

南方红壤丘陵区樟树林土壤水分动态变化

戴军杰¹, 章新平^{1,2}, 吕殿青¹, 罗紫东¹, 贺新光^{1,2}

(1. 湖南师范大学 资源与环境科学学院, 长沙 410081;

2. 湖南师范大学 地理空间大数据挖掘与应用湖南省重点实验室, 长沙 410081)

摘 要: 为了解南方红壤丘陵区樟树林地土壤水分变化规律, 对 0—100 cm 不同深度的土壤水分与温度以及相应气象要素连续 1 年的观测, 并基于土壤水平衡法计算蒸散量, 研究土壤水分的时空变化、蒸散量变化和对降水的响应。结果表明: (1) 观测期土壤水分的季节变化可划分为丰水期 (3—6 月)、耗水期 (7—10 月) 和补水期 (11 月—次年 2 月); (2) 土壤体积含水量由浅至深表现为增长型, 稳定性增强, 且垂向变化具有显著季节差异; (3) 非降水日林地蒸散量的季节变化表现为耗水期 (3.28 mm/d) > 丰水期 (1.83 mm/d) > 补水期 (1.0 mm/d), 蒸散量日内变化呈现白天强、夜间弱的特征, 日蒸散量与日均气温、VPD、太阳辐射均呈极显著正相关; (4) 土壤水分干季比湿季对降水响应更强烈, 湿季 9 mm、干季 3 mm 的降水使最大下渗深度达 10 cm, 土壤水分开始接受补给。林地土壤水分受降水和蒸散发影响, 具有显著时空分异。

关键词: 红壤; 樟树林; 土壤水分; 蒸散发; 降水

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2019)04-0123-09

Dynamics of Soil Water in *Cinnamomum camphora* Forest in the Red Soil Hilly Region of South China

DAI Junjie¹, ZHANG Xinping^{1,2}, LÜ Dianqing¹, LUO Zidong¹, HE Xinguang^{1,2}

(1. College of Resources and Environmental Sciences, Hunan Normal University, Changsha 410081, China;

2. Hunan Key Laboratory of Geospatial Big Data Mining and Application, Hunan Normal University, Changsha 410081, China)

Abstract: To understand the dynamics of soil water in *Cinnamomum camphora* forest in the red soil hilly region of south China, soil moisture and temperature in 0—100 cm soil layer and meteorological factors were observed in the entire year. Evapotranspiration was calculated based on soil moisture balance method. The temporal and spatial variations of soil moisture, evapotranspiration and their response to precipitation were studied. The results showed that: (1) the seasonal variation of soil moisture during the observation could be divided into three stages, i. e. water-rich period (from March to June), water-consuming period (from July to October) and water-replenishing period (from November to following February); (2) soil bulk water content increased from shallow to deep, and its stability increased, and its vertical variation had significant seasonal difference; (3) the seasonal variation of forest land evapotranspiration in non-precipitation days decreased in the sequence: water-consuming period (3.28 mm/day) > water-rich period (1.83 mm/day) > water-replenishing period (1.0 mm/day); the diurnal variation was characterized as strong change on daytime and weak change at night. Daily evapotranspiration was significantly positively correlated with daily average temperature, VPD and solar radiation; (4) the response of soil moisture to precipitation in dry season was stronger than that in wet season; the precipitation of 9 mm in wet season and 3 mm in dry season made the maximum depth of infiltration reach up to 10 cm, and thus, soil moisture could be replenished. Soil moisture in forestland was significantly affected by precipitation and evapotranspiration, and presented the significant spatiotemporal distribution.

Keywords: red soil; *Cinnamomum camphora* forest; soil moisture; evapotranspiration; precipitation

土壤水是联系大气水、地表水、地下水和植物水的纽带,在不同水体间的转换和物质运输中扮演着重要的角色。土壤水分调控着地—气相互作用过程,是土壤—植物—大气连续体水分和能量交换的重要影响因子,可作为影响区域水循环的关键一环^[1]。对于传统农业而言,土壤水分是影响作物种植分布与生长以及农田生产力高低的重要因素;从生态系统的角度,土壤水分分为植被提供可蒸散水分,控制着生态系统的结构、功能与多样性^[2]。因此,对土壤水分动态的研究至关重要^[3]。

许多研究认为林地土壤水分存在季节差异,并在不同区域、树种之间的季节性变化也不一致。王晓燕等^[4]将南方红壤坡地土壤水分的季节变化分为相对稳定期(3—6月)、消耗期(7—10月)和补给期(11月—次年2月);王晶等^[5]把黄土丘陵区林地土壤水分的季节变化分为恢复期(5—7月)、消耗期(8月)和补充期(9—10月);黄志刚等^[6]认为南方红壤丘陵区杜仲人工林土壤水分的季节变化分为积累期(11月—次年3月)和消耗期(4—10月)。受坡向坡位、降水下渗、土壤性质和蒸散发等影响,林地土壤水分表现出显著垂直分异,主要有增长型^[3-4]、“S”型^[6]和“双峰”波动型^[7]等。此外,大量研究认为土壤水分动态变化受气象因子^[6]、土壤性质^[7]、地形^[8]、土地覆被类型^[9]等环境要素综合影响。从某种程度上来说,土壤水分动态变化由补给和消耗决定。对于已确定地形、植被、坡度坡向、土壤性质等背景下的林地,其土壤水分动态主要由降水和蒸散来维持。当前,关于土壤水分对降水响应的研究^[2,10-11]也较多,但对土壤水分补给的降水量临界值及影响因素等研究还有待深入。并且,关于林地蒸散的研究,大多数通过波文比法^[12]、树干液流法^[13]、涡动相关法^[14]等技术方法实现,而基于土壤水分长期连续的观测条件下,能否利用简便的土壤水分平衡法较准确地计算出林地蒸散量?

