

降雨对华北石质山地侧柏林土壤温湿度及水分运移的影响

田超^{1,2}, 孟平^{1,2*}, 张劲松^{1,2}, 孙守家^{1,2}, 黄辉^{1,2}, 贾长荣³, 李建中³

(1. 中国林业科学研究院林业研究所, 林木遗传育种国家重点实验室, 北京 100091; 2. 南京林业大学南方现代林业协同创新中心, 江苏 南京 210037; 3. 济源市国有大沟河林场, 河南 济源 454650)

摘要:以华北石质山地侧柏林为研究对象,运用氢稳定同位素(δD)技术,结合大气、土壤的温湿度,探讨雨季和旱季降雨对不同深度土壤温湿度动态及水分运移的影响。结果表明:土壤温度在雨季随降雨产生先减小后增大,随土壤深度增加而降低,而旱季初期则随降雨持续减小,且随土壤深度的增加而升高。雨季和旱季,土壤湿度随降雨先增大后减小,且均随土壤深度的增加而下降。雨季前期土壤湿度较低时,中雨可使表、中层土壤湿度增加较多,且该层土壤水 δD 贫化,即降雨优先补给表、中层土壤;而前期降雨充足时,中雨使下层土壤湿度增加较多,而所有土壤水 δD 均贫化,即降雨可较快入渗到深层土壤。大雨使所有土层湿度增加且差异较小、 δD 贫化,即降雨可迅速入渗全部土层。旱季初期,中雨使表层湿度增加较多,即使前期土壤湿度较低时,雨后全部土壤水 δD 均贫化,即中雨也可较快入渗到深层土壤,进一步补给地下水。表层枯落物水 δD 值受降雨 δD 值直接影响,随降雨产生先贫化后富集;而浅层、深层地下水 δD 值皆较稳定,几乎不受短期降水影响,可为干旱季节植被生长提供重要水源。

关键词:季节性降雨;土壤温度;土壤湿度;氢稳定同位素;土壤水分运移

中图分类号:S714.3

文献标识码:A

Effects of Rainfall on Soil Temperature, Moisture and Water Movement of *Platycladus orientalis* on Rocky Hills of North China

TIAN Chao^{1,2}, MENG Ping^{1,2}, ZHANG Jin-song^{1,2}, SUN Shou-jia^{1,2}, HUANG Hui^{1,2}, JIA Chang-rong³, LI Jian zhong³

(1. State Key Laboratory of Tree Genetics and Breeding, Research Institute of Forestry, Chinese Academy of Forestry, Beijing 100091, China

2. Co-Innovation Center for Sustainable Forestry in Southern China, Nanjing Forestry University, Nanjing Jiangsu 210037, China;

3. Dagou-he National Forest Farm, Jiyuan Henan 454650, China)

Abstract: By using stable isotope techniques, the *Platycladus orientalis* grown on the rocky hilly area of North China were chosen to investigate air temperature, soil temperature, moisture and δD value in order to discuss the effect of seasonal rainfall on soil temperature, moisture and water movement. The results indicated that: the soil temperature following rainfall decreased first and then increased in the rainy season, and decreased with the increases of depths, whereas in the early dry season the temperature continued to decrease but increased with the depth. No matter in the rain or dry season, the soil moisture increased at first and then decreased after the rain, but dropped with the depth of soil. In rain season, when the early soil moisture was low, the low intensity rainfall could further increase the moisture of surface and deep soil and made the water δD value deplete, which showed rainfall could recharge the surface and middle soil. However, in prior plentiful rainfall period, low intensity rainfall could further increased the deep soil moisture, and all the soil water δD value were depleted, which indicated that rainfall could

收稿日期:2014-12-05

基金项目:林业公益性行业科研专项项目(201404206);国家自然科学基金青年基金项目(31100321)

作者简介:田超(1985—),女,在读博士,主要从事森林生态、森林水文方面的研究;E-mail:tianchao9996@163.com

* 通讯作者。

rapidly infiltrate into the deep soil. High intensity rainfall increased all the soil moisture and the increments had small differences, meanwhile all the water δD value were depleted, which showed that rainfall could quickly infiltrate into all the soil. In the early dry season, low intensity rainfall may further increase the surface soil moisture. Even if the prior soil moisture were low, the soil water δD value were all depleted, which pointed that rainfall could rapidly infiltrate into the deep soil and further recharged groundwater. Directly affected by rainfall δD value, the litter water δD value were depleted at first and then enriched. The δD value of spring and groundwater were not affected by short-term rainfall, so they could supply water for plant in the dry season.

Key words: seasonal rainfall; soil temperature; soil moisture; hydrogen stable isotope; soil water movement

土壤温度和湿度作为生态植被建设和恢复的关键因子,可影响植物的蒸腾作用、根系呼吸等生理活动,进而影响植被的正常生长,对石质山区生态系统植被建设至关重要^[1-3]。土壤温度及水分的分布与植被和土壤特性有关^[4],并受降雨、蒸发、大气温湿度等环境因子的影响^[5],其中,植被因其类型及密度的差异影响土壤温度及水分运动^[6]。土壤质地和孔隙度的异质性使得土壤非饱和带径流变化复杂,从而改变土壤温度及水分状态^[7]。此外,在森林生态系统中,降雨量、强度和频度可决定物种的生存、结构及土壤水分运移过程^[8-9]。小雨一般影响表层土壤水分交换,而大雨可影响到深层,且不同降雨历时长对表层土壤湿度的影响能持续几小时或几周^[10]。降雨在具有基岩裂隙的浅层土壤和喀斯特地形有利于水文过程快速进行^[11-12],而在同一土壤中,因前期含水量及根系的不均匀分布,降雨会经土壤不同孔隙下渗^[6]。因此,考虑植被、土壤性状和降水特征能更好的了解生态系统水文过程。土壤水氢稳定同位素(δD)值受降雨入渗、蒸发分馏、水分在土壤中水平和垂直运动的影响^[13-14],因此,它可揭示土壤水分运移过程,包括入渗、渗透和蒸散等^[15]。由于季节性降雨的变化及降雨事件的特殊性,不同的土壤水 δD 值可表征降雨在土壤剖面的迁移、混合和滞留时间等信息^[16]。目前,国内外对土壤水稳定同位素示踪研究多集中在不同土地利用方式及季节间的差异上^[16-19],对不同降雨持续响应的研究较少^[20-21]。

