

太行山区坡地暂时饱和区形成机理及渗流补给特性

曹建生, 张万军, 刘昌明, 韩淑敏*

(中国科学院遗传与发育生物学研究所农业资源研究中心, 石家庄, 050021)

摘 要: 为了研究岩土特性对坡地雨水转化及再分配的影响, 采用时域反射仪(TDR)对太行山区坡地岩土水分进行了长期连续监测, 分析了岩土水分特性的时空变异。结果表明: 太行山区坡地岩土水分变化存在时空变异性, 坡地 0~100 cm 岩土层内岩土水分含量在垂直空间上与季节上均呈“低-高-低”的变化趋势, 同时土壤层与岩体层的结合部位在 8 月份前后存在暂时饱和区; 坡地岩土介质的空间变异性, 特别是岩土二元结构的地质结构特性为暂时饱和区的形成提供了地质条件, 而强降雨过程为暂时饱和区的形成提供了水文条件, 暂时饱和区的水分状态达到或超过饱和状态的时间与前期岩土水分含量及降雨特性有关; 该暂时饱和区的存在为坡地渗流中“侧向优先流”及“垂向优先流”的产生创造了有利条件, 两个方向上的“优先流”相互作用, 促进了岩土水分的快速下渗, 提高了地下水的转化效率。

关键词: 时空变异; 暂时饱和区; 二元介质; 渗流; 补给; 坡地

中图分类号: P641.135; P641.2

文献标识码: A

文章编号: 1002-6819(2007)5-0014-07

曹建生, 张万军, 刘昌明, 等. 太行山区坡地暂时饱和区形成机理及渗流补给特性[J]. 农业工程学报, 2007, 23(5): 14-20.

Cao Jiansheng, Zhang Wanjun, Liu Changming, et al. Formation mechanism of instantaneous saturated zone and seepage characteristics in the slope of Taihang Mountain areas[J]. Transactions of the CSAE, 2007, 23(5): 14-20. (in Chinese with English abstract)

0 引言

在干旱、半干旱的太行山区, 生态系统十分脆弱, 土壤水分是作物生长、植被恢复的关键性限制因素; 同时, 土壤水作为“四水”(大气水、土壤水、地表水、地下水)转化的中心环节, 对降水的再分配过程也具有重要影响。因此, 研究坡地岩土水分的时空变异性对植被恢复、生态需水及水量转化均具有重要意义, 在太行山区特定的生态系统条件下, 复杂多变的地貌类型、深厚的风化裂隙岩体及其上发育的各种类型的土壤和多种多样的植被类型都对土壤水分有着重要的影响^[1,2]。

20 世纪 70 年代以来, 国内外学者对包括土壤水分在内的土壤空间变异性进行了大量的研究, 并取得了长足发展^[3-19]; 雷志栋等^[5]对土壤特性的空间变异性进行了初步研究; Webster 和 Nortclift^[4]研究了农田内 Fe、Mn、Zn、Cu 质量分数的空间变异; 陈志雄^[8]对封丘地区

的土壤水分空间变异情况进行了研究; 吕军等^[10]研究了水稻土壤物理性质的空间变异性; Bonmati 等^[11]研究了土壤的磷脂酶、蛋白酶、有机碳和全氮的空间变异性; 胡克林等^[14]在麦田内研究不同含水率的土壤养分空间变异; 龚元石等^[15]研究了土壤含水率和容重的变异规律; 王军等^[16]、潘成忠等^[17]对中国黄土丘陵区土壤水分的时空变异特征进行了研究。但是, 这些研究成果主要集中在农田及孔隙介质方面, 而有关孔隙、裂隙双重介质条件下岩土特性及岩土水分时空变异性方面的研究相对薄弱。以“土覆土壤、下伏岩石”为特征的岩土二元介质坡地普遍存在于中国北方土石山区和西南山区, 该岩土结构特征对坡地雨水的转化过程及区域水循环具有重要影响。本研究采用时域反射仪(TDR)研究了不同年份、不同季节太行山坡地的岩土水分特性在剖面各层的空间变异以及随剖面深度的变化规律, 指出了坡地暂时饱和区的存在, 并对暂时饱和区形成机理进行了探讨, 通过该研究可为山地雨水转化、有限水资源的调控利用及山地对平原地下水的补给提供科学依据。

1 研究区概况

本研究在中国科学院太行山山地生态试验站进行。该站地理坐标为东经 114°15'58", 北纬 37°52'44", 地处河北省太行山中段的低山丘陵区, 行政隶属河北省元氏县前仙乡牛家庄村, 地貌属河北平原向山西高原过渡的低山丘陵区。研究区属于半干旱大陆性季风气候, 年平