近年来,研究土壤水分的区域多集中在华北地区^[15]、黄土区^[5,8,11]、黑土区^[16]、西南喀斯特区^[17]。尽管当前对红壤丘陵区土壤水分的研究有些尝试,但有关土壤水对降水事件的响应机制及基于土壤水分对蒸散量的定量描述等方面的研究有待加强。我国南方红壤分布广泛,主要以低山丘陵为主,是发展各种热带、亚热带经济作物与林木的重要基地^[18]。然而,每年7月至次年2月是南方红壤丘陵区季节性干旱的易发期,其季节性干旱年发生概率在85%以上,且危害程度自20世纪60年代以来持续增加^[19]。樟树枝叶茂密,四季常青,广泛分布于南方红壤丘陵区,常作为城市优良的绿化树、庭荫树,是该区重要的经

济树种。但是,樟树耐寒、耐旱性不强,对土壤水分变化尤其是干旱的敏感性较强,自身可通过落叶和枯梢机制缓解干旱胁迫^[20],一旦超出耐旱范围可能导致树木死亡。本研究基于南方红壤丘陵区樟树林地土壤水分与温度以及气象资料,分析该区域土壤水分的时空变化,利用土壤水分平衡法计算林地蒸散发并分析其影响因素,探讨林地土壤水分对降水事件的响应,以期为南方红壤丘陵区林地土壤的水文过程定量描述、提高植物水分利用效率,解决地区季节性干旱问题等提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

试验区位于湖南省长沙市望城县八曲河村(28°21'N,112°47'E)。该地属典型的亚热带季风气候,温和湿润,四季分明。多年平均气温17.4℃,平均年积温5457℃,多年平均降水量1447mm,且主要集中在3—6月(约占51.3%)。7—8月受副热带高压控制,雨日少于20d,易出现干旱。研究区内90%以上树种为樟树(*Cinnamomum camphora*),根系分布集中在1m以内,水平根系尤为发达,樟树平均年龄为15a,平均树高为11m。其余树种有马尾松(*Pinus massoniana*)、杉木(*Cunninghamia lanceolata*)、桑树(*Morus alba*)等。地面有0.5~1.0cm的枯枝落叶层,草本植物稀少。试验场地为低丘红壤坡面,地势较为平坦,坡度2°~3°,海拔50m,地带性土壤为红壤,pH值为6.0~7.0,粉粒占70%以上,质地为粉砂质黏壤土。土壤剖面相关物理性质见表1。其中,土壤容重通过环刀法分层测定,每层3个重复。土壤机械组成利用吸管法测定,每层3个重复。孔隙度由土壤容重和土粒密度(取2.65g/cm³)计算得到。

1.2 测定方法

林地土壤水分和温度的测定采用云智能管式土壤水分温度监测仪,即“智墒”(RWET-100)。仪器探头位于0—100cm每隔10cm处,同步监测并记录不同土层的土壤体积含水量和土壤温度,精度分别为±2.5%和±0.5℃(实验室环境),数据间隔为60min。于樟树林地选取合适安装位置,用手持式土壤取样钻机(澳大利亚科力SD-1)垂直打孔并埋设土壤水分温度监测仪。仪器安装时由工作人员完成现场调试。

气象因子数据由安装在林外50m处的微型自动气象站(WeatherHawk-232,USA)获取,与土壤水分温度同期监测。气象因子主要包括降水量、太阳辐射、气温、相对湿度等,数据采集频率为30min。水汽压亏缺(VPD,kPa)则根据气温(T_a ,℃)和相对湿度

度(RH,%)计算得到,其公式如下^[21]:

$$\text{VPD}=0.611\exp\left(\frac{17.27T_a}{T_a+237.3}\right)\times(1-\text{RH}/100)$$

(1)

表 1 樟树林地土壤剖面物理性质

土层深度/cm	土层划分	容重/ (g·cm ⁻³)	孔隙度/%	颗粒组成/%		
				>0.02 mm	0.02~0.002 mm	<0.002 mm
0—10	表层	1.16	56.2	4.93	75.45	19.62
10—20	上层	1.19	55.1	4.36	75.33	20.31
20—30	上层	1.26	52.5	3.84	76.06	20.10
30—40	中层	1.27	52.1	4.39	75.69	19.92
40—50	中层	1.28	51.7	3.96	76.16	19.88
50—60	中层	1.33	49.8	4.77	74.95	20.28
60—70	下层	1.36	48.7	3.45	76.71	19.84
70—80	下层	1.37	48.3	3.64	75.90	20.46
80—90	下层	1.35	49.1	4.09	75.33	20.58
90—100	下层	1.40	47.2	3.63	74.92	21.45

土壤蓄水量能很好地反映区域内某一时段一定土层深度范围内的水分状况,其动态变化主要受降水和蒸散年内变化的影响。本文出现的某层土壤含水量指土壤体积含水量,土壤温度均为 0—100 cm 剖面的平均土壤温度,土壤蓄水量专指 0—100 cm 剖面的土壤蓄水量(W_s ,mm),其公式如下:

$$W_s=h\times\sum W_i$$

(2)

式中: h 为土层厚度(mm),本文取 100 mm; W_i 为第 i 层土壤体积含水量(%)。

变异系数(C_v ,%)可反映不同深度土壤含水量稳定性强弱,其公式如下:

$$C_v=S/\overline{W}\times100\%$$

(3)

式中: S 为标准差; \overline{W} 为土壤含水量的平均值。

根据林地各层土壤含水量测定值的 C_v 和 S 可以确定土壤含水量的垂直变化:相对稳定层($C_v<10\%$, $S<2$)、次活跃层($10\%\leq C_v<20\%$, $2\leq S<3$)、活跃层($20\%\leq C_v<30\%$, $3\leq S<4$)和速变层($C_v\geq30\%$, $S\geq4$)^[3]。当 C_v 和 S 不能同时满足分级要求时,则以 C_v 为准。

1.4 林地蒸散量的计算

对于本研究区而言,水分收入项仅为降水。林地蒸散量 ET(mm)由土壤水分平衡法计算得到,其公式如下:

$$\text{ET}=P-\Delta W_s$$

(4)

式中: P 为计算时段内的降水量(mm),为水分收入来源; ΔW_s 为计算时段的土壤蓄水的变化量(mm)。

运用土壤水分平衡法计算林地蒸散量,首先要保证准确测定剖面土壤含水量,并且植物根系都分布在监测的剖面中,同时在监测的土壤剖面以下不发生水

1.3 数据统计分析

选取 2017 年 3 月至 2018 年 2 月共 365 d 林地的土壤水分、温度及气象数据为分析对象,均处理成日平均数据(其中,降水量和太阳辐射为日累积量)。

