), 气室周围的环境条件改变不大, 且气室内能够维持和气室外相同的环境条件, 气室内水汽通量的变化量即为气室所覆盖的面积上土壤和植被释放出来的水汽量。因此, 可以通过设计较短时间内的观测实验来测量高精度的草地蒸散发量。

2.3 实验设计与观测

实验观测场地选择在天老池流域中部海拔 3 050 m 的典型高寒草地内(样地大小为 20 m × 20 m), 观测场地中央位置架设有 HOB0 U30 (Onset Computer Corporation, Bourne, Massachusetts, USA) 小型自动气象站, 按照每 30 min 的时间步长记录有太阳辐射、空气温湿度、相对湿度、风速、气压、土壤水分及土壤温度等气象环境参数。

提前将直径为 20 cm 高 12 cm 的圆形 PVC 管底座埋入草地土壤中。参照仪器观测设计要求, 底座出露地表 2 cm, 埋入土壤部分为 10 cm, 待草地恢复到未干扰前状态再进行草地蒸散发观测。为了对比草地蒸散发和土壤蒸发, 按照相同的安装方法靠近草地样点设置另外一个观测样点, 在观测之前将地表植被予以去除, 以代表裸地的土壤蒸发。以相同的方法在样地内各布设草地和裸地重复观测样点 3 组。

通过野外观测发现, 由于样地海拔高, 在阴雨天温度较低, 草地蒸散发量非常微弱, 草地蒸散发主要发生在晴天。因此, 选择晴天作为草地蒸散发观测日。另外, 从实测的日数据来看, 在太阳照射到样地之前, 草地蒸散发基本上为零, 而太阳下山后由于山区气温下降快, 草地蒸散发量也快速下降到接近零值。因而, 选择的观测时间主要集中早晨太阳刚开始出来到太阳下山这段时间(大概为 7:00 - 20:00)。选定 2012 年生长季 8 月中旬草地生长最旺盛时期对草地蒸散发进行观测, 观测时间从早 7:00 开始到晚 20:00 结束。观测时, 有草地植被覆盖和裸土样点轮流测量, 每个样点上仪器测量时间为 4 min, 外加仪器移动和安放时间 1 min, 3 组样点测量完到下一轮测量开始, 时间间隔为 30 min, 将 3 组重复样地观测的数据进行平均, 获得 0.5 h 的平均值, 用于分析草地蒸散发日变化。

此外, 为了对 Li-8100A 观测数据进行验证, 在草地样地内布设两个小型蒸渗仪观测草地日蒸散发, 小型蒸渗仪的规格和布设参考黑河上游已有的研究中提到的方法^[10]。

2.4 H₂O 通量测量及蒸散发计算

箱式气体交换观测方法计算蒸散发最为关键的是计算出封闭气室内 H₂O 通量的变化量。通过野外实验观测的数据, 发现 Li-8100A 气室内水汽通量在气室闭合后, 在开始的几十秒中之内是属于近似线性增加的趋势, 随后气室内水汽通量逐渐达到饱和, 水汽通量缓慢增加(见图 1)。在观测的前几十秒中之内气室内的 H₂O 增加基本上属于线性增加, 参考文献[18]指出, 这个时间段内的 H₂O 变化可以认为是自然状态下的蒸散发所导致的气室内 H₂O 通量变化。因而, 可以通过线性回归对该时间段内 H₂O 通量变化率进行求解, 从而求得自然状态下的蒸散发过程中水汽通量的变化速率。

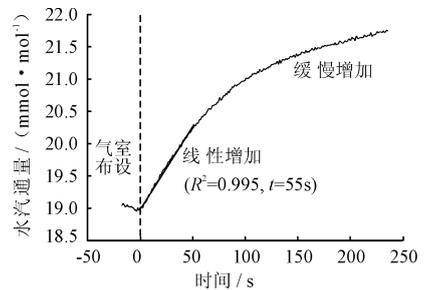


图 1 单次测量时间段内 Li-8100A 气室内水汽通量变化

依据 Li-8100A 测量原理, 采用 LI-8100A 手册中提供的公式对蒸散发进行计算^[21], 其公式如下:

$$E = \frac{dH}{dt} \frac{V}{s} \frac{p}{TR} + W \quad (1)$$

式中: E 为蒸散发量, $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$; dH/dt 为单位时间空气中水汽通量的变化量, mmol/s 。图 1 中水汽通量线性增加段的斜率; V 为气室密闭后的总体积, m^3 (包含仪器气室体积和配套管露出地表体积。在本研究中为 $5.7242 \times 10^{-3} \text{m}^3$); s 为仪器气室覆盖的地表面积(在本研究中为 $3.178 \times 10^{-2} \text{m}^2$), m^2 ; p 为观测时段内的平均气压, Pa ; T 为观测时仪器气室内的平均空气温度, K ; R 为气体普适常数 ($8.314 \text{Pa} \cdot \text{m}^3/(\text{K} \cdot \text{mol})$); W 为仪器平衡气室内气压而流失的水汽通量, $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 由于 Li-8100A 仪器设计的改进, 该值相对于气室内水汽通量的变化是可以忽略不计。

2.5 数据处理

Li-8100A 观测数据通过仪器自带的软件导入到电脑中, 并通过自带的数据处理软件提取 H₂O 水汽通量变化数据。将提取的 H₂O 通量数据在 Excel 中进行分析并计算草地蒸散发。用 SigmaPlot 11.0 软件对处理得到的蒸散发数据和气象数据进行相关

性分析及通径分析。

3 结果与分析

3.1 草地蒸散发日变化特征

利用 Li-8100A 测量数据计算得到的草地蒸散发日变化如图 2(a) 所示。晴天草地蒸散发由早晨 7:30 近乎于零值一直增加,在中午 14:00 左右达到最大值,随后逐渐降低,到 20:00 观测结束时蒸散发值降低到近乎于零值,草地蒸散发日变化呈现明显的单峰变化趋势。从观测的数据来看,草地蒸散发在上午和下午时段波动较小,而中午时分的波动要明显高于以上两个时间段。从野外的调查来看早晨较低的蒸散发量和较小的波动主要由于样地周边高山地形的遮挡使得早晨 8:30 太阳还未照射到观测样地,样地空气温度较低,加之高山地区昼夜温差大,夜间空气温度较低,在叶片上凝结了大量的水滴,观测样地相对湿度较高,随着太阳照射到观测样地(8:30 以后),样地内气温逐步升高,草地蒸散发逐渐增加;中午时段蒸散发的波动比较频繁,主要原因在于气温升高,蒸散发加强,空气中水汽增加,极易在样地周边形成斑块状的云块,云块随风漂移到样地上方阻挡太阳光的直射,从而影响草地蒸散发;而在傍晚时分随着太阳的落下,山区气温下降很快,导致草地蒸散发下降接近零值。

3.2 裸地蒸发日变化特征

裸地蒸发日变化如图 2(b) 所示。观测结果显示,裸土蒸发要远低于有植被覆盖的草地蒸散发,裸土观测值仅为有植被覆盖下草地蒸散发的 50% 左右。究其原因,主要是由于研究区草地土壤含水量较低,受制于土壤含水量的影响裸土的蒸发量要明显低于有草地覆盖下的草地蒸散发量。虽然裸土蒸发要比草地蒸散发低很多,但裸土蒸发和有植被覆盖下的草地蒸散发量日变化都遵循明显的单峰变化趋势,蒸发由早晨近乎于零值一直增加,在中午达到最大值,随后逐渐降低。对比分析发现,裸土蒸发峰值出现时间在 13:00 左右,要比有植被覆盖下草地的蒸散发量峰值出现时间(14:00 左右)提前 1 h 左右。通过分析记录到的气象数据,裸土在太阳照射下地表温度上升速度要快于有植被覆盖的地表,裸土地表温度达到最高值的时间和太阳辐射达到最高值出现时间比较接近;而有植被覆盖条件下由于植被的遮蔽作用,草地地表温度最高值出现时间要晚于辐射最高值出现的时间。

3.3 草地蒸腾日变化特征

虽然有植被覆盖的草地和裸土之间蒸散发峰值出现时间不一致,而且裸土地表环境条件和植被覆盖下的地表环境条件存在一定差异,但在数据分析过程中可以尝试通过采用两者最接近时刻的观测值分别代表有植被覆盖的草地蒸散发量和裸土土壤蒸发,通过两者之间的差值可以得到有植被覆盖的草地植被蒸腾量。图 2(c) 给出了观测日有植被覆盖的草地蒸散发和裸土蒸发之间差值所求算的草地植被蒸腾变化。