收稿日期: 2006-04-17 修订日期: 2006-11-08

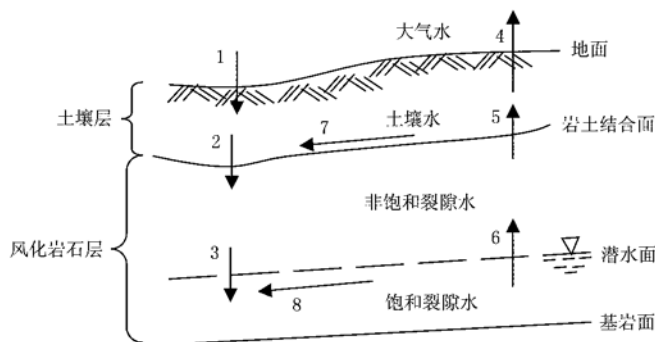
基金项目: 河北省科技攻关项目(06230201D); 中国科学院方向性项目(KSCX2-YW-N-017-001)、(KZCX3-SW-446); 研究所创新项目“山地水环境与农业可持续发展”资助

作者简介: 曹建生(1973-), 男, 河北肃宁人, 助理研究员, 主要从事水文水资源、生态水文方面的研究。石家庄 中国科学院遗传与发育生物学研究所农业资源研究中心, 050021。

Email: caojis@sjziam.ac.cn

*通讯作者: 韩淑敏(1974-), 女, 助理研究员, 主要研究方向为区域水资源。石家庄 中国科学院遗传与发育生物学研究所农业资源研究中心, 050021。Email: hansm@sjziam.ac.cn

均气温 13.0℃, 年平均降雨量 560 mm, 年蒸发量 1934 mm, 是中国东西水分梯度和南北热量梯度交汇的中心区域, 具有良好的地域代表性和典型性。试验区坡地的结构特征主要表现为“岩土二元结构”, 即在垂直方向上呈“土覆土壤、下伏岩石”的结构(图 1)。其中, 上部土壤结构不良, 土层浅薄, 阴坡面上土层厚度在 20~50 cm 之间的占 70% 左右, 阳坡面上土层厚度在 0~5 cm 之间的占 80% 左右, 其颗粒组成为砾石(>1 mm)含量为 56.12%, 1~0.5 mm, 0.5~0.25 mm, 0.25~0.1 mm, <0.1 mm 的粒级含量分别为 21.42%、9.06%、6.12%、7.28%; 而下部主要为充满裂隙的片麻岩风化层, 一般厚达 0.5~10 m, 最深达 40 m 左右, 岩体破碎, 裂隙复杂、多变, 岩体裂隙的张开度数值差异较大, 大部分在 10^{-2} ~ 10^2 mm 之间, 且随着深度的加深, 风化岩体的不连续节理频率、张开度和渗透性均相继减小; 另外, 土壤层与岩石风化层之间的结合面为不平整接触, 并夹杂着一些形状不规则的小石块, 其他物理特性见表 1。



1. 降水入渗 2. 土壤水入渗 3. 非饱和和裂隙水入渗 4. 土壤水蒸发
5. 非饱和和裂隙水蒸发 6. 饱和裂隙水蒸发 7. 壤中流 8. 裂隙流

图 1 试验区水文地质剖面

Fig. 1 Hydrogeology profile in experimental area

表 1 太行山片麻岩坡地不同深度的物理特性

Table 1 Slope physical characteristics at different depths in gneiss area of Taihang Mountain

岩性	样品个数	深度/cm	干容重/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	饱和含水率/%	渗透系数/ $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$
褐土	5	0~10	1.21	46	60.72
褐土	5	10~20	1.32	38	46.25
褐土	5	20~30	1.26	42	37.43
褐土	5	30~40	1.31	36	48.54
褐土	5	40~50	1.53	50	58.60
片麻岩	5	50~60	1.97	35	12.21
片麻岩	5	60~70	2.11	33	10.46
片麻岩	5	70~80	2.23	30	9.12
片麻岩	5	80~100	2.24	31	9.23

2 研究方法

2.1 降雨量及降雨过程的测定

降雨的测定采用美国制造的翻斗式自记数字雨量计 (Rain Collector II, Davis Instruments Corp., Hayward, CA, USA, 精度 1/100 inch 或 0.25 mm) 和 HOBO 型事件记录仪 (HOBO Event Logger, H8 or H7, Onset Computer Corporation, Bourne, MA, USA, 最小响应时间 0.5 s) 完成。

2.2 样点设置与岩土水分测定

岩土水分由美国坎贝尔科学公司 (Campbell scientific INC.) 生产的双针式时域反射仪 (TDR) 传感器 (CS615) 测定, 并与 CR10X 型数据采集器相连进行自动数据采集。双针式 TDR 传感器的布置, 首先根据研究区坡地的整体结构情况, 在坡上、坡中、坡下布设 3 条典型样带, 在样带上选择具有代表性的 9 个样点, 然后在选定的地点沿垂直方向进行剖面的开挖, 最后将双针式 TDR 传感器的探针分别在埋深 10、20、30、50、80、100 cm 的地方水平插入岩土中。其中, 埋深 10、20、30 cm 的探针位于土壤层中, 埋深 80、100 cm 的探针位于裂隙岩体层中, 埋深 50 cm 的探针位于土壤-岩体的结合面, 岩土水分的采样间隔为 20 min。