分上下交换。该方法的难点在于水分通量的零通量面的选择^[13]。为避免降水对土壤含水量造成影响,本研究仅计算非降水日的林地蒸散量。试验场地中樟树的根系主要集中在 1 m 深度内,假设 1 m 剖面以下的土体不再发生水分上下交换,根据实际计算结果来检验假设并对此法进行评价。为避免水分零通量面的不确定性,以相邻时段土壤蓄水量的差值进行分析。因此,某时段内的林地蒸散量 ET 就等于相邻时段的土壤蓄水变化量 ΔW_s 。

1.5 降水事件的提取

根据 2017 年 3 月至 2018 年 2 月降水数据,并结合当地降水实际情况,选择独立的降水事件,筛选条件为:降水前后 6 h 无其他降水事件发生,降水过程无 2 h 以上间断。共筛选出 51 个独立降水事件,其中湿季(3—6 月,降水量年占比为 66%)有 27 个独立降水事件,降水量变化范围为 3~95 mm,平均值为 26 mm;干季(7 月—次年 2 月,降水量年占比为 34%)有 24 个独立降水事件,降水量变化范围为 4~34 mm,平均值为 14 mm。结合已挑选的独立降水事件,用降水事件发生时土壤蓄水量实际达到的最大值与降水前土壤蓄水量的差值来确定该剖面土壤蓄水增量。同时,通过比较不同层次土壤含水量的变化来确定降水事件发生时水分的最大下渗深度,如某次降水事件发生后,10 cm 和 20 cm 深处的土壤含水量分别增加了 5%和 3%,而 30 cm 和 30 cm 以下深处的土壤含水量不增加或增加 1%以内就将该降水事件的最大下渗深度定为 20 cm^[10]。后文的下渗深度均指土层的最大下渗深度。

2 结果与分析

2.1 土壤水分的季节变化

图1给出了观测期间樟树林地土壤蓄水量、温度和降水量的逐日变化。从中可知,土壤蓄水量的变化曲线随温度和降水量波动表现出有规律的起伏,并具有显著的季节变化,其主要特征如下:2017年3—6月,土壤蓄水量处于276.20~325.01 mm的高值范围,平均为305.63 mm,标准差为12.78 mm,变异系数为4.18%,波动较小,在3月达观测期最高,为319.62 mm;该阶段降水集中,降水日数为62 d,占3—6月总日数的50.8%,降水量达到1 095 mm,占年降水量的66.2%;气温和土壤温度的平均值分别为19.4℃,16.6℃。樟树开始进入生长季,蒸腾量逐渐增大,温度逐渐升高导致上层土壤蒸发加快,因此土壤耗水量增多,但由于降水丰富,对土壤水分补给充足,土壤蓄水量波动不大,整体上仅随时间变化表现略微减小。

2017年7—10月,土壤蓄水量为158.68~308.23 mm,平均为192.36 mm,标准差为36.29 mm,变异系数为18.87%,7月在一年中土壤蓄水量波动最大,变异系数达20.06%;该阶段降水偏少,降水日数为34 d,占7—10月总日数的27.6%,降水量为339 mm,占年降水量的20.5%;气温和土壤温度的平均值分别为25.5℃,22.9℃,气温在7月达一年中最高,为30.1℃,土壤温度在8月达一年中最高,为24.9℃,较气温存在一定滞后。樟树处于生长旺季,蒸腾量大,持续高温使得上层土壤蒸发强烈,因此土壤水分消耗过多,另外,降水对土壤水分补给不足,土壤水分胁迫严重,出现夏秋伏旱现象。

2017年11月至2018年2月,土壤蓄水量处于159.98~260.57 mm范围,平均为201.74 mm,标准差为26.12 mm,变异系数为12.95%;该阶段降水偏少,降水日数为38 d,占总日数的31.7%,降水量为220 mm,仅占年降水量的13.3%;气温和土壤温度的平均值分别为8.0℃,11.3℃,气温在1月达一年中最低,月平均值为3.7℃,土壤温度在2月达一年中最低,为8.5℃,较气温存在一定滞后。樟树在本阶段生长活动减弱,蒸腾量减小,低温使得土壤蒸发缓慢,因此土壤水分消耗很少,尽管降水对土壤水分补给不多,但土壤蓄水量呈明显增加趋势。

以上结果表明,林地土壤蓄水量的季节变化与降水补给、蒸散发消耗的变化有关,但它不完全遵循传统的四季变化,而是表现出3个较明显的水分阶段,即3—6月,土壤蓄水量处于高值范围;7—10月,土壤蓄水量急剧减小并达到低值;11月—次年2月,土壤蓄水量有明

显增加的趋势。该结果与王晓燕^[4]、王晶^[5]、杨民益^[15]等对林地土壤水的研究结果相似。据此,本研究将其定义为土壤水分的丰水期、耗水期和补水期。

该划分结果不足之处在于忽略了降水、蒸散在年际间的差异可能对结果造成的影响。根据长沙地区1981—2010年的降水数据来看,多年月平均降水量在3—6月、7—10月和11月—次年2月分别占多年平均降水量的51.3%,27.9%和21.8%,多年月累计降水日数在3—6月、7—10月和11月—次年2月分别为63.6 d,39.7 d和46.9 d。尽管这与本研究观测期降水特征有些差别,但年际间的降水差异不会对土壤水分的季节变化造成太大影响。此外,根据罗紫东等^[22]在2013—2015年对长沙地区樟树蒸腾耗水特征的研究可知,樟树蒸腾量的季节变化为夏季>春季>秋季>冬季。并且,本研究的樟树林郁闭度在0.7以上,土壤蒸发可能仅限于表层。因此,该区樟树林的蒸散在年际间的差异也不大。综上,本研究综合林地土壤蓄水量及降水及蒸散发的变化规律来划分土壤水分的季节变化是可行的。值得注意的是,樟树林地土壤水分在耗水期表现出大幅下降,尤其以7月、8月份变化最为强烈,出现较严重的水分亏缺,这是由当地季节性干旱造成,其他林地树种也可能面临类似的土壤水分胁迫。因此,在此阶段进行合理灌溉很有必要。