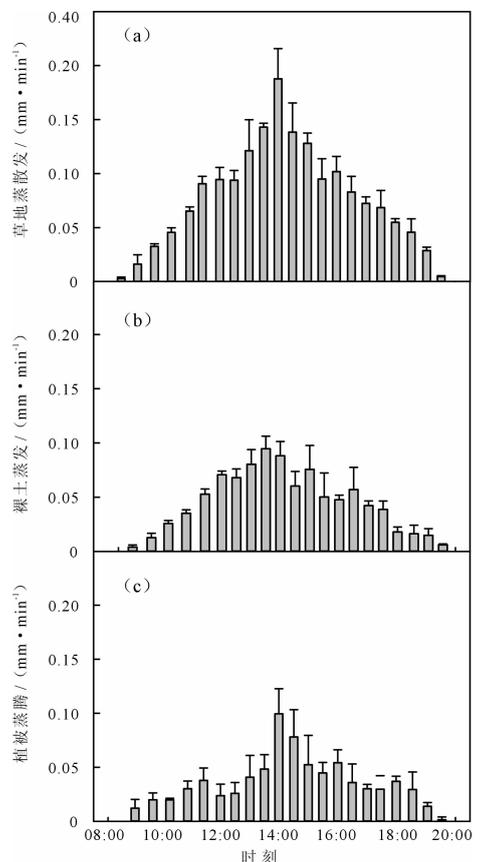


图 2 蒸散发日变化

从计算出来的草地蒸腾变化来看,草地日蒸腾变化波动较大,对比草地蒸散发和裸土蒸发的明显单峰变化规律,草地蒸腾的变化规律则表现的不那么明显,从早晨的较低值开始上升,在上午 11:00 左右达到一个小峰值,随后有所下降,短暂的下降后随即上升,并在 14:00 左右达到最高峰值,之后蒸腾量逐渐降低,在 19:00 以后快速下降到接近于零值。比较草地蒸散发、裸土蒸发和植被蒸腾出现峰值的时间可以发现,裸地蒸发峰值出现时间(13:00 左右)较早,而草地蒸散发峰值出现时间和植被蒸腾出现的峰值较晚(14:00 左右)。裸地地表温度上升

速度较快,而草地由于植被覆盖的情况,地表温度上升较慢;对于植被蒸腾而言,中午温度最高时可能并不是其生理活动最为适宜的温度,反倒由于植被叶表面温度过高会抑制其蒸腾。

3.4 草地蒸腾与土壤蒸发日变化的关系

图3给出了草地蒸散发中裸土土壤蒸发和植被蒸腾所占草地蒸散发的比例在一天内的变化规律。从图来看,观测日草地蒸散发量中土壤蒸发和草地蒸腾所占比例基本上各占50%,也即研究区草地观测日草地蒸散发量中,植被蒸腾耗水量和裸土土壤蒸发的水量相等。

从日变化来看,在10:00以前草地蒸腾所占比例比裸土比例要高很多(尤其在早晨蒸散发观测开始阶段),归结原因可能是由于夜晚在草地植被叶片上形成的小水滴在太阳照射到叶片后加大了叶片上的水面蒸发,这一部分蒸发在观测数据中被观测成为了植被蒸腾,从而会导致植被蒸腾数据明显偏高;在中午12:00太阳辐射最大时分,