华北石质山地是华北平原的重要生态屏障,属于半干旱区域,然而该地区土层瘠薄、土壤储水能力差、岩石渗漏性强、水土流失严重;且早期坡地农耕活动密集,山地植被受到破坏,土壤退化显著,因而一直是我国林业生态建设的重点区域。侧柏(*Platycladus orientalis* (L.) Franco)是该地区典型造林树种之一,对维持石质山区脆弱的生态环境起着重要作用。因此,本研究以侧柏林为研究对象,运用氢稳定同位素技术,对雨季和旱季降雨前后大气和土壤温湿度及不同深度的土壤水 δD 值进行研究,探讨土壤

剖面温湿度动态及水分运移对雨季和旱季降雨的响应,为该区域林业生态工程建设及应对气候变化引起的降雨格局转变提供理论依据。

1 研究区概况

研究区位于河南省济源市黄河小浪底森林生态站,该站隶属于中国森林生态系统定位研究网络(CFERN),北依太行山南段,南邻黄河小浪底水利枢纽工程,属华北南部石质山地退耕还林工程区。定位站中心海拔410 m,属暖温带大陆性季风气候,年均气温12.4~14.3℃,年日照时数2 367.7 h,年日照率54%,多年平均降水量641.7 mm,其中,6—9月为438.0 mm,占全年的68.3%。研究区内土壤为棕壤,土层较薄20~50 cm,土被分布极不均匀,且部分基岩出露,土层下是松散的石灰岩风化层及裂隙基岩,土壤水易下渗形成裂隙水。当裂隙水达到不透水层,易渗出地表形成泉水^[22]。研究区内有一常年不断的泉眼提供泉水(浅层地下水),而深层地下水取自于60 m深的井水。

2 研究方法

2.1 样地调查

2013年7月,在该研究区选择林龄30 a、密度为3 000株·hm⁻²的侧柏林,其郁闭度0.9,平均树高9.7 m,平均胸径为10.4 cm,在林内设置标准样地3个,样地面积为20 m×30 m,分别测定枯落物厚度、蓄积量、土壤密度、孔隙度、持水量等^[23]。

2.2 气象因子观测

在研究地空阔地方布设标准自动气象站,连续观测空气温度、相对湿度、降雨量等,并在其附近设置降雨采集装置,雨后及时采集降水样,每次降水收集3瓶,用帕拉胶密封后冷藏保存(1~4℃)。

2.3 样品采集、处理及测定

本研究于2013年7—10月选择4次不同降雨进行研究,其中,7月4日、7月18日属于雨季中期

不同中雨(降雨量分别为 19.0、15.4 mm),8月11日为雨季末期大雨(降雨量为 27.0),10月14日为旱季初期中雨(降雨量为 13.4 mm)。在雨前及雨后 3 d 每天上午 7:00—11:00 进行采样,分别在 3 个标准样地中采集枯落物层及 0~10、10~20、20~30、30~40 cm 深处的土壤,迅速装入采样瓶,储藏在 0~5℃ 的便携式冷藏箱内,带回实验室低温保存(低于 -20℃);同时,采集泉水和地下水样品,每次 3 瓶,冷藏保存(1~4℃)。

利用低温真空抽提仪器提取土壤水,将提取好的土壤水以及采集的雨水、泉水、地下水样品过滤,使用 DLT-100 液态水同位素分析仪(Los Gatos Research Inc., USA)测定氢稳定同位素(δD)。

$$\delta D = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000\text{‰}$$

式中: R_{sample} 和 R_{standard} 表示样品和国际通用标准物 D/H 的比率,测量精度为 $\pm 0.5\text{‰}$ 。

2.4 土壤温湿度的测定

在林地不同土层 0~10、10~20、20~30、30~40 cm 深处的土壤中分别安装温度计(AV-10T, USA)和水分传感器(EC-H₂O, Avalon Sci. Inc., USA),通过 AR5-8A-SE 数据采集器(Avalon Sci. Inc., USA)自动记录土壤温湿度,设定 30 s 采集 1 次,每 10 min 输出 1 组平均值。

2.5 数据处理

为了更好的研究土壤水 δD 值随采样时间的变化规律,将土壤水 δD 值看做 4 个不同层次的加权平均值,即根据 Snyder^[24]方法将 0~10、10~20、20~30、30~40 cm 深处土壤水 δD 值进行加权获得 0~40 cm 同位素值,权重是各层土壤含水量占总含水量的百分比。

运用 Sigmaplot12.0 作图,并利用 SPSS19.0 分析数据,对土壤密度、孔隙度等物理特性指标进行单因素方差分析,用最小显著差数法(LSD)进行多重比较,并分别对不同降雨时间的土壤温度、湿度及 δD 变化进行双因素(不同采样天数-土壤深度)及三因素(不同降雨时间-不同采样天数-土壤深度)方差分析,进行多重比较,统计分析水平为 $p < 0.05$ 。