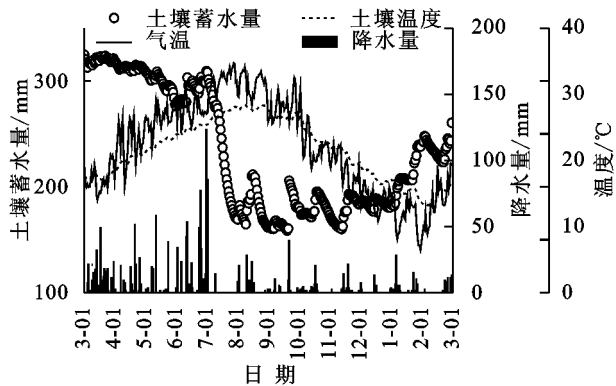


图1 土壤蓄水量、温度(土壤温度和气温)和降水量的逐日变化

2.2 土壤水分的垂直分异

2.2.1 不同时间尺度下土壤水分的垂直变化 林地土壤含水量由于受降水下渗、土壤性质、蒸发和植物根系吸水等影响,不仅在季节上分布不均,而且在垂向上也具有显著差异性。由土壤蓄水量的逐日变化(图1)可知,2017年3月、7月和2018年1月的土壤蓄水量在一年中分别表现为最大、降幅最快和增幅最大的月份,因此可作为丰水期(3—6月)、耗水期(7—10月)和补水期(11月—次年2月)的典型月份。图2展示了不同深度的土壤含水量在3月、7月和1月的逐日变化。由图2A可知,表层土壤含水量介于

21.48%~27.26%,变异系数为 5.30%,在剖面上波动相对较大;10—20 cm 与 20—30 cm 土壤含水量的变异系数分别为 2.13%和 0.88%,变化幅度次之;中、下层(30—60 cm 和 60—100 cm)土壤含水量基本不变化。由图 2B 可知,林地在 7 月仅降水三次(1 日、9 日、31 日)。1 日因土壤在丰水期积蓄了较多的水分,且又受暴雨(日降水量为 85 mm)的影响,当天剖面各层土壤含水量在 28.37%~32.80%的高值范围。随后,各层土壤含水量开始下降,随土层深度增加,土壤含水量下降幅度减小,表层土壤含水量下降幅度最大,变异系数达 61.80%。9 日林地降水 14 mm,仅表层土壤含水量开始增加,达到峰值后下降。10—20 cm 土壤含水量在 10 日也略微上升随后降低。此后,随着非降水日数增加,各层土壤含水量开始下降,下降速率与土层深度呈负相关。最终,不同土层土壤含水量的最大值与最小值之差由 1 日的 5.78%增大至 30 日的 20.27%。图 2C 表明,尽管 1 月降水量较少,但土壤水分消耗更少,各层土壤含水量受降水影响变化较大,尤其体现在 1 月 25—28 日近 27 mm 降雪(人工实测)以及随后雪水融化的过程,土壤剖面水分呈明显的上升趋势。

由不同时期土壤含水量的垂向变化(图 3)可知,土壤含水量由浅层至深层表现为增长型,并且稳定性增强,其平均值在丰水期、耗水期和补水期分别介于 25.21%~33.34%,11.67%~24.72%和 14.49%~24.20%之间,垂向差异由大到小依次为:耗水期>补水期>丰水期。图 3B 中各深度土壤含水量的最大值均出现在 7 月初(因丰水期结束时土壤中储存大量旧水),之后进入持续衰减阶段,且以 0—30 cm 土壤含水量变化最显著。图 3C 中土壤含水量的垂向分异不大,但随时间变异较为明显,说明土壤进入持续补水阶段。

该林地土壤含水量的垂向变化总体特征与王晓燕^[4]、张娟^[23]等研究结果一致。但也有研究认为林

地土壤水分垂直变化是随深度增加呈降低—升高—降低趋势^[6]或“双峰”波动型^[7],这可能与研究的林内树种、土层深度不同有关。此外,土壤水分的垂向分布也可能受地形、坡位的影响,其分布格局远较理论复杂,具有高度异质性。

