

典型岩溶石漠化区土壤剖面水分和 温度动态规律及传输特征

熊小锋, 李建鸿, 蒲俊兵, 张 陶, 王赛男, 霍伟杰

(中国地质科学院岩溶地质研究所/自然资源部 广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004)

摘 要:针对岩溶石漠化地区土壤含水量(Soil Water Content, SWC)和土壤温度(Soil Temperature, ST)的野外连续监测及相关研究较少,为深入探讨岩溶石漠化地区 SWC 和 ST 的动态变化规律及其耦合特征,在云南省蒙自市岩溶断陷盆地的典型高原石漠化地区择点,对气象因素和 10 cm, 40 cm, 80 cm 深度 SWC, ST 进行了一整年连续监测,结合多元统计和水热传输理论进行了分析。结果表明:(1) 高原石漠化地区不同深度的 SWC 在非集中降雨期浅层大于深层,集中降雨期深层大于浅层。降雨停止后 SWC 迅速衰减至初始状态,浅层土壤干湿交替迅速,集中降雨有利于深层 SWC 补给;(2) 基于多元统计的冗余分析(Redundancy Analysis, RDA)讨论了 SWC 和 ST 的影响因素,结果表明 SWC 的影响因素主要为降雨、日累计辐射、气温和蒸散发,ST 的影响因素主要为气温,降雨对于 SWC 的方差解释率仅为 39.5%,而气温对于 ST 方差解释率为 77.4%;(3) 在土壤物质与能量传输方面,越靠近地表的土壤在热传导方面作用越明显、热储存作用越弱,0—40 cm 深度的土壤基本为向下传热层,40—80 cm 土壤主要储存热量或向上传热。土壤蒸汽水夏秋季储存、春冬季排放,蒸汽水通量变化曲线与热通量变化曲线趋势近乎相同,ST 是蒸汽水运移的主控因素。热量和蒸汽水储存在土壤中,可为石漠化地区的植被恢复提供条件。

关键词:岩溶石漠化; 土壤水分; 土壤温度; 多元统计; 耦合传输

中图分类号:S152.7

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2020)05-0059-08

Dynamics Rules and Coupling Transfer Characteristics of Soil Moisture and Temperature on Soil Profile in Typical Karst Rocky Desertification Area

XIONG Xiaofeng, LI Jianhong, PU Junbing, ZHANG Tao, WANG Sainan, HUO Weijie

(Key Laboratory of Karst Dynamics, ministry of Natural Resources, Institute of
Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Guilin, Guangxi 541004, China)

Abstract: The field monitoring and related researches on soil water content (SWC) and soil temperature (ST) in rocky desertification areas with bare rock are in deficiency. We select the typical plateau rocky desertification area in the karst fault basin of Mengzi City, Yunnan Province, and monitored the meteorological elements and SWC and ST continuously at depths of 10 cm, 40 cm and 80 cm for a whole year. We analyzed the data by combining multivariate statistics and hydrothermal transmission theory. The results show that: (1) once the rain stops, the SWC quickly decays to the initial state, resulting in alternation of wetting and drying continually in the shallow soil; the concentrated rainfall is beneficial to the deep soil water supply in the area; the shallow ST is affected by meteorological factors and has frequent fluctuation; (2) the influencing factors of SWC and ST are analyzed based on redundancy analysis (RDA); the main factors affecting SWC are rainfall, daily cumulative radiation, air temperature and evapotranspiration; the main factor affecting ST is just the air temperature; the overall interpretation rate of rainfall for SWC is 39.5%, and the overall interpretation rate of temperature for ST is 77.4%; (3) the soil heat conduction in near the surface is more obvious, and heat storage in near the surface is weaker; the soil in 0—40 cm layer is basically a downward heat transfer layer, while soil in the

收稿日期:2019-10-03

修回日期:2019-11-25

资助项目:国家重点研发计划课题(2016YFC0502501);广西自然科学基金(2017GXNSFFA198006)

第一作者:熊小锋(1991—),男,湖北十堰人,助理研究员,研究方向:岩溶水文地质、地下水数值模拟。E-mail: xiongfx@karst.ac.cn

通信作者:李建鸿(1988—),男,广西桂林人,助理研究员,研究方向:岩溶环境学、岩溶生态水文学过程。E-mail: jianhongli1988@karst.ac.cn

40—80 cm layer mainly stores heat or transfers heat up. Soil vapor water stores in the summer and autumn, and soil vapor water releases in the spring and winter. The vapor flux curve and the heat flux curve have the synchronous trend, indicating that soil temperature is the main controlling factor on vapor migration. Heat and vapor stored in the soil can support vegetation restoration in rocky desertification areas.

Keywords: plateau rocky desertification; soil water content; soil temperature; coupling characteristics

土壤水分和温度是土壤—植被—大气连续体 (SPAC) 物质传输的驱动因子, 显著影响陆地表面与大气界面的水和能量交换, 也是流域生态水文、气候变化模型的关键变量^[1-2]。石漠化地区土壤水分和温度条件与坡面径流及土壤侵蚀过程密切相关, 一定程度上影响石漠化地区的生态景观格局^[3]。系统研究石漠化地区土壤水分和温度有助于深入理解其水热循环规律, 对于岩溶石漠化地区植被恢复、水土保持以及农产业布局具有指导意义。自然环境中的土壤水分和温度受气象因素、植被覆盖、土壤质地等综合影响, 具有很强的时空变异特点^[4-5]。

针对岩溶石漠化地区土壤水分, 已有研究采用环刀取样及烘干法测定土壤含水量, 并分析了不同气象要素、石漠化程度对土壤水分时空分布的影响^[6-8]。也有学者采用 5 TE 土壤水分监测探头研究岩溶石漠化区裸岩周围土壤水分的变化规律^[9], 但是并没有结合气象因素分析。岩溶石漠化地区裸岩广泛分布, 岩—土界面是天然的水分入渗优势通道, 有学者在野外设计示踪试验研究了这一现象^[10-11]。针对岩溶石漠化地区土壤温度研究较为缺乏, 有研究探讨了石漠化恢复过程中的土壤水分和土壤温度变化^[12]。已有研究多采用手持仪器如 TDR、便携式土壤多参数仪等人工监测法, 对土壤水分和温度进行原位、瞬时监测。人工监测频次较低, 难以满足高分辨率数据需求, 本文采用的自动监测系统则具有连续监测、无线传输、同步记录气象数据等优势^[13], 获取的高分辨率监测数据能够对土壤水分和温度进行更为准确细致的研究。在理论方面, 已有研究多数孤立讨论石漠化地区土壤水分和土壤温度, 从物质运移和能量传输角度讨论两者耦合特征的研究还较为欠缺。实际上, 土壤含水量是土壤热传导系数和热容的主控因素^[14-17], 反过来土温梯度也影响土壤蒸汽水传输, 进而影响土壤内部水分迁移^[18-19], 岩溶石漠化地区这一耦合过程还需进一步探讨。

