

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2015.06.003

流动沙丘水分深层入渗量与降雨的关系

李 卫¹, 冯 伟^{1,2}, 杨文斌¹, 唐进年^{1,3}, 党宏忠¹

(1. 中国林业科学研究院荒漠化研究所, 北京 100091; 2. 锡林郭勒职业学院, 内蒙古 锡林浩特 026000;
3. 甘肃省治沙研究所, 甘肃 兰州 730070)

摘要: 为分析流动沙丘水分深层入渗与降雨的关系, 采用 YWB-01 型水分深层渗漏记录仪, 运用土壤水动力学原理, 研究了毛乌素沙地流动沙丘降雨入渗水分传递过程及地表以下 150 cm 深度入渗补给特征。结果表明: 流动沙丘深层土壤水分来源主要为降雨入渗, 2010 年入渗补给量为 141.4 mm, 2011 年为 355.8 mm, 分别占同期降雨量的 55.1% 和 68.2%。深层入渗主要补给期为 5—11 月, 期间补给量占全年总量的 95%。当土壤水分条件保持在田间持水量范围之内时, 降雨过程对土壤 150 cm 深度的补给作用主要受降雨量和降雨强度的影响, 入渗量与降雨量呈极显著正相关($P < 0.01$), 降雨通常在 30~48 h 后渗透补给到 150 cm 深层土壤, 入渗补给速率在前 3~5 h 呈快速上升趋势, 3~8 h 左右达到最大值, 此后缓慢下降, 整个入渗补给过程可以持续 96 h 以上。

关键词: 流动沙丘; 土壤水分; 降雨量; 入渗补给量

中图分类号: S152.7 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2015)06-0779-08

中国干旱、半干旱沙区降水稀少, 使得水分成为沙地生态系统的主要限制因子, 它决定着土壤的发生、演化和土地生产力, 制约着沙地植被的形成和发展^[1-2], 直接影响到沙地生物治理措施的可能性及成效, 在地下水埋藏较深的沙漠地区, 大气降水是土壤水补给的唯一来源^[1], 降水入渗是沙地水分循环的重要环节, 也是荒漠生境 SPAC 系统水分运移及其水量平衡的重要过程之一。由于缺少直接测定深层渗漏量的仪器设备, 所以, 国内外研究者很少用直接测定的数据来揭示降雨入渗补给规律, 而是通过土壤水分含量观测或数量模型估算沙地入渗水量及其过程^[3-8], 并用估算的入渗补给量来探讨水分平衡关系^[9-12], 基本摸清了沙地不同立地条件下的降雨入渗特征^[13], 探讨了降雨后土壤水分入渗过程、机理及影响因素^[14-16]。然而, 已有研究在估算沙区渗漏补给量及其动态变化上还存在一定缺陷, 在准确评估沙区水资源方面缺乏直接的渗漏监测数据。

因此, 本文采用自行研制的土壤深层渗漏计量仪, 对中国半干旱区毛乌素沙地流动沙丘降雨深层渗漏补给水量及过程进行连续实时监测, 并定量分析了沙地降雨入渗规律, 研究将为构建降雨与深层渗漏补给量的关系模型提供数据支持, 对系统揭示沙地深层入渗水量及其水分平衡动态过程提供依据, 并为毛乌素沙区水资源评估提供可靠的数据。

1 材料与方 法

1.1 研究区概况

研究区位于毛乌素沙地, 行政区划为内蒙古自治区鄂尔多斯市乌审旗陶利镇(图 1); 试验场布设在毛乌素沙地腹地(38°57'N, 109°17'E)的高大流动沙带上, 沙带宽 15~25 m, 高 6~12 m, 地表完全没有植被。该

收稿日期: 2015-05-25; 网络出版时间: 2015-11-19

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20151119.1057.012.html>

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)资助项目(2013CB429901); 国家自然科学基金资助项目(31170667)

作者简介: 李卫(1978—), 男, 宁夏银川人, 助理研究员, 硕士, 主要从事荒漠化防治研究工作。

E-mail: lw891@caf.ac.cn

通信作者: 杨文斌, E-mail: nmlkyywb@163.com



图 1 实验点地理位置

Fig. 1 Skeleton map of the study area

区属温带大陆性气候, 据乌审旗气象站资料: 年平均气温 6.4°C , 年日照时数 $2\,886\text{ h}$, 年太阳辐射 $6\,568\text{ MJ}/\text{m}^2$, 多年平均降水量 360.8 mm , 其中, 主要集中在 7—9 月, 占全年降水量的 69.5% , 且多以暴雨形式在数日内降落, 冬季降雪量小于年降水量的 2% , 降水量年际变化量达 250 mm , 干旱年份出现频率为 28.6% ; 年均蒸发量为 $2\,591.9\text{ mm}$, 湿润度为 0.3 , 平均风速为 3.3 m/s , 以西北风为主, 大风日数 19.2 d , 多出现在 4—5 月。研究区地表以沙丘与丘间低地相间分布, 沙丘占 $60\% \sim 70\%$, 以流动沙丘为主, 沙丘高度为 $4 \sim 12\text{ m}$; 丘间低地占 $30\% \sim 40\%$ 。土壤以风沙土为主, 粒径较粗, 物理性黏粒 ($<0.01\text{ mm}$) 和有机质含量很少, 结构松散, 质地均一, 土壤持水率弱, 渗透能力强, 丘间低地地下水平均埋深为 $5.4 \sim 6.1\text{ m}$ 。研究区风沙土的基本特性土壤容重为 $1.57\text{ g}/\text{cm}^3$, 田间持水率为 6.85% , 最大持水率为 14.82% , 表层 ($0 \sim 5\text{ cm}$) 稳定入渗速率为 $3.8\text{ mm}/\text{min}$ 。