草地蒸腾比例在草地蒸散发中比例占比较小,这和前面分析的裸土温度和太阳辐射同步,而有植被覆盖草地由于植被影响而延后,且植被叶表温度过高而抑制叶片蒸腾有关。

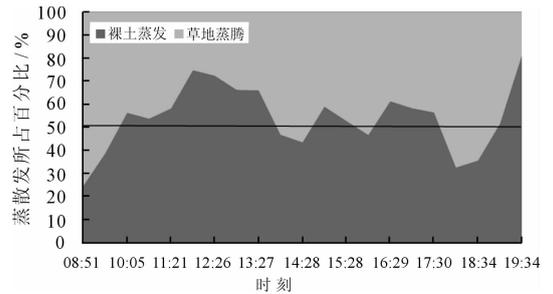


图3 草地蒸腾和裸土蒸发占草地蒸散发比例

3.5 蒸散发日变化与环境因子的关系

从观测到的数据来看,气象环境因素变化对草地蒸散发产生了重要的影响,以观测日的气象数据和计算到的草地蒸散发进行相关性分析,得到的相关性系数见表1。

表1 蒸散发速率与环境因子之间相关性系数

土地蒸发类型	风速/ ($m \cdot s^{-1}$)	气压/ kPa	土壤含水量/ ($m^3 \cdot m^{-3}$)	空气温度/ ($^{\circ}C$)	相对 湿度/%	太阳辐射/ ($W \cdot m^{-2}$)	土壤 温度/($^{\circ}C$)
草地蒸散发	0.775**	-0.755**	-0.367	0.914**	-0.613**	0.556**	-0.589**
裸土蒸发	0.688**	-0.721**	-0.305	0.936**	-0.562**	0.628**	-0.642**
草地植被蒸腾	0.737**	-0.674**	-0.395	0.722**	-0.586**	0.339	-0.405

注:**为 $P < 0.01$ 。

表1显示,观测日草地蒸散发和土壤蒸发除了和土壤水分的相关性没有通过显示性检验外,与其他所有的气象要素显著相关,其中与空气温度相关性最高,其次是气压、平均风速、太阳辐射及土壤温度等。草地植被蒸腾与气象要素之间的相关性分析显示,影响草地蒸腾变化最大的是风速,其次是空气温度、气压和相对湿度。对比分析后发现,不管是土壤蒸发还是草地蒸腾均与空气温度、风速、相对湿度显著相关,而这3个要素也是当前蒸散发模型研究中的主要气象要素。但从表1中也看到作为蒸散发水分供给的土壤水分对蒸散发、土壤蒸发和植被蒸腾的影响均不明显,可从野外的调查来看在不同的水分条件下草地蒸散发却差异巨大,土壤水分在很大程度上应对蒸散发有重要影响。

3.6 草地蒸散发日变化与环境因子之间的通径分析

为了解决各气象要素与草地蒸散发之间的相关关系,对各气象因子进行通径分析。通径分析可将

各个气象要素与蒸散发的相关分析分解为各气象要素对蒸散发的直接作用和间接作用^[22]。观测日草地蒸散发与各气象要素之间的通径系数见表2。表2中系数显示,对草地蒸散发日变化直接影响最大的环境因子是空气温度,其次是土壤水分、风速、土壤温度(通径系数绝对值大于0.3)。风速和土壤温度的直接通径系数均小于通过空气温度的间接通径系数,表明这两个因素对蒸散发日变化的直接影响小于通过空气温度的间接影响。值得注意的是,通径分析显示土壤水分对草地蒸散发产生了较大的正向直接影响,也即随土壤水分的增加会直接导致草地蒸散发的增加,但这种直接影响由于各气象要素通过对蒸散发的间接影响而掩盖了,其中起间接作用最大的是空气温度。土壤水分和空气温度之间存在较强的负相关作用,从而导致的结果是在间接影响中空气温度对蒸散发的影响将土壤水分对蒸散发的正向直接影响掩盖了。通过对比分析,可见空气温度在草地蒸散发日变化中是起主要作用。

此外, 途径系数表明风速通过空气温度, 土壤水分含量通过空气温度, 气压通过土壤水分、空气温度, 空气温度通过土壤水分, 相对湿度通过土壤水分、空气温度, 太阳辐射通过空气温度、土壤温度, 土壤温度通过空气温度, 都发生有一定的间接作用(各间接途径系数绝对值都大于 0.3)。间接作用的发生机制主要是由于各环境因子之间的相关性, 如

太阳辐射会影响到空气温度和土壤温度, 且空气温度和土壤温度之间又有相互联系, 从而相互影响蒸散发。间接通量系数的存在表明各环境因子及环境因子之间的相互关系对蒸散发速率的影响是相互的。但从各环境因子之间的间接影响因素来看, 所有因子之间主要围绕着空气温度、土壤水分这两个因子而变化。

