

颜蒙蒙, 周 洲, 王 济, 等. 喀斯特地区土壤水分随降雨的动态变化研究——以贵阳市花溪区为例[J]. 中国岩溶, 2016, 35(4): 446—452.
DOI: 10. 11932/karst20160413

喀斯特地区土壤水分随降雨的动态变化研究 ——以贵阳市花溪区为例

颜蒙蒙¹, 周 洲¹, 王 济¹, 谷晓平², 肖建勇¹

(1. 贵州师范大学地理与环境科学学院, 贵州 贵阳 550001;

2. 贵州省山地环境气候研究所/贵州省山地气候与资源重点实验室, 贵州 贵阳 550002)

摘 要:土壤水分是喀斯特地区植被恢复和生态环境建设的关键性限制因素。选取贵阳市花溪区为研究对象, 基于 2013 年和 2015 年土壤水分定位监测数据, 分析了研究区土壤水分的动态变化规律。结果表明: (1) 土壤剖面水分的垂直变化具有明显层次; 基于标准差和变异系数两个指标, 采用聚类分析将 2013 年和 2015 年研究区土壤水分垂直变化层次分为活跃层(0~10 cm), 次活跃层(10~30 cm)和相对稳定层(30~100 cm)。(2) 土壤水分的动态变化主要受降雨与蒸散作用的综合影响; 10~30 cm 土层由于没有与外部环境直接接触受其影响相对降低, 同时降雨的入渗与蒸散作用的减弱, 使该层次土壤水分分布范围广、停留时间长, 较能准确地反映其受降雨和蒸发的影响。(3) 土壤水分的动态变化具有明显季节性; 2013 年和 2015 年春季(3—5 月)和冬季(12—2 月)为土壤水分的补给期, 夏季(6—8 月)和秋季(9—11 月)为土壤水分的消耗期。

关键词:喀斯特; 土壤水; 降雨; 动态变化; 贵阳花溪

中图分类号:S152.7

文献标识码:A

文章编号:1001—4810(2016)04—0446—07

0 引 言

土壤水通常情况下指的是由地面向下至地下水(潜水面)以上土壤层中的水分^[1]。气候条件以及土层性质是决定土壤水分状况的重要因素, 蒸散发、渗透等现象是土壤水分状况的综合反映^[2]。土壤水分动态研究又称为土壤水分的时空变异特性研究, 主要从时间和空间两方面去研究土壤水分的动态变化, 从时间上去研究, 就是分析土壤水分随时间的变化特征, 从空间上去研究, 就是着重分析土壤水分在土壤剖面上的垂直分布特征^[1]。土壤水分作为地气之间的水分和能量通量的一个关键参数, 对土壤—植物—大气的水分过程和生物过程都有着显著的作用^[3], 地表土壤的水分变化动态过程以及变化机制一直是研究陆面过程中的一个重要研究内容^[4-5]。中国西南

喀斯特区域是一个十分独特的环境单元, 地势格局复杂、海拔梯度较大并且生态脆弱^[6-7], 其中土壤水分是制约喀斯特生态环境的一个重要因子^[8]。然而, 目前对于喀斯特区域土壤水分的影响因素研究主要侧重于小流域尺度以及坡面尺度影响因子的研究, 比如土地利用类型^[9-10]、土壤植被覆盖情况^[11-13]、地形地貌^[14]、土壤质地^[15]等土壤水分的影响。研究喀斯特区域内土壤水分受降雨等气象要素的影响, 由于受到土壤水分观测资料的制约, 只是利用少量的样本进行过统计上的规律探讨^[16], 尚缺乏深入系统的研究。而喀斯特区域内水文变化过程的特殊复杂性, 决定了不能简单的照搬全国或者其他区域的规律和模型。相对于国内其他区域, 喀斯特区域内土壤水分与气象要素之间的相关研究与应用也略显滞后。故本文选取贵阳市花溪区为研究对象, 以花溪土壤水分自动观

基金项目: 国家自然科学基金项目(41365008)和贵州省优秀青年科技人才培养对象专项资金(黔科合人字(2011)14 号)联合资助

第一作者简介: 颜蒙蒙(1990—)男, 硕士研究生, 研究方向: 土壤侵蚀、土壤重金属污染治理。E-mail: 996221384@qq.com。

通讯作者: 王 济(1975—)男, 教授, 博士, 硕士研究生导师, 研究方向: 土壤侵蚀、土壤重金属污染修复。E-mail: wangji@gznu.edu.cn。