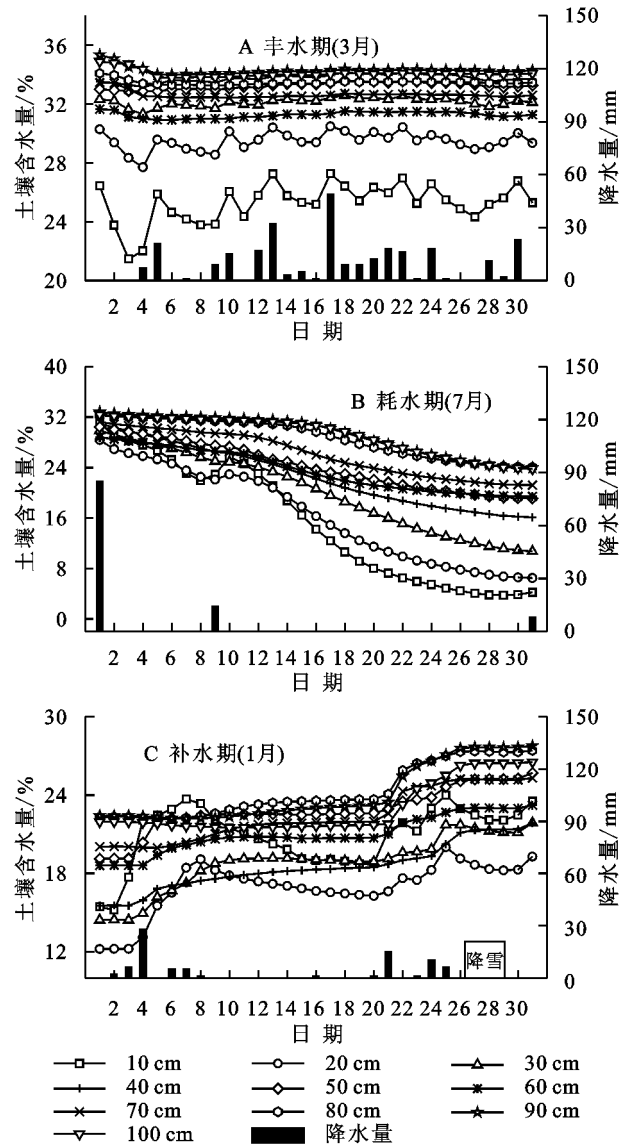


图 2 典型月份不同深度土壤含水量的逐日变化

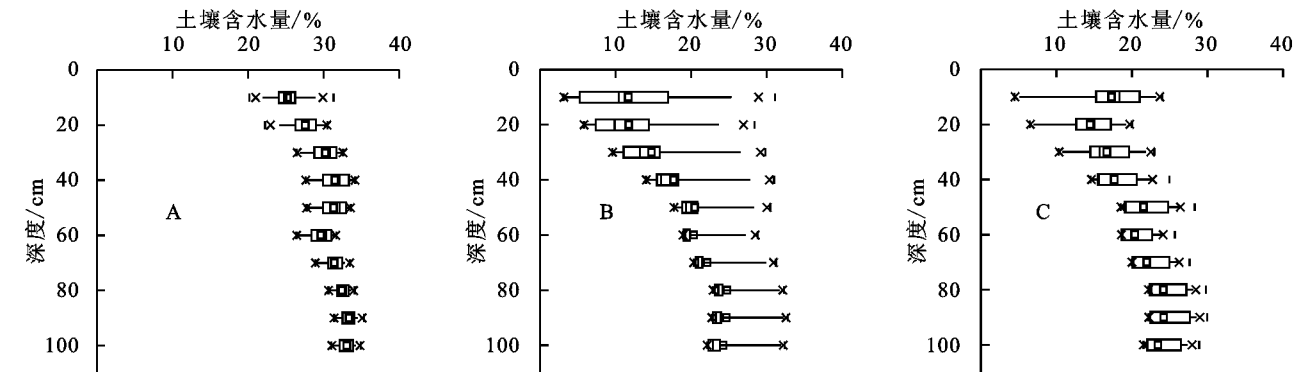


图 3 不同时期土壤含水量的垂向变化的箱型图

2.2.2 土壤水分剖面层次划分 由不同时期、不同深度土壤含水量的统计特征(表 2)可知,各时期土壤

含水量的变异系数和标准差均随土层深度增加而减小,稳定性增强。除耗水期 0—10 cm 与 10—20 cm 土层和补水期 0—10 cm 与 20—30 cm 土层的土壤含水量差异不显著($p>0.05$)外,同一时期不同土层土壤含水量之间均有显著差异($p<0.05$)。除 30—60 cm 与 60—100 cm 层均在耗水期和补水期差异不显著外,同一土层土壤含水量在不同时期差异均显著。

由表 2 也可知,林地不同时期各层土壤含水量的 C_v 都在 1%~100% 以内,这说明林地土壤含水量在时空上属于中等变异性^[24]。土壤水分剖面的垂直变化具有很好的层次性,可将丰水期各土层划分为相对

稳定层;耗水期 0—30 cm 土层为速变层,30—100 cm 土层为次活跃层;补水期 0—30 cm 土层为活跃层,30—100 cm 土层为次活跃层。林地各层土壤含水量在丰水期均在 25% 以上,变异系数均小于 8%,尽管此阶段耗水较多,但由于降水补给土壤水分充足,各层土壤水分含量相对稳定,降低了土壤水分的变异程度^[16];林地上层(0—30 cm)在耗水期和补水期分别表现为速变层和活跃层,中、下层(30—100 cm)在耗水期和补水期均为次活跃层,这说明上层土壤含水量的变化更为活跃,这与上层土壤易受近地面环境因子影响、蒸发强烈以及水分易下渗至深层土壤等有关。

表 2 不同时期、不同深度土壤含水量的统计特征

时期	土层深度/cm	$W_{\min}/\%$	$W_{\max}/\%$	$\bar{W}/\%$	$S/\%$	$C_v/\%$	活跃等级
丰水期 (3—6 月)	0—10	20.19	31.31	25.21Aa	1.91	7.57	相对稳定层
	10—20	22.23	30.48	27.53Ab	1.86	6.76	相对稳定层
	20—30	26.37	32.59	30.20Ac	1.77	5.86	相对稳定层
	30—60	27.25	33.10	30.80Ad	1.76	5.73	相对稳定层
	60—100	30.49	34.44	32.57Ae	0.97	2.98	相对稳定层
耗水期 (7—10 月)	0—10	3.07	31.09	11.67Ba	6.93	59.37	速变层
	10—20	5.80	28.37	11.74Ba	5.41	46.06	速变层
	20—30	9.56	29.82	14.73Bb	4.98	33.83	速变层
	30—60	16.88	30.08	19.49Bc	3.17	16.24	次活跃层
	60—100	22.05	32.18	23.94Bd	2.99	12.47	次活跃层
补水期 (11 月—次年 2 月)	0—10	4.43	24.01	17.29Ca	4.97	28.73	活跃层
	10—20	6.45	20.01	14.47Cb	3.47	23.98	活跃层
	20—30	10.28	22.95	16.69Ca	3.44	20.60	活跃层
	30—60	17.22	26.30	19.84Bc	2.59	13.05	次活跃层
	60—100	21.55	29.05	23.44Bd	2.39	10.18	次活跃层

注: W_{\min} , W_{\max} 和 \bar{W} 分别为土壤含水量的最小值、最大值和平均值;同一时期 \bar{W} 列的小写字母不同表示土壤含水量在土层间差异显著($p<0.05$),同一深度土层 \bar{W} 标注的大写字母不同表示其土壤含水量在不同时期差异显著($p<0.05$)。