3 结果与分析

3.1 坡地岩土水分的时空变异性

1) 坡地岩土水分的年际变化特征

坡地岩土水分剖面的描述性统计和 KS 检验使用 SPSS 统计软件来完成, 结果见表 2。表 2 给出了 2001、2002、2003 和 2004 年坡地不同深度岩土的平均体积含水率、标准偏差及 KS 的具体值 (16876 个样本)。KS 检验是对随机样本确定其是否符合正态分布的概率值, KS 值越大, 越可能是正态分布。由表 2 的 KS 计算结果可知, 研究区域内坡地剖面岩土水分资料在 4 年中均符合正态分布。坡地岩土的平均体积含水率随深度的增加呈“低-高-低”的变化趋势, 特别是在年降雨量偏丰的 2003 年和 2004 年非常显著。坡地不同深度岩土的平均体积含水率及标准偏差在年际间存在较大差异, 其中 2001 年各深度岩土的平均体积含水率均在 13% 以下, 2002 年均在 18% 以下, 而 2003 年和 2004 年均在 15% 以上 (除 10 cm), 个别超过了 30%。坡地不同深度岩土的平均体积含水率及标准偏差在年际间也存在许多相似之处, 4 年中 10 cm 处的年平均体积含水率均为最低, 50 cm 处的年平均体积含水率均为最高, 同时标准偏差的最高值也均出现在 50 cm 处。体积含水率的大小与其标准偏差的大小在变化趋势上基本是一致的,

但也不尽完全一致。表 3 给出了 2000~ 2004 年的降雨特性, 2001 年和 2002 年为降雨偏枯年, 而 2003 和 2004 年为降雨偏丰年, 同时偏丰年主要由大暴雨或特大暴雨的出现而形成。由表 2 和表 3 可知, 年降雨量的大小和

降雨特性对坡地年平均体积含水率的高低, 以及含水率的变化幅度具有重要影响; 同时受 2000 年降雨的影响, 2001 年深层岩土的水分标准偏差较 2002 年偏大。

表 2 坡地不同深度岩土的平均体积含水率及标准偏差

Table 2 Annual average soil moisture and standard deviation of slope at different depths

年份/年	统计项目	岩土埋深/cm						备 注
		10	20	30	50	80	100	
2001	平均值/%	5.75	11.22	9.52	12.98	12.37	12.49	KS _{0.01} = 0.00
	标准偏差/%	0.74	1.54	1.75	2.30	2.41	2.33	
	KS 值	8.53	24.53	35.41	34.21	36.03	35.43	
2002	平均值/%	7.00	13.79	10.82	17.10	11.98	11.50	KS _{0.01} = 0.00
	标准偏差/%	1.87	3.64	2.03	2.68	0.90	0.34	
	KS 值	20.46	19.69	16.16	28.17	18.84	11.25	
2003	平均值/%	11.64	18.21	18.44	28.04	24.31	20.04	KS _{0.01} = 0.00
	标准偏差/%	3.08	4.06	5.65	7.49	8.88	7.49	
	KS 值	14.96	13.65	20.65	25.49	25.17	19.04	
2004	平均值/%	11.84	14.99	17.66	31.59	21.17	22.22	KS _{0.01} = 0.00
	标准偏差/%	5.09	5.06	6.09	10.11	5.54	6.73	
	KS 值	20.54	10.09	19.77	26.27	20.40	10.48	

表 3 2000~ 2004 年降雨特性

Table 3 Precipitation characteristics from 2000 to 2004

年份/年	降雨量 /mm	降雨次数 /次	平均次降雨量 /mm	最大次降雨	
				降雨量/mm	日期/月-日
2000	740.85	33	22.45	365.75	07-03~ 07-06
2001	357.9	37	9.67	62.5	07-27
2002	459.8	30	15.3	62.4	06-22~ 06-27
2003	702.9	43	16.35	113.4	10-09~ 10-12
2004	706.4	38	18.59	171.3	08-09~ 08-14

2) 坡地岩土水分的季节变化特征

图 2 给出了 2004 年坡地岩土水分随季节变化的特征图。从图 2 中可以看出, 坡地不同深度的岩土水分均存在较为明显的季节变化, 并且变化趋势基本一致, 其中 1~ 4 月缓慢下降, 4~ 8 月上升, 基本在 8 月前后达到最高值, 8~ 12 月下降, 整体呈“低- 高- 低”的变化趋势。其次, 岩土水分标准偏差的最大值均出在 7、8 月份。再次, 50 cm 处岩土水分随季节变化最为剧烈, 其含水率的月平均值在 25%~ 50% 之间变动, 变化幅度在 25% 左右, 而其他深度含水率的变化幅度只有 10% 左右。50 cm 处岩土水分含量的月平均值在 8 月份前后达到了 49%, 这说明 50 cm 处在 8 月份前后较长的时间内以暂时饱和区的状态存在。