收稿日期: 2016—04—10

测站点提供的 2013 年和 2015 年月平均降雨数据和土壤含水量数据,以及花溪气象站提供的蒸发量数据为基础,通过 Excel、SPSS 等相关软件以及标准差和变异系数等方法对其土壤水分的动态变化特征及土壤水分垂直变化特征进行分析,以期对喀斯特地区水土保持、生态恢复、防灾防旱等方面的进一步研究提供依据。

1 研究区概况

花溪区位于贵阳市南郊,处于黔中腹地,地处 106°27′~106°52′E、26°11′~26°34′N 之间,离市中心约 17 km,国土面积为 958.56 km²,人口有 4.9×

10⁵(截至 2015 年)^[17](图 1)。研究区土壤以黄壤和石灰土为主,气候以亚热带季风湿润气候为主,具有明显的高原季风湿润气候特点,冬无严寒、夏无酷热,雨量充沛、无霜期长,湿度较大,但降水时空分布不均,雨热同期;由于地势高,气候受高原影响,春秋气候多变。在温度垂直变化方面,有着明显的夏季大、冬季小的特点;年均气温 14.9℃,年总积温 5 585℃,年平均降水量为 1 178.3 mm,年日照时间约为 1 278 h,年平均相对湿度为 78%,无霜期约为 270 d;山地和丘陵为该区的主要地貌类型,而喀斯特地貌广布,占国土面积的 94%,以缓丘和低地为代表,地下河多且短小,流域面积一般为 60 km²,洞穴以溶蚀裂隙洞穴为主,代表性的洞穴有天河潭、白龙洞等^[18]。