1.2 试验设计与方法

流动沙地地表 150 cm 以下土壤湿度相对稳定, 本研究将 YWB-01 型土壤深层渗漏计量仪埋设在深度为 150 cm 土层以下, 测定记录入渗到 150 cm 土层以下的水量。

2009 年 10 月埋设了 YWB-01 型土壤深层渗漏计量仪。土壤深层渗漏计量仪由渗漏水量收集段与渗漏段以及计量器、排水系统和数据采集器组成。渗漏水量收集段高度与测试土壤的毛管最大持水高度相等, 以保证收集段上沿土壤含水量与桶外保持同步, 里面用试验地原状沙土进行填充, 以确保收集入渗水没有侧渗与反渗等损失; 渗漏段长度 7 cm , 底部呈漏斗状, 并布满小孔 (孔径 2 mm), 铺垫 5 cm 厚的砾石 (直径为 $2 \sim 3\text{ mm}$), 上面平铺 2 cm 厚的砂 (直径为 1 mm 左右), 其与上面的原状土接壤, 用水浇灌踏实; 确保原状土与砂层形成一个土壤结层, 其上的持水高度为 $10 \sim 15\text{ cm}$, 小于毛管最大持水高度, 确保入渗到桶内的降水能够最大限度的通过计量器^[17]。仪器安装至少 6 个月后, 使收集段内土壤物理性质尽可能恢复近似原状土后开始进行计量。

降雨量测定: 采用雨量自动监测系统计量每次的降水量 (美国 AVALON 公司生产的 AV-3665R 型雨量传感器, 分辨率 0.2 mm , 精度 $\pm 2\%$)。采用 Microsoft Excel 2003、Sigma Plot 软件进行数据统计分析与绘图。

2 结果与分析

2.1 流动沙丘深层入渗量特征

由图 2 可知: 2010 年 6 月—2012 年 5 月总降雨量为 770.6 mm , 渗透到 150 cm 深度以下的水量 497.8 mm , 占同期降雨量的 63.8% ; 其中, 2010 年 141.4 mm , 占同期降雨量的 55.1% ; 2011 年 355.8 mm , 占同期降雨量的 68.2% ; 深层渗漏量以 1 月份最小, 基本没有渗漏, 7 月、8 月渗漏量最大, 整个渗漏补给过程是一个逐渐变化的动态过程, 这个变化过程基本与降雨量的动态相似。2011 年深层渗漏主要补给期为 5—11 月, 占年渗漏总量的 95% ; 而降雨比较集中的 6—8 月渗漏量高达 203.2 mm , 占 2011 年全年渗漏补给量的 58% 。冬季由于土壤冻结, 毛乌素沙地土壤水分入渗补给逐渐减少, 12 月份基本终止, 而 3 月份土壤解冻, 土壤含水量的升高会让深层补给在无雨或少雨条件有一个补给高值期。

降雨对土壤深层水分入渗补给是一个缓慢过程, 相对于降雨过程存在着明显的滞后性和延时性。由表 1 可知, 毛乌素流动沙丘有入渗补给记录的天数远大于降水天数, 监测期间有入渗补给记录的日数 617 d , 日

入渗补给量在 0.06~51.35 mm 之间, 其中日入渗补给量 >1 mm 有 85 d, 入渗补给量所占比例高达 69%。而 ≤1 mm 有 532 d, 入渗补给量仅占 31%。

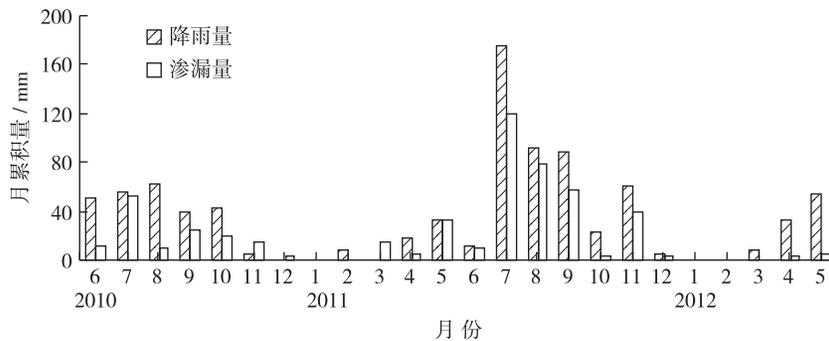


图 2 150 cm 土层月入渗量随降雨量的季节变化

Fig. 2 Soil infiltration variation with seasonal change at deep 150 cm

表 1 乌审旗观测期不同降雨量(入渗量)日数分布特征

Table 1 Days of rainfall and infiltration during observation period at the study sites