云南是西南地区石漠化最严重的省份之一, 其中滇东地区是石漠化程度最高的地区。截至 2016 年云南石漠化土地面积为 235.2 万 hm^2 , 占石漠化总面积的 23.4%, 石漠化综合治理任务十分艰巨^[20]。云南高原石漠化地区以小降雨为主, 表层土壤水分干湿交替迅速^[21], 该地区土壤属于碳酸盐红黏土^[22], 渗透

性较差, 坡面、裸岩面汇集的雨水多数通过石沟、石缝和岩土界面渗漏, 使得该地区干旱缺水。本文基于深入理解高原石漠化地区土壤水热变化规律、为岩溶石漠化生态环境治理和重建提供数据支撑及理论参考目的, 在上述地区建立自动监测站采集超过一年数据, 结合多元统计方法以及水热传输理论, 系统阐述高原岩溶石漠化区土壤水分和温度时间序列规律, 分析不同气象因素对土壤水分和温度的影响程度, 并进一步计算土壤剖面上热通量和蒸汽水运移通量, 探讨土壤水分和热量传输的耦合特征。

1 研究区及野外监测情况

1.1 研究区概况

蒙自市位于云南省东南部, 属于亚热带季风气候区, 气候温和, 干湿季节明显, 多年平均降雨量达到 815.8 mm, 降雨集中在 7—10 月份。该地区石漠化分布广泛, 全市石漠化面积达 88%, 其中重度石漠化面积占 44.65%, 石漠化集中连片分布于海拔 1 300~2 200 m 的丘丛洼(谷)地和广大岩溶丘峰、台地、盆地边缘^[23-24]。蒙自市从地质构造上属于岩溶断陷盆地, 该盆地呈南北走向, 盆地内多为第三系、第四系沉积物, 沉积厚度大, 盆地东北部有地下河及泉水出露。盆地周边中山山区残存古高原面, 岩性以三叠系个旧组碳酸盐岩为主。盆地、斜坡与高原面形成“盆山耦合地形”, 气候条件相差大^[25]。高原面上石漠化发育程度较高, 生态环境十分脆弱, 水土流失严重。

图 1 为蒙自市的高程图以及研究区示意图。研究区在水平空间上森林覆盖率较低, 土地利用类型主要为耕地和草地, 土壤分布不连续。研究区主要为裸露型和埋藏型岩溶区, 地下空间呈现立体多维结构, 土壤充填在溶沟、溶隙和石牙之中, 容易通过岩溶裂隙、管道和地下河漏失。

1.2 野外数据监测

监测点位于蒙自市东北向高原面西北勒乡牛耳坡 ($103^{\circ}27'13.29''$, $23^{\circ}26'58.37''$), 海拔约 2 086 m。监测点周边碳酸盐岩出露地表, 经测量统计显示裸岩率在 45%~65%, 裸岩出露地表的高度为 30~60 cm。监测点选择坡地上部相对平坦部位, 监测点周围植被主要为杂草和苹果树。监测点土壤具有明显

分层现象,表层 0—15 cm 深度为有机质含量较高的松散壤土,15 cm 以下为黏粒含量较高的粉质黏壤土。监测仪器采用 Campbell 公司 CR800 自动监测站,该设备利用太阳能电池供电,且能够实现数据自动网络传输。

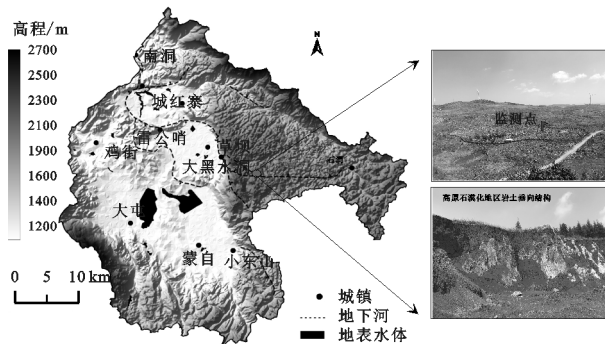


图 1 蒙自市岩溶断陷盆地及研究区位置示意图

数据采集器搭载 5TM 型号土壤水分、温度传感器,其中 5TM 传感器监测的土壤水分数据为土壤体积含水量 (Volumetric soil water content, cm^3/cm^3)。本文所指土壤含水量均为土壤体积含水量 (简称为 SWC)。根据监测点周围土壤垂向分布情况,设计 5 TM 传感器埋深分别为 10 cm, 40 cm 和 80 cm。气象站记录土壤体积含水量 (SWC) 和土壤温度 (ST), 同步记录降雨量、大气压、蒸汽压、气温、空气湿度、太阳总辐射、风速、风向等常规气象因素。野外监测以 2 017.1.1 作为第 1 天, 2 017.12.31 作为第 365 天, 30 min 记录一次数据。由于数据量庞大, 本文降雨量按照逐日累计统计, 气温、SWC 及 ST 按照逐日平均处理。研究区的降雨量采用翻斗式雨量筒记录, 翻转一次记录 0.2 mm 雨量, 降雨量传感器设定为半小时记录一次数据。高原石漠化地区的高频率、小降雨特征形成了土壤表层干湿交替迅速而深层土壤含水量长期处于亏缺的特征。

2 研究方法 & 理论

2.1 多元统计分析方法

本文首先针对野外监测数据进行多元统计分析。SWC 和 ST 受诸多气象因素影响, 各气象因素之间也有相互关系。本文参考生态学中常用的多元统计方法, 将气象因素作为环境变量 (解释变量), 不同深度的 SWC 和 ST 作为响应变量, 以每日记录的数据作为样方, 采用梯度排序来研究环境变量与响应变量之间的关系。梯度排序法分为两种类型, 一种是非约束排序法 (Unconstrained Ordination Model), 主要为主成分 (PCA) 和去趋势分析法 (DCA); 另一种是约束排序法 (Constrained Ordination Model), 主要包

括冗余分析 (RDA) 和典范对应分析 (CCA) 方法, 其中 RDA 基于线性模型, CCA 基于单峰模型。RDA 和 CCA 的选取原则为首先采用 DCA 分析, 观察轴的梯度值, 梯度最大值超过 4 采用 CCA, 最大值小于 3 则可采用 RDA, 最大值介于 3~4 之间两种方法均适用^[26]。非约束排序法适用于多个响应变量而缺少解释变量的情况, 约束排序法适用于多个响应变量和多个解释变量。相关理论和算法较为繁杂, 此处不再赘述。综合考量, 本文采用约束排序法的冗余分析 (RDA) 探讨 SWC 和 ST 的影响因素。

