第35卷 第3期 中 国 岩 溶 Vol. 35 No. 3
2016年6月 CARSOLOGICA SINICA Jun. 2016

吴 夏,潘谋成,朱晓燕,等. 表层岩溶带土壤温度和体积含水率对夏季暴雨事件的响应[J]. 中国岩溶,2016,35(3):274－281.
DOI:10.11932/karst20160305

表层岩溶带土壤温度和体积含水率对夏季暴雨事件的响应

吴 夏[1,2],潘谋成[1],朱晓燕[1],白 晓[3],张碧云[4],张美良[1]
(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所/国土资源部、广西壮族自治区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. 广西区域地质调查研究院,广西 桂林 541004;
4. 广西水文地质工程地质队,广西 柳州 545000)

摘 要:为揭示表层岩溶带土壤温度和体积含水率对暴雨事件的响应机制,利用HOBO土壤温度和体积含水率监测仪,连续监测2014年7－8月20 cm和70 cm土壤温度与体积含水率。结果表明:研究区域20 cm土壤温度呈日变化,这种日变化格局主要受到大气温度日变化的影响,70 cm土壤温度总体上呈上升趋势,主要受到夏季大气环流使气温升高的影响。夏季暴雨事件降低了20 cm深度的土壤温度、增加其土壤体积含水率,并且导致70 cm处土壤温度先增高后降低、土壤体积含水率升高。土壤体积含水率较低情况下,暴雨事件使得浅层较高温度土壤水快速向下移动引起升温,而后土壤体积含水率到达一定阈值后,便能够快速响应降水事件。研究表明,岩溶地区不同深度土壤温度和体积含水率受到夏季降水事件的影响存在差异。浅层土壤能够快速的响应暴雨事件,深层土壤温度和体积含水率对暴雨事件的响应不仅受到降水量阈值的影响,而且也受到表层土壤温度和体积含水率的制约。

关键词:暴雨;土壤温度;土壤含水率;响应时间
中图分类号:S152 **文献标识码**:A **文章编号**:1001－4810(2016)03－0274－08

0 引 言

随着国际地学计划IGCP379“岩溶作用与碳循环”首次提出属于地球表层的岩溶地质作用可产生短时间尺度的碳汇效应,使得岩溶碳循环的驱动力CO_2和H_2O引起广泛关注。岩溶碳循环过程对土壤CO_2浓度和大气降水响应敏感[1－2],同时对全球变暖和地表植被的恢复过程也能敏感响应[3]。大气降水引起的土壤温、湿度变化不但会对土壤CO_2产生影响[4],而且对陆地表面的蒸发和大气气候的季节性变化也产生影响[5]。现阶段世界范围内大气降水格局的改变[6]必将导致土壤含水率变化,从而影响植物和土壤微生物对水分的利用,并间接影响到陆地生态系统功能与过程[7]。土壤温度和土壤含水率是影响土壤呼吸作用最重要的因素[8－10],大气降水事件引起的土壤温度、体积含水率的改变必将导致土壤呼吸作用的改变[11]。现阶段针对大尺度天气过程土壤温度、体积含水率对气候效应的响应过程研究主要是基于数值模拟[12－14],但是随着研究的深入,国外学者Fast等[15]研究成果指出土壤体积含水率对中小尺度天气过程的影响十分重要,并且土壤体积含水率的梯度能够激发局地环流的形成和发展。随着现阶段局部更短时间尺度的极端气候事件的频发,土壤体积含水率异常对月季尺度的短期气候变化尤其是降水异常有重要影响[16]。土壤的温度和体积含水率是研究土壤水热过程的两个重要物理量,分析它们由于大气

基金项目:广西青年科学基金项目(2014GXNSFBA118227);国家自然科学基金项目(441501222,41372190,41530316);中国地质调查项目(12120113005700,DD20160305);中国地质科学院基本科研业务费(YYWF201513)
第一作者简介:吴夏(1984－),男,助理研究员,主要研究方向生态地质学。E-mail:wuxia@karst.ac.cn。
收稿日期:2016－01－19

万方数据

降水所产生的变化,对于进一步研究半干旱区土壤表层水分循环具有重要参考价值[17]。并且研究土壤温度和体积含水率对于短期气候变化的响应过程,对于认识上述二者与大气环境的相互作用机理十分重要。然而针对土壤温度和含水率在短时间尺度上所受的影响的研究却相对较少。

西南岩溶地区虽然大气降水充沛,但是受到表层岩溶带土壤层薄和储水能力弱等因素影响,使得土壤含水率成为岩溶区植被恢复主要限制条件。此外,土壤含水率不仅会影响岩溶区土壤自身的理化性质和植物的生长,而且会间接影响岩溶区局部区域气候变化[18]。因此,夏季暴雨对土壤温度和体积含水率的分布格局产生重要的影响,并直接关系到岩溶生态系统演变进程。为了阐明暴雨事件对不同深度土壤温度和体积含水率的影响及暴雨事件在不同深度土壤的信号传递过程,选择岩溶分布最为典型的桂林地区作为研究对象。通过高分辨原位监测暴雨事件前后土壤温度和体积含水率的变化特征和规律,来解译暴雨事件信息在土壤中传递过程。