3 结果与分析

3.1 环境因子及样地特征

3.1.1 雨季和旱季 4 次降雨特征及空气温湿度变化 图 1、2 表明:7月4日雨前 24 d 降雨较少(仅 6 月 11 日降雨 4.7 mm),空气温度最高 32.0℃,降雨强度 2.9 mm·h⁻¹、19.0 mm 降雨后气温变化相对

迟缓,先下降后缓慢回升;7月18日雨前 1 周即 7 月 8-10 日分别降雨 18.9、14.2、21.0 mm,导致此期间空气温度较低(29.5℃),即在前期降雨充足时,经历 1.6 mm·h⁻¹、15.4 mm 降雨(此次降雨从 18 日持续到 19 日 7 时采样前),因此,雨后温度较低(22.2℃),之后急剧回升,且降雨前后相对湿度较大;8月11日雨前 10 d,即 8 月 1 日降雨 34.5 mm,雨前气温较高(31.9℃),湿度较低(68.2%),14.7 mm·h⁻¹、27.0 mm 大雨后,气温下降后迅速回升;10月14日雨前降雨极少,即 8 月 27 日、9 月 8 日、17 日、21 日分别降雨 0.2、1.0、0.8、0.2 mm,使得此期间气候较干旱,由于 10 月气温较低(20.3℃),2.9 mm·h⁻¹、13.4 mm 中雨后气温急剧下降,之后逐渐上升,但短时间内很难恢复到雨前水平。4 次降雨 δD 值分别为 -82.86‰、-77.21‰、-94.86‰、-66.34‰,雨后空气湿度均在第 1 天升高,然后逐渐下降,但均未在 3 d 内下降到雨前水平。

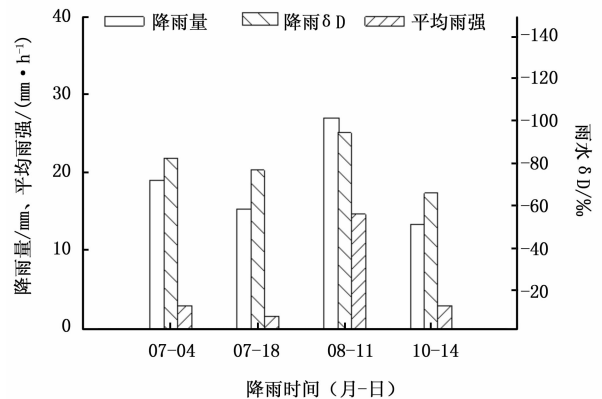
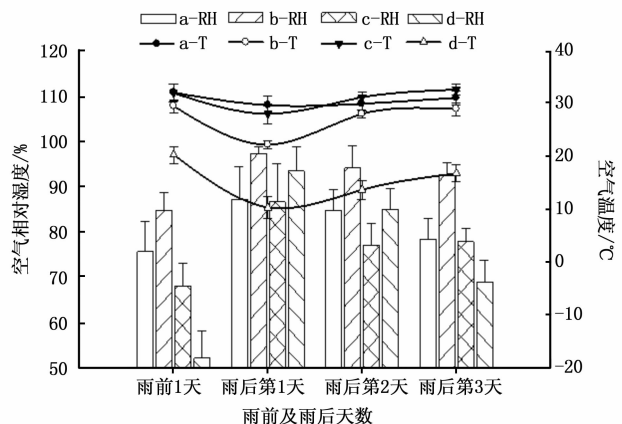


图 1 4 次降雨的降雨量及雨水 δD 值



a-RH、b-RH、c-RH、d-RH、a-T、b-T、c-T、d-T 分别代表 4 次降雨前后空气相对湿度和温度

图 2 4 次降雨前后空气温湿度的变化

3.1.2 枯落物层及土壤层水文效应 研究可知,侧柏林分枯落物厚度为4.5 cm,总蓄积量、最大持水量、有效拦蓄量分别为20.74、38.28、29.52 t·hm⁻²。表1表明:随土壤深度的增加,土壤密度从0.95 g·cm⁻³增加至1.41 g·cm⁻³,且30~40 cm的土壤密度显著比0~30 cm的大,而总孔隙度、毛

管孔隙度、持水率等则随深度的增加而减小,且表层显著大于深层,其中,总孔隙度为26.96%~33.41%,毛管孔隙度占总孔隙度的94%以上,最大持水率、有效持水率分别为20.57%~35.39%、18.26%~32.94%。

表1 研究样地土壤物理特性

土层厚度/cm	土壤密度/(g·cm ⁻³)	总孔隙度/%	毛管孔隙度/%	非毛管孔隙度/%	最大持水率/%	毛管持水率/%	有效持水率/%
0~10	0.95±0.08 B	33.41±0.35 A	32.46±0.28 A	0.95±0.23 A	35.39±2.69 A	34.38±2.59 A	32.94±2.82 A
10~20	1.10±0.04 B	30.51±1.45 B	28.73±2.06 B	1.78±0.76 A	27.79±2.20 B	26.18±2.79 B	23.99±2.65 B
20~30	1.12±0.17 B	26.96±2.22 C	25.92±2.19 B	1.04±0.19 A	24.18±1.95 BC	23.24±1.75 BC	21.70±1.73 BC
30~40	1.41±0.17 A	28.88±1.47 BC	27.61±1.41 B	1.27±0.22 A	20.57±1.36 C	19.67±1.34 C	18.26±1.08 C
F	6.895	9.606	8.294	2.321	27.178	24.398	24.677
p	0.013	0.005	0.008	0.152	0.000	0.000	0.000