2.2 土壤热量传输理论

根据 Fourier 热传导理论和热通量定律, 一维垂向土壤热传导方程及热通量可表示为:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}, G(z, t) = -\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (1)$$

式中: T_s 为土壤温度 ($^{\circ}\text{C}$); z 向上为正方向 (cm); k 为热扩散率 (cm^2/s ; G 为热通量 [$\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot ^{\circ}\text{C})$]; λ 为热传导系数 [$\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s} \cdot ^{\circ}\text{C})$]。土壤热通量的计算有多种方法^[27-29], 考虑到本文有三层土壤温度监测数据, 可采用梯度法直接计算热通量。梯度法是方程 (1) 的差分形式, 其表达式为:

$$G_z = -\lambda \cdot \left. \frac{T_1 - T_2}{z_1 - z_2} \right|_z \quad (2)$$

$$\Delta S = \Delta z \cdot c_v \cdot \left. \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \right|_{0-z} \quad (3)$$

式中: G_z 为 $z_1 \sim z_2$ 之间的热通量 [$\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot ^{\circ}\text{C})$], $G_z > 0$ 热量向地表运移, $G_z < 0$ 热量向土壤深处运移; ΔS 为深度 $0 \sim z$ 的热储量积分形式; c_v 为土壤的体积热容 [$\text{J}/(\text{cm}^3 \cdot ^{\circ}\text{C})$]。由于 λ 难以直接测定, 本文对于 λ 采用 Chung & Horton 提出的经验公式计算:

$$\lambda(\theta) = b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0.5} \quad (4)$$

式中: b_1, b_2, b_3 为经验系数, 参照相关文献^[14] 按照壤土 (loam) 取值 $b_1 = 0.243, b_2 = 0.393, b_3 = 1.534$; 粘性土 (clay) 取值 $b_1 = -0.197, b_2 = -0.962, b_3 = 2.521$ 。对于 c_v 则忽略土壤中气相和有机质的影响, 简化为:

$$c_v = c_{vs}V_s + c_{vw}V_w + c_{va}V_a + c_{vo}V_o = 0.85\rho + 4.18\theta \quad (5)$$

式中: V 表示体积分数; c_v 和 V 的下标 s, w, a, o 分别表示固相、液相、气相和有机质, 其中 V_w 等于本文监测的土壤体积含水率 θ ; ρ 为土壤的干容重 (g/cm^3)。表层 15 cm 壤土烘干法实测干容重为 $0.9 \text{ g}/\text{cm}^3$, 下层粉质黏土干容重为 $1.2 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。

2.3 土壤蒸汽水传输理论

19 世纪 50 年代 Philip 和 Devries 将热力学理论的局部平衡假设应用到土壤孔隙水汽运移过程, 认为

蒸汽水在土壤孔隙的一端蒸发,另一端凝结,最终凝结和蒸发速率等于水汽运移速率^[30],建立了土壤水热耦合运移模型(PDV)。以当前的监测技术,对土壤孔隙中水汽通量直接观测难度仍然较大,因而可利用土壤孔隙水汽密度来间接计算水汽通量。土壤孔隙中的水汽压 e_v (mbar, 1 mbar=100 Pa) 可表示为土壤温度 T_s (°C) 和土壤水势 h (cm) 的函数^[18,30]:

$$e_v = e_{v0}(T_s) \exp\left(\frac{M}{RT_s} h\right) \quad (6)$$

式中: e_{v0} 是温度 T_s 下的标准饱和水汽压(kPa); R 是气体常数, $R=8.315 \times 10^7$ J/(mol·°C); M 是水分子的摩尔质量, $M=18$ g/mol。本文利用 van Genuchten(VG) 模型^[31] 将土壤含水量 θ (%) 转化为土壤水势 h (cm):

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (7)$$

式中: $\theta(h)$ 为土壤体积含水量(cm^3/cm^3); $\theta_s, \theta_r, \alpha, n$ 为模型的 4 个重要参数; θ_s, θ_r 是土壤的饱和含水量与残留含水量; α, n, m 为经验参数,其中 $m=1 \sim 1/n$, 其中 $n > 1$ 。使用 RETC 程序根据土壤环刀样品所测颗粒级配和容重预测其 VG 模型参数。表层 15 cm 以内松散壤土的参数为 $\theta_s=0.51, \theta_r=0.090, \alpha=0.010 5, n=1.46$; 下层粉质黏土参数为 $\theta_s=0.44, \theta_r=0.078, \alpha=0.006 3, n=1.56$ 。假定土壤中固液相温度一致,则土壤蒸发过程中饱和水汽压^[18] 计算公式如下:

$$e_{v0} = E_0 \times 10^{7.45 T_s / (T_s + 235)} \quad (8)$$

式中:其中 E_0 表示在 0 °C 时的饱和水汽压; $E_0 =$

0.610 78 kPa; T_s 是土壤温度(°C)。一定体积空气所含的水汽质量除以该空气体积可得到空气的绝对湿度,绝对湿度即为空气的水汽密度。水汽密度 ρ_v (g/cm^3) 可表示为水汽压与土壤温度 T_s (°C) 的函数^[18]:

$$\rho_v = 216.8 e_v / (T_s + 273) \quad (9)$$

基于 Fick 分子扩散定律描述水汽在土壤中扩散^[18]:

$$q_v = -D_0(n-\theta) \frac{\rho_{v1} - \rho_{v2}}{L} \quad (10)$$

式中: q_v 为界面上的蒸汽传输通量速率 [$\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s})$]; D_0 (cm^2/s) 是水汽在空气中的扩散率 $D_0=0.299(T_s/273-1)^{1.75}$; $n-\theta$ 是孔隙含气率(cm^3/cm^3), n 是土壤孔隙度(cm^3/cm^3), θ 是土壤体积含水量(cm^3/cm^3); L 是水汽通过的有效距离(cm)。

3 结果与分析

3.1 SWC 和 ST 动态规律及影响因素

图 2 为剖面上 SWC 和 ST 一整年不同深度 Kriging 插值结果。多数时间土层深度越深则 SWC 越低,夏秋季(110~260 d)集中降雨期则有足够长的时间允许土壤水分入渗补给深层土壤,使得深层 SWC 超过表层,降雨停止后 SWC 迅速衰减至初始状态(图 2A)。表层 10 cm 土壤由于受大气温度和太阳辐射直接影响而 ST 变化较为剧烈,40 cm 和 80 cm 处 ST 较为稳定。此外,春冬季 ST 均为深层更高,而夏秋季则表层更高,ST 存在季节性差异(图 2B)。图中等值线向右倾斜的趋势可反映出土壤水分和热量传输过程引起的 SWC 和 ST 延迟响应特点。