表 2 各环境因子与草地蒸散发速率的途径系数

因子	直接影响	间接影响							
		间接影响总和	风速	土壤含水量	气压	空气温度	相对湿度	太阳辐射	土壤温度
风 速	0.393	0.382		-0.185	0.046	0.776	0.019	-0.058	-0.214
土壤含水量	0.635	-1.002	-0.115		-0.061	-0.576	-0.036	-0.054	-0.160
气 压	-0.076	-0.679	-0.236	0.513		-0.960	-0.038	0.008	0.034
空气温度	1.103	-0.188	0.276	-0.332	0.066		0.030	-0.059	-0.170
相对湿度	-0.041	-0.572	-0.182	0.569	-0.071	-0.826		-0.020	-0.042
太阳辐射	-0.121	0.678	0.189	0.281	0.005	0.537	-0.007		-0.327
土壤温度	0.355	-0.944	-0.237	-0.287	-0.007	-0.529	0.005	0.112	

4 讨 论

本文通过 Li-8100A 通量自动测量系统观测草地蒸散发, 该方法的缺点是测定环境受封闭气室影响, 与自然状态不完全相同, 因此利用该方法是有假设条件的。从野外观测的数据来看, 在较短的 30 s 中之内气室内的水汽通量变化是趋于线性增加, 如果考虑这段时间内气室条件和外界自然环境相差不大, 那这种观测方法是可以用来测定草地蒸散发量。随着时间的延长, 气室内的环境条件和外界相差越来越大, 这个时间段的观测数据并不能代表自然状态下的草地蒸散发量, 因而在观测的时候需要设定相对合适的时间, Raz-Yaseef 等^[18]认为合适的观测时间是箱式气体交换观测方法测量准确结果的前提条件。从已有草地蒸散发的观测方法来看, 借助单个个体或者植物器官测定值进行区域尺度的草地蒸散发外推误差和随机性太大, 草地群落水汽通量观测才是进行区域整合的基本单元^[16]。群落尺度上的观测可以避免单个个体的差异, 其测量结果将会使区域尺度上的草地蒸散发估算更加科学而具有意义。目前, 较大尺度上草地通量的测定主要是利用涡度相关法或大孔径闪烁仪进行, 这两种仪器也是目前推测通量最为直接的方法。然而, 这两种方法都需要对相关物理量进行精确和高速测量, 对实验场地要求较严格^[12]。在黑河上游山区地

形较复杂情况下, 涡动相关测量草地蒸散发的结果并不是很理想。而 Li-8100A 不需要定点架设, 具有便携、适于野外操作, 可以快速实现不同样点的实地观测需求, 这种方法的使用将会为精确研究山区草地蒸散发提供重要的实测结果。

观测数据显示研究区晴天草地蒸散发日变化呈现明显的单峰变化规律, 草地蒸散发不存在明显的“午休”现象。这种单峰变化趋势和宋克超等^[11]利用蒸散发模型计算的黑河流域山区植被带草地日蒸散发变化趋势一致。但通过草地蒸散发和土壤蒸发计算得到的草地蒸腾变化来看, 草地蒸腾量在太阳辐射的最大值时并没出现最大的峰值, 对于植被蒸腾而言, 中午温度最高时可能并不是其生理活动最为适宜的温度, 反倒由于植被叶表面温度过高会抑制其蒸腾, 研究区草地植被是否存在“午休”现象还有待进一步的观测和分析。在本研究中观测的结果是生长季旺盛期天气晴朗下的蒸散发量, 通过面积累积方法计算得到的草地蒸发量为 5.14 mm/d, 这个观测结果要稍高于样地内利用小型蒸渗仪观测值 4.20 mm/d。此外, 从整个生长季的观测数据来看, 5.14 mm/d 处于生长季观测数据的高值区间, 要高出平均值 2.90 mm/d。生长季旺盛期草地蒸散发最大值的确定对下一步模型模拟验证具有重要意义。研究区水热同期, 一般生长季也伴随降水天气的增加, 阴雨天的低蒸散发值会拉低整个生长季的蒸散

发量。整个生长季研究区观测到的草地平均蒸散发量为 2.90 mm/d,这和郭淑海等^[23]在新疆阿克苏河上游高寒草甸蒸散发观测生长期平均蒸散量为 2.50 mm/d;Zhang 等^[24]在海拔 3 459 m 的乌鲁木齐河源区观测到的草地蒸散发量 3.30 mm/d;阳勇等^[10]在黑河上游葫芦沟流域观测的草地平均蒸散发为 2.70 mm/d 的观测结果是非常接近。高寒山区夏季气温较高、降水丰富,植被生长状况较好,蒸散发较大,但由于海拔、降水等差异会导致各个试验区观测得到的平均蒸散发还是存在差异。