注:同列数据后不同大写字母表示差异显著($p < 0.05$)。

3.2 降雨前后侧柏林土壤温度的变化

由图3可知:4次降雨前土壤温度的变化(平均为23.8~19.2℃)没有气温的变化大(32.0~20.3℃,图2),其中,前3次降雨土壤温度均随土壤深度的增加而下降,而第4次降雨随土壤深度的增加而升高。雨季中期,当前期降雨较少时土壤温度均值为21.0℃,19.0 mm降雨后土壤温度没有下降反而略有升高,且不同土层土温上升幅度相似。表2表明:4次降雨不同天数及土壤深度间的土壤温度差异均极显著($p < 0.01$)。多重比较表明:19 mm降雨前土壤温度与第1天差异不显著,其余天数间均显著,且土壤深度是决定温度的重要因素($SSE_{深度} > SSE_{天数}$)。随雨季降雨的增多,15.4 mm降雨前土壤温度为21.6℃,雨后下降较多后回升,且雨前与第3天土温差异不显著,此外雨后第1天表层温度下降最多(1.2℃),且不同采样天数对土温影响最大($SSE_{天数} > SSE_{深度}$)。雨季末期,27.0 mm降雨前土温均值最高为23.3℃,虽然此次降雨量最大,但降雨历时短,加之雨后较高的气温,雨后温度下降程度不及上次降雨,且表层土壤温度下降较多(0.6℃),之后土温回升并超过雨前水平,土温主要由土壤深度决定($SSE_{深度} > SSE_{天数}$)。旱季初期雨前土温均值最低为19.7℃,降雨13.4 mm后第1天表层土壤温度下降最多(3.1℃),随后2 d持续下降,土温受不同天数的影响较大($SSE_{天数} > SSE_{深度}$)。此外,对土温进行三因素方差分析可知:不同降雨时间、不同采样天数及土壤深度间的土温差异均极显著($p < 0.01$),且不同降雨对土温的变化影响最大。

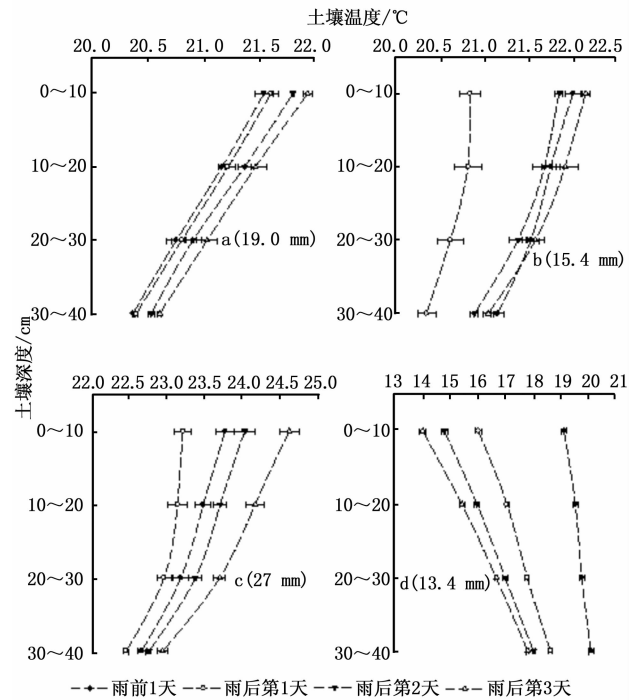


图3 4次降雨前后土壤温度的变化

3.3 降雨前后侧柏林土壤湿度的变化

由图4可知:4次降雨前后土壤湿度均随土壤深度的增加而减小。随降雨的产生,土壤湿度均明显增加,随后下降,与土温不同,3 d内均未恢复到雨前水平,且4次降雨土壤平均湿度分别为12.9%、24.0%、17.7%、13.8%。表2表明:4次降雨前后不同天数及不同土壤深度间的湿度差异均极显著($p < 0.01$)。多重比较结果表明:15.4 mm降雨后10~20、20~30 cm深处土壤湿度的差异不显著,且不同采样天数是决定土壤湿度的重要因素($SSE_{天数} >$

$SSE_{深度}$), 而其余3次降雨不同深度土壤对湿度的影响较大($SSE_{深度} > SSE_{天数}$)。

表2 4次降雨林内土壤温度、湿度和土壤水 δD 的天数-土壤深度双因素方差分析

降雨 时间(月-日)	降雨量/mm	因子	土壤温度		土壤湿度		土壤水 δD	
			F	SSE	F	SSE	F	SSE
07-04	19.0	天数	55.20	0.69	81.28	240.11	121.43	499.46
		深度	841.54	10.59	262.36	775.03	32.01	131.65
07-18	15.4	天数	244.16	7.95	79.47	217.64	268.05	664.29
		深度	152.35	4.96	78.28	214.38	362.20	897.63
08-11	27.0	天数	182.95	5.50	113.33	260.27	648.80	2 200.65
		深度	334.35	10.06	252.27	579.35	158.15	536.42
10-14	13.4	天数	3 847.92	94.82	62.89	138.09	846.22	2 918.61
		深度	1 873.93	46.18	331.68	728.31	128.74	444.01

注:SSE为误差平方和。

不同降雨对土壤湿度增量的影响不同,3次降雨(雨季19.0、27.0 mm、旱季13.4 mm)后,表层0~10 cm土壤湿度的增加均最多,分别增加9.0%、8.1%、9.2%;而深层土壤湿度增加均较少,19.0、13.4 mm降雨后,深层土壤湿度分别增加3.0%、3.1%,与表层差异较大;27.0 mm降雨后,30~40 cm深处土壤湿度增加5.0%,与表层差异较小。雨季15.4 mm降雨后,20~30 cm深处土壤湿度增加较多(6.6%),30~40 cm深处土壤增加6.2%,而表层土壤增加最少(4.8%)。此外,三因素方差分析表明,降雨时间、采样天数及土壤深度间的土壤湿度差异均极显著($p < 0.01$),且不同降雨对土壤湿度的影响较大。

