

郭小娇,龚晓萍,汤庆佳,等. 典型岩溶山坡土壤剖面水分对降雨响应过程研究[J]. 中国岩溶, 2016, 35(6): 629-638.
DOI:10.11932/karst20160604

典型岩溶山坡土壤剖面水分对降雨响应过程研究

郭小娇¹, 龚晓萍^{1,3}, 汤庆佳¹, 陈长杰¹, 姜光辉¹, 李 鑫^{1,2}, 邹艳娥¹
(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所/国土资源部、广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004;
2. 中国地质大学(北京), 北京 100083; 3. 广西水文地质工程地质队, 广西 柳州 545000)

摘 要:为揭示岩溶石山山坡降雨入渗补给机制,选取典型岩溶石山山坡土壤剖面为研究对象,于 2015 年 7—10 月期间对不同深度土壤水分进行高分辨率连续监测,研究典型场雨条件下土壤剖面水分对降雨的响应过程,分析土壤剖面水分的动态变化规律及其可能影响因素。研究结果表明:土壤剖面水分对降雨的响应受前期土壤含水量、降雨量、降雨强度的影响,还与土壤所处的地形地貌有关;表层土壤水分对首次降雨响应的滞后时间与前期土壤含水量有关,响应时间在 0.5~4.75 h 之间,旱季响应时间比雨季长;降雨阈值是引起土壤水分降雨响应的重要条件,旱季 6 mm 降雨量是土壤水分响应的降雨阈值。当降雨量补充土壤水分亏缺后,土壤剖面水分对降雨响应迅速,响应时间最小为 0.25 h,不同深度土壤水分对降雨的响应时间一致,说明下层土壤水分可能受到优先流或侧向径流补给影响。土壤含水量的变化幅度随土层深度的增加而减小,不同深度土壤水分变化主要受土壤—大气界面、土壤—植被、土壤—基岩界面控制下的气候条件、植被蒸散发和介质渗透性差异影响。

关键词:土壤剖面水分;降雨响应;阈值;响应时间;前期土壤含水量

中图分类号:P641 **文献标识码:**A **文章编号:**1001—4810(2016)06—0629—10

0 引 言

中国西南地区是世界上岩溶连片分布最广的地区之一,岩溶面积约 55 万 km²,约占全国岩溶面积的 15.97%^[1]。然而,岩溶地区被认为是世界上主要的生态脆弱区之一^[2-3]。岩溶环境的脆弱性和敏感性与岩溶石山地区地表土壤分布极不均匀、土壤浅薄且不连续分布有直接关系,且岩溶区土壤成土速度慢,土壤总量少,常呈零星、斑块状分布在复杂的岩溶地貌及微地貌组合形态的特殊环境中。土壤水分对岩溶山区植被生长、生态格局演化、石漠化生态治理和表层岩溶带调蓄机理研究具有重要作用。土壤水分

变化对很多水文过程,包括渗透、径流、表层岩溶带补给、风化侵蚀、溶质转移及污染物运移等有重要影响^[4-5]。中国西南地区脆弱的生态环境引起了以人类—土壤—水分—生态—气候为链条式反应的系列人畜饮水和生态环境问题,严重制约着当地社会经济发展和生态文明建设。全球气候变化背景下,脆弱的岩溶地表环境和复杂的地下裂隙管道网可能会造成岩溶区内涝、极端干旱事件频发和次生自然灾害频率和强度的增加。如何认识岩溶区地表土壤水分分布特征、变化规律对于石漠化治理和表层岩溶带调蓄机制研究具有重要的理论和现实意义。

目前对土壤水分的研究主要集中在土壤水分的

基金项目:国家自然科学基金(41172231、441501222);中国地质调查项目(DD20160305);中国地质科学院岩溶地质研究所基本科研业务费项目(2015007)
第一作者简介:郭小娇(1988—),女,博士研究生,研究方向为岩溶水文与水资源。E-mail: lguo2010@163.com。
通信作者:姜光辉(1977—),男,研究员,主要从事岩溶地下水研究。E-mail: ghjiang@karst.ac.cn。
收稿日期:2016-08-30

空间异质性^[6-8],时空变化特征及影响因素^[3,9]和土壤剖面水分的时间稳定性^[10-11]等内容。很多研究利用变异系数和标准差两个指标对土壤水分在垂向上的变化进行分层,说明土壤水分变化幅度、不同土地利用方式对土壤水分变化的影响^[2,12]。陈洪松等^[2]对比分析了土地利用方式和坡位对土壤水分的影响。张继光等^[13]对桂西北典型洼地表层(0~16 cm)土壤水分的空间分布特征及影响因素进行了研究,结果表明土壤含水量受前期降雨量和土壤有机碳含量的影响,而土壤水分空间差异及变异程度主要受取样时间、取样区域、当地环境、人为因素、地势和裸岩率的综合影响。

目前,对土壤水分的测试方法主要以烘干法为主^[10],测试方法简单,但取样费时费力,对土壤结构扰动较大,很多研究仅对不同时间段土壤水分偶测^[14]。由于受缺少器测仪器记录和测试精度低的限制,缺乏高分辨率的长期监测数据,对土壤水分在年、季节、暴雨尺度上的动态变化规律认识不足。高精度的土壤水分数据能够指示短时间尺度的气候变化(降雨、温度)、蒸散发、植被需水等地表环境的变化。王家文等^[7]指出未来中国西南岩溶土壤水分的研究重点之一为对全球气候变化的响应,而全球气候变化表现之一为降雨量的变化,但具有区域性差异^[15]。土壤水分对暴雨响应过程研究,对进一步深入认识岩溶区地表径流产生条件、地下水渗透补给规律至关重要^[10,16]。

地域上的研究主要集中在干旱半干旱的西北地区^[11-12,17]。Gao 等研究了黄土高原山坡土壤剖面水分分布的时空变化,将土壤剖面划分为三层,即 0~60 cm,60~160 cm,160~300 cm,土壤水分变化具有“不规则变化”(irregularly changing)、“规则变化”(regularly changing)和“相对稳定”(relatively constant)的特征^[11]。而西南岩溶区土壤水分研究相对较少,且主要集中在以环江生态试验站的古周和木论村。目前针对岩溶区土壤剖面水分在短时间尺度上的连续自动化监测相对较少,对土壤剖面水分动态变化特征、降雨响应过程^[18]、分布、运移规律及土壤调蓄能力认识不足。因此,本文选取典型岩溶山坡特殊的地形地貌单元,对土壤剖面水分进行高分辨率连续监测,分析雨季和旱季典型场降雨条件下的土壤水分动态变化规律及其影响因素,研究土壤剖面水分对