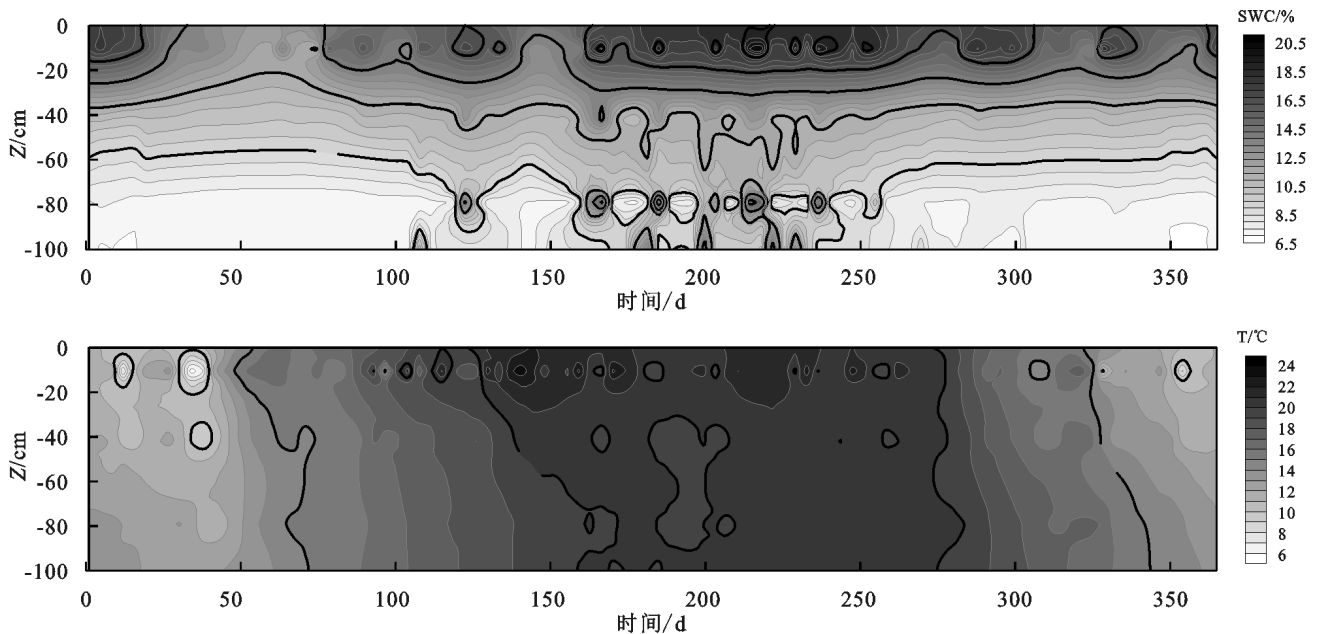


图 2 土壤水分和温度垂直剖面云

SWC 及 ST 受诸多气象因素的直接或间接影响,各影响因子并非独立变量。在数据中心化和标准

化处理基础上采用 RDA 进行分析。其中潜在蒸散发量(Potential Evapotranspiration, ET)利用太阳辐

射、风速、气温等数据基于 Penman-Monteith 公式计算。气象因素与 SWC 和 ST 的 RDA 排序结果见图 3,图中矢量箭头之间的夹角余弦值为相关系数,夹角小于 90° 表明正相关,夹角越小相关性越大;夹角等于 90° 表明两变量完全不相关;夹角大于 90° 表明为负相关。排序轴(约束轴)是一种虚拟轴,表示环境变量的线性组合,反映一定的环境因子梯度。根据排序轴可计算各环境变量对于相应变量方差的解释率和贡献率。

气象因素与 SWC 的排序结果表明:(1)降雨量与表层 10 cm 的 SWC 相关性小于 40 cm,80 cm,降雨对于深层 SWC 影响更大。产生这种现象的原因

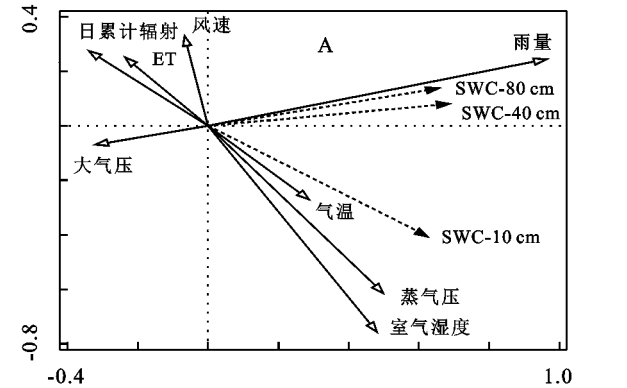
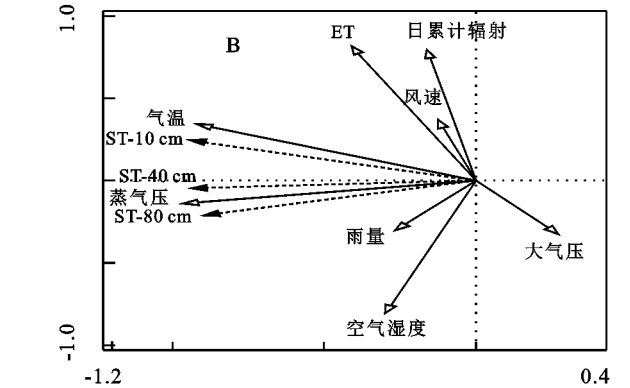


图 3 气象因素与土壤水分和温度之间的 RDA 排序分析

图 3 中有一些气象因素环境变量并不直接引起 SWC 和 ST 变化,故采用主成分分析(Principal Component Analysis,PCA)得到主环境变量为雨量、潜在蒸散发(ET)、日累计辐射(太阳辐射)和气温,然后基于约束排序法 RDA 分析主环境变量对于所有 SWC 和 ST 变化的解释率。过程中对于主环境变量按照重要性排位,依次加入分析后获得的校正 R^2 减

去上一次的校正 R^2 ,此时分配的 R^2 所占比例即为当前环境变量的解释率。根据排序结果,前两轴对于 SWC 累计拟合方差解释率为 99.85%,对于 ST 为 99.93%。4 个主环境变量的解释率以及与前两个排序轴的相关系数见表 1,降雨量对于 SWC 的解释率为 39.5%,气温对于 ST 的解释率高达 77.4%,降雨量和气温分别为 SWC,ST 的主控因素。