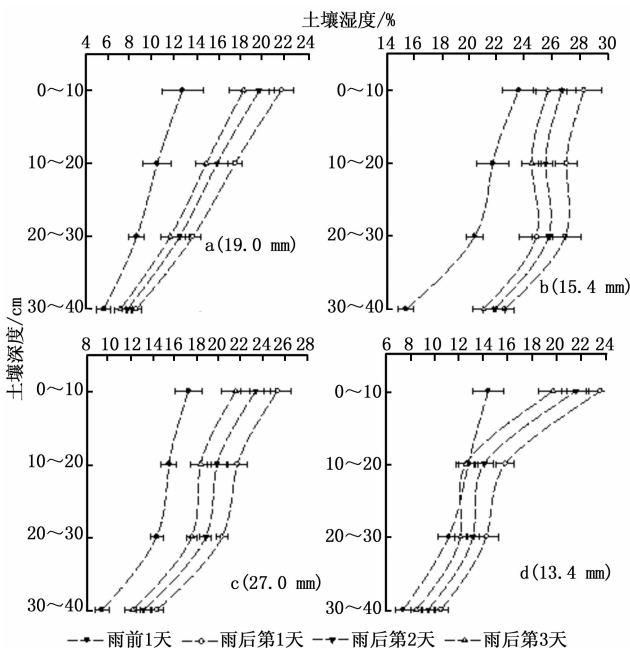


图4 4次降雨前后土壤湿度的变化

3.4 降雨前后侧柏林土壤水 δD 值的变化

3.4.1 土壤水 δD 值随时间的变化 图5所示:4次降雨前枯落物水及土壤水 δD 值均因植被蒸发耗水而富集,且旱季初期最大,分别为-28.45‰和-37.05‰,其次为雨季7月4日、18日,而8月11日雨前 δD 值最小,分别为-67.29‰和-64.42‰。

由于降雨量、降雨强度及雨水 δD 值的不同,使雨后枯落物水及土壤水 δD 值的差异较大。19.0 mm降雨后,受较小降雨 δD 值(-82.86‰)的影响,枯落物水 δD 值第1天急剧下降至-81.15‰,以后持续升高,而土壤水 δD 值则在雨后2 d下降后缓慢升高。表2表明:4次降雨不同采样天数间差异均极显著($p < 0.01$)。多重比较结果表明:19.0 mm降雨后第2天与第3天的差异不显著;15.4 mm降雨的 δD 值为-77.21‰,枯落物水 δD 值先下降后逐渐回升,而土壤水 δD 值则持续下降,且第2天与第3天的土壤水 δD 值差异不显著;27.0 mm降雨的 δD 值最小(-94.86‰),枯落物水及土壤水 δD 值均先下降后逐渐回升,其中,枯落物水 δD 值比雨前的大。旱季初期13.4 mm降雨的 δD 值最大(-66.34‰),枯落物水及土壤水 δD 值均先下降后持续升高。此外,三因素方差分析表明,降雨时间、采样天数及土壤深度间的土壤水 δD 值差异均极显著($p < 0.01$),且不同降雨对土壤水 δD 值变化的影响最大。

降雨期间,浅层、深层地下水 δD 值相对稳定,分别约为-57‰和-60‰,变化幅度较小。

3.4.2 土壤水 δD 值随土壤深度的变化 图6所示:4次降雨前土壤水 δD 值曲线不同,降雨后,因雨水的 δD 值较小,使雨后土壤水 δD 值曲线均向左偏移,而因不同降雨量及强度、不同深度土壤水 δD 值不同。