1　研究地区和研究方法

本文的研究区域位于广西壮族自治区桂林市,该市地处于低纬度地区,东经 109°36′至 111°29′,北纬 24°15′至 26°23′,平均海拔 150 m。属于亚热带季风气候,四季分明,雨量充沛,夏季的降水主要受到夏季风的影响,4 月至 8 月的降水量相对较大,年均气温 19.5 ℃,年均降水量 1 868 mm。研究区域地表覆盖植被主要为灌木丛,其优势种主要为檵木(*Loropetalumchinense*)、黄荆(*Vitexnegundo*)和龙须藤(*Bayhiniachampionii*)[19]。研究点所处地理位置如图 1 所示,位于桂林盘龙洞洞口附近。该洞穴顶部土壤类型以灰褐、黄褐色砂质粘土为主,土壤分布不均匀,厚度为 30～70 cm。

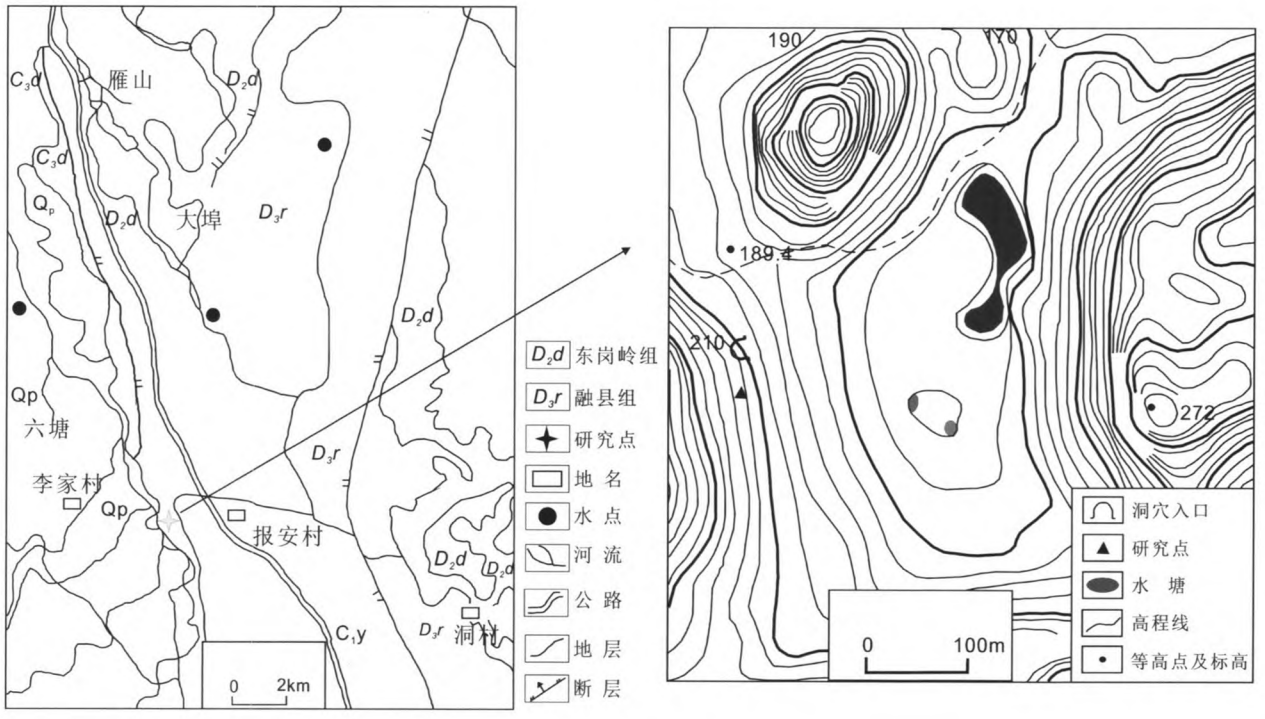

图 1　研究点位置示意图及地形图

Fig. 1　The location of the study site and the topographic map

2　研究方法

在盘龙洞洞穴入口坡地上挖深度 70 cm 土洞。由于 20 cm 土壤温度直接影响到土壤中生物的生长发育和分布,该处土壤受到大气温度、降水等气候因子的影响较大,而 70 cm 处为土壤 CO_2 浓度最高处[20],并且土壤环境相对密闭不易受到大气温度、降水等气候因子的影响,因此分别在这两个深度的土层埋置型号为 S-SMD-M005 的 HOBO 土壤体积含水率探头和型号为 S-TMB-M006 的 HOBO 土壤温度