去上一次的校正 R^2 ,此时分配的 R^2 所占比例即为当前环境变量的解释率。根据排序结果,前两轴对于 SWC 累计拟合方差解释率为 99.85%,对于 ST 为 99.93%。4 个主环境变量的解释率以及与前两个排序轴的相关系数见表 1,降雨量对于 SWC 的解释率为 39.5%,气温对于 ST 的解释率高达 77.4%,降雨量和气温分别为 SWC,ST 的主控因素。

表 1 主要气象因素对于 SWC 和 ST 解释率及排序轴相关系数

相应变量	环境变量	解释率/%	贡献率/%	F 检验	p 值	与排序轴 1 相关系数	与排序轴 2 相关系数
土壤含水量(SWC)	雨量	39.5	86.8	237	0.002	0.70	0.10
	ET	4.2	9.2	27.6	0.002	-0.17	0.14
	气温	1.4	3.1	8.6	0.004	-0.25	0.16
	日累计辐射	0.4	0.9	2.6	0.08	0.21	-0.15
	气温	77.4	93.6	1245	0.002	-0.23	0.29
土壤温度(ST)	日累计辐射	4.9	5.9	99.3	0.002	-0.45	-0.56
	ET	0.3	0.4	6.9	0.01	-0.21	-0.59
	雨量	<0.1	0.1	2	0.16	-0.91	-0.11

3.2 土壤热量传输及其与 SWC 的关系

土壤热通量是地球表面能量平衡的重要分量之一,土壤中的热量为近地表的微生物活动、植物根系代谢提供能量支持^[28,32]。根据公式(2—3)计算了土壤剖面上的热储量和热通量,计算结果与已有文献接近^[33],土壤温度与持续累积热储量计算结果见图 4,

其中热储量 $\Delta S>0$ 时土壤储存热量, $\Delta S<0$ 时土壤释放热量。

地球公转引起四季气候变化,土壤温度梯度受气温影响出现季节性反转(图 4A),温度梯度方向必然决定土壤热传输方向。此外,受复杂气象因素的影响,累计热储量呈现频繁波动,一年内持续累计热储

量则呈现春夏季增加、秋冬季减小的趋势,且 10 cm 热储量低于更深层土壤(图 4B),说明越靠近地表土壤在热传导方面的作用越明显、热储存作用越弱。热通量计算结果见图 5,热通量 $G_z > 0$ 表明热量向地表运移, $G_z < 0$ 表明热量向土壤深处运移,热通量计算结果相比热储量大了 3 个数量级(纵坐标单位 kJ/

cm^2)。日累计热通量计算结果表明大多时间热量均向下传输,仅春季和冬季时由于深层土壤温度高于浅层,热量向上传输。一年持续累计热通量计算结果表明 10—40 cm 深度的土壤为向下传热层,而 40—80 cm 土壤主要储存热量或向上传热,在 40 cm 深度左右存在一个热通量为零但是位置随时间变化的界线。

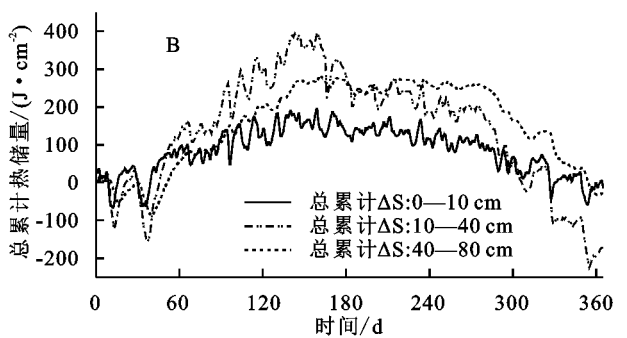
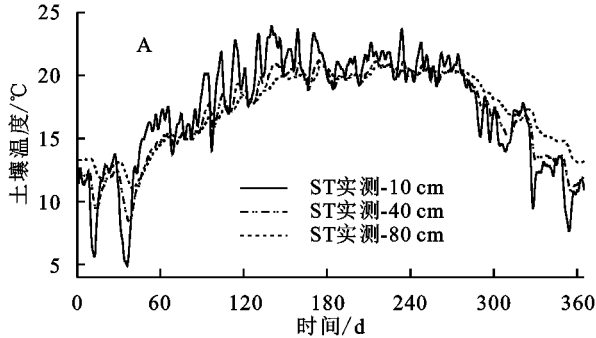


图 4 剖面上土壤温度和热储量随时间变化

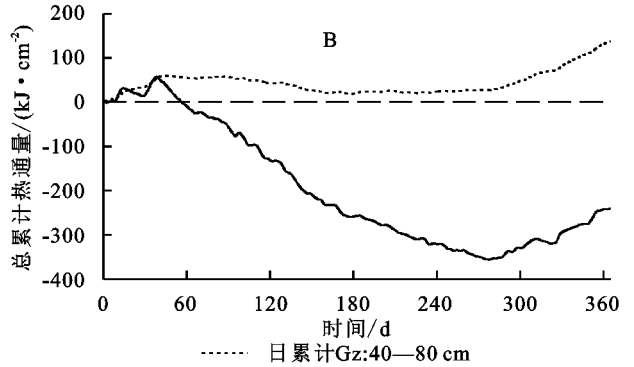
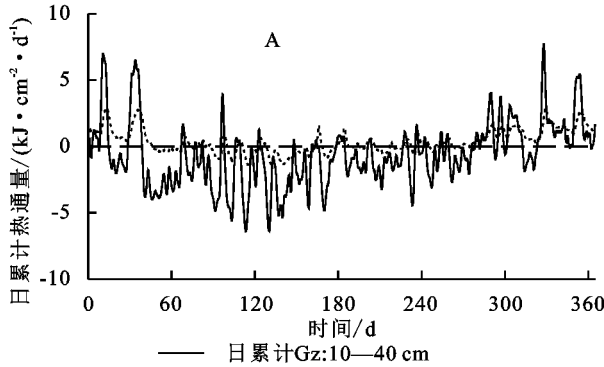


图 5 剖面上日累计和总累计土壤热通量随时间变化

除了土壤温度梯度季节性改变而引起的热量传输,SWC 对于土壤热传导也有重要影响^[15,17],主要体现于土壤热传导系数和热容。本文对于土壤热传导系数和热容采用了经验公式(4)和简化公式(5),经验式中的土壤热传导系数和热容均主要受控于 SWC。选择 2018/4/25—2018/5/25 降雨数据和 ST,SWC 进行讨论(图 6)。选择的时段为温度回升期,图中显示存在降雨时,ST 在几天之内均处于下降趋势(ST 实测—40 cm 曲线变化趋势较为明显),降幅并不如季节性变化那样明显,40 cm 的 ST 会低于 80 cm;SWC 则迅速上升之后又快速恢复到初始状态。降雨一方面降低了气温从而影响土壤温度梯度,一方面增加 SWC 从而加快土壤热传导,从而使得土壤不同深度的 ST 快速趋于均一(图 6 中 1,2 虚线框内)。