降雨的响应过程。这不仅有助于深入研究岩溶包气带水文过程及降雨入渗机制,而且对于岩溶石漠化综合治理中土壤—水分—气候之间的相互作用关系、水文生态效应及调控机理研究具有重要的科学价值。

1 研究区概况

丫吉试验场位于桂林市东南郊区 8 km 的丫吉村附近,是南方裸露岩溶区典型的峰丛山区岩溶泉域系统^[19],处于峰丛洼地与峰林平原的交界地带(图 1a),其总面积 2 km²。硝盐洞是试验场内发现的最大洞穴之一,位于 10 号洼地的东面山坡,洞口高程为 197 m。硝盐洞山坡是陡崖—平台阶梯分布的地形,硝盐洞洞穴形态和地表地形主要受北东东向张扭性断裂控制,在场区西部边界峰丛洼地区有一呈北北东向的主干断层控制着泉点分布。试验场内出露的主要地层为上泥盆统融县组浅灰至灰白色中厚层状泥亮晶颗粒灰岩,地层倾向总体向南,倾角平缓,约 5°~10°。土壤水分监测点位于硝盐洞洞口上方的平台(图 1b)上,高程 227 m。平台呈半圆状,半径约为 3 m^[20],土壤覆盖在裸露型基岩上,呈“碗状”结构,东西两侧均为陡坎,东侧陡坎下方有向内发育的凹槽(图 1b),为土下溶蚀形成。土壤最厚达 1.4 m,岩性主要为碳酸盐岩风化的石灰土,从上往下由疏松的深棕色粉黏土变为浅棕色黏土,接近基岩处以粘度较高的黄泥土为主。植被根系主要集中在 10~50 cm 范围内,监测点附近植被主要为灌木。

丫吉试验场内第四纪地层主要为残坡积层,以灰褐色、褐黄色砂质粘土为主^[21],主要分布在西部峰林平原及峰丛洼地底部。土壤分布极不均匀(表 1),厚度在 0~5 m 之间,土壤覆盖率约为 30%^[22-23]。坡地土壤浅薄且不连续,一般厚度为 0.3~1.5 m,垭口在 1 m 以上,洼地土层最厚,一般在 1~2 m 左右^[24],局部洼地土层可厚达 6 m^[25](表 1)。不同地貌部位的土壤类型及化学成分差别较大,靠近峰林平原一侧逐渐由褐色石灰土向砂质黏土过渡,而在峰丛洼地主要为褐色石灰土及腐殖层^[22]。场区植被主要以灌木丛为主,主要物种为黄荆(*Vitex negundo*)、檵木(*Loropetalum chinensis*)、金竹(*Phyllostachys sulphurea*)、小果蔷薇(*Rose cymosa*)、老虎刺(*Pterolobium punctatum*)等^[26]。

表 1 丫吉试验场土壤性质和植被类型

Table 1 Soil properties and vegetable types at Yaji experiment site

位置	土壤类型	土壤厚度/ m	土壤质量水分/ %	pH	有机质含量/ g/kg	植被类型	主要物种
1 号 洼地	棕色石灰土	1~2,局部 6	26.8	6.38	63.65	灌丛,草地	老虎刺,构树
坡地	棕色石灰土	0.3~1.5	25.6	6.55	45.47	灌丛,草地	黄荆
垭口	棕色石灰土	1	24.8	6.00	61.46	灌丛,少量乔木	黄荆
硝盐洞山坡	石灰土	0~1.5	—	—	—	灌丛,草本	槲木,龙须藤

注:数据来源于参考文献^[25,27-29]。

研究区属于亚热带季风气候区,根据桂林市气象站 1951—2012 年观测资料,该区多年平均气温为 18.9℃,多年平均降雨量为 1 886 mm。4 到 8 月为雨季,其总降雨量占年降雨量约 70%,从 9 月到次年 3 月为旱季,其降雨量仅为年降雨量的 30%。最大的月平均降雨量为 359 mm,发生在 6 月,最小的月平均降雨量在 10 月为 50 mm。最高气温在 7 月,多年平均气温为 28.2℃,而最低气温在 1 月为 7.9℃(图 2)。