万方数据

探头(图 2)。土壤体积含水率探头的测试精度优于 0.031 m^3/m^3,土壤温度探头测试精度优于 0.2 ℃。由于桂林地区降水主要集中 4 月份至 6 月份,使得每次暴雨事件信息容易相互叠加和影响,因此本次研究的时间段选择降水量相对较少的 7 月至 8 月。通过 HOBO 公司型号 H21-002 的 4 通道脉冲数据记录仪以 12 小时为记录间隔来监测 2014 年 7 月 7 日至 8 月 31 日土壤温度和体积含水率变化规律(图 3)。土壤温度和体积含水率探头均为水平插入土壤中,避免由于探头自身长度所导致测量土壤深度的误差。埋置完所有探头后回填土壤。通过 HOBO－U30 自动气象站来记录这一段时间的局部大气降水量、大气温度和体积含水率。

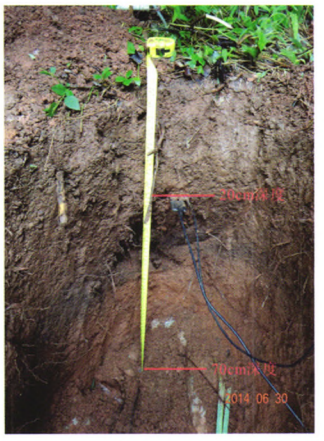

图 2 土壤温度和体积含水率探头埋置

Fig. 2 Position of probes for soil temperature and soil volumetric moisture content

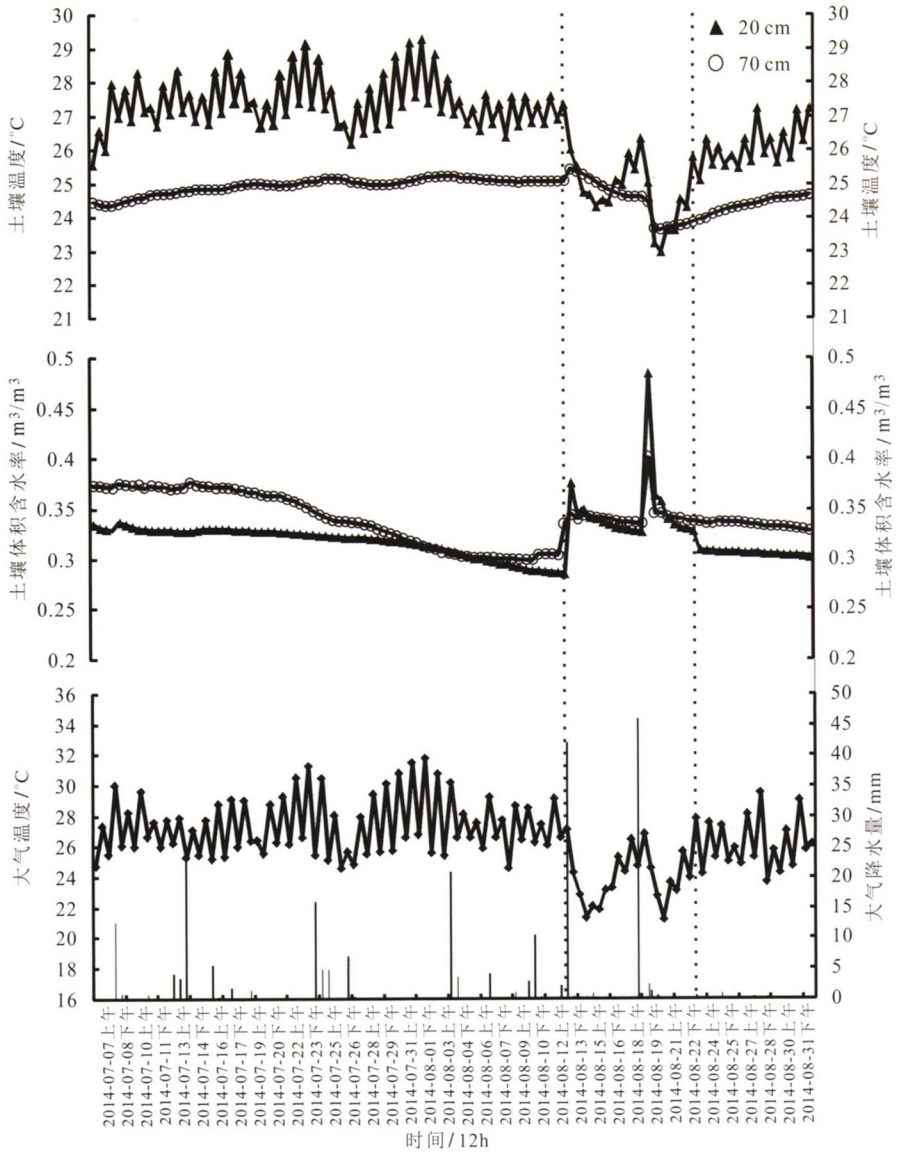

图 3 20 cm 和 70 cm 土壤温度和体积含水率、大气降水量和大气温度

Fig. 3 Soil temperature and soil volumetric moisture content, atmospheric precipitation and atmospheric temperature at the depth of 20 cm and 70 cm