3.3 土壤蒸汽水传输及其与 ST 的关系

ST 是土壤水分运动的重要驱动因素,土温梯度引起土壤内部蒸汽水运移,从而影响 SWC^[18,34],蒸汽水运移是土壤水—汽—热耦合运移的一部分。土壤中蒸汽运移通量较小,但是蒸汽水的作用不可忽略,尤其在干旱季节是土壤水分运动的主要形式,并保证

植物的用水需求^[35]。图 7 为土壤剖面上由土温梯度而产生的蒸汽水传输通量计算结果, $q_v < 0$ 表明蒸汽水向上运移, $q_v > 0$ 表明蒸汽水向下运移。图 7 表明:(1) 10—40 cm 的土壤蒸汽水传输变动较大,而 40—80 cm 较小,这由浅层 SWC 和 ST 的频繁变动而深层较为稳定有关;(2) 总体而言,春夏季 $q_v > 0$,蒸汽水向上运移,而夏秋季 $q_v < 0$,蒸汽水向下运移(图 7A),春冬干旱季节深层土壤的蒸汽水将补充浅层土壤水分,从而保证表层含水量满足植物用水需求;(3) 一整年的土壤蒸汽水运移通量计算结果如图 7B,深层 40—80 cm 土壤蒸汽水累计通量始终为正值,即 80 cm 的土壤蒸汽水累积量始终是向浅层补给,而 10—40 cm 的土壤蒸汽水累计通量基本为负值,表层蒸汽水向深层土壤补给。从一年持续累计通量来看,10—40 cm 深度的土壤蒸汽水一年累计通量达到 -84.7 kg/cm^2 ,40—80 cm 之间达到 26.9 kg/cm^2 。本文研究表明温度梯度作用下产生的蒸汽水最终在深度 40 cm 左右的土壤中积累,这部分土壤水被储存起来,在秋冬干旱季对于满足石漠化地区植被需水量是较为重要的。

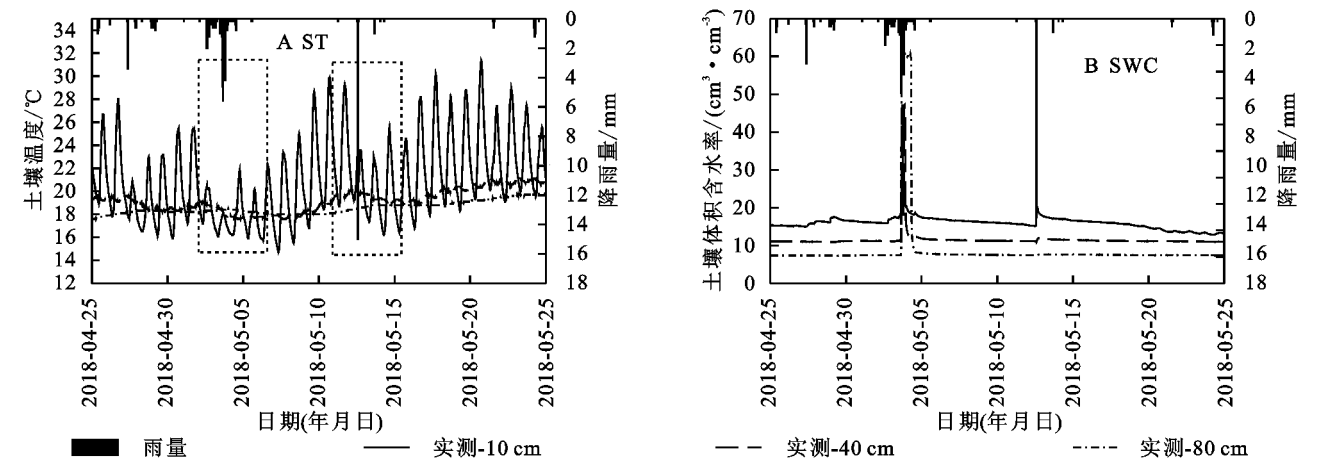


图6 降雨量与ST和SWC随时间变化

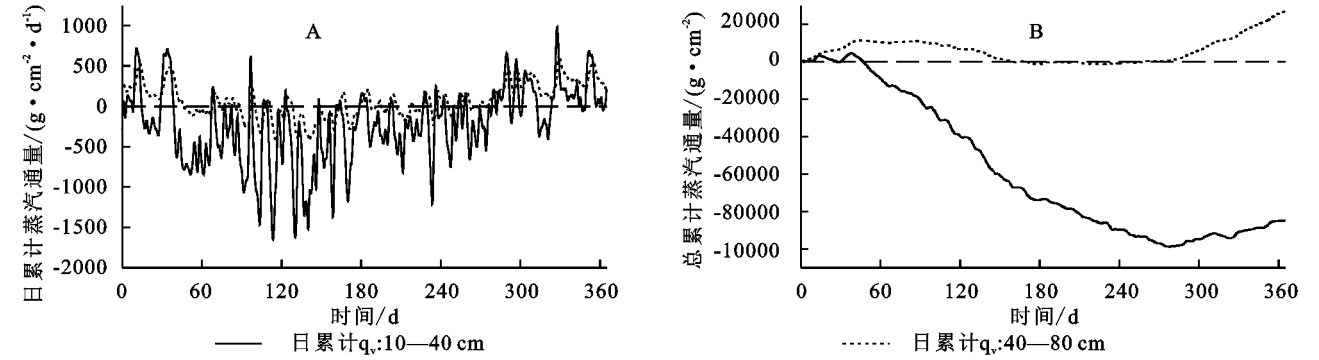


图7 土壤剖面不同深度累积水汽通量随时间变化

土壤蒸汽水传输理论公式(6—10)表明蒸汽水运移主要受控于ST和SWC。图7曲线变化趋势与图5几乎相同,热通量与蒸汽水通量具有同步变化规律,说明ST为土壤蒸汽水传输主控因素。相对于SWC对热量传输的影响,土壤水热传输耦合关系更体现于蒸汽水运移。此处将热通量计算结果与蒸

汽水通量计算结果进行线性相关Pearson分析,其散点分布如图8所示,图中变量与图5,图7相应变量单位一致(G_z 为热通量, q_v 为蒸汽通量)。从相关系数来看热通量与蒸汽水通量具有较高的相关性,一定程度反映蒸汽水伴随着热量传输在土壤中运移的机理。