雨季中期,当前期降雨较少、土壤湿度较低时

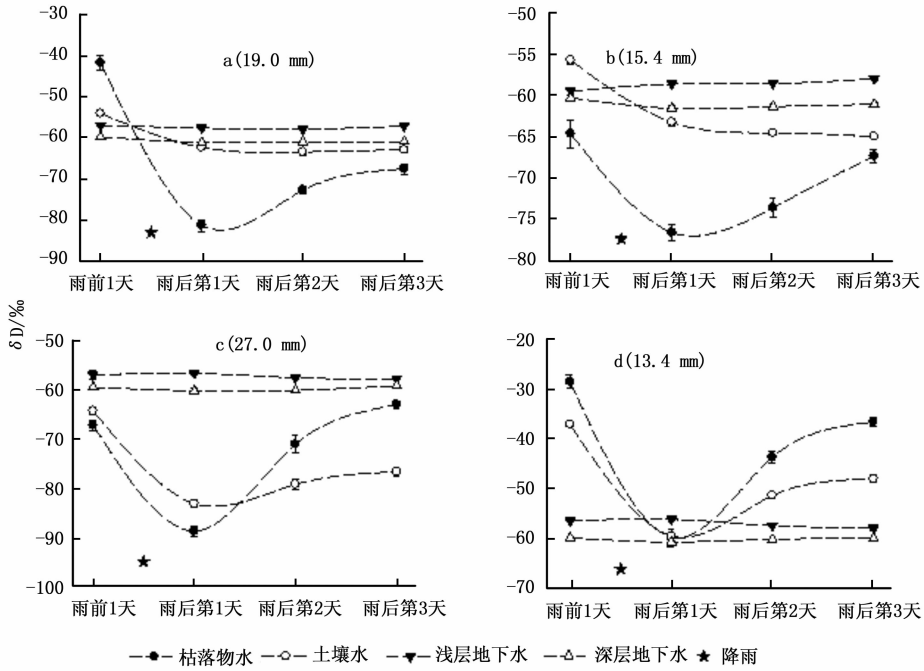


图5 4次降雨前后枯落物水、土壤水、降水、浅层及深层地下水的 δD 值变化

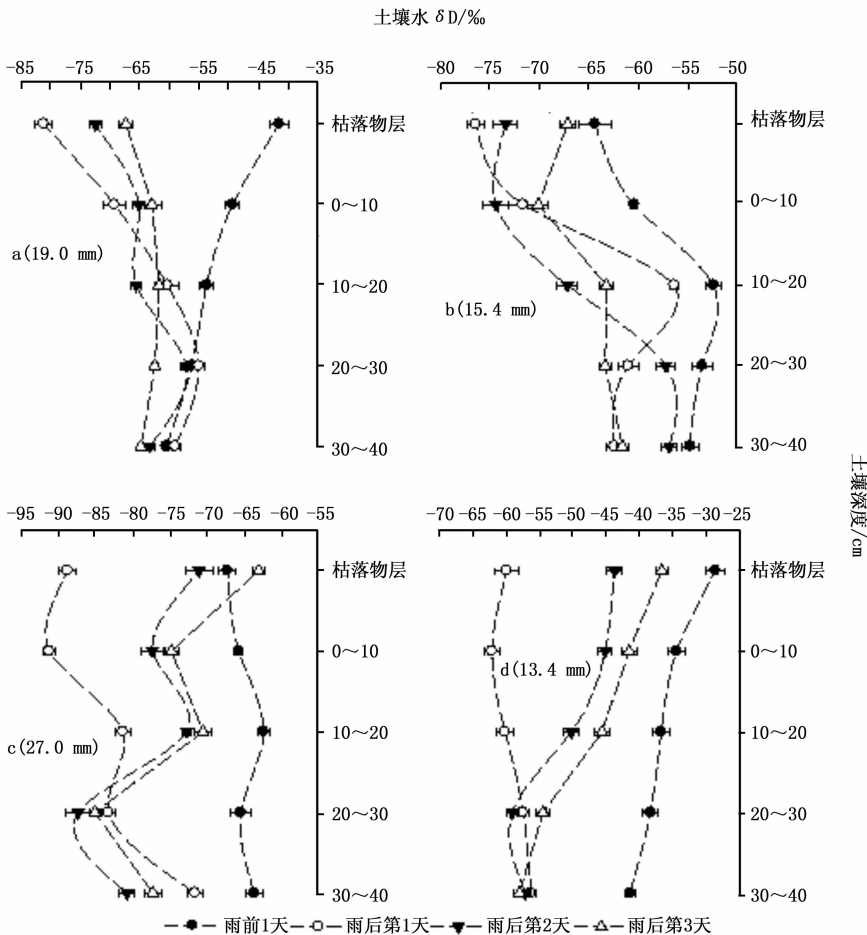


图6 4次降雨前后土壤水 δD 值垂直迁移的变化

(图6a),土壤水 δD 值曲线随土层深入向左偏移,即随深度增加 δD 值减小;19.0 mm中雨后,第1天枯落物及0~20 cm土壤水 δD 值受降雨影响减小,而20 cm以下土壤水 δD 值则略有增加;第2天枯落物及0~10 cm表层土壤水 δD 值增大,而10 cm以下 δD 值减小;第3天涵养在20 cm以上的水分继续下渗,使下层土壤水 δD 值继续减小,上层值则增大。

因采样前7月8—10日有3场中雨产生,土壤水 δD 值在10~20 cm深处土壤水 δD 值达到最大后略有减小(图6b)。7月18日15.4 mm中雨后,第1天所有土壤水 δD 值均减小,第2天枯落物水及20 cm以下土壤水 δD 值则向右偏移增大,而0~20 cm土壤水 δD 值减小,第3天20 cm以下土壤水 δD 值减小,其余土壤水 δD 值则右移增大。

8月11日,除30~40 cm土壤水 δD 值略有增大,其余深度土壤水 δD 值的变化趋势与7月18日雨前的相似。由于此次降雨量较大且持续时间短(27.0 mm、5 h),雨后第1天所有土壤水 δD 值均减小,第2天枯落物水及20 cm以上土壤水 δD 值增大、下层减小,第3天枯落物水及土壤水 δD 值均增大。

旱季初期雨前土壤水 δD 值变化趋势与7月4日雨前的相同,然而,虽然此次降雨量最小(13.4 mm),但雨后第1天所有土壤水 δD 值均减小,之后20 cm以上土壤水 δD 值增大,下层减小,第3天30~40 cm深处土壤水 δD 值继续减小,其余土壤水 δD 值则增大。

4 结论与讨论

4.1 土壤温度

研究表明,雨季和旱季4次降雨前后,侧柏林土壤温度变化差异小于气温,主要受广圆形林冠遮蔽、枯落物覆盖及土壤特性等的影响,使土壤温度受降雨影响相对较小,从而保障植被根系在较适宜的温度下正常生长发育;然而,雨季表层土温最高土温随土壤深度的增加而下降,旱季初期则相反,表明表层土温受气温直接影响,而下层土壤具有一定的保温效果,使到旱季初期下层土温较高,可保障植被根系安全过冬。

由于不同季节降雨量及强度的差异,加之不同的大气温湿度,使4次降雨土温的变化趋势有所差异。雨季土壤温度先下降后升高,除第1次降雨外,这与采样及研究日期有关。调查发现:第1次降雨