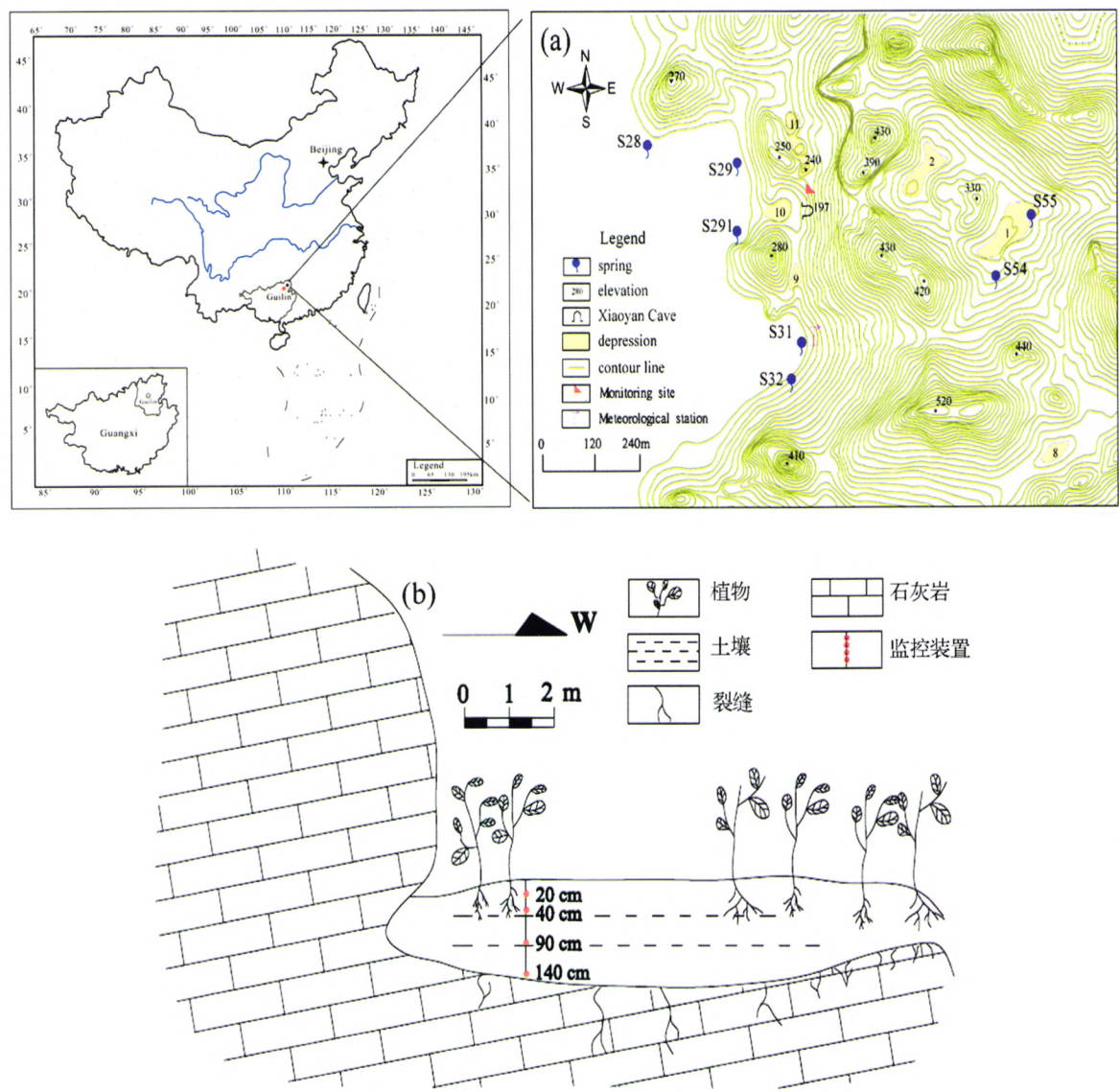


图 1 丫吉地形图和土壤监测点位置(a)和土壤剖面水分监测点(b)

Fig. 1 Topographic map of Yaji and locations of soil monitoring sites (a),moisture monitoring sites on soil profile (b)

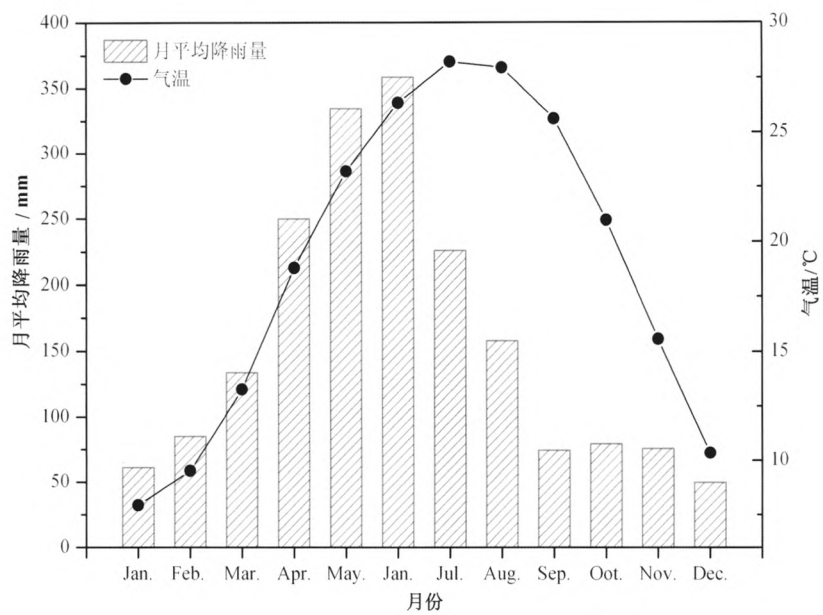


图2 桂林市多年月平均降雨量和多年月平均气温

Fig.2 Multi-monthly average precipitation and monthly mean air temperature of Guilin City

2 研究方法

本研究中土壤水分监测点选择在硝盐洞洞口正上方的土壤覆盖层相对较厚的陡坎平台上(图 1b),监测点处土壤最大厚度为 114 cm。由于岩溶山坡土壤分布浅薄,厚度一般在 30~50 cm 范围内,该处是岩溶山坡土壤分布相对较厚的理想调查点,且位于硝盐洞洞顶上方,这对于研究岩溶山坡土壤剖面水分的变化规律和土壤水分对洞穴滴水的补给过程具有重要作用。本文采用美国 HOBO 公司生产的 H21-002 微型 4 通道数据记录仪,对 20 cm、40 cm、90 cm、140 cm 深度的土壤水分进行了野外自动监测,其 140 cm 深度为土壤与基岩界面,记录时间间隔为 15 min。不同深度土壤的机械组成见表 2,该处土壤颗粒组成以粉砂为主,平均含量为 63.07%,而黏粒含量较低,平均含量为 7.79%。据陈国富在该点附近的土壤取样得知土壤容重在 10 cm、50 cm、90 cm 深度处分别为 0.938 2 g/cm³、1.346 7 g/cm³、1.403 8 g/cm³[20]。

H21-002 记录仪的测试原理是 FDR 频域反射电磁脉冲原理,根据电磁波在介质中传播频率来测量土壤的表观介电常数,从而得到土壤体积含水量,仪器易于操作,记录稳定,测定范围为 0~0.57 m³/m³,精度为 0.01%。丫吉试验场内的降雨量由美国 On-set Computer Corporation 生产的翻斗式雨量桶自动

记录,测量精度为 0.2 mm,记录间隔为 15 min。桂林市多年降雨量和气温是利用距离试验场 11 km 的桂林市气象站数据,数据来源于中国气象数据网(<http://data.cma.cn/>)。

表 2 不同深度土壤的颗粒组成/%

Table 2 Soil particle composition at different depths

深度/ cm	黏粒 (<2 μm)	粉粒 (2~20 μm)	砂粒 (>20 μm)
25	7.67	67.28	25.06
45	7.53	62.25	30.22
65	8.08	68.72	23.20
85	8.82	55.07	36.12
105	6.86	62.02	31.12
平均值	7.79	63.07	29.14

3 结果与分析

选取典型场雨研究土壤水分对降雨的响应过程,主要目的是对比不同前期含水量条件下,土壤剖面水分对不同特征降雨的响应差异,分析不同深度土壤水分的动态变化规律及影响因素,揭示岩溶石山山坡降雨入渗补给机制。