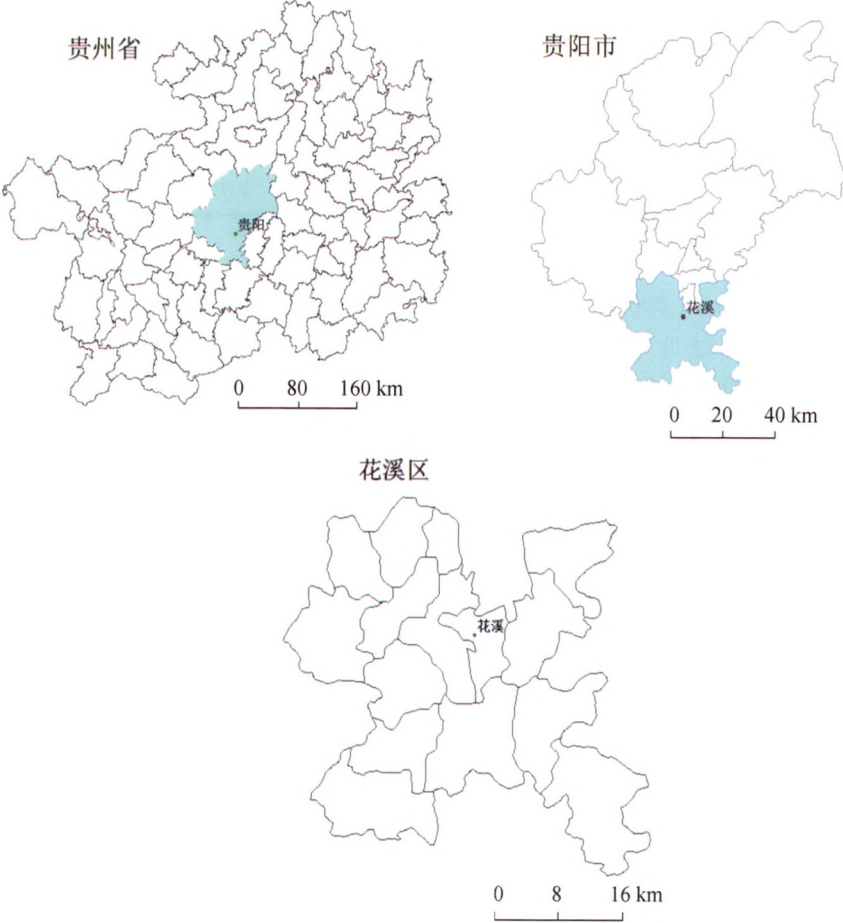


图 1 研究区位置图
Fig. 1 Location map of the study area

2 数据来源及研究方法

2.1 数据来源

本文所采用的 2013 年和 2015 年花溪区降雨数据、平均土壤含水量数据均由贵阳市土壤水分自动观

测站花溪站点提供。总监测点位于贵阳市花溪区,地处 26°24′47″N、106°30′00″E,海拔为 1 168 m。观测时段:2013 年 1 月 1 日—2015 年 12 月 31 日,预先设定观测密度为 1 h,即每隔 1 h 记录一次观测数据。监测内容有:降雨量、气温(最高气温、最低气温)、相

对湿度、水汽压、辐射、风速风向、土壤水分体积含量等。监测设备:采用 GStar-I(DZN2)自动土壤水分观测仪,该仪器整体指标达到国际同类产品水平,获得国家实用新型专利,2007 年通过中国气象局综合观测司组织的仪器考核,准许定型列装;以及 HOBO 便携式小型自动气象站对相关数据进行采集。监测方法:土壤水分监测,主要利用 GStar-I(DZN2)自动土壤水分观测仪测得,分别对 10 cm、20 cm、30 cm、40 cm、50 cm、60 cm、80 cm 和 100 cm 这 8 个层次的土壤进行体积含水量测定;气象因子的监测,主要利用 HOBO 便携式小型自动气象站测定;蒸发量使用花溪气象站人工观测水面潜在蒸发量数据。同时,监测站不定期在研究区范围内随机进行人工土壤水分测定,原则上每 10 d 对 0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm、30~40 cm、40~50 cm、50~60 cm 土层采测一次,每 20 d 对 60~80 cm、80~100 cm 土层采测一次;用螺纹土钻采取土壤水分样品,每样重复一次;因人工采样具有很大随机性,故本文采用总监测点提供的自动观测数据,其中 2013 年和 2015 年的数据样本数都是 8 760 份,有效数据(降雨)分别是 4 555 份和 4 137 份;而后利用 Excel 2003、SPSS 等软件,对有效数据以天为单位进行统计,以月为单位进行分析,进一步研究不同季节降雨量、蒸发量和土壤含水量的关系。

2.2 研究方法

由以上观测资料可知,2013 年和 2015 年总降雨量分别为 908.1 mm 和 935.9 mm,都处于枯水年,年均气温分别为 16.3 ℃ 和 16.7 ℃,年蒸发量分别是 1 177.34 mm 和 1 185.65 mm,各参数差别不大,这对研究土壤水分动态变化具有对比参照意义。在测得研究区不同层次土壤物理性质的基础上(表 1),根据变异系数 C_v 和标准差 S 两个指标,对其土壤水分垂直变化层次进行划分,其计算公式分别为:

$$C_v = \frac{S}{\bar{x}}$$
(1)

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$
(2)

式中: $\bar{x}$ 为样本(土壤水分观测值)平均值; n 为样本总个数; x_i 为样本的第 i 个观测值。

土壤储水量的变化是降雨量变化和土壤蒸发和植物蒸腾作用的结果,其能更好反映土壤水分与降雨、蒸散作用等气象因子的关系。故本文按照不同层次分别计算土壤储水量,其公式为:

$$w = 0.1 \times r \times v \times h$$
(3)

式中: w 为不同深度土壤储水量(mm); r 为土壤体积含水量(%); v 为土壤容重($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$); h 为土层深度(cm);0.1 为换算系数。

数据处理及制图均在 Excel 2003 软件中进行。

表 1 研究区不同深度土壤物理性质
Table 1 Soil physical properties at different depths in the study area

土层深度/ cm	容重/ g/cm^3	土壤孔隙度/ %	饱和含水量/ %	饱和导水率/ m/d
0~10	1.18	55.47	47.01	1.57
10~20	1.23	53.58	43.56	1.58
20~30	1.24	53.21	42.91	1.55
30~40	1.19	55.09	46.30	1.52
40~50	1.16	56.23	48.47	1.62
50~60	1.19	55.09	46.30	1.69
60~80	1.18	55.47	47.01	1.67
80~100	1.19	55.09	46.30	1.67