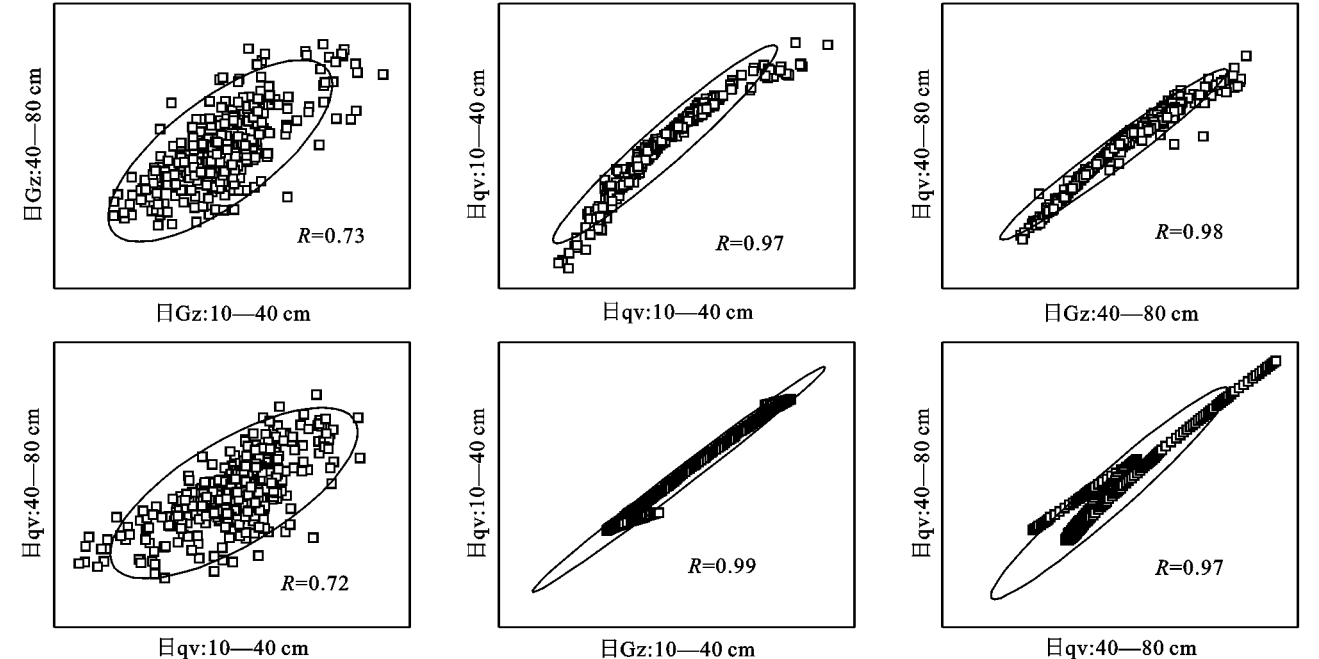


图8 热通量与蒸汽水通量之间Pearson线性分析的散点分布

4 结论

高原石漠化地区小降雨事件频繁,使得浅层土壤水分干湿交替迅速,深层土壤水分仅在夏秋降雨集中期才能得到补给。RDA 方法可用于分析多个气象因素对于 SWC 和 ST 的影响程度。SWC 的主要影响因素为降雨、日累计辐射、气温和蒸散发,其中降雨对于 SWC 方差的总体解释率为 39.5%;ST 的主控因素为气温,气温对于 ST 方差总体解释率为 77.4%。在土壤水热传输方面,越靠近地表的土壤在热传导方面作用越明显、热储存作用越弱。0—40 cm 深度的土壤基本为向下传热层,40—80 cm 土壤主要储存热量或向上传热,40 cm 深度左右存在变化的零通量边界。

蒸汽水在不同季节运移方向不同,春冬季蒸汽水主要向上运移,夏秋季主要向下运移,体现了土壤蒸汽水夏秋季储存、春冬季排放的特点。从水热耦合传输角度讨论,SWC 主控土壤的热传导系数和热容,从而影响土壤的热量运移;而 ST 梯度则是蒸汽水传输的主控因素,蒸汽水通量变化曲线与热通量变化曲线趋势近乎相同,基于 Pearson 分析表明两者为高度的线性相关,蒸汽水伴随着热量传输在土壤中运移。

本文也存在一些不足,比如未同步监测土壤热量来评估本文计算误差,未进一步探讨石漠化地区广泛出露地表的裸岩对于 SWC 和 ST 的影响,尚待设计更为合理的监测方案深入研究。

参考文献:

- [1] 陈喜,张志才.西南喀斯特地区水循环过程及其水文生态效应[M].北京:科学出版社,2014.
- [2] 余新晓.森林植被—土壤—大气连续体水分传输过程与机制[M].北京:科学出版社,2016.
- [3] 傅伯杰,徐延达,吕一河.景观格局与水土流失的尺度特征与耦合方法[J].地球科学进展,2010,25(7):673-681.
- [4] 张继光,陈洪松,苏以荣,等.喀斯特洼地表层土壤水分的空间异质性及其尺度效应[J].土壤学报,2008,45(3):544-549.
- [5] 张伟,陈洪松,王克林,等.喀斯特地区典型峰丛洼地旱季表层土壤水分空间变异性初探[J].土壤学报,2006,43(4):554-562.
- [6] 王思砚,苏维词,范新瑞,等.喀斯特石漠化地区土壤含水量变化影响因素分析:以贵州省普定县为例[J].水土保持研究,2010,17(3):171-175.
- [7] 李孝良,陈效民,周炼川,等.西南喀斯特石漠化过程对土壤水分特性的影响[J].水土保持学报,2008,22(5):198-203.
- [8] 范新瑞,苏维词,鄢贵权,等.黔中典型岩溶石漠化地区