三场降雨分别选择在雨季的 7 月,雨季转旱季的

8 月和旱季 10 月份,三场降雨前期均经历了长时间的干旱过程,前期无效降雨天数多使得土壤水分亏缺严重。前两场降雨量基本一样,降雨量大,但降雨历时不同(表 3)。这两场降雨比较分散、不连续,最大次降雨历时 8 h,次降雨之间会有数小时间隔。10 月 5 日的降雨是进入旱季后对地表、地下含水层能起到

有效补给的第一场降雨,降雨量虽比前两次较小,但降雨集中,降雨强度为 1.2 mm/h(表 3)。不同的前期含水状态、不同的降雨类型、降雨量等如何影响土壤水分的响应?不同深度土壤水分的响应程度?典型场雨分析对于研究岩溶山坡土壤水分运移规律具有重要作用。

表 3 典型降雨特征参数和前期土壤含水量
Table 3 Characteristic parameter of precipitation events and previous soil moisture

降雨事件	降雨量/ mm	降雨历时/ h	降雨强度/ mm/h	前期无雨 天数/d	前期不同深度土壤含水量/%			
					20 cm	40 cm	60 cm	140 cm
7 月 23 日—7 月 26 日	76.4	82	6.2	18	0.21	0.26	0.25	0.36
8 月 13 日—8 月 17 日	76.6	117	5.4	17	0.19	0.25	0.25	0.36
9 月 27 日—10 月 6 日	31.7	50	1.2	30	0.23	0.30	0.27	0.39

3.1 雨季 7 月土壤剖面水分对降雨的响应

选取 7 月份降雨分析雨季土壤剖面水分对降雨的响应过程,7 月 23 日至 27 日期间降雨较为分散,总降雨量为 76.4 mm,共有 5 次集中降雨事件引起土壤剖面水分响应。次降雨事件分别发生在 7 月 23 日 7:50、7 月 24 日 14:45、7 月 24 日 20:00、7 月 25 日 14:15 和 7 月 25 日 23:00,降雨量分别为 5.9 mm、18.1 mm、25.9 mm、17 mm、7.8 mm。由于受到前期 18 天无有效降雨影响,土壤前期含水量较低(表 3)。第一场次降雨仅仅使得表层 20 cm 和 40 cm 土壤有响应,20 cm 土壤体积含水量在降雨后的 30 min 后开始迅速增加并出现峰值,最大含水量为 0.43。然而,40 cm 土壤含水量仅有小幅增长,并没有达到该层土壤的最大持水量(图 3)。40 cm 土壤含水量对该次降雨响应的最大含水量为 0.32,且对降雨响应时间较 20 cm 处晚 30 min。20 cm、40 cm 增加的土壤含水量为 0.22 和 0.06。90 cm 土壤水分在降雨后的 2 小时有微小波动,但水量无明显增加。140 cm 处的土壤含水量对该次降雨无响应(图 3)。可见,在经历长期干旱后,降雨首先需补充表层土壤水分亏缺后才能引起深层土壤水分响应,同时存在降雨阈值引起土壤剖面水分响应并达到饱和状态。

第二场次降雨(7 月—24 日 14:45,降雨量 18.1 mm),降雨强度较大为 12.1 mm/h,各深度土壤水分均有强烈的响应(图 3)。最大土壤含水量表现出随深度增加而减小的趋势,即 40 cm>20 cm>140 cm>90 cm(表 4),这与表层土壤孔隙度比深层土壤孔

隙度大有关。据陈国富等^[20]对硝盐洞洞顶土壤容重调查得知 10 cm、50 cm、90 cm 深度处土壤容重分别为 0.938 2 g/cm³、1.346 7 g/cm³、1.403 8 g/cm³,表现出土壤容重随着土壤深度的增加而增大,因此上层土壤孔隙度高于下层,故上层土壤饱和含水率大于下层。90 cm 土层最大含水量最小,王俊等^[33]在研究黄土丘陵区小流域土壤水分时空变异时发现 1.0 m 深度处的土壤水分最低,与本研究结果相似。40 cm 土壤含水量高于 20 cm 处,是由于 30~50 cm 植被根系分布密集,根系、虫孔导致土壤孔隙度较大的缘故。各层土壤水分在降雨后的 30 min 均开始迅速增长,表现出暴涨的特征。相对于降雨不同深度土壤水分开始响应的的时间同步,说明深层土壤可能受“捷径”式优先流快速补给,同时该土壤水分监测点东侧为裸露的基岩陡坎,强降雨时有顺基岩面的径流补给下层土壤水分。Wilson et al.^[14]对比分析了新西兰 Mahurangi rive 流域 6 cm 和 30 cm 的土壤水分空间分布,研究发现在一场暴雨后土壤水分对降雨的响应同步,这与本文研究结果类似。

表层土壤水分得到降雨补给后,土壤剖面水分表现出不同的降雨响应特征。第 3、4、5 次降雨均使得各深度土壤含水量出现了峰值,且 20、40、90 cm 处最大含水量出现了“平台”现象(图 3),90 cm 处较高含水量持续时间更长。这是在土壤含水量达到饱和后,持续降雨补给条件下出现的“蓄满”效应。“蓄满”现象的持续时间长短与降雨量、降雨历时有关。第 3 次降雨量和降雨历时(降雨量 25.9 mm,历时 8 h)较后

两次降雨要大,20 cm、40 cm 土壤水分维持“平台”值的持续时间较长(图 3),分别为 6.75 h 和 4.5 h。而第 4、5 次降雨历时均为 4.5 h,降雨量不同,这两次降雨 20 cm、40 cm 深度土壤维持最大含水量的时间分别为 4.25 h、4 h 和 3.5 h、3 h。可见,表层土壤的最

大含水量的持续时间与降雨量、降雨历时成正比,降雨量和降雨时长越大,持续时间越长。然而 40 cm 土壤维持最大含水量的时间小于 20 cm,这可能与 40 cm 处植被根系吸水作用有关。