3 结果与分析

3.1 土壤水分的垂直变化

土壤水分的垂直变化主要取决于降雨和蒸散过程的相互作用,地形和土地利用方式也是重要影响因素^[19-20],以往对剖面土壤水分垂直变化的定性描述较多,近年来开始向量化描述方向发展。一般采用变异系数和标准差两个指标,将剖面土壤水分垂直变化的层次划分为 4 层:速变层($C_v > 30\%$ 和标准差 $S > 4\%$)、活跃层($C_v = 20\% \sim 30\%$ 和标准差 $S = 3\% \sim 4\%$)、次活跃层($C_v = 10\% \sim 20\%$ 和标准差 $S = 2\% \sim 3\%$) 和相对稳定层($C_v < 10\%$ 和标准差 $S < 2\%$)。但在实际划分过程中,标准差和变异系数并不能同时满足上述分级标准,本文主要依照变异系数来划分土壤水分的垂直变化层次^[19-20]。

根据观测期内土壤水分变异系数的结果,可以划分土壤水分的垂直变化层次,由表 2 可知,2013 年和 2015 年都是 0~10 cm 为活跃层,10~20、20~30 cm 为次活跃层,30~40、40~50、50~60、60~80、80~100 cm 属于相对稳定层。活跃层是土壤与大气进行水分转化的通道与界面,次活跃层是相对稳定层和活跃层之间的水分传输通道,相对稳定层是土、气界面水分转化的库,三个层次间的水分差异较大,具有较强的水势梯度^[21]。

表 2 研究区土壤含水量垂直变化分层
Table 2 Vertical variation of soil water content in the study area

年份	土层深度/cm	平均值/%	最大值/%	最小值/%	标准差/%	变异系数/%	层次
2013	0~10	33.80	45.18	24.23	6.95	20.56	活跃层
	10~20	36.73	45.37	36.73	6.87	18.71	次活跃层
	20~30	38.51	48.06	24.64	4.92	12.78	次活跃层
	30~40	41.73	49.64	29.35	3.63	8.69	相对稳定层
	40~50	44.65	49.46	38.09	3.53	7.90	相对稳定层
	50~60	49.82	52.90	41.60	3.64	7.31	相对稳定层
	60~80	39.62	49.36	36.26	3.13	7.91	相对稳定层
	80~100	52.86	54.08	51.45	2.24	4.23	相对稳定层
2015	0~10	36.16	42.78	20.42	7.58	21.03	活跃层
	10~20	48.18	52.00	39.22	7.16	14.86	次活跃层
	20~30	48.42	50.48	45.01	5.09	10.51	次活跃层
	30~40	40.95	44.29	34.26	3.66	8.93	相对稳定层
	40~50	40.10	45.58	31.38	3.09	7.71	相对稳定层
	50~60	49.32	52.42	42.73	3.81	7.73	相对稳定层
	60~80	50.61	51.81	47.66	2.71	5.35	相对稳定层
	80~100	53.54	54.10	52.48	2.51	4.69	相对稳定层

由图 2 和图 3 可知,研究区活跃层的深度为 0~10 cm,次活跃层深度为 10~30 cm,土壤水分呈中等变异,表明研究区土壤水分的变化主要在表层。与黄土高原地区土壤水分垂直变化层次一般分为 4 层相