2.3 樟树林蒸散量的变化特征及影响因素

基于土壤水分平衡法可计算出非降水日的林地蒸散量。如图 4A 所示,在选取的 4 个典型的非降水日(均为连续晴天之一),樟树林地蒸散量具有显著的日变化规律。一般而言,在 06:00—09:00,随着太阳辐射增强和温度升高,林地蒸散开始增加,但在 1 月 15 日,林地蒸散于 11:00 开始增加,这与当天的日出时间晚、延后的太阳辐射有关。从峰值特征来看,尽管在不同时段间小时蒸散量峰值大小具有显著差异,但小时蒸散量达到峰值的时间都集中在 14:00—16:00。图 4B 展示了非降水日林地的蒸散量逐日变化特征。从中可知,非降水日的蒸散量平均值为 2.12 mm/d,最大值在 7 月,可达 8.76 mm/d,季节变化表现为耗水期(3.28 mm/d)>丰水期(1.83 mm/d)>补水期(1.0 mm/d),这与气象因子的变化紧密联系。相反,降水

日中,空气相对湿度高(接近 100%),增大了水分扩散阻力,气温、太阳辐射和 VPD 相对较小,日蒸散量相比降水很少,甚至可忽略不计。因此,可认为整个观测期的蒸散量季节变化为耗水期>丰水期>补水期,这也可作为土壤水分季节变化的划分依据。

将非降水日的林地蒸散量(ET)与日均气温(T_a)、相对湿度(RH)、VPD 和太阳辐射(R_s)的相关散布绘于图 4C—F,它们的线性相关关系如下:

$$ET=0.12T_a-0.11 \quad (r=0.59,n=208) \quad (5)$$

$$ET=-0.02RH+3.15 \quad (r=0.09,n=208) \quad (6)$$

$$ET=2.71VPD-0.20 \quad (r=0.71,n=208) \quad (7)$$

$$ET=0.01R_s+0.30 \quad (r=0.50,n=208) \quad (8)$$

非降水日的林地蒸散量与日均气温、VPD、太阳辐射的相关系数均在 0.5 以上,并超过了 0.001 的信度。结果表明,非降水日的林地蒸散量与各气象因子

之间呈极显著相关,这与大多数研究结果一致,也间接说明基于土壤水分平衡法计算的林地蒸散量有一定可靠性。在计算过程中,有时会出现林地蒸散量小于 0 的结果,并且在 8—10 月土壤蓄水量低值范围时出现频数较多,这可能是 1 m 土层深度以下的土壤水分补充的结果。

相较于波文比法、树干液流法及涡度相关法等测量方法,基于土壤水分平衡法计算林地蒸散量具有简

单、可操作性强的特点,对于估算作物需水量、提高水分利用效率以及揭示森林生态系统水文循环过程等方面的应用具有重要意义。但它受降水以及前期土壤含水量的影响较大,同时,监测的土壤剖面很难做到不与其下层土壤水分进行交换。另外,要准确计算整个林分蒸散量,单个土壤剖面水分监测样点是不够的,必须设置多个监测点均匀分布在林内各处,以避免林地蒸散量的空间异质性造成的影响。

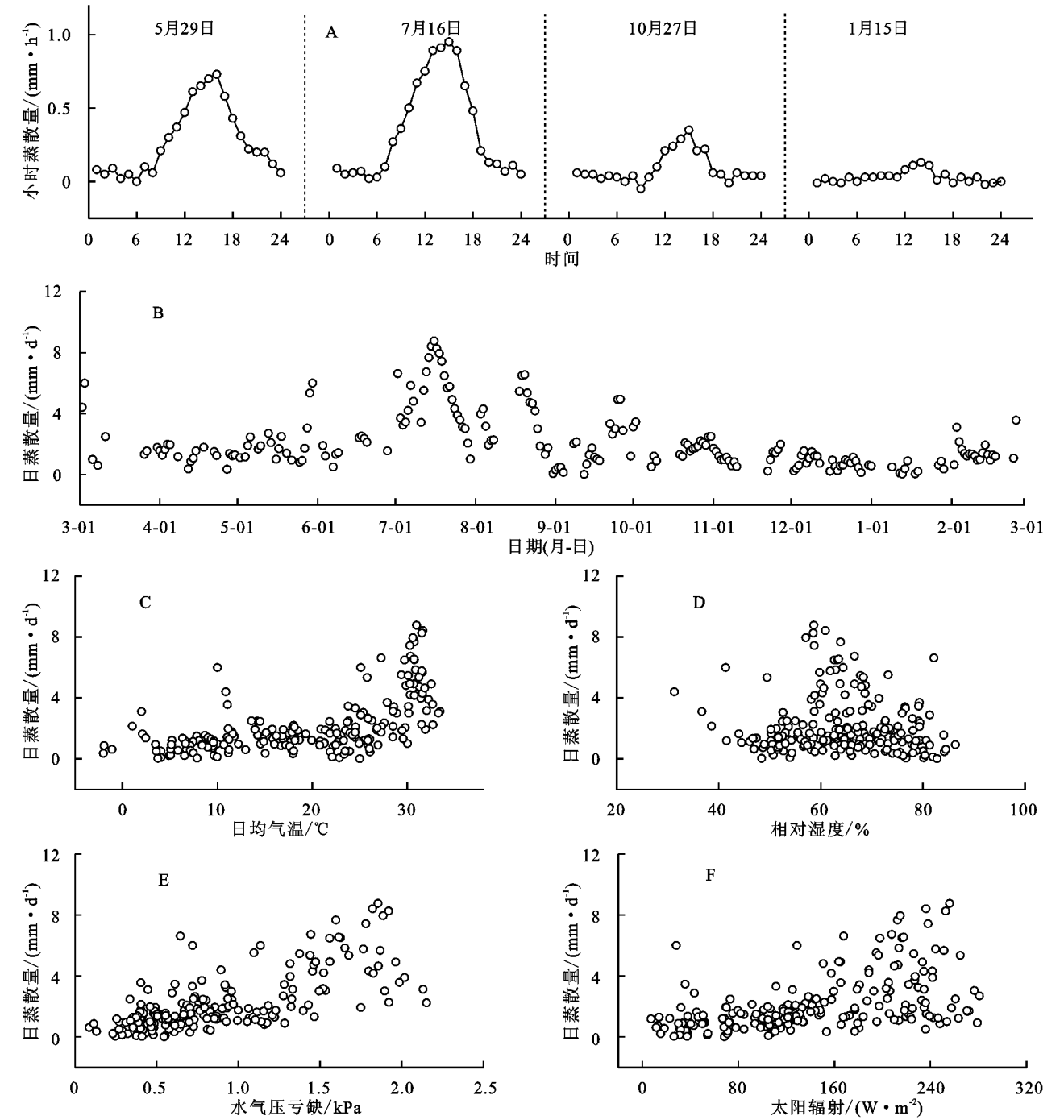


图 4 非降水日的林地蒸散量的时间变化(A 为日内变化,B 为逐日变化)及非降水日的蒸散量与气象因子的关系(C—F)