3) 不同时刻坡地岩土水分的垂向特征

图 3 给出了坡地岩土水分在 2004 年不同时刻的垂向特征。由图 3 可以看出, 在雨季来临之前(1~ 180 d), 由于强烈的土壤蒸发, 坡地岩土水分剖面基本呈直线形状, 并随岩土埋深的增加而增大; 在雨季到来后(210~ 270 d) 由于降雨的作用, 坡地岩土水分均有不同程度的

增加, 但 50 cm 处岩土水分增量较大, 并始终处于最高状态, 特别是在降雨过程中(225 d) 含水率达到了 60% 以上的过饱和状态, 并形成了暂时饱和区; 当雨季过后(270~ 360 d) 坡地岩土水分开始回落, 但埋深 50 cm 处的岩土水分在较长时间内处于最高的状态。另外, 对比 2004 年初与年末的坡地岩土水分, 可以看出深层的岩土水分存在较大差距, 年末明显低于年初。造成这种现象的原因主要是降雨, 由表 3 可以看出, 2003 年、2004 年年降雨量基本相同, 但年内分配却存在较大差距, 2003 年最大一场降雨过程发生在 10 月中旬, 而 2004 年 10 月以后基本上未在发生降雨, 因此, 秋季发生强降雨过程为植被生长提供良好的水分条件。

3.2 暂时饱和区的形成机理

通过上述坡地岩土水分空间变异性的分析发现, 坡地 50 cm 处年平均含水率及月平均含水率在坡地表层 0~ 100 cm 范围内均是最高, 特别是在丰水年及雨季; 同时在坡地 50 cm 处存在暂时饱和区, 该暂时饱和区的水分状态在强降雨过程中可以达到饱和或过饱和状态。下面从坡地水文地质结构特性与降雨特性对暂时