比^[20],喀斯特地区土壤水分垂直变化层次较少且没有速变层,这可能与喀斯特地区降雨较为充沛而黄土高原地区干旱缺水密切相关。

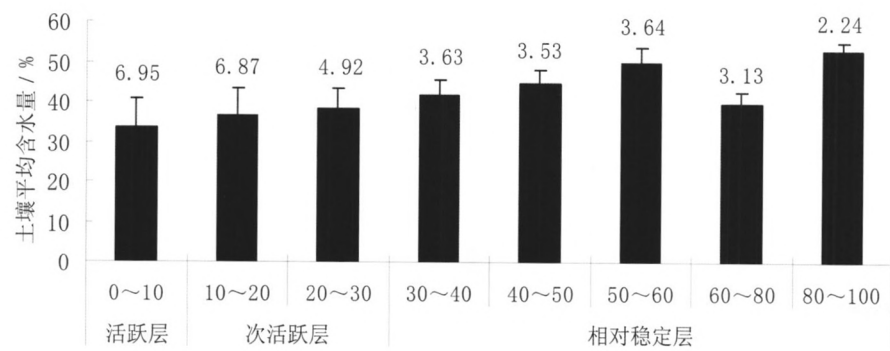


图 2 2013 年研究区各土层土壤平均含水量图

Fig. 2 Average soil water content of each soil layer in the study area in 2013

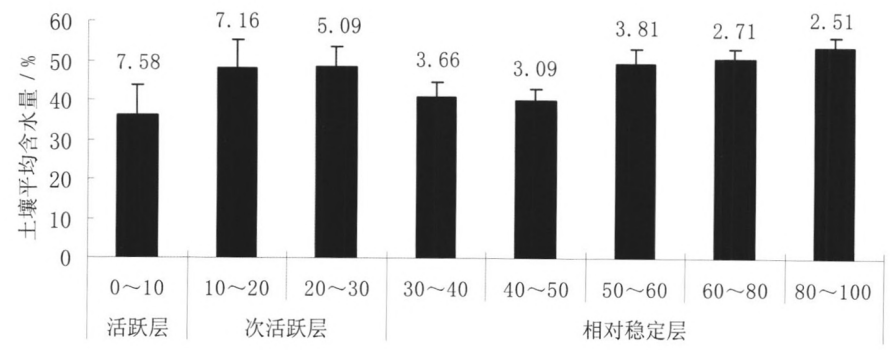


图 3 2015 年研究区各土层土壤平均含水量图

Fig. 3 Average soil water content of each soil layer in the study area in 2015

3.2 土壤水分的动态变化

降雨是土壤水分的主要补给来源,土壤储水量的变化是降雨量(尤其是 >10 mm 的有效降雨)与土壤蒸发、植物蒸腾变化共同作用的结果^[19-20]。观测期内,研究区 2013 年和 2015 年年内总降雨量相对其年均降雨量有所下降,2013 年均总降雨量为 908.1 mm(枯水年),其中有效降雨(>10 mm)有 21 次,共 879.5 mm;2015 年为 935.9 mm(枯水年),其中有效降雨(>10 mm)有 23 次,共 906.4 mm;有效降雨集中在受夏季风控制的 5—10 月,占全年总降雨量的 90%以上。研究区 2013 年和 2015 年年均气温基本保持稳定,年均气温分别为 16.3℃和 16.7℃,年蒸发量分别是 1 177.34 mm 和 1 185.65 mm。2013 年

和 2015 年的 0~10 cm 土层土壤储水量变化受外部环境的直接影响较大,高温高湿环境下,表层土壤水分急剧挥发或短时间饱和,这些都不能很准确地反映与降雨、蒸发的关系;而 10~30 cm 土层并没有与外部环境直接接触,受其影响相对降低,同时降雨的入渗与蒸发作用的减弱,使该层次土壤水分分布范围广、停留时间长,较能准确地反映其受降雨和蒸发的影响;由于 30~100 cm 土层较深,降雨与蒸发作用对其影响进一步削弱,土壤水分很难真实有效地反映它们之间的关系,同时由图 4、图 5 也得到了相应的验证。因此,研究区 10~30 cm 土层土壤储水量的变化较能准确地反映其与降雨量和蒸散作用的关系。