对比分析后发现,在晴朗天气条件下,草地蒸散发与空气温度、气压、平均风速、太阳辐射及土壤温等气象要素显著相关。其中空气温度对草地蒸散发起主要作用,有关空气温度对蒸散发的影响,已经有大量的研究工作^[25-26],而多数的研究表明,空气温度的增加,水分子的运动加快,是导致蒸散发速率增加的主要原因;风速对草地蒸散发的影响主要是由于紊流的交换作用,近地面较湿空气与上层干燥空气彼此交换,进而影响植物蒸腾和土壤蒸发^[27];太阳辐射对蒸散发的影响主要是由于太阳辐射产生的能量可以被植物所吸收,也可能会以热能的形式散发掉,太阳辐射对空气温度及植物体温度的影响极大,当空气温度上升时,水分的蒸散发量也随之增加^[25]。通径分析显示,土壤水分对草地蒸散发起重要的正向直接作用,土壤水分是草地蒸散发的水分来源,植被蒸腾过程中根系吸水受土壤水分等因素的影响,草地蒸散发会随土壤水分的增加而增加。然而,在草地蒸散发与环境因子相关性分析中,气压与蒸散发日变化之间存在显著负相关。而通径系数显示,气压对蒸散发的直接影响微乎其微(直接通径系数为 -0.076),但其他气象因子所导致的间接通径系数达到 -0.679,间接通径系数结果表明导致气压对蒸散发日变化的影响主要是由于气压与气温和土壤水分的相关关系所导致。在各气象因子中,气温和气压之间是显著的负相关关系。通过通径分析,可以很好地区分各气象因子对草地蒸散发日变化的直接影响和间接影响,从而为更好的认识各环境因子对蒸散发的影响,解释草地蒸散发变化的真正机理。

5 结 论

利用 Li-8100A 通量自动测量系统可以很好的观测黑河上游高寒草地群落蒸散发量,这种观测方法极大的提高了复杂山区草地蒸散发观测的时间频

率,同时也为研究复杂山区草地蒸散发提供重要的实测数据。

Li-8100A 能够较好的观测草地群落的蒸散发日变化过程,黑河上游高寒草地生长季旺盛期晴天蒸散发日变化呈单峰变化,草地蒸散发不存在明显的“午休”现象。裸土蒸发要远低于有植被覆盖的草地蒸散发,裸土观测值仅为有植被覆盖下草地蒸散发的 50% 左右,通过两者之间差值可估算草地植物蒸腾。

利用 Li-8100A 对草地蒸散发的观测日期主要选择研究区草地生长季旺盛期(8 月中旬),这个时间段是草地蒸散发最大值出现时期,本研究中获得研究区草地蒸散发最大值为 5.14mm/d,该值对于研究区草地蒸散发模型模拟验证具有重要意义。

草地蒸散发与空气温度、气压、平均风速、太阳辐射及土壤温等气象要素显著相关,其中空气温度对草地蒸散发起主要作用,土壤温度、太阳辐射主要是通过空气温度而间接影响蒸散发速率日变化。土壤蒸发和草地蒸腾均与空气温度、风速、相对湿度显著相关。蒸散发和气象因子之间的相关关系将会为下一步草地蒸散发模型参数选择提供重要的依据。

参考文献:

- [1] 马耀明,王介民. 非均匀陆面上区域蒸发(散)研究概况[J]. 高原气象, 1997, 16(4): 446-452.
- [2] Zhang L, Dawes W R, Walker G R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale[J]. Water Resources Research, 2001, 37(3): 701-708.
- [3] Mintz Y, Walker G K. Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperature[J]. Journal of Applied Meteorology, 1993, 32(8): 1305-1334.
- [4] Daikoku K, Hattori S, Deguchi A et al. Influence of evaporation from the forest floor on evapotranspiration from the dry canopy[J]. Hydrological Processes, 2008, 22(20): 4083-4096.
- [5] 赵双喜,张耀生,赵新全,等. 祁连山北坡草地蒸散量及其与影响因子的关系[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2008, 36(1): 109-115.
- [6] 黄德青,于兰,张耀生,等. 气象因子对祁连山北坡天然草地土壤水分动态变化的影响[J]. 干旱地区农业研究, 2011, 29(3): 233-239.
- [7] 康尔泗,陈仁升,张智慧,等. 内陆河流域水文过程研究的一些科学问题[J]. 地球科学进展, 2007, 22(9): 940-953.