万方数据

3　结果与分析

3.1　土壤温度对暴雨事件的响应

3.1.1　暴雨事件前土壤温度变化特征

对表层岩溶带 20 cm 处土壤 2014 年 7 月 7 日至 8 月 31 日的监测结果显示(图 3),20 cm 处土壤温度存在昼夜变化,变化幅度为 0.3 ℃至 1.9 ℃,且与外界大气温度变化趋势一致。其中,随着夏季温度逐渐升高,土壤温度总体上表现出同步逐渐升高的趋势。图 4c 显示了 20 cm 土壤温度与大气温度的正相关关系($r^2 = 0.74$),说明该处土壤温度主要受到大气温度影响。20 cm土壤温度呈现出的变化规律显

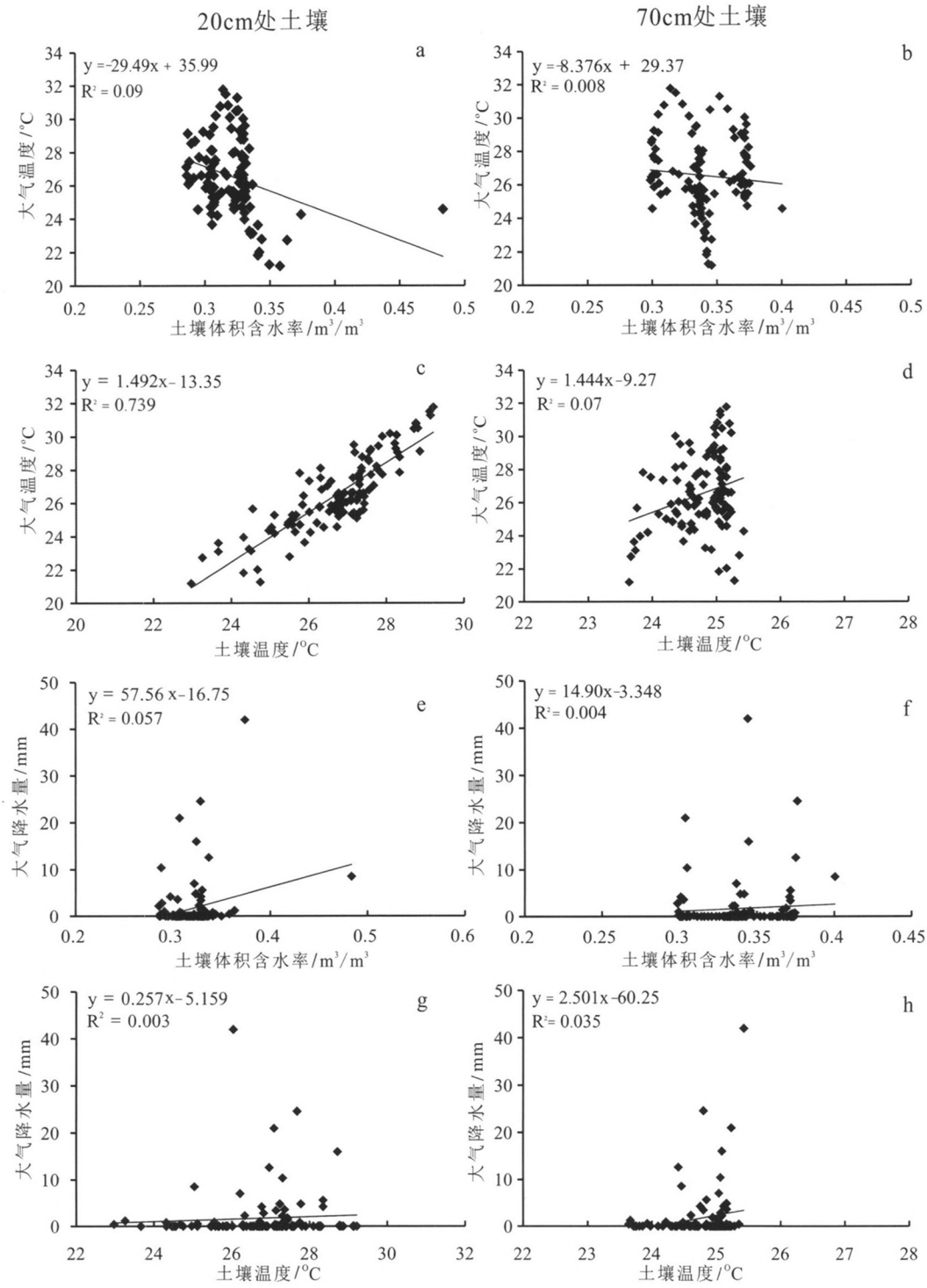

图 4　20 cm 和 70 cm 土壤温度和含水率与大气温度和大气降水量的关系

Fig. 4　Relationship between soil temperature/soil volumetric moisture content and atmospheric temperature and atmospheric precipitation at the depth of 20 cm and 70 cm