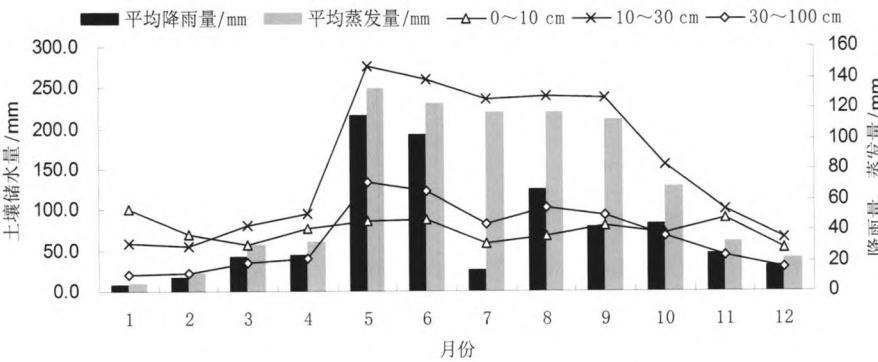


图 4 2013 年研究区土壤各层储水量

Fig. 4 Water storage capacity of soil in the study area in 2013

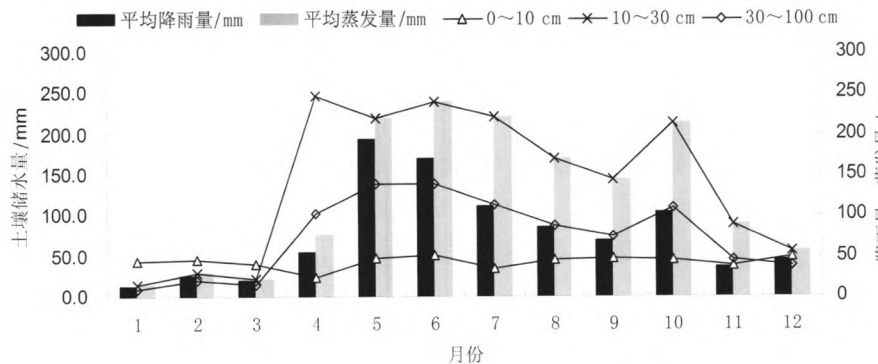


图 5 2015 年研究区土壤各层储水量

Fig. 5 Water storage capacity of soil in the study area in 2015

土壤水分的季节性变化是其动态变化的重要标志,由于各季节的降雨量和蒸散强弱不同,导致各季节不同土层土壤的储水量也不同。因此,根据 2013 年和 2015 年各月垂直土壤储水量(0~100 cm)数据,绘制出 2013 年和 2015 年各季节不同土层储水量图(图 6、图 7)。2013 年和 2015 年春季(3—5 月)和冬季(12—2 月)为土壤水分的补给期,水分波动不大,

这主要由于植被进入初生长期或休眠期,土壤水分活性减弱,而冬春季研究区由于受昆明准静止锋影响,降雨开始增多^[21],其降雨强度适中、历时长、雨量大,从而使较多的降雨入渗补给土壤水分,同时蒸散作用不强,使土壤储水量缓慢上升;2013 年和 2015 年夏季(6—8 月)和秋季(9—11 月)为土壤水分的消耗期,水分波动大,该期间高温多雨,蒸腾作用旺盛,

植被进入快速生长期,土壤水分消耗明显,水分胁迫明显。与黄土高原地区相比,其土壤水分季节性变化一般分为春季失墒期、夏秋增失交替期和冬季相对稳定期,这主要由于黄土高原地区土壤水分的补偿和恢