饱和区的形成机理进行探讨。

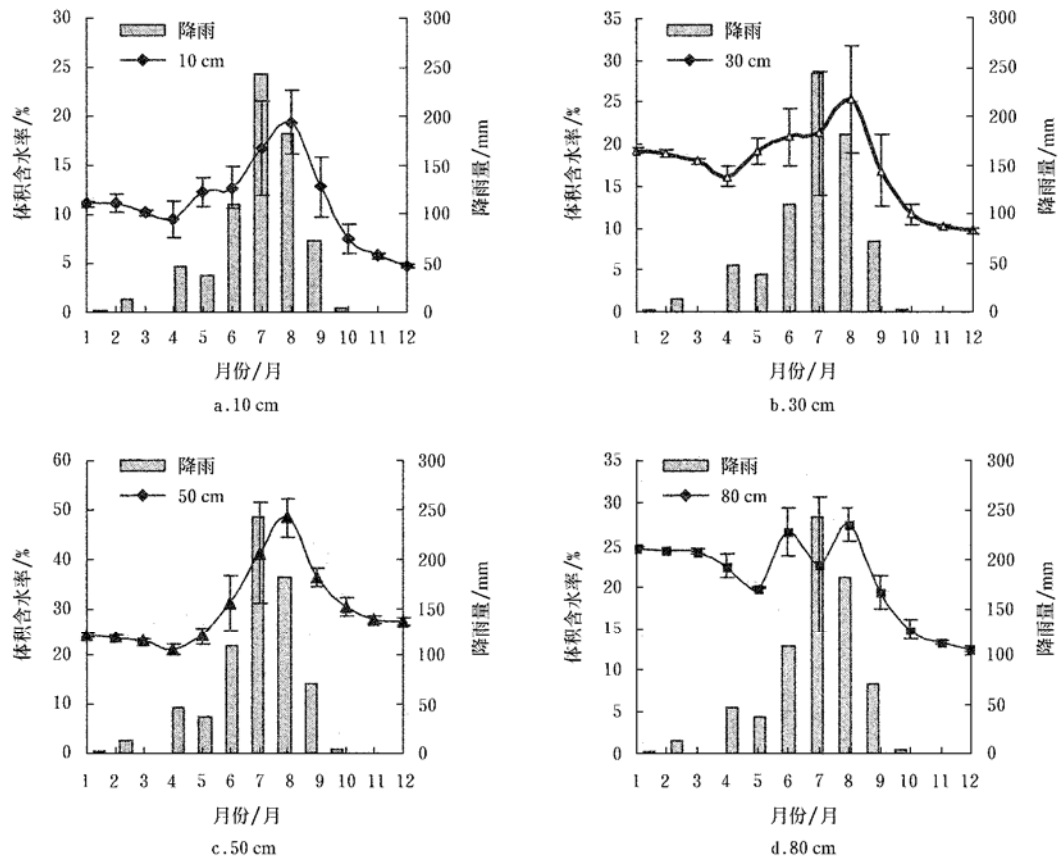


图 2 坡地不同深度岩土水分季节变化

Fig. 2 Seasonal changes of soil moisture at different depth of slope

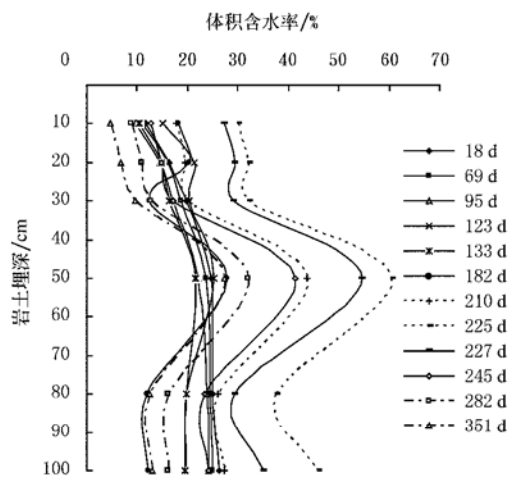


图 3 不同时刻坡地岩土水分的垂向分布

Fig. 3 Vertical distribution of soil moisture of slope at different time

1) 坡地水文地质结构特性为暂时饱和区的形成提供了地质条件

岩土水分特征曲线受质地、结构等多种因素的影响, 因此, 可以根据坡地岩土水分特征曲线分析坡地的

结构特征。为了进一步探讨坡地的水文地质结构特征, 对坡地不同深度的岩土水分及岩土水吸力进行了测定, 并利用 SPSS 统计软件对两者进行了回归拟合分析, 结果如表 4 所示, 从判定系数 (R^2) 与 99% 概率 F 检验来看, 回归方程较为显著。根据表 4 所示的回归方程, 绘制出了坡地不同深度的岩土水分特征曲线(图 4)。

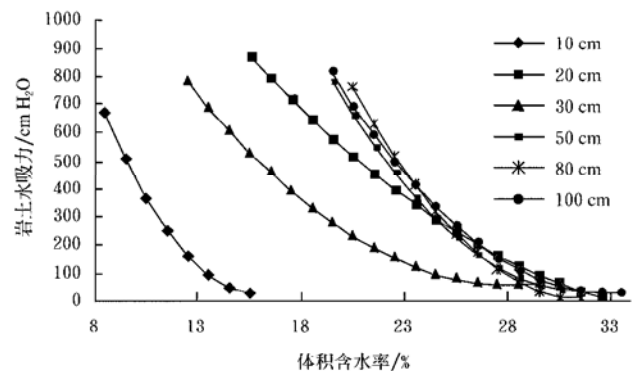


图 4 坡地不同深度岩土水分特征曲线

Fig. 4 Water characteristic curves at different depths of slope

由图 4 可以看出, 坡地不同深度的岩土水分特征曲线存在很大差异。假如坡地岩土为单一、均匀介质, 即坡

地岩土质地与结构相同,则不同深度的岩土水分特征曲线应重合为同一条曲线^[20],而事实却呈现出多条曲线的态势,这说明,坡地岩土并非单一、均匀介质,而是由不同质地、不同结构的复杂介质构成。其中,50、80及100 cm埋深处的水分特征曲线基本上是重合的,这说明50~100 cm之间的岩土,其质地与结构特性基本是一致的;而10、20、30 cm处水分特征曲线的分异性较大,且随深度呈非一致性变化。以岩土水吸力在500 cmH₂O时为例,此时埋深10、20、30、50、80、100 cm处的体积含水率依次为9%、20.2%、15.3%、21.5%、22.2%、22%。其中,20 cm处的体积含水率均高于10 cm和30 cm埋深处。在同一岩土水吸力条件下,造成不同深度处岩土体积含水率不同的主要影响因素有岩土介质的质地和结构,这里20 cm处的土壤体积含水率偏高,主要是由于该层土壤的结构较其上、下层土壤均密实。由图4可知坡地各层岩土的干容重(γ)大小关系,仍以岩土水吸力在500 cmH₂O时为例,即有 $\gamma_{80\text{cm}} > \gamma_{100\text{cm}} > \gamma_{50\text{cm}} > \gamma_{20\text{cm}} > \gamma_{30\text{cm}} > \gamma_{10\text{cm}}$,此结果与表1中实测的各层岩土干容重的大小关系是基本相同的。

表4 不同深度岩土水分与水吸力关系的回归方程

Table 4 Regressive equations between soil moisture and moisture suction at different depths of slope

埋深 /cm	回归方程	R^2	样本 个数	$F_{\text{计}}$	$F_{0.01}$
10	$S = 124712\theta^2 - 38231\theta + 2955$	0.9809	56	918.80	0.00
20	$S = 17625\theta^2 - 13333\theta + 2473.1$	0.9777	57	901.51	0.00
30	$S = 26810\theta^2 - 15363\theta + 2238.3$	0.9742	53	922.38	0.00
50	$S = 49221\theta^2 - 30755\theta + 4837.4$	0.9862	43	784.36	0.00
80	$S = 65042\theta^2 - 40147\theta + 6210.3$	0.9767	45	685.90	0.00
100	$S = 43984\theta^2 - 28612\theta + 4675.2$	0.9864	55	1145.98	0.00