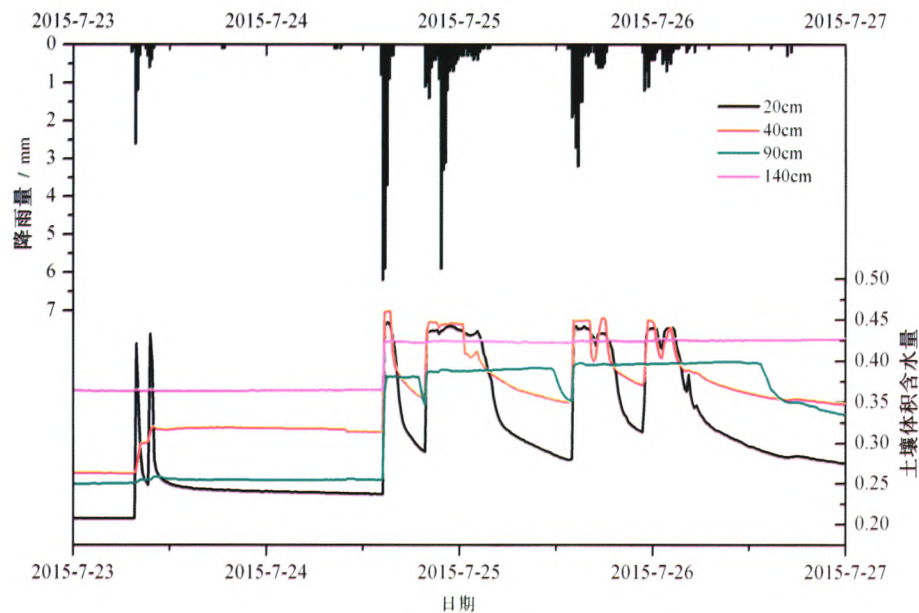


图 3 雨季 7 月土壤剖面水分对降雨的响应过程

Fig. 3 Response processes of soil profile moisture to precipitation events in July of rainy season

3.2 雨季转旱季的 8 月土壤剖面水分降雨响应过程

2015 年 8 月 13 日至 17 日的场降雨事件总降雨量为 76.3 mm,降雨历时 117 h(表 3)。与 7 月份的降雨相比,降雨较为分散,次降雨强度较大,该场降雨主要有 8 次集中降雨过程(图 4)。由于桂林 8 月是进入旱季的初期,8 月份桂林的气温仍然很高,多年平均气温为 28 ℃,地表植被蒸发作用强,且该场降雨之前无有效降雨天数为 17 d,土壤水分处于亏缺状态。降雨前,20、40、90、140 cm 土壤体积含水量分别为 0.19、0.25、0.25、0.36(表 3)。

8 月 13 日 5:30 发生的第一个次降雨,降雨量为 8.7 mm,降雨历时 3.5 h。土壤剖面含水量均有降雨响应,但只有表层 20 cm 处土壤水分达到近饱和含水量,最大含水量为 0.43。20、40、90、140 cm 土壤体积含水量分别增加了 0.24、0.12、0.07、0.03,土壤水分变化幅度随深度的增加而减小,赵荣玮等^[34]研究表明土壤含水量对单场降雨的响应程度随土层深度的增加而减弱。与 7 月份降雨相比,由于该场降雨的首次降雨量比 7 月份的要大(5.9 mm),历时时间长(7 月首次降雨历时为 2.45 h),不同深度土壤水分均有增加且变化幅度比 7 月首次降雨土壤水分变化要大

(表 4)。因此,土壤剖面水分对降雨的响应及程度受降雨量、降雨历时的影响。

在经过 12.4 mm 有效降雨补给后,土壤水得到有效补给后,随后的降雨过程都使得各深度土壤含水量达到了饱和或近饱和状态(表 4),各层平均最大土壤体积含水量为 0.43、0.46、0.4、0.43,且其后对降雨的响应时间变短^[14]。与 7 月降雨事件对比,由于该场降雨的次降雨事件降雨集中,降雨强度较大,降雨历时较短,20 cm、40 cm 土壤含水量未出现明显的“蓄满”效应(图 4)。因此,表层土壤的饱和和“蓄满”径流可能与降雨类型有关。

土壤剖面水分对首次降雨的响应时间分别为 1.5 h、1.5 h、1.75 h、3 h,由于土壤水分亏缺,不同深度土壤水分对降雨响应时间随深度增加而增大^[30]。其后的次降雨事件,土壤剖面水分均在降雨后的 15~30 min 迅速响应。刘宏伟等^[18]研究表明土壤中有优先流的存在,侧向壤中流可产生优先流补给下层土壤。本研究的监测点土壤水分对降雨的响应时间相近,推测有优先流存在。根系、虫孔等大孔隙可能形成优先流直接补给下层土壤,同时东侧裸露基岩面形成的坡面流,在陡坎下面顺基岩面形成侧向径流补给下层土壤水分。

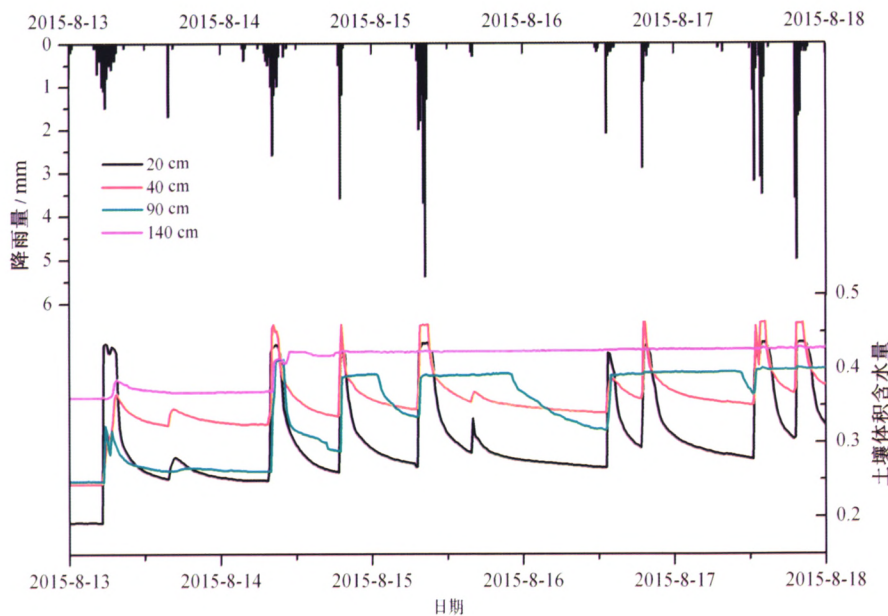


图 4 8 月土壤剖面水分对降雨的响应过程

Fig. 4 Response processes of soil profile moisture to precipitation events in August