复主要在雨季,暴雨和微雨对土壤水分补给作用较小,只有降雨强度适中、历时长、雨量大的降雨过程才能有较多的降雨入渗补给土壤水分^[20]。

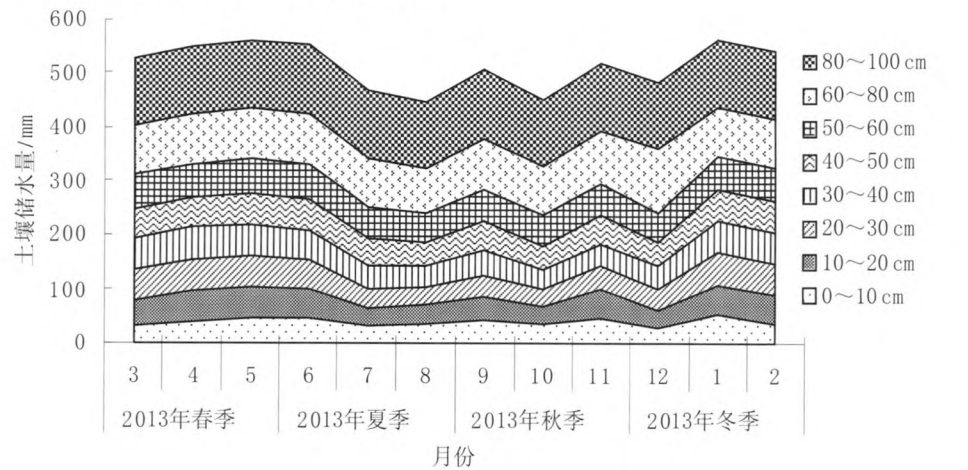


图 6 2013 年研究区各季节不同土层土壤储水量图

Fig. 6 Soil water storage of different soil layers in the study area in 2013

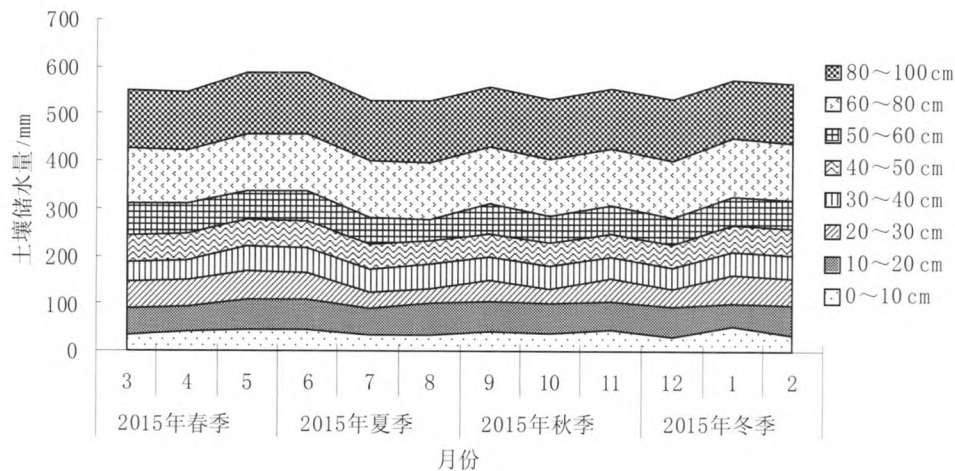


图 7 2015 年研究区各季节不同土层土壤储水量图

Fig. 7 Soil water storage of different soil layers in the study area in 2015

4 结 论

(1)土壤剖面水分的垂直变化具有明显的层次。将 2013 年和 2015 年研究区土壤水分垂直变化层次分为活跃层(0~10 cm),次活跃层(10~30 cm)和相对稳定层(30~100 cm),这与喀斯特地区降雨较为充沛密切相关。

(2)土壤水分的动态变化主要受降雨与蒸散作用的综合影响。2013 年和 2015 年研究区 10~30 cm 土层土壤储水量的变化较能准确地反映其与降雨量和蒸散作用的关系,因为 10~30 cm 土层并没有与外部环境直接接触而受其影响相对降低,同时降雨的入

渗与蒸发作用的减弱,使该层次土壤水分分布范围广、停留时间长,较能准确地反映其受降雨与蒸发的影响。

(3)土壤水分的动态变化具有明显季节性。2013 年和 2015 年春季(3—5 月)和冬季(12—2 月)为土壤水分的补给期,夏季(6—8 月)和秋季(9—11 月)为土壤水分的消耗期,这主要是降雨量与土壤蒸发、植物蒸腾和植被消耗的变化等共同作用的结果。

参考文献

[1] 雷志栋,胡和平,杨诗秀,等. 土壤水研究进展与评述[J]. 水科学进展,1999,10(3):311—318.

[2] 康红莉. 祁连山林区土壤水分生态研究[D]. 兰州:甘肃农业大

学,2003.

[3] 马柱国,魏和林,符淦斌. 土壤湿度与气候变化关系的研究进展与展望[J]. 地球科学进展,1999, 14(3):299-305.

[4] Sun G,Noormets A, Gavazzi M J, et al. Energy and water balance of two contrasting loblolly pine plantations on the lower coastal plain of North Carolina, USA [J]. Forest Ecology and Management, 2010, 259(7):1299-1310.

[5] Qiu Y, Fu B J, Wang J, et al. Spatiotemporal variation of soil moisture and its relation to environmental factors [J]. Chinese Journal of Ecology, 2007, 26(1):100-107.

[6] 郭红艳,王月容,卢琦,等. 岩溶石漠化地区生态系统服务评估体系[J]. 中国岩溶,2013,32(2):211-217.

[7] 熊平生,袁道先,谢世友. 我国南方岩溶山区石漠化基本问题研究进展[J]. 中国岩溶,2010,29(4):355-362.