当天,土壤温度均值为20.4℃,且小于雨前,而由于前期降雨较少,且雨后气温较高(图2),使得雨后第1天土温迅速回升并超过雨前水平。此外,表层土温下降程度与降雨量并不成正比,如15.4 mm雨后表层土温下降1.2℃,而27.0 mm雨后下降0.6℃,这主要取决于当日大气温湿度。对不同降雨前后表层土温差值与气温、大气相对湿度、降雨量进行回归分析,发现气温与表层土温差值呈极显著正相关($p < 0.01$)。这与崔素芳等^[25]关于土温与气温、降雨量相关关系的研究结果一致;然而,旱季初期土温随降雨一直下降,这可能是由于降雨后土壤湿度较大,使得土壤热容量较高,虽然雨后气温有所升高,但上升幅度不足以提供足够的热量,使得土壤温度持续降低,这有待于以后进一步的研究探讨。

4.2 土壤湿度

由于侧柏林的郁闭度较高,使表层土壤蒸发相对较少,且因石质山地下层石砾含量较多,土壤水分不断向深层入渗,涵养水分能力下降,使得表层湿度较高而下层较低。雨季中期(15.4 mm降雨)因前期土壤湿度较大,使得雨后10~20 cm与20~30 cm土壤含水量差异不显著。4次降雨后由于土壤蒸发、下渗、植被蒸腾等消耗水分,使得土壤湿度随时间变化下降^[26-27],且降雨前后3天湿度差异显著,表明土壤湿度对降雨响应较敏感,李润春等^[28]研究也表明,土壤湿度和降雨量相关系数较大。此外,研究发现,旱季初期土壤湿度高于雨季19.0 mm降雨前后的土壤湿度,虽然二者降雨量小、强度相同,但旱季初期土壤中储存部分雨季降雨,且此时气温降低,植被光合及蒸腾作用减弱,所需土壤水分减少,因此,土壤湿度较大,表明土壤水文运动受同期植物生理活动的影响^[15]。

因前期土壤湿度、降雨量及强度的不同^[29],使得雨后土壤湿度增量有所差异,其中,雨季19.0 mm降雨、旱季初期雨后表层湿度增加最多。因前期湿度较低,且降雨量小,降雨优先补给表层土壤;而大雨后所有土层湿度增量相对较小,主要是由较大的降雨量及强度所致,即降雨量大、历时短的降雨可较快入渗全部土层(0~40 cm)。此外,雨季15.4 mm中雨后20~30 cm深处土壤湿度增加最多,因雨前0~20 cm深处土壤湿度较大,且降雨量及强度较小,降雨优先入渗到表层土壤使其饱和,然后额外水分慢慢下渗到深层,使得30 cm以上土壤湿度相差不大。这表明,在前期土壤湿度较充分的条件下,中

雨可入渗到深层土壤。

4.3 土壤水 δD 值的变化

不同降雨雨前枯落物水及土壤水 δD 值均因植被蒸散发消耗水分而富集,且旱季初期最大。因枯落物覆盖于土壤层之上,直接受降水入渗及蒸发的影响,不存在诸如土壤之间相互入渗补给或植被直接利用水分等的影响,因此,枯落物水 δD 值直接受降水影响减小且与雨水 δD 值接近,随后因水分蒸发而富集;然而,由于研究区属石质山地,土层瘠薄、下层石砾含量较多,不同时期降雨前土壤水 δD 值随深度的变化不一致,这主要与前期降水、土壤蒸发、植被水分利用等有关。在前期降雨较少的雨季与旱季初期,雨前土壤水 δD 值均随深度增加而贫化,这主要是由于前期降雨量较少、土壤湿度较低,浅层土壤受蒸发影响较大,使上层土壤水 δD 富集。前期降雨较多时,由于采样前7月8—10日分别降3次中雨,使得此期间空气温度较低、湿度较大(图2),枯落物及土壤湿度相对较高(图4),因此枯落物及表层土壤水蒸发较少 δD 贫化,而中下层土壤水 δD 相对富集可能是受降水影响较小,且受到来自上层富集土壤水的混合,使土壤水 δD 值较高。

受前期土壤含水量、降雨量、强度及雨后蒸散发等影响,雨后土壤水 δD 值随深度的变化不同。雨后第1天主要受降雨影响,研究期间无论降雨大小,土壤表层均受到影响,这一现象与其他学者^[17,20]的研究相同;然而,深层土壤因前期降雨及次降雨量的差异表现不同,其中,因雨季19.0 mm降雨前土壤湿度最小,雨后第1天只入渗到20 cm土壤,即降雨优先补给表层和中层土壤,使得表层和中层土壤水 δD 值减小。前期降雨较多时即使次降雨较小(15.4 mm、1.6 mm·h⁻¹),雨水也可较快入渗到深层土壤。降雨量大且强度高的降雨(27.0 mm、14.7 mm·h⁻¹)后,雨水很快入渗到深层,使土壤得到充分补给。旱季初期,虽然降雨量最小,然而,因植被所需土壤水分减少,雨后第1天雨水可以入渗到全部土层,进一步补给地下水^[21]。随后2 d,因枯落物及表层土壤涵养的水分较多,混合水以活塞流形式继续下渗^[16,19],缓慢补给下层土壤;而因含水量的差异,补给速率有所不同,且随气温升高,枯落物水及土壤水 δD 值因蒸发、水分利用等作用而富集。

研究期间,浅层及深层地下水 δD 值皆相对稳定,由于浅层地下水来源于基岩裂隙,即降雨先入渗土壤层后通过裂隙继续下渗,遇到隔水层后向上运

移,出露地面形成浅层地下水,其水分运移路径相对较长。同样,深层地下水来源于60 m深处,运移路径较长,受短期降水影响较小,因此,可在干旱季节为植被生长提供重要水源,这与徐庆等^[21]在卧龙自然保护区的研究结果一致,即浅层地下水 δD 值变化幅度很小,受降水直接影响小,在区域水量平衡中起着重要作用。

参考文献:

- [1] 高红贝,邵明安. 干旱区降雨过程对土壤水分与温度变化影响研究[J]. 灌溉排水学报, 2011, 30(1): 40-45.
- [2] 刘颖,韩士杰,胡艳玲,等. 土壤温度和湿度对长白松林土壤呼吸速率的影响[J]. 应用生态学报, 2005, 16(9): 1581-1585.
- [3] 辛继红,高红贝,邵明安. 土壤温度对土壤水分入渗的影响[J]. 水土保持学报, 2009, 23(3): 217-220.
- [4] Lee K S, Kim J M, Lee D R, et al. Analysis of water movement through an unsaturated soil zone in Jeju Island, Korea using stable oxygen and hydrogen isotopes[J]. Journal of Hydrology, 2007, 345(3): 199-211.
- [5] Löffler J. The influence of micro-climate, snow cover, and soil moisture on ecosystem functioning in high mountains[J]. Journal of Geographical Sciences, 2007, 17(1): 3-19.
- [6] Gehrels J C, Peeters J E M, De Vries J J, et al. The mechanism of soil water movement as inferred from ¹⁸O stable isotope studies[J]. Hydrological sciences journal, 1998, 43(4): 579-594.
- [7] Hillel D. Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations[M]. Academic press: San Diego, CA, USA, 1998: 771.
- [8] Stephenson N L. Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance[J]. The American Naturalist, 1990, 135(5): 649-670.
- [9] Ferrio J P, Resco V, Williams D G, et al. Stable isotopes in arid and semi-arid forest systems[J]. Investigation Agraria-Sistemasy Recursos Forestales, 2005, 14(3): 371-382.
- [10] Sala O E, Lauenroth W K, Parton W J, et al. Water status of soil and vegetation in a shortgrass steppe[J]. Oecologia, 1981, 48(3): 327-331.
- [11] Kukowski K R, Schwinning S, Schwartz B F. Hydraulic responses to extreme drought conditions in three co-dominant tree species in shallow soil over bedrock[J]. Oecologia, 2013, 171(4): 819-830.
- [12] Nie Y P, Chen H S, Wang K L, et al. Seasonal water use patterns of woody species growing on the continuous dolostone outcrops and nearby thin soils in subtropical China[J]. Plant and soil, 2011, 341(1-2): 399-412.
- [13] Ellsworth P Z, Williams D G. Hydrogen isotope fractionation during water uptake by woody xerophytes[J]. Plant and Soil, 2007, 291(1-2): 93-107.
- [14] Xu Q, Li H B, Chen J Q, et al. Water use patterns of three species

- in subalpine forest, Southwest China: the deuterium isotope approach[J]. *Ecohydrology*, 2011, 4(2): 236–244.
- [15] Reynolds J F, Kemp P R, Ogle K, *et al.* Modifying the “pulse-reserve” paradigm for deserts of North America; precipitation pulses, soil water, and plant responses[J]. *Oecologia*, 2004, 141(2): 194–210.
- [16] Gazis C, Feng X. A stable isotope study of soil water: evidence for mixing and preferential flow paths[J]. *Geoderma*, 2004, 119(1–2): 97–111.
- [17] 田立德, 姚檀栋, Tsujimura M, 等. 青藏高原中部土壤中稳定同位素变化[J]. *土壤学报*, 2002, 39(3): 289–295.
- [18] 田日昌, 陈洪松, 宋献方, 等. 湘西北红壤丘陵区土壤水运移的稳定性同位素特征[J]. *环境科学*, 2009, 30(9): 2747–2754.
- [19] 程立平, 刘文兆. 黄土塬区几种典型土地利用类型的土壤水稳定同位素特征[J]. *应用生态学报*, 2012, 23(3): 651–658.
- [20] 徐庆, 刘世荣, 安树青, 等. 四川卧龙亚高山暗针叶林土壤水的氢稳定同位素特征[J]. *林业科学*, 2007, 43(1): 8–14.
- [21] Xu Q, Liu S R, Wan X C, *et al.* Effects of rainfall on soil moisture and water movement in a subalpine dark coniferous forest in southwestern China[J]. *Hydrological Processes*, 2012, 26(25): 3800–3809.
- [22] 樊克锋, 杨东潮. 论太行山地貌系统[J]. *长春工程学院学报: 自然科学版*, 2006, 7(1): 51–53, 62.
- [23] 胡淑萍, 余新晓, 岳永杰. 北京百花山森林枯落物层和土壤层水文效应研究[J]. *水土保持学报*, 2008, 22(1): 146–150.
- [24] Snyder K A, Williams D G. Water source used by riparian trees varies among stream types on the San Pedro River, Arizona[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 105(1–3): 227–240.
- [25] 崔素芳, 张振华, 姚付启, 等. 基于偏相关分析的烟台市土壤温度影响因素及预测模型研究[J]. *山东农业科学*, 2010(1): 18–21.
- [26] 孙庆艳, 余新晓, 杨新兵, 等. 密云水库集水区防护林不同树种林冠截留研究[J]. *中国水土保持科学*, 2009, 7(3): 73–78.
- [27] Cheng X L, An S Q, Li B, *et al.* Summer rain pulse size and rain-water uptake by three dominant desert plants in a desertified grassland ecosystem in northwestern China[J]. *Plant Ecology*, 2006, 184(1): 1–12.
- [28] 李润春, 张秀芝, 高俊寿, 等. 山西省代表站不同土层逐旬土壤相对湿度预报模型[J]. *中国农业气象*, 2009, 30(3): 354–359.
- [29] Loik M E, Breshears D D, Lauenroth W K, *et al.* A multi-scale perspective of water pulses in dryland ecosystems: climatology and ecohydrology of the western USA[J]. *Oecologia*, 2004, 141(2): 269–281.