注: θ 代表体积含水率, S 代表岩土水吸力。

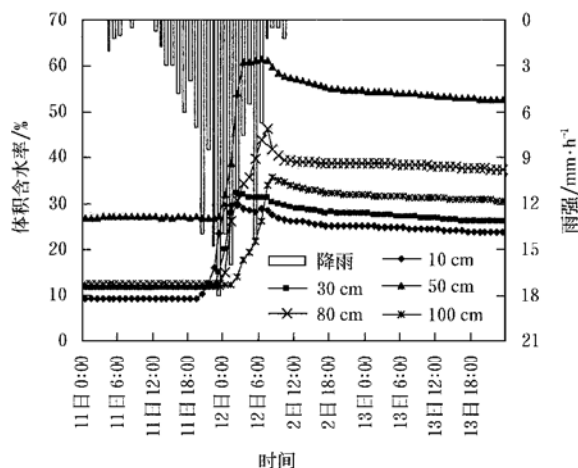
2) 强降雨过程为暂时饱和区的形成提供水文条件

坡地岩土水分对降雨具有显著响应,特别是在强降雨条件下。为了探讨降雨入渗与岩土水分再分布特征,根据实测降雨资料和岩土水分资料绘制出了坡地岩土水分对2004年7月11~12日和8月9~14日两次强降雨过程的响应关系曲线(图5)。其中图5a给出了坡地不同深度岩土水分从2004年7月11日0:00至13日23:00间的变化情况,图5b给出了从2004年8月8日0:00至18日00:00间的变化情况,两次降雨过程特征见表5。

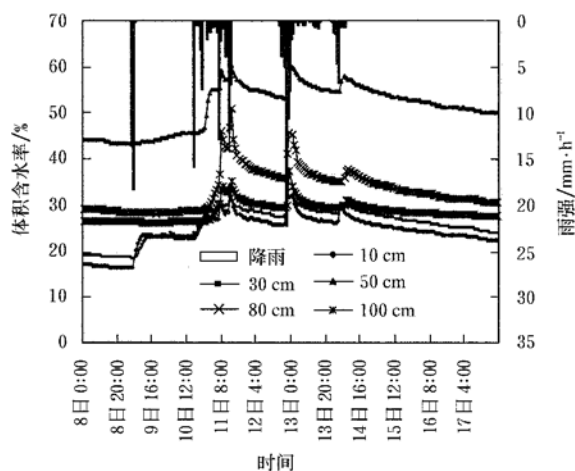
表5 两次降雨特征

Table 5 Rain characteristics of two rainfall events

序号	起止时间	历时 /h	降雨量 /mm	平均雨强 /mm·h ⁻¹	最大雨强 /mm·h ⁻¹
1	7月11日4:05 ~12日10:50	30	170.25	5.5	18
2	8月9日4:30 ~14日7:10	122.66	193.75	1.58	22.25



a. 2004-07-11~07-13



b. 2004-08-08~08-18

图5 暂时饱和区对降雨的响应关系曲线

Fig. 5 Response curve of instantaneous saturated zone to rain

由图5可以看出在降雨前50 cm处的体积含水率均高于10、30、80、100 cm处的体积含水率,这说明在雨季到来后,由于降雨的作用,土壤与岩体的结合部位已经出现了水分含量偏高的现象;其次,在降雨过程中及降雨结束后的一段时间内,50 cm处的岩土水分在较长时间内保持过饱和状态($> 50\%$),其中第一次降雨过程达5 d左右,第二次达7 d左右,这说明强降雨过程为暂时饱和区的形成提供了水文条件。另外,从图5中不难看出,在降雨过程中裂隙岩体层的水分变化程度较土

壤层剧烈,主要表现在变化幅度大、起涨和回落的时间短,这说明水分在裂隙岩体中的运动存在“优先流”现象,即水分主要通过裂隙网络进行,同时被裂隙网络所包围的岩块也不断吸收来自裂隙网络中的水分。

3.3 坡地渗流补给特性

前面对坡地岩土水分的时空变异性及暂时饱和区的形成机理进行了定性分析,为了进一步说明坡地表层非饱和裂隙岩体渗流的运动特征,在此假设坡地表层为均匀介质,并根据等效连续介质模型,进行了降雨过程中以及降雨过程前后一定时段内不同时刻的坡地岩土(0~100 cm)水分增量的分析与计算。选取从降雨前(2004年8月8日0:20)到降雨后(2004年8月18日0:20)为分析计算时段,分析该时间段内小流域坡地100 cm范围内,不同时刻的岩土层水分增量情况。

计算公式如下

$$W_{增,t} = \alpha \times \sum_{i=1}^5 [(Q_{t,i} - Q_{1,i}) \times h_i] \quad (1)$$