2.4 土壤水分对降水事件的响应

林地土壤水分对降水事件有很好的响应。下渗深度(H)与土壤蓄水增量(ΔW_s)对降水量(P)有相同的响应规律(图 5A)。降水入渗到土壤剖面,会引

起相应深度土壤含水量的变化,下渗深度越大,土壤蓄水增量也就越大。由林地降水事件大小(指累积降水量)与下渗深度、土壤蓄水增量的关系(图5B—C)可知,降水量和下渗深度、土壤蓄水增量均呈极显著正相关,且存在干湿季差异。降水量与下渗深度在湿季、干季的拟合方程分别为: $H=0.86P+2.47$, $\Delta W_s=7.85e^{0.07P}$,能解释下渗深度的74%和67%。尽管对同一下渗深度,实际降水量之间有些差异,但它们的均值与拟合值接近。该方程能够揭示出土壤水分对不同降水响应的深度,对土壤水分动态变化研究具有重要作用。降水量与土壤蓄水增量在湿季、干季的拟合方程为: $H=0.36P-0.14$, $\Delta W_s=3.02e^{0.08P}$,均能解释土壤蓄水增量的74%。在湿季,0—100 cm 土壤剖面最大能蓄积 36% 的降水(根据方程的斜率);在干季,土壤蓄水增量随降水量增加呈指数性增加,降水量越多,蓄水能力越强。该方程能定量模拟土壤水分补给,对土壤水分动态变化研究具有重要意义。造成下渗深度和土壤蓄水增量在干湿季差异的原因与土壤水分初始状态有关。湿季比干季土壤初始含

水量大,等量降水条件下,湿季下渗深度和蓄水增量不及干季;而干季比湿季对降水响应更强烈,体现了土壤水分胁迫下对降水的迫切需要,这与陈敏玲^[10]、李卫^[25]等的研究结果一致。

根据降水量与下渗深度的拟合方程,湿季 9 mm、干季 3 mm 的降水使下渗深度达 10 cm,即林地表层土壤含水量开始有变化,这可能与初始含水量越小,土壤入渗率越大有关。其次,在湿季,各层土壤含水量都很大,降水次数多且强度大,土壤上层易形成壤中流或地表径流,从而使得湿季比干季的土壤蓄水增量和下渗深度都更小。对于林地来说,小降水事件发生后,受林冠层截留和枯枝落叶层吸持的影响,降水很少能被土壤吸收。只有大于某一临界值的降水可称作有效降水。陈敏玲等^[10]认为大于 2 mm 的日降水量可视为内蒙古半干旱草原有效降水量。有效降水量不是绝对的,当实际降水量大于有效降水量时,可能不会对土壤水分含量造成影响;此外,降水强度与降水历时对冠层截留率会产生一定影响,从而改变林地有效降水。

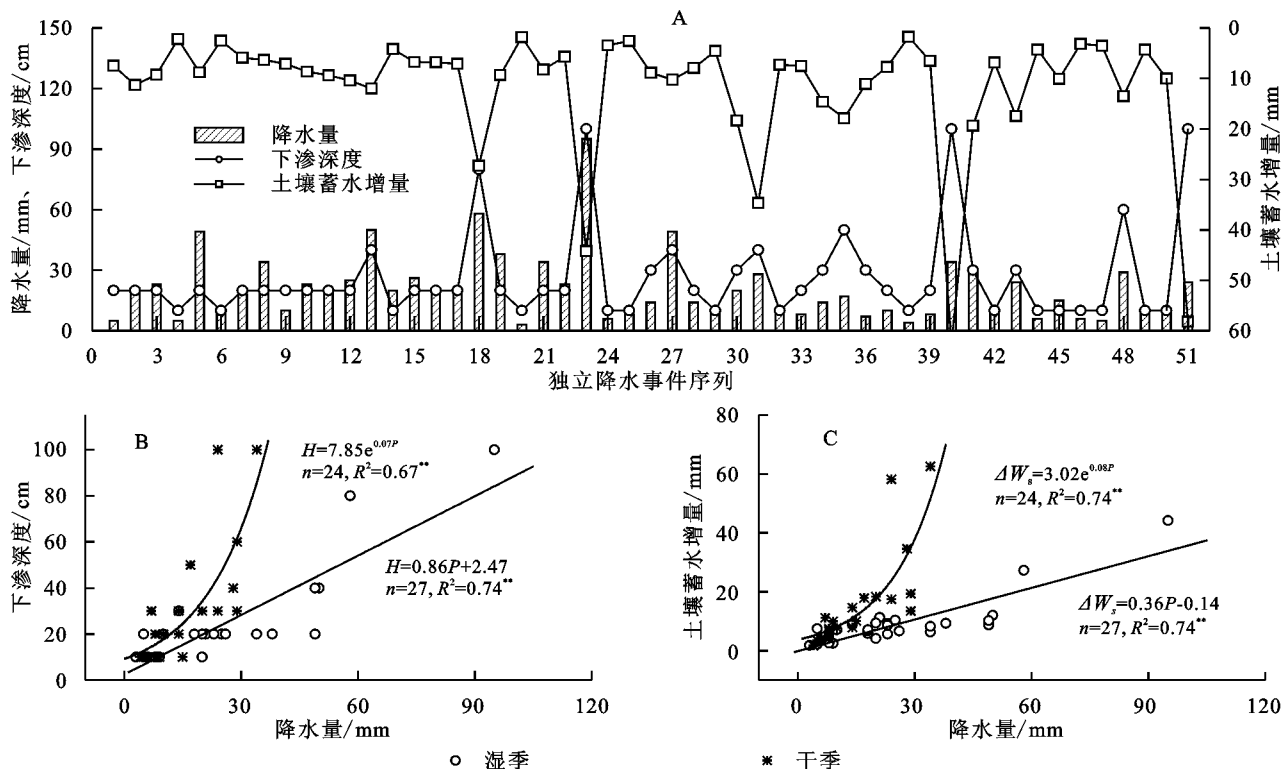


图5 林地降水事件大小与下渗深度、土壤蓄水增量的特征(A)及关系(B—C)