- 土壤水分动态变化规律研究[J].水土保持研究,2009,16(2):156-159.
- [9] Li S, Ren H D, Xue L, et al. Influence of bare rocks on surrounding soil moisture in the karst rocky desertification regions under drought conditions[J]. Catena, 2014, 116(3):157-162.
- [10] Wang F, Chen H, Lian J, et al. Preferential Flow in Different Soil Architectures of a Small Karst Catchment[J]. Vadose Zone Journal, 17(1):180107.
- [11] Sohrt J, Ries F, Sauter M, et al. Significance of preferential flow at the rock soil interface in a semi-arid karst environment[J]. Catena, 2014,123:1-10.
- [12] 吴克华,孙永丽,容丽,等.喀斯特地区不同等级石漠化人工生态恢复的土壤温度及水分效应:以贵州省花江峡谷为例[J].贵州师范大学学报:自然科学版,2005,23(4):18-22.
- [13] 贾志峰.土壤水的监测技术与运移规律研究[D].西安:长安大学,2014.
- [14] Chung S, Horton R. Soil heat and water flow with a partial surface mulch[J]. Water Resources Research, 1987,23(12):2175-2186.
- [15] Bristow K L. Measurement of thermal properties and water content of unsaturated sandy soil using dual-probe heat-pulse probes[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1998,89(2):75-84.
- [16] Abu-Hamdeh N H. Thermal properties of soils as affected by density and water content[J]. Biosystems Engineering, 2003,86(1):97-102.
- [17] 李慧星,夏自强,马广慧.含水量变化对土壤温度和水分交换的影响研究[J].河海大学学报:自然科学版,2007,35(2):172-175.
- [18] 曾亦键,万力,苏中波,等.浅层包气带水汽昼夜运移规律及其数值模拟研究[J].地学前缘,2008,15(5):330-343.
- [19] 刘炳成.土壤中的相变传热传质研究及植物根系生长的仿真模拟[D].武汉:华中科技大学,2004.
- [20] 国家林业和草原局.中国·岩溶地区石漠化状况公报[R].2018.
- [21] 丁文荣,曾学梅.云南岩溶区降水变化的气候特征[J].水资源与水工程学报,2019,30(1):7-12.
- [22] 余恬钰.贵州喀斯特石漠化地区水土流失机理研究[D].上海:同济大学土木工程学院,2009.
- [23] 王宇,张贵.滇东岩溶石山地区石漠化特征及成因[J].地球科学进展,2003,18(6):933-938.
- [24] 李强,蒲俊兵,黄妮,等.断陷盆地生态环境地质分异及石漠化演变机理的研究途径[J].地球科学进展,2017,32(9):899-907.
- [25] 曹建华,邓艳,杨慧,等.喀斯特断陷盆地石漠化演变及治理技术与示范[J].生态学报,2016,36(22):7103-7108.

5 结 论

- (1) 陕西安塞纸坊沟流域水系的最佳集水面积阈值为 100,最佳 DEM 分辨率为 15 m,分维值为 1.20;
- (2) 集水面积阈值和 DEM 分辨率的变化直接关系到流域水系分维值的大小。集水面积阈值的增大导致流域河网稀疏,分维值下降;随着分辨率的降低,水系被简化,河网相对会比较稀疏,分维值也随之降低;
- (3) 利用均值变点分析法确定最佳集水面积阈值和 DEM 分辨率具有高效可靠的特点。

参考文献:

[1] O'Callaghan J F. The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data [J]. Computer Vision, Graphics, and Image Processing, 1984,28(3):323-344.

[2] 杨邦,任立良.集水面积阈值确定方法的比较研究[J].水电能源科学,2009,27(5):11-14.

[3] 梁启君,梁军,王少华,等.分形在数字水系累计汇水量阈值确定中的应用研究[J].地理与地理信息科学,2013,29(1):111-112.

[4] 吴泰兵,夏达忠,张行南.基于改进适度指数法的流域流网阈值确定研究[J].水电能源科学,2011,29(4):18-20.

[5] 林峰,陈兴伟,王林.基于 DEM 的九龙江流域水系分维估算[J].水资源与水工程学报,2009,20(1):29-32.

[6] 孔凡哲,李莉莉.利用 DEM 提取河网时集水面积阈值的

确定[J].水电能源科学,2005,23(4):65-67.

[7] 关颖慧,郑粉莉,王彬,等.基于 DEM 的黑龙江宾州河流域水系提取试验研究[J].水土保持通报,2012,32(1):127-131.

[8] 王林,陈兴伟.基于 DEM 的流域水系分维计算与结果与分析[J].地球信息科学,2007,9(4):133-137.

[9] 任立良,刘新仁.基于数字流域的水文过程模拟研究[J].自然灾害学报,2000,9(4):45-52.

[10] 都金康,谢顺平,许有鹏,等.分布式降雨径流物理模型的建立和应用[J].水科学进展,2006,17(5):637-644.

[11] 吴险峰,刘昌明,王中根.栅格 DEM 的水平分辨率对流域特征的影响分析[J].自然资源学报,2003,18(2):148-154.

[12] 林声盼,荆长伟,MOORE Nathan,等.数字高程模型分辨率对流域地形特征参数的影响[J].水科学进展,2012,23(4):457-463.

[13] 何隆华,赵宏.水系的分形维数及其含义[J].地理科学,1996,16(2):124-128.

[14] 崔灵周,李占斌,肖学年.岔巴沟流域地貌形态分形特征量化研究[J].水土保持学报,2004,18(2):41-44.

[15] 项静恬.非线性系统中数据处理的统计方法[M].北京:科学出版社,1997:3-6.

[16] 罗大游,温兴平,沈攀,等.基于 DEM 的水系提取及集水阈值确定方法研究[J].水土保持通报,2017,37(4):189-193.

[17] 王雪,李精忠,余斌.基于 DEM 提取流域特征影响因子的分析[J].测绘与空间地理信息,2019,42(6):38-42.

(上接第 66 页)

[26] Lepš J, Šmilauer P. Multivariate analysis of ecological data using CANOCO[M]. New York:Cambridge University Press, 2003.

[27] An K, Wang W, Wang Z, et al. Estimation of ground heat flux from soil temperature over a bare soil[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2017,129(3):913-922.

[28] 莫兴国,李宏轩,刘苏峡,等.用土壤温度估算表层土壤导温率与热通量的研究[J].中国生态农业学报,2002(1):66-68.

[29] Horton R, Wierenga P. Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface 1[J]. Soil Science Society of America Journal, 1983,47(1):14-20.

[30] Philip J R, Devries D A. Moisture movement in porous materials under temperature gradient[J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 1957,38(2):222-232.

[31] Van Genuchten M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils 1 [J]. Soil Science Society of America Journal, 1980,44(5):892-898.

[32] 康绍忠,张建华,梁建生.土壤水分与温度共同作用对植物根系水分传导的效应[J].植物生态学报,1999,23(3):211-219.

[33] 安可栋.旱区土气界面水热传输机理及对包气带水热运移的影响[D].西安:长安大学,2016.

[34] Gurr C, Marshall T, Hutton J. Movement of water in soil due to a temperature gradient[J]. Soil Science, 1952,74(5):335-346.

[35] 曾亦键.浅层包气带水—汽—热耦合运移规律及其数值模拟研究[D].北京:中国地质大学(北京),2012.