[8] Perrin J, Jeannin P Y, Zwahlen F. Epikarst storage in a karst aquifer: A conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland [J]. Journal of Hydrology,2003,279(1-4):106-124.

[9] 赵中秋,蔡运龙,付梅臣,等. 典型喀斯特地区土壤退化机理探讨:不同土地利用类型土壤水分性能比较[J]. 生态环境,2008, 17(1):393-394.

[10] 刘正堂,戴全厚,杨智. 喀斯特裸坡地土壤侵蚀模型研究[J]. 中国岩溶,2014,33(3):356-362.

[11] 李安定,李苇洁,杨瑞. 喀斯特地区不同覆盖下小生境土壤保墒能力[J]. 中国水土保持科学,2010,8(5):5555-5560.

[12] 邵晓贵,杨瑞. 喀斯特地区不同覆盖下土壤水分变化模拟研究[J]. 水土保持通报,2011,31(5):250-253.

[13] 张显强,王世杰,孙敏. 干旱和复水对喀斯特石生反叶扭口藓叶绿素荧光特性影响:以贵阳市花溪区附近严重石漠化区域为例[J]. 中国岩溶,2014,33(1):77-81.

[14] 张继光,陈洪松,苏以荣. 喀斯特地区坡面土壤水分变异特征及其与环境因子的关系[J]. 农业工程学报,2010,26(9):87-93.

[15] 刘涓,魏朝富. 喀斯特地区黄壤土壤水库蓄存能力及分形估算[J]. 灌溉排水学报,2012,31(4):99-104.

[16] 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[J]. 水土保持研究,2010, 17(3):171-176.

[17] 贵阳市统计局(编). 贵阳统计年鉴 2015[M]. 北京:中国统计出版社,2015.

[18] 王劲松. 贵阳市花溪喀斯特地区生态与可持续发展规划研究[D]. 天津:天津大学建筑学院,2006.

[19] 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.

[20] 陈洪松,邵明安,王克林. 黄土区荒原地和裸地土壤水分的循环特征[J]. 应用生态学报,2005, 16(10):1853-1857.

[21] 蒋太明. 贵州喀斯特山区黄壤水分动态及其影响因素[D]. 重庆:西南大学,2005.

Study on the dynamic change of soil moisture in karst area:
A case of Huaxi district in Guiyang City

YAN Meng-meng¹, ZHOU Zhou¹, WANG Ji¹, GU Xiao-ping², XIAO Jian-yong¹
(1. School of Geographic and Environmental Sciences, Guizhou Normal University, Guiyang, Guizhou 550001, China;
2. Guizhou Institute of Mountainous Environment Climate/Guizhou Key Laboratory of Mountainous
Climate and Resources, Guiyang, Guizhou 550002, China)

Abstract Huaxi district is located in the south of Guiyang City in Guizhou Province. It bestrides an area between E106°27'-106°52' and N26°11'-26°34', with a land area of 958.56 km² and a population size of 4.9×10⁵. Soils are predominated by yellow and lime soils. The area is characterized by humid subtropical monsoonal plateau climate, with the average annual temperature of 14.9 °C, the average annual rainfall of 1,178.3 mm, annual sunshine time of about 1,278 h, the average annual relative humidity of 78% and frost-free period of about 270 d. 94% of the landmass is karst landform, represented by low hills and lowlands. In order to explore the dynamic change of soil moisture with rainfall, we used Excel 2003, SPSS software and the cluster analysis method to analyze the relationship between the soil moisture and precipitation in the study area. Results show that, (1) The vertical change in soil moisture content is significant at depth in 2013 and 2015, which can be divided into active layer (0-10 cm), sub-active layer (10-30 cm) and relatively stable layer (30-100 cm); (2) The dynamic change of soil moisture is mainly affected by rainfall and evapotranspiration, which can be accurately reflected by the above relationship at the 10-30 cm deep soil layer; (3) The dynamic change of soil moisture has an obvious character of seasonal fluctuation, of which the spring and winter can be identified as the soil water recharge period, while the soil moisture consumption takes place in summer and autumn. The main reasons for the change of soil moisture in karst area are the result of the interaction of rainfall and soil evaporation, plant transpiration and vegetation consumption.

Key words karst, soil water, rainfall, dynamic change, Huaxi district in Guiyang

(编辑 黄晨晖)