式中 $W_{增,t}$ ——降雨过程中以及降雨结束后,不同时刻 t 坡地100 cm范围内岩土水分增量,mm; $Q_{t,i}$ ——降雨过程中以及降雨结束后,不同时刻 t 坡地100 cm范围内各层的体积含水率,%; $Q_{1,i}$ ——降雨前(2004年8月8日0:20),坡地100 cm范围内各层的体积含水率,%; h_i ——分层计算岩土层的厚度,cm; α ——单位换算系数,0.1。

在公式(1)中,根据TDR探头的具体埋设位置, h_i 分别为15、10、15、25、25、10 cm,这样公式(1)中只有 $Q_{1,i}$ 、 $Q_{t,i}$ 为未知数,因此,只要通过TDR测得不同时刻 t 坡地100 cm范围内各层的体积含水率,便可求得坡地100 cm范围内不同时刻 t 的岩土水分增量。

图6给出了根据公式(1)计算出的不同时刻坡地岩土(100 cm范围内)的水分增量变化曲线图。某一时刻的水分增量在此定义为,该时刻岩土(100 cm范围内)水分含量与2004年8月8日0:20的岩土(100 cm)水分含量之差。首先,由图6可以看出,在整个降雨过程中,坡地岩土的水分增量共出现3次峰值,最大1次达到了168.6 mm,出现在8月11日13:20,此时正是第二次主要降雨过程的结束时刻,累积降雨量为110 mm,水分增量明显大于累积降雨量。这种现象的出现说明上述有关太行山坡地为均匀介质的假设是不正确的,降雨入渗过程也不是均匀的;同时,也证明了太行山坡地介质的非均匀性和空间变异性,以及裂隙岩体渗流“优先流”的存在。出现这种现象的原因可能主要有3点。第一,由于“岩土二元结构体”坡地介质的非均匀性和空间变异性,TDR所测得的结果为某一点的体积含水率,不能代表一层(20 cm)的体积含水率;第二,降雨

入渗水量首先集中在TDR附近,要想达到每层内(20 cm)岩土水分的均一化,还需要一定的时间和过程;第三,在坡地降雨入渗过程中,100 cm以下的岩土水分向上运移,补给100 cm范围内的岩土。太行山坡地被一层“土覆土壤、下伏岩石”的“岩土二元结构体”所覆盖,其中裂隙岩体层中存在着各种各样的裂隙面,在降雨入渗过程中水分并非均匀下渗,而主要是通过裂隙面来进行的,在此过程中,岩块也不断吸收裂隙中的水分,因此,在存在“优先流”的非饱和裂隙岩体渗流的计算中等效连续介质模型是不合理的,应充分考虑岩块与裂隙网络的不同,并分别计算岩块和裂隙网络中的水分变化。其次,4次主要降雨过程在坡地岩土水分变化过程中均有明显的响应,第一次降雨过程结束后,岩土水分增量未出现下降,而其他3次均出现明显的下降趋势。

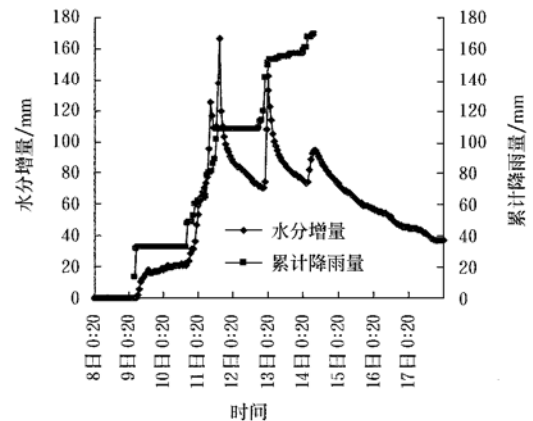


图6 不同时刻坡地岩土水分增量变化

Fig. 6 Change of moisture increment in slope in different time

4 结 论

1) 太行山片麻岩区坡地岩土水分变化存在时空变异性,坡地0~100 cm岩土层内岩土水分含量在垂直空间与季节上均呈“低-高-低”的变化趋势;同时土壤层与岩体层的结合部位在8月份前后存在暂时饱和区。

2) 坡地岩土介质的空间变异性,特别是岩土二元结构的地质结构特性为暂时饱和区的形成提供了地质条件,而强降雨过程为暂时饱和区的形成提供了水文条件,暂时饱和区的水分状态达到或超过饱和状态的时间与前期岩土水分含量及降雨特性有关。

3) 该暂时饱和区的存在为坡地渗流中“侧向优先流”及“垂向优先流”的产生创造了有利条件,两个方向上的“优先流”相互作用,促进了岩土水分的快速下渗,提高了地下水的转化效率。

4) 在存在“优先流”的非饱和裂隙岩体渗流的计算中,以均匀多孔介质为基础的等效连续介质模型是不合

理的,应充分考虑岩块与裂隙网络的不同,并分别计算岩块与裂隙网络中的水分变化,然而,目前有关岩块的水分变化在现场还很难进行测定,因此,该问题有待在今后的工作中进一步深入研究。