万方数据

示其主要受到大气温度昼夜变化的影响，而不受水分的影响，这与其他学者的研究结果一致[21]。70 cm 处土壤 2014 年 7 月 7 日至 8 月 31 日的监测结果显示(图 3)，70 cm 土壤温度没有出现昼夜变化，而是呈现总体缓慢升高的趋势，与夏季气温逐渐升高的趋势一致，显示了该层土壤温度受大气环境温度季节变化的影响。但是 70 cm 处土壤温度与大气温度之间没有明显相关性(图 4d)，是由于该深度土壤空气不流通，难以散热，导致该深度的空气和土壤在相对密闭的环境下，形成了一定的“保温效应”(图 3)。这与 20 cm 土壤温度变化差异明显，表明土壤深度对土壤温度空间分异的显著影响。尹辉等[22]对岩溶区土壤温度空间结构的影响研究指出土壤深度是影响土壤温度的首要环境因子，这与本研究结果相同。20 cm 和 70 cm 处土壤温度与大气降水量之间并没有明显的线性关系(图 4g、图 4h)，主要是因为大气降水量对土壤温度变化的影响存在阈值[23]，下文详述。

3.1.2 暴雨事件后土壤温度的变化特征

表层岩溶带 20 cm 和 70 cm 处土壤温度和体积含水率受到 8 月 12 日下午 6 时至 13 日上午 6 时(持续 12 小时)雨量 42 mm 暴雨事件的影响(图 3)。20 cm 处土壤温度从 27.3 ℃下降至 26.0 ℃。随着降水持续，20 cm 土壤温度逐步下降至 8 月 15 日上午 6 时的 24.3 ℃最低温度，随后降水停止，土壤温度受到大气温度的影响逐步上升。但是 12 日下午 6 时至 13 日上午 6 时暴雨事件导致 70 cm 处土壤温度从 25.0 ℃上升至 25.4 ℃，而后逐步下降至 8 月 17 日上午 6 时的 24.6 ℃。70 cm 处土壤温度呈现出先升高后降低的趋势，主要是因为暴雨事件较大的降雨量使得浅层较高温度(20 cm 处土壤温度比 70 cm 处土壤高 2.5 ℃)土壤水快速向下移动所引起升温。

此后，表层岩溶带 20 cm 和 70 cm 处土壤温度又受到 8 月 18 日上午 6 时至 19 日下午 6 时整(持续 36 小时)雨量 48.8 mm 的降水事件的影响(图 3)。20 cm 处土壤温度从 26.3 ℃下降至 25.0 ℃。随着降水持续 20 cm 土壤温度逐步下降至 8 月 20 日上午 6 时的 23.0 ℃最低温度，而后大气降水停止，此处土壤温度受到大气温度升高的影响逐步上升。70 cm 处土壤温度从 24.6 ℃下降至 23.7 ℃，此处土壤温度并没有出现先升温后降温，而是整体上呈现出降温趋势。这种变化趋势主要是由于 20 cm 处土壤温度仅比 70 cm 处土壤温差高 0.4 ℃，因此暴雨事件较大的降雨量使得浅层较低温度土壤水快速向下移动所引起降温。

3.2 土壤体积含水率对暴雨事件的响应

3.2.1 暴雨事件前土壤体积含水率的变化特征

桂林地区降水量主要集中在 4 月份至 6 月份，随着 7 月份降水量逐渐减小，大气温度高导致土壤蒸发量增大以及作物的蒸腾作用增强，降低了土壤的水分[24]，使得 20 cm 处土壤体积含水率总体上呈现逐渐减小的趋势。20 cm 土壤含水率与大气降水量并没有明显的线性关系(图 4a)，说明大气降水量不是该处土壤体积含水率的主控因素。随着大气降水量补给逐渐减少，并且夏季大气温度较高土壤蒸发量增加，70 cm 土壤体积含水率总体上也呈现出逐渐下降的趋势。因此，大气温度的升高不利土壤含水率的增加，同时大气降水量也是协同影响土壤含水率的因素[25]。20 cm 和 70 cm 土壤体积含水率与大气温度、降水量之间也没有明显的线性关系。在岩溶地区的生境中，土壤体积含水率不仅仅受到大气降水率的影响，而且同时与太阳辐射、温度、水分蒸发、土壤性质、地表植被等息息相关[9]。

3.2.2 暴雨事件后土壤体积含水率的变化特征

2014 年 8 月 5 日上午 6 时至 12 日上午 6 时大气降水量仅为 14.2 mm，降水量少和大气温度较高导致该时期段 20 cm 和 70 cm 土壤体积含水率降至监测期间的最低值，分别为 0.29 m^3/m^3 和 0.3 m^3/m^3，使土壤处于干旱时期。而后 20 cm 和 70 cm 处土壤受到 8 月 12 日下午 6 时至 13 日上午 6 时降水量为 42 mm 的暴雨事件影响：20 cm 处土壤体积含水率从 0.29 m^3/m^3 增加至 0.37 m^3/m^3。随后降水停止，该处土壤体积含水率受到大气温度升高的影响逐步下降；而 70 cm 处出现先升高后降低的趋势，与此对应体积含水率从 0.30 m^3/m^3 上升至 0.33 m^3/m^3 而后期有所下降。70 cm 处土壤体积含水率响应的时间早于 20 cm 处，主要是因为暴雨事件垂向活塞挤压前期储存于 20 mm 至 70 mm 土壤水向下运移所引起。但是 70 cm 处土壤体积含水率值较小变化正好说明暴雨并不是快速进入，主要是因为上覆土壤层较为干旱截留部分大气降水。