3 结论

(1) 樟树林地土壤水分的季节变化分为丰水期(3—6月)、耗水期(7—10月)和补水期(11月—次年2月)。在丰水期,温和多雨,土壤蓄水量平均 305.63

mm,变异系数 4.18%;在耗水期,高温少雨,土壤蓄水量平均 192.36 mm,变异系数 18.87%,波动较大;补水期,低温少雨,土壤蓄水量平均 201.74 mm,变异系数 12.95%,总体呈上升趋势。

(2) 土壤体积含水量由浅至深表现为增长型,稳

定性增强,且垂向变化具有显著季节差异。土壤水分剖面分层为:丰水期各土层均为相对稳定层;耗水期0—30 cm 土层为速变层,30—100 cm 土层为次活跃层;补水期0—30 cm 土层为活跃层,30—100 cm 土层为次活跃层。

(3) 基于土壤水分平衡法可计算出非降水日的林地蒸散量,观测期平均值为2.12 mm/d,季节变化表现为耗水期(3.28 mm/d) > 丰水期(1.83 mm/d) > 补水期(1.0 mm/d),蒸散量日内变化呈现14:00—16:00 达峰值,白天强、夜间弱的特征,日蒸散量与日均气温、VPD、太阳辐射均呈极显著正相关。

(4) 林地土壤水分对降水有较好的响应。下渗深度和蓄水增量在湿季随降水量增加呈线性增加,而在干季随降水量增加呈指数性增加。经回归拟合,湿季9 mm、干季3 mm 的降水使下渗深度达10 cm,即表层土壤开始响应。

参考文献:

[1] 徐英德,汪景宽,高晓丹,等. 氢氧稳定同位素技术在土壤水研究上的应用进展[J]. 水土保持学报,2018,32(3):1-9.

[2] 李谦,郑锦森,朱青,等. 太湖流域典型土地利用类型土壤水分对降水的响应[J]. 水土保持学报,2014,28(1):6-11.

[3] 胡孔飞. 湖北恺木人工林土壤水分动态及影响因素研究[D]. 长沙:中南林业科技大学,2009.

[4] 王晓燕,陈洪松,王克林,等. 不同利用方式下红壤坡地土壤水分时空动态变化规律研究[J]. 水土保持学报,2006,20(2):110-113.

[5] 王晶,朱清科,刘中奇,等. 黄土丘陵区不同林地土壤水分动态变化[J]. 水土保持学报,2011,18(1):220-223.

[6] 黄志刚,李锋瑞,曹云,等. 南方红壤丘陵区杜仲人工林土壤水分动态[J]. 应用生态学报,2007,18(9):1937-1944.

[7] 宗路平,角媛梅,华红莲,等. 哈尼梯田景观水源林区土壤水分垂直变化与持水性能[J]. 水土保持通报,2014,34(4):59-64.

[8] 胡伟,邵明安,王全九. 黄土高原退耕坡地土壤水分空间变异性研究[J]. 水科学进展,2006,17(1):74-81.

[9] Wang S, Fu B J, Gao G Y, et al. Soil moisture and evapotranspiration of different land cover types in the Loess Plateau, China [J]. Hydrology and Earth System Sciences,

2012,16:2883-2892.

[10] 陈敏玲,张兵伟,任婷婷,等. 内蒙古半干旱草原土壤水分对降水格局变化的响应[J]. 植物生态学报,2016,40(7):658-668.

[11] 赵荣玮,张建军,李玉婷,等. 晋西黄土区人工林地土壤水分特征及其对降雨的响应[J]. 水土保持学报,2016,30(1):178-183.

[12] 王佩,马琪顺,王家琪,等. 温带草地蒸散发及波文比观测与比较:涡动相关及波文比系统[J]. 草地学报,2017,25(3):453-459.

[13] 刘晨峰,张志强,孙阁,等. 基于涡度相关法和树干液流法评价杨树人工林生态系统蒸散发及其环境响应[J]. 植物生态学报,2009,33(4):706-718.

[14] 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.

[15] 杨民益,杜阿朋,王彦辉. 六盘山华北落叶松人工林地土壤水分动态研究[J]. 水土保持研究,2009,16(6):129-133.

[16] 邹文秀,韩晓增,王守宇,等. 降水年型对黑土区土壤水分动态变化的影响[J]. 水土保持学报,2009,23(5):138-142.

[17] 张川,陈洪松,聂云鹏,等. 喀斯特地区洼地剖面土壤含水率的动态变化规律[J]. 中国生态农业学报,2013,21(10):1225-1232.

[18] 王贝贝,王辉,刘宇龙,等. 红壤丘陵区油茶林需水关键期土壤水分变化特征研究[J]. 中国农村水利水电,2014(1):32-35.

[19] 黄道友,王克林,黄敏,等. 我国中亚热带典型红壤丘陵区季节性干旱[J]. 生态学报,2004,24(11):2516-2523.

[20] 罗紫东. 洞庭湖流域部分常见树种的光合作用和水分利用研究[D]. 长沙:湖南师范大学,2016.

[21] 刘娜,关华德,罗紫东,等. 环境因子对洞庭湖流域三种树木蒸腾的影响[J]. 生态学报,2016,35(6):1460-1466.

[22] 罗紫东,关华德,章新平,等. 亚热带樟树树干液流量变化规律[J]. 热带地理,2016,36(4):658-665.

[23] 张娟,宋维峰,彭永刚,等. 元阳梯田水源区林地土壤水分时空变异性研究[J]. 西北林学院学报,2014,29(2):49-53.

[24] 李衍青,张铜会,刘新平,等. 科尔沁地区不同类型沙地土壤水分变化分析[J]. 水土保持通报,2010,30(3):31-35.

[25] 李卫,冯伟,杨文斌,等. 流动沙丘水分深层入渗量与降雨的关系[J]. 水科学进展,2015,26(6):779-786.