[参 考 文 献]

- [1] 杨永辉,渡边正孝,王智平,等. 气候变化对太行山土壤水分及植被的影响[J]. 地理学报, 2004, 59(1): 56– 63.
- [2] 李保国,张金柱,张丽娟,等. 太行山低山片麻岩山地生态工程的水分效应[J]. 生态农业研究, 1995, 3(3): 41– 46.
- [3] TenBerge H F M, Stroosnijder L, Burrough P A, et al. Spatial variability of physical soil properties influencing the temperature of the soil surface [J]. Agric Water Manage, 1983, (6): 213– 226.
- [4] Webster R, Nortchliiff S. Improved estimation of micro-nutrients in hectare plots of the Sonning series[J]. J Soil Sci, 1984, 35: 667– 672.
- [5] 雷志栋,杨诗秀,许志荣,等. 土壤特性空间变异性初步研究[J]. 水利学报, 1985, (9): 10– 21.
- [6] Webster R. Quantitative spatial analysis of soil in field [J]. Advance in Soil Science, 1985, (3): 1– 70.
- [7] Miller M P, Singer M J, Nielsen D R. Spatial variability of wheat yield and soil properties on complex hills[J]. Soil Sci Soc Am J, 1988, 52: 1133– 1141.
- [8] 陈志雄, VAUCLIN M. 封丘地区土壤水分平衡研究: I. 田间土壤湿度的空间变异[J]. 土壤学报, 1989, 26(4): 309– 315.
- [9] 刘 梅,蒋定生,黄国俊,等. 不同坡面位置土壤水分差异规律分析[J]. 水土保持通报, 1990, 10(2): 16– 20.
- [10] 吕 军,俞劲炎. 水稻土物理性质空间变异性研究[J]. 土壤学报, 1990, 27(1): 8– 15.
- [11] Bonmati M, Ceccanti B, Nanniperi P. Spatial variability of phosphatase, uretease, protease, organic carbon and total nitrogen in soil[J]. Soil Boil Birchem, 1991, 23: 391– 396.
- [12] Burrough P A. Soil variability: a late 20th century view [J]. Soils and Fertilizers, 1993, 56(5): 529– 562.
- [13] Keck T J, Quimby W F, Nielsen G A. Spatial distribution of soil attributes on reconstructed mine soils[J]. Soil Sci Soc Am J, 1993, 57: 782– 786.
- [14] 胡克林,李保国,林启美,等. 农田养分的空间变异性特征[J]. 农业工程学报, 1999, 15(3): 33– 38.
- [15] 龚元石,廖超子,李保国. 土壤含水量和容重的空间变异及分形特征[J]. 土壤学报, 1998, 35(1): 10– 15.
- [16] 王 军,傅伯杰,邱 扬,等. 黄土丘陵小流域土壤水分的时空变异特征—半变异函数[J]. 地理学报, 2000, 55(4): 428– 438.
- [17] 潘成忠,上官周平. 黄土半干旱丘陵区陡坡地土壤水分空间变异性研究[J]. 农业工程学报, 2003, 19(6): 5– 9.
- [18] 陈洪松. 坡面尺度土壤特性的空间变异性[J]. 水土保持通报, 2004, 24(6): 45– 48.
- [19] 熊亚兰,魏朝富. 坡面土壤水分特性的空间变异及其水库贮量[J]. 水土保持学报, 2005, 19(1): 136– 140.
- [20] 雷志栋,杨诗秀,谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988.

Formation mechanism of instantaneous saturated zone and seepage characteristics in the slope of Taihang Mountain areas

Cao Jiansheng, Zhang Wanjun, Liu Changming, Han Shumin^{*}

(Center for Agricultural Resources Research, Institute of Genetics and Developmental Biology,
Chinese Academy of Sciences, Shijiazhuang 050021, China)

Abstracts: To study the effect of soil-rock's characteristics on the transformation and redistribution of rainwater, a long and continuous monitor of soil-rock moisture was conducted using the time domain reflectometry(TDR) in slope of TaiHang Mountain area, and the spatial-temporal variation of soil-rock moisture was analyzed. Results show that spatial and temporal variations of soil-rock moisture exist in the slope of gneiss region. In the soil-rock layer from surface down to 100 cm, moisture contents distributs from low to high and then to low in vertical profile and the water changes in the same trend in season. In addition, saturated zone instantaneously exists at the soil-gneiss interface in about August. The spatial variation of medium of the soil-rock layer, especially its structure offers the geological condition for the form of instantaneous saturated zone, and the heavy rainfall process offers the hydrological condition. Moreover, soil moisture content of slope before moisture contents and rainfall characteristics such as intensity and duration affects the time that moisture get to or over saturation. Instantaneous saturated zone is good for the formation of preferential flows in lateral and vertical directions. The flows in two directions interacts with each other and prompts the rain infiltration to groundwater.

Key words: spatial and temporal variation; instantaneous saturated zone; binary medium; seepage; recharge; slope