此后，表层岩溶带 20 cm 和 70 cm 处土壤体积含水率又受到 8 月 18 日 6 时至 19 日降水事件的影响。20 cm 处体积含水率从 0.32 m^3/m^3 增加至 0.48 m^3/m^3。随着降水持续，20 cm 体积含水率逐步下降。

万方数据

70 cm 土壤体积含水率从 0.34 m^3/m^3 增加至 0.4 m^3/m^3。此次降雨量虽不大,但由于整个土壤层受到前一段时间暴雨事件的影响,土壤体积含水率处于相对饱和状态,再受到较大降水量的影响之后便快速增加。

4 讨 论

4.1 土壤体积含水率快速响应暴雨事件的阈值

暴雨事件对表层土壤温度和体积含水率的影响明显,这反映了降水量增加对土壤温度和体积含水率的即时效应[26]。2014 年 8 月 12 日之前也有多次降雨事件但是均未形成 20 cm 和 70 cm 土壤含水率的突增,主要是因为降水量和土壤体积含水率没有达到阈值。在表层岩溶带的土壤中,2014 年 7 月 14 日上午 6 时至下午 6 时降水量为 24.61 mm 降水事件并未对 20 cm 土壤体积含水率产生明显的影响。而当 2014 年 8 月 12 日下午 6 时至 13 日上午 6 时降水量达到 42 mm 之后,使得 20 cm 土壤体积含水率快速增加,说明影响 20 cm 处土壤体积含水率的降水量阈值处于 24.61 mm 至 42 mm 之间。2014 年 8 月 12 日下午 6 时至 13 日上午 6 时暴雨事件之前 70 cm 处土壤体积含水率仅为 0.3 m^3/m^3 导致对暴雨事件的响应存在明显的减弱,然而 8 月 18 日上午 6 时至 19 日下午 6 时降雨之前 70 cm 处土壤体积含水率达到 0.34 m^3/m^3 却能够快速响应外界暴雨事件。两次降雨事件对于土壤体积含水率的变化虽然都表现出增加趋势,但是前期土壤体积含水率存在差异导致增加的程度却存在较大的区别。如果在土壤体积含水率达到 0.34 m^3/m^3 和降水量均达到阈值条件下,降水便可以快速下渗至深层土壤。进一步说明了夏季降水对土壤体积含水率的影响的同时也受到土壤自身体积含水率的制约。

4.2 土壤温度响应暴雨事件的阈值

两次暴雨事件对 20 cm 和 70 cm 土壤温度的影响存在着差异。20 cm 土壤温度和体积含水率受外界气候环境的影响非常大,该处土壤体积含水率受到降水入渗的影响,补充了土壤体积含水率驱动体积含水率上升,进而导致该处土壤温度下降。这种变化趋势反映了过多的大气降水将导致土壤温度的降低[27]。然而暴雨事件对处于干旱时期 70 cm 土壤温度变化与土壤体积含水率变化的影响有所不同,70 cm 处土壤温度受到上覆温度较高的土壤层的影响呈现出先升温,而后土壤体积含水率达到 0.34 m^3/m^3 才出现降温的变化趋势。这种变化趋势说明对于干旱时期深层土壤体积含水率达到 0.34 m^3/m^3 阈值条件之后,才会对土壤温度产生显著的影响。

4.3 土壤温度和体积含水率对土壤生态系统的影响

土壤 CO_2 中 68% 来自土壤中微生物的呼吸排放,而直接影响土壤微生物活动性的因素是土壤温度[28]。土壤温度升高或降低都会影响微生物活动和土壤中含碳物质的分解和 CO_2 的产生,同时也会影响土壤中生物的呼吸作用,这些都会“抑制”或者“激发”土壤呼吸作用[29]。因此,土壤温度和体积含水率是土壤重要物理性质,其区域分异和季节性变化直接影响着土壤微生物的生长和分布,与土壤生态环境紧密相关。所以,应当紧密结合局部区域的环境因子,同时考虑到不同土壤厚度等对土壤温度和体积含水率的影响,来综合研究桂林表层岩溶带生境中岩溶地区碳循环过程。

5 结 论

(1)研究区域 20 cm 土壤温度受到大气温度日变化的影响呈现昼夜变化。70 cm 土壤温度受夏季大气环流使气温升高的影响呈逐渐升高趋势。7 月和 8 月有一定量的大气降水,但是较强的太阳辐射和较高的气温使水分蒸发强,表层岩溶带夏季 20 cm 和 70 cm 土壤体积含水量总体上处于下降的趋势。

(2)夏季暴雨事件对表层岩溶带的不同深度土壤温度和体积含水率存的影响程度和过程存在明显的差异。当降水量达到阈值之后,20 cm 处土壤温度和体积含水率受到降水入渗的影响,土壤体积含水率上升,进而导致该处土壤温度下降。受到大气降水量、浅层土壤温度和体积含水率的共同制约,70 cm 土壤温度和体积含水率对暴雨事件的响应过程却存在明显不同。

参考文献

[1] Yuan D. Sensitivity of karst process to environmental change along the PEP II transect[J]. Quaternary International, 1997, 37(2): 105−113.