- [8] 程国栋,肖洪浪,陈亚宁. 中国西部典型内陆河生态 - 水文研究[M]. 北京:气象出版社,2010.
- [9] 王书功,康尔泗,金博文,等. 黑河山区草地蒸散发量估算方法研究[J]. 冰川冻土,2003,25(5):558-565.
- [10] 阳勇,陈仁升,宋耀选,等. 黑河上游山区草地蒸散发观测与估算[J]. 应用生态学报,2013,24(4):1055-1062.
- [11] 宋克超,康尔泗,金博文,等. 黑河流域山区植被带草地蒸散发试验研究[J]. 冰川冻土,2004,26(3):349-356.
- [12] 王维真,徐自为,刘绍民,等. 黑河流域不同下垫面水热通量特征分析[J]. 地球科学进展,2009,24(7):714-723.
- [13] 张耀生,黄德青,赵新全,等. 祁连山北坡草地潜在蒸散量研究[J]. 安徽农业科学,2008,36(20):8403-8405+8435.
- [14] 张智慧,王维真,马明国,等. 黑河综合遥感联合试验涡度相关通量数据处理及产品分析[J]. 遥感技术与应用,2010,25(6):788-796.
- [15] Healy R W, Striegl R G, Russell T F, et al. Numerical evaluation of static-chamber measurements of soil-atmosphere gas exchange: identification of physical processes [J]. Soil Science Society of America Journal, 1996,60(3):740-747.
- [16] 袁凤辉,关德新,吴家兵,等. 箱式气体交换观测系统及其在植物生态系统气体交换研究中的应用[J]. 应用生态学报,2009,20(6):1495-1504.
- [17] 刘芳,王伟,朴顺姬,等. LI-6262 CO₂/H₂O 分析仪接气室法在草原群落蒸散量与 CO₂ 交换量测定中的应用[J]. 植物生态学报,2007,31(5):892-896.
- [18] Raz-Yaseef N, Rotenberg E, Yakir D. Effects of spatial variations in soil evaporation caused by tree shading on water flux partitioning in a semi-arid pine forest[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2010,150(3):454-462.
- [19] 王金叶,于澎涛,王彦辉,等. 森林生态水文过程研究:以甘肃祁连山水源涵养林为例[M]. 北京:科学出版社,2006.
- [20] 卢玲,李新,程国栋,等. 黑河流域景观结构分析[J]. 生态学报,2001,21(8):1217-1224.
- [21] Li-Cor. Li-8100A Automated soil CO₂ flux system instruction manual Rev. 3 [K]. LI-COR, Inc, USA, 2010
- [22] 刘玉华,史纪安,贾志宽,等. 旱作条件下紫花苜蓿光合蒸腾日变化与环境因子的关系[J]. 应用生态学报,2006,17(10):1811-1814.
- [23] 郭淑海,杨国靖,李清峰,等. 新疆阿克苏河上游高寒草甸蒸散发观测与估算[J]. 冰川冻土,2015,37(1):241-248.
- [24] Zhang Y S, Ohata T, Kang E S, et al. Observation and estimation of evaporation from the ground surface of the cryosphere in eastern Asia [J]. Hydrological Processes, 2003,17(6):1135-1147.
- [25] 张富仓,张一平,张君常. 温度对土壤水分保持影响的研究[J]. 土壤学报,1997,34(2):160-169.
- [26] Lofgren B M, Hunter T S, Willbarger J. Effects of using air temperature as a proxy for potential evapotranspiration in climate change scenarios of Great Lakes basin hydrology [J]. Journal of Great Lakes Research, 2011,37(4):744-752.
- [27] 张耀生,赵新全,赵双喜,等. 三江源区温性草原蒸散量与主要影响因子的相关分析[J]. 中国沙漠,2010,30(2):363-368.