表 4 降雨参数及土壤剖面水分特征

Table 4 Parameters of precipitation and soil profile moisture characteristics

时间	降雨量/ mm	降雨历时/ h	降雨强度/ mm/h	响应时间/ h	20 cm		40 cm		90 cm		140 cm	
					max	Δ	max	Δ	max	Δ	max	Δ
7 月 23 日 7:50	5.9	2.45	2.4	0.5	0.43	0.22	0.32	0.06	—	0	—	0
7 月 24 日 14:45	18.1	1.5	12.1	0.5	0.45	0.21	0.46	0.14	0.38	0.12	0.43	0.06
7 月 24 日 20:00	25.9	8	3.2	0.25	0.44	0.15	0.45	0.09	0.39	0.04	0.43	0.01
7 月 25 日 14:15	17	4.5	3.8	0.75	0.43	0.15	0.45	0.1	0.4	0.05	0.43	0.01
7 月 25 日 23:00	7.8	4.5	1.7	0.25	0.44	0.13	0.45	0.08	0.4	0	0.43	0
8 月 13 日 5:30	8.7	3.5	3.5	1.5	0.43	0.24	0.37	0.12	0.32	0.07	0.39	0.03
8 月 14 日 7:45	8.3	2.5	0.3	0.75	0.43	0.18	0.46	0.13	0.41	0.15	0.42	0.05
8 月 14 日 19:00	5.4	0.75	7.2	0.25	0.43	0.17	0.46	0.12	0.39	0.1	0.43	0.01
8 月 15 日 7:30	15.8	1.5	10.5	0.25	0.44	0.17	0.46	0.11	0.39	0.05	0.43	0.01
8 月 16 日 13:30	3	1.25	2.4	0.25	0.42	0.16	0.39	0.05	0.39	0.07	0.43	0
8 月 16 日 19:00	4.4	1	4.4	0.25	0.43	0.13	0.46	0.09	0.4	0.01	0.43	0
8 月 17 日 12:45	12.6	1.75	7.2	0.25	0.43	0.15	0.46	0.11	0.4	0.03	0.43	0
8 月 17 日 19:30	12.7	2	6.4	0.25	0.44	0.13	0.46	0.09	0.4	0	0.43	0
10 月 5 日 9:45	30	26	1.15	4.75	0.44	0.21	0.45	0.16	0.41	0.14	0.43	0.04
mean	—	—	—	—	0.43	0.17	0.44	0.10	0.39	0.06	0.43	0.02

注: max 为次降雨条件下土壤剖面含水量的最大值; Δ 为各层含水量的增量; mean 为场降雨土壤剖面最大含水量的平均值和平均土壤含水量增量; 响应时间指的是相对于降雨表层 20 cm 处土壤水分曲线开始变化的时间。

3.3 旱季 10 月土壤剖面水分对降雨响应过程

图 5 为旱季 2015 年 10 月 4 日至 7 日土壤剖面水分对降雨的响应曲线,总降雨量为 37.1 mm,降雨主要集中在 10 月 5 日 9:45 至 6 日 11:45,有效降雨

量为 30 mm,降雨强度为 1.15 mm/h。该次降雨前有 30 d 无有效降雨补给,是旱季的第一次强降雨补给过程,前期土壤含水量分别为 0.23、0.30、0.27、0.39(表 3)。20 cm、40 cm 土壤水分对降雨表现出

波状起伏响应过程,与持续性的小降雨有关。90 cm 响应初期以阶梯式上升,在有效降雨后 11 h 迅速响应,并出现“蓄满”效应,长时间维持在最大含水量。然而,140 cm 出现“平台”的时间早于 90 cm(图 5),这是因为中小强度降雨易于被地表土壤、植被截留,或在裸露基岩表面形成径流,顺岩壁面侧向补给 140 cm 处土壤水分,并且 140 cm 处的前期土壤水分本身

较高,在土—岩界面处优先形成滞水层使其快速饱和。张川等^[35]研究结果表明对土壤水分亏缺的补偿和恢复,主要依靠雨强适中、历时长且降雨量大的降雨过程。因此,土壤剖面水分对降雨的响应不仅受降雨量、降雨类型、降雨强度影响,在岩溶区应考虑土壤所处的地形地貌的影响,尤其是土—岩界面渗透性差异对下层土壤水分动态变化的影响。

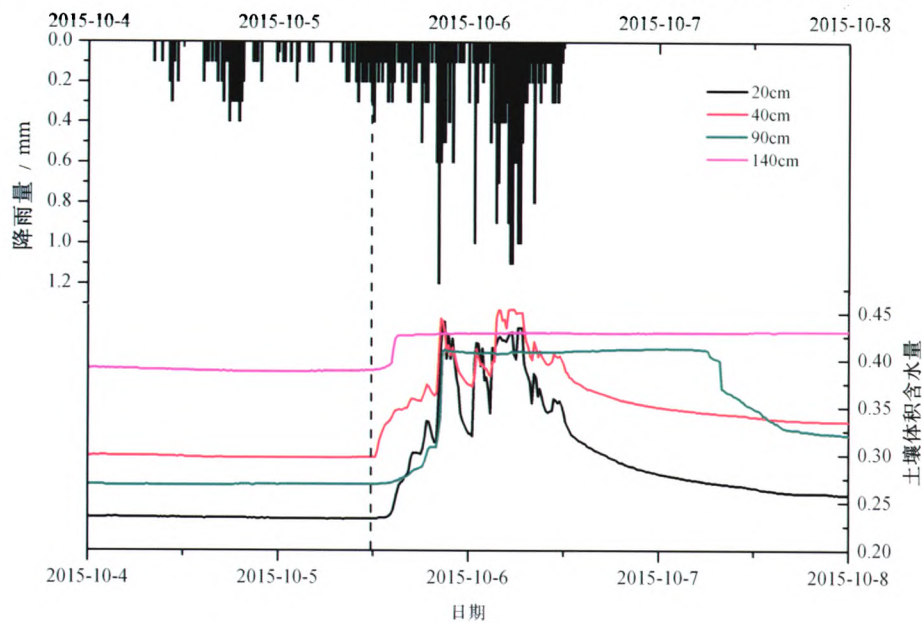


图 5 旱季(10 月)土壤剖面水分对降雨的响应过程

Fig. 5 Response processes of soil profile moisture to precipitation events in dry season (October)