[2] Cheng Z, Yuan D, Cao J. Analysis of the environmental sensitivities of a typical dynamic epikarst system at the Nongla monitoring site, Guangxi, China[J]. Environmental Geology, 2005, 47

万方数据

(5):615－619.

[3] Liu Z H. Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO_2 sink[J]. Environmental Geology,2000,39:1053－1058.

[4] 邓琦,周国逸,刘菊秀,等. CO_2浓度倍增、高氮沉降和高降雨对南亚热带人工模拟森林生态系统土壤呼吸的影响[J]. 植物生态学报,2009,33(6):1023－1033.

[5] Namias J. Surface-atmosphere interactions as fundamental causes of droughts and other climatic fluctuations[J]. Arid Zone Research,1963,20: 345－359.

[6] IPCC. Climate change 2007: The Scientific Basis Fourth Assessment Report of the Intergovemmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. 2007.

[7] Weltzin J F, Loik M E, Schwinning S, et al. Assessing the response of terrestrial ecosystems to potential changes in precipitation[J]. Bioscience,2003,53(10): 941－952.

[8] 陈全胜,李凌浩,韩兴国,等. 水分对土壤呼吸的影响及机理[J]. 生态学报,2003,23(5):972－978.

[9] 吴夏,朱晓燕,张美良,等. 岩溶表层带土壤温度和含水率对呼吸作用的影响[J]. 生态环境学报,2013,22(12):1904－1908.

[10] 李悦,刘颖慧,申卫军,等. 内蒙古克氏针茅草原土壤异养呼吸对土壤温度和水分变化的响应[J]. 植物生态学报,2014,38(3):238－248.

[11] Davidson E A, Verchot L V, Cattânio J H, et al. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia[J]. Biogeochemistry,2000,48(1): 53－69.

[12] 刘永强,叶笃正,季劲钧. 土壤体积含水率和植被对气候的影响－Ⅱ. 短期气候异常持续性的数值试验[J]. 中国科学,1992,22(5):554－560 .

[13] 朱乾根,兰红平. 土壤体积含水率和地表反射率变化对中国北方气候影响的数值研究[J]. 气象学报,1996,(4):493－500.

[14] 李宁,顾卫,杜子璇,等. 内蒙古中西部地区不同土壤类型下土壤水分的研究[J]. 地球科学进展,2006,21(2):152－156.

[15] Fast J D, McCorcle M D. The effect of heterogeneous soil moisture on a summer baroclinic circulation in the central United States[J]. Monthly weather review,1991,119(9): 2140－2167.

[16] 郭维栋,马柱国,王会军. 土壤湿度:一个跨季度降水预测中的重要因子及其应用探讨[J]. 气候与环境研究,2007,12(1):20－28.

[17] 王胜,张强,卫国安,等. 降水对荒漠土壤水热性质强迫研究[J]. 高原气象,2004,23(2):253－258.

[18] 程星,朴芳. 喀斯特土壤水分变化研究[J]. 地球与环境,2005,33:139－143

[19] 李涛,张美良,曹建华,等. 桂林盘龙洞土壤CO_2释放速率的分布状况和变化规律[J]. 地球与环境,2011,39(3):343－348.

[20] 李涛,曹建华,张美良,等. 桂林盘龙洞岩溶表层带土壤CO2浓度的季节变化研究[J]. 中国岩溶,2011,30(3):348－353.

[21] 王新平,李新荣,张景光,等. 沙漠地区人工固沙植被对土壤温度与土壤导温率的影响[J]. 中国沙漠,2002,22(4):344－349

[22] 尹辉,李晖,蒋忠诚. 环境因子对广西典型岩溶区土壤温度空间结构的影响[J]. 水土保持通报,2015,35(2):116－120.

[23] 张慧智,史学正,于东升,等. 中国土壤温度的季节性变化及其区域分异研究[J]. 土壤学报,2009,46(2):227－234.

[24] 陈少勇,郭凯忠,董安祥. 黄土高原土壤体积含水率变化规律研究[J]. 高原气象,2008,27(3):530－537.

[25] 陈少勇,郭玉珍,郑延祥,等. 甘肃旱作农业区降水对土壤水分的影响[J]. 中国沙漠,2012,32(1):155－162.

[26] 涂钢,刘辉志,董文杰. 东北半干旱区退化草地土壤温度的日、季变化特征[J]. 高原气象,2008,27(4):741－748.

[27] 刘任涛,朱凡,陈林. 降雨增加对沙质草地土壤温度的影响[J]. 土壤通报,2015,46(2):348－354.

[28] Kelting D L, Burger J A, Edwards G S. Estimating root respiration, microbial respiration in the rhizosphere, and root-free soil respiration in forest soils[J]. Soil Biology & Biochemistry, 1998,30(7):961－968.

[29] 吴夏,潘谋成,朱晓燕,等. 夏季降水对岩溶表层带土壤呼吸作用的影响[J]. 南方农业学报,2015,46(4):575－580.

The effect of heavy rain event on soil temperature and soil volumetric water content in epikarst during summer

WU Xia[1,2], PAN Mou-cheng[1], ZHU Xiao-yan[1], BAI Xiao[3], ZHANG Bi-yun[4], ZHANG Mei-liang[1]

(1. *Institute of Karst Geology, GAGS / Key Laboratory of Karst Dynamics, MLR & GZAR, Guilin, Guangxi* 541004, *China*;
2. *China University of Geosciences, Beijing* 10083, *China*; 3. *Guangxi Institute of Regional Geological Survey, Guilin, Guangxi* 541004, *China*;
4. *Hydrogeological Engineering Geological Party of Guangxi, Liuzhou, Guangxi* 545000, *China*)

Abstract To discover the carbon cycle in Guilin epikarst, the effect of heavy rain events on soil temperature and soil volumetric moisture has been studied. The HOBO equipment was used to monitor the the soil temperature and soil volumetric moisture content at depths of 20 cm and 70 cm in the summer of 2014 (July and August). The results shows a daily variation at the depth of 20 cm in soil temperature, which is mainly dom-

万方数据

inated by the daily variation atmosphere temperature. Soil temperature shows a steady increase at the depth of 70 cm, which is dominated by the increased atmospheric temperature due to summer monsoon. At the depth of 20 cm, soil temperature generally decreased and soil volumetric moisture content generally increased during and after the heavy rain events. At the depth of 70 cm, soil temperature increased first and then decreased, while soil volumetric moisture content increased during and after the heavy rain event. In the case of low soil moisture, the deep soil temperature can be elevated when the shallow high-temperature soil water infiltrates down. When the soil volumetric moisture content reaches a certain threshold, it can respond to storm events quickly. The results show that heavy rain events have different effects on soil temperature and soil volumetric moisture content at different depths in the karst area. Shallow soil can quickly respond to the heavy rain events, while the deep soil temperature and soil volumetric moisture content is not only dominated by the rain amount, but also by shallow soil temperature and soil volumetric moisture content.

Key words heavy rain event, soil temperature, soil volumetric moisture content, response time

(编辑　吴华英)

(上接第 273 页)

Comparative study on nitrogen mineralization of soil in woodland and cropland in karst and clasolite regions

ZENG Si-man[1], LIU Man-qiang[1], CHEN Xiao-yun[1], ZHU Tong-bin[2], Christoph Müller[3]

(1. *Soil Ecology Lab of Resources and Environmental Sciences, Nanjing Agricultural University, Nanjing, Jiangsu* 210095 *China*;
(2. *Institute of Karst Geology, CAGS/Key Laberatory of Karst Dynamics, MLR & GZAR, Guilin, Guangxi* 541004, *China*;
(3. *Department of Plant Ecology, Justus-Liebig University Giessen, Heinrich-Buff-Ring* 26, 35392 *Giessen, Germany*)

Abstract In this study, the ^{15}N tracing technique and N transformation model were used to investigate the mineralization of labile organic nitrogen (as N) (M_{Nrec}), recalcitrant organic N (M_{Nlab}) and organic N (M_{Norg}) to NH_4^+ in calcareous and red soils of woodland and cropland in karst and clasolite regions, respectively. The results show that soil N mineralization rates are significantly affected by soil types and land uses. M_{Norg} in calcareous soil (3.71 mg N/kg/d) of woodland is considerably lower than that of red soil (5.57 mg N/kg/d). there is no significant difference between M_{Nlab} (1.81 mg N/kg/d) and M_{Nrec} (1.90 mg N/kg/d) observed in calcareous soil of woodland. However, the M_{Nlab} (4.60 mg N/kg/d) is much higher than M_{Nrec} (0.96 mg N/kg/d) in red soil of woodland. After converting woodland into cropland, the M_{Norg} level significantly increases to 4.21 mg N/kg/d in calcareous soil, but it decreases to 2.93 mg N/kg/d in red soil. In contrast to woodland, M_{Nlab} increases by approximately 72.5% and M_{Nrec} decreases by approximately 33.7% in calcareous soil of cropland, respectively. CaO and MgO concentrations in calcareous soils are related positively with M_{Nlab} but negatively with M_{Nrec}, suggesting that soil CaO and MgO are the important factors affecting N mineralization rates in karst regions.

Key words karst region, ^{15}N, mineralization, labile organic N, recalcitrant organic N

(编辑　张 玲)

万方数据