从各层含水量的变化幅度看,土壤含水量的变化幅度随深度的增加而减小^[31],各层土壤含水量的增量分别为 0.21、0.16、0.14、0.04(图 5)。陈国富等^[20]在对硝盐洞坡面土壤剖面水分的分布和动态变化研究中发现表层土壤水分受外界因素影响显著而变化较大,中间过渡层土壤含水量最少,而土壤剖面水分的最大值在土壤底部与基岩的交界处,与本文发现的剖面水分变化规律一致。因此,土壤水分在垂向上的变化主要受土壤性质、气候条件、根系分布、地形地貌^[7]等因素控制。

0~20 cm 表层土处于土壤—大气界面^[32],土壤水分主要受气候条件影响,变化幅度较大。20~50 cm 是植被根系分布的主要部位,根系、虫孔使得土壤孔隙度较大,根系的吸水作用及毛细作用往往使得 40 cm 的土壤含水量最大。40~90 cm 是土壤水分的过渡带,一方面可通过毛细作用补给上层土壤含水量以供植被需水要求^[16],另一方面慢速渗透补给下层土壤,使得 90 cm 处的土壤含水量最小。140 cm 位于土—岩界面处,下层基岩渗透性较差,所以在土

—岩界面形成上层滞水,使得 140 cm 土壤含水量长期处于稳定状态,且含水量变化幅度最小。刘宏伟等^[18]在研究湿润地区土壤含水率对降雨的响应模式时发现垂向土壤含水率的降雨响应分为浅层、中层和深层。浅层对降雨响应明显,中层同时受降雨入渗和地下水波动控制,而深层主要受地下水位变动控制。

岩溶地区土壤和表层岩溶带的不均匀性增加了岩溶含水层补给、径流、储存、排泄等水文过程研究的难度。地表土壤和表层岩溶带的调蓄能力,能维持多长时间岩溶泉水、地下洞穴滴水的排泄一直是各国水文学者研究的热点。桂林市雨热同期,旱季降雨分配少、分布不均匀且 2009 年以来西南地区干旱频发,常出现秋冬春连旱的极端干旱现象^[36],所以旱季多大降雨量能满足地表土壤水分亏缺后引起水文响应,对于应对极端干旱事件的发生和岩溶含水层的水文过程研究具有重要意义。通过不同深度土壤水分和降雨的长期监测,分析对比了场雨条件下土壤水分动态变化和降雨的关系,确定了经历最长时间干旱后土壤水分响应的降雨阈值,即确定了土壤水分降雨响应的

可能最大阈值。2015年9月桂林几乎无有效降雨,是该年份经历的最长干旱时段(30天),地表干旱严重。通过统计分析在旱季土壤相对干燥的条件下,小强度降雨易使表层土壤吸收并补给下层土壤,6 mm降雨是引起旱季土壤水分响应的降雨阈值。表层土壤水分对降雨响应的滞后时间为4.75 h,这明显比7月、8月的土壤水分响应的滞后时间要长。因此,前期土壤含水量对土壤水分降雨响应有重要影响。

4 结 论

(1)土壤剖面水分对降雨的响应过程受前期土壤含水量、降雨量、降雨强度影响,还与土壤所处的地形地貌有关,在岩溶区应考虑土—岩界面对深层土壤水分的影响;表层土壤水分对首次降雨的响应时间在0.5~4.75 h之间,响应时间具有旱季大于雨季的特点。

(2)旱季6 mm降雨量是土壤水分响应的降雨阈值。当土壤水分得到有效补给后对降雨响应迅速,响应时间最小为0.25 h。不同深度土壤水分对降雨的响应时间一致,说明下层土壤可能受到“捷径”式优先流或侧向径流快速补给的影响。

(3)土壤剖面水分的最大值为 $40\text{ cm}>20\text{ cm}>140\text{ cm}>90\text{ cm}$,总体上表现为随深度增加而减小,与不同深度处的土壤孔隙度有关;土壤含水量的变化幅度随土层深度的增加而减小,土壤水分变化主要受土壤—大气界面、土壤—植被、土壤—基岩界面控制下的气候条件、植被蒸散发和介质渗透性差异影响。

致 谢:感谢中国地质科学院岩溶地质研究所林玉石研究员、殷建军在工作、学习中的细心指导与帮助;感谢陈国富、张华生在野外过程中的帮助;感谢编辑部成员及审稿专家提出的宝贵意见,在此表示衷心感谢!

参考文献

[1] 袁道先,蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆:重庆出版社,1988:4-18.

[2] 陈洪松,傅伟,王克林,等. 桂西北岩溶山区峰丛洼地土壤水分动态变化初探[J]. 水土保持学报,2006, 20(4): 136-139.

[3] 陈洪松,聂云鹏,王克林. 岩溶山区水分时空异质性及植物适应机理研究进展[J]. 生态学报, 2013, 33(2): 317-326.

[4] Kim S, Sun H, Jung S. Configuration of the relationship of soil moisture for vertical soil profiles on a steep hillslope using a vector time series model[J]. Journal of Hydrology, 2011, 399,

353-363.

[5] Morbidelli R, Saltalippi C, Flammini A, et al. Soil water content vertical profiles under natural conditions: matching of experiments and simulations by a conceptual model[J]. Hydrological Processes, 2014, 28, 4732-4742.

[6] 张继光,陈洪松,苏以荣,等. 喀斯特地区典型峰丛洼地表层土壤水分空间变异及合理取样数研究[J]. 水土保持学报,2006, 20(2): 114-117.

[7] 王家文,周跃,肖本秀,等. 中国西南喀斯特土壤水分特征研究进展[J]. 中国水土保持,2013,(2):37-41.

[8] 张川,张伟,陈洪松,等. 喀斯特典型坡地旱季表层土壤水分时空变异性[J]. 生态学报,2015, 35(19): 6326-6334.

[9] 张继光,陈洪松,苏以荣,等. 喀斯特山区洼地表层土壤水分的时空变异[J]. 生态学报,2008, 28(12): 6334-6343.

[10] Heathman G C, Larose M, Cosh M H, et al. Surface and profile soil moisture spatio-temporal analysis during an excessive rainfall period in the Southern Great Plains, USA[J]. Catena, 2009, 78, 159-169.

[11] Gao L, Shao M G, Peng X H, et al. Spatio-temporal variability and temporal stability of water contents distributed within soil profiles at a hillslope scale[J]. Catena, 2015, 132, 29-36.

[12] 王孟本,李洪建. 晋西北黄土区人工林土壤水分动态的定量研究[J]. 生态学报,1995, 15(2):178-184.

[13] 张继光,苏以荣,陈洪松,等. 典型岩溶洼地土壤水分的空间分布及影响因素[J]. 生态学报,2014, 34(12): 3405-3413.

[14] Wilson D J, Western A W, Grayson R B, et al. Spatial distribution of soil moisture over 6 and 30 cm depth, Mahurangi river catchment, New Zealand[J]. Journal of Hydrology, 2003, 276, 254-274.

[15] Liu B J, Chen C L, Lian Y Q, et al. Long-term change of wet and dry climatic conditions in the southwest karst area of China[J]. Global and Planetary Chang, 2015, 127,1-11.

[16] Jasper K, Calanca P, Fuhrer J. Changes in summertime soil water patterns in complex terrain due to climatic change[J]. Journal of Hydrology, 2006, 327,550-563.

[17] 王磊,文军,韦志刚,等. 中国西北部西部土壤湿度及其气候响应[J]. 高原气象,2008, 27(6):1257-1266.

[18] 刘宏伟,余钟波,崔广柏. 湿润地区土壤水分对降雨的响应模式研究[J]. 水利学报, 2009 (7): 822-829.

[19] Yuan D X, Drogue C, Dai A D, et al. Hydrology of the karst aquifer at the Experimental Site of Guilin in Southern China [J]. Journal of Hydrology, 1990, 115, 285-296.

[20] 陈国富,姜光辉,周文亮,等. 岩溶石山区坡地土壤剖面水分与蒸发特征[J]. 中国岩溶,2013, 32(1): 73-78.

[21] 袁道先,戴爱德,蔡五田,等. 中国南方裸露型岩溶峰丛山区岩溶水系统及其数学模型的研究:以桂林丫吉村为例[M]. 桂林:广西师范大学出版社,1996:1-5.

[22] 何师意,徐胜友,张美良. 岩溶土壤中 CO_2 浓度、水化学观测及其与岩溶作用关系[J]. 中国岩溶,1997, 16(4):319-323.

[23] 吕保樱,刘再华,廖长君,等. 水生植物对岩溶水化学日变化的影响:以桂林岩溶水文地质试验场为例[J]. 中国岩溶,2006,

25(4):335-340.

[24] 潘根兴,孙玉华,滕永忠,等. 湿润亚热带峰丛洼地岩溶土壤系统中碳分布及其转移[J]. 应用生态学报,2000,11(1):69-72.

[25] 陶于祥,潘根兴,孙玉华,等. 土壤有机碳地球化学及其与岩溶作用的关系:以桂林丫吉村岩溶试验场为例[J]. 火山地质与矿产,1998, 19(1):40-46.

[26] 何师意,冉景丞,袁道先,等. 不同岩溶环境系统的水文和生态效应研究[J]. 地球学报,2001, 22(3):265-270.

[27] 曹建华,潘根兴,袁道先,等. 桂林岩溶洼地生态系统中大气CO₂动态及环境意义[J]. 地质论评,1999,45(1):105-111.

[28] 李为,余龙江,袁道先,等. 西南岩溶生态系统土壤微生物的初步研究[J]. 生态学杂志,2004, 23(2):136-140.

[29] 李为,吴耿,余龙江,等. 桂林岩溶试验场不同地貌部位黄荆蒸腾作用的比较研究[J]. 武汉植物学研究,2007, 25(3):316-319.

[30] 杨启红,陈丽华,张富,等. 土壤水分变异对降雨和植被的响应[J]. 北京林业大学学报,2008, 30(2): 88-95.

[31] Wu W R, Geller M A, Dickinson R E. The response of soil moisture to long-term variability of precipitation[J]. Journal of Hydrometeorology, 2002, 3, 604-613.

[32] Mahmood R, Littell A, Hubbard K G, et al. Observed data-based assessment of relationships among soil moisture at various depths, precipitation, and temperature[J]. Applied Geography, 2012, 34, 255-264.

[33] 王俊,刘文兆,胡梦璐. 黄土丘陵区小流域土壤水分时空变异[J]. 应用生态学报,2008, 19(6): 1241-1247.

[34] 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.

[35] 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.

[36] 胡学平,王式功,许平平,等. 2009—2013 年中国西南地区连续干旱的成因分析[J]. 气象,2014, 40(10): 1216-1229.

The response processes of moisture at soil profile to precipitation in typical karst hillslopes

GUO Xiaojiao¹, GONG Xiaoping^{1,3}, TANG Qingjia¹, CHEN Changjie¹,
JIANG Guanghui¹, LI Xin^{1,2}, ZOU Yane¹

(1. Institute of Karst Geology, CAGS/Ministry of Land Resources and Guangxi
Key Laboratory of Karst Dynamics, Guilin, Guangxi 541004, China;

2. China University of Geoscience, Beijing 100083, China;

3. Water Engineering Geological Party of Guangxi, Liuzhou, Guangxi 545000, China)

Abstract To reveal the response processes of the moisture at soil profile to precipitation events, high-resolution monitoring has been conducted to estimate the dynamic change and the factors that affect the soil profile moisture. The purpose of this study was to identify the rainfall infiltration mechanisms in karst hillslope areas. The results indicate that the response of soil profile moisture to precipitation is influenced by previous soil moisture, rainfall amount, rainfall intensity and topographic condition. The resident time of the first soil moisture response is related to previous soil moisture content, which ranges from 0.5—4.75 h, characterized by significant seasonal differences. A threshold rainfall amount exists for producing an increase of soil moisture. The 6 mm threshold is required to activate soil moisture response in dry seasons. The response time is almost synchronous, approximately 0.25 h, when the soil moisture deficit is overcome. These results illustrate that the deeper soil moisture is probably recharged by preferential flow or lateral flow. The magnitude of soil moisture variation decreases with the increase of soil depth, which is related to the climate condition, evaporation and medium permeability differences controlled by communicating with the interfaces of soil-atmosphere, soil-vegetation, and soil-bedrock.

Key words soil profile moisture, precipitation response, threshold, response time, prior soil moisture

(编辑 吴华英)