观测日数	降雨							渗漏						
	总日数	日最大降雨量	不同降雨量日数/累积降雨量				总日数	日最大渗漏量	不同渗漏补给日数/累积渗漏量					
			≤5 mm	5~15 mm	>15~25 mm	≥25 mm			≤1 mm	1~5 mm	>5~10 mm	≥10 mm		
731	171	78.8	125/140.6	30/279.4	9/194.2	7/255.4	617	51.4	532/154.5	69/158.4	12/112.7	4/82.8		

注: 降雨量、渗漏量单位均为 mm。

2.2 深层入渗补给对降雨格局的响应

毛乌素流动沙丘土壤水分深层入渗补给的来源主要是大气降水, 而一次降雨的降雨量、降雨强度、降雨历时和降雨频度等指标是影响深层入渗补给的主要因素。整个试验期间最大次降雨量为 105.4 mm, 最大平均降雨强度为 4.4 mm/h, 降雨过程中并没有发生超渗产流的情况, 因此, 试验中降雨的入渗过程应为供水控制或通量控制过程。试验期间观测表明, 流动沙丘表面干沙层的厚度在雨季稳定维持在 0~20 cm, 随着降雨开始, 表层土壤水分含量迅速增加, 随着湿润峰不断向下迁移, 沙丘不同深度土壤水分开始增大, 但是不是每场降雨都能够入渗到 150 cm 深度, 只有当降雨量高于某一临界值后, 雨水才能入渗到 150 cm 深度, 进而有渗漏补给。当降雨量高于临界值的一场降雨, 会让 150 cm 处渗漏量和渗漏速率出现一个峰值, 认为该场降雨有补给效果, 也就是深层渗漏对达到该降雨量的降雨事件响应敏感。

2.2.1 降雨量对深层入渗补给过程的影响

研究表明: 降雨入渗的深浅受降雨量的大小影响十分显著, 较少的降雨只能入渗到浅层土壤并被蒸发消耗, 无法入渗到深层, 对 150 cm 以下深层土壤水分无补给。2010 年 6 月—2012 年 5 月试验点共监测到降雨 31 场, 其中有补给效果的降雨 18 场(表 2), 试验期间没有形成积水, 所有降水全部入渗到土壤中; 生长季单次降雨量累积达到 20 mm 左右, 雨后 36 h 左右计量仪开始有水量记录, 说明此次降水入渗到了 150 cm 土层, 同时也说明一般在降雨 36~48 h 后, 雨水才能够渗漏到 150 cm 土层及其以下, 表明只有大于某一临界值的大降水事件才能够有效补给深层土壤水分, 而低于这一临界值的降水则一部分在土壤表层蒸发, 另一部分则入渗到土壤, 成为土壤蓄存水量的一部分。

通过对 18 场有补给效果的降雨量和入渗量之间的 Pearson 相关分析结果, 发现入渗补给量和降雨量之间呈极显著正相关关系($r=0.88, P<0.01$); 不同降雨量对于土壤入渗补给的程度不同, 表现为入渗补给深度和量值上的差异, 而降雨量达到临界值后, 降雨量越大, 入渗补给量越大, 降雨入渗补给作用越明显。对 2010 年 12 月—2011 年 10 月的降雨累积量和入渗累积量(图 3)进行统计分析结果表明: 入渗累积量与降雨

累积量年际变化趋势一致, 降雨对于 150 cm 以下土层的补给过程伴随降雨过程, 但略滞后于降雨过程, 滞后时间受雨前土壤水分含量影响较大。

表 2 有补给作用的降雨量

Table 2 Effective rainfall table

降雨时间	降雨量/mm	降雨历时/h	降雨强度/(mm·h ⁻¹)	渗漏量/(mm·min ⁻¹)
2010年6月8日	30.0	28.5	1.1	9.4
2010年6月29日	30.8	35.0	0.9	22.0
2010年7月7日	32.6	19.0	1.7	28.7
2010年7月17日	13.2	3.0	4.4	5.3
2010年8月1日	14.4	10.0	1.4	1.2
2010年8月7日	22.6	16.0	1.4	1.7
2010年8月17日	36.4	42.0	0.9	12.8
2010年9月19日	28.8	16.0	1.6	24.0
2010年10月10日	23.8	13.0	1.8	7.7
2010年10月29日	19.0	22.0	0.9	7.3
2011年4月1日	19.4	21.0	0.9	4.8
2011年5月8日	44.4	34.0	1.3	39.2
2011年7月1日	105.4	48.0	2.2	90.6
2011年7月21日	65.0	28.0	2.3	42.5
2011年8月23日	92.4	53.0	1.7	63.6
2011年9月2日	42.2	18.0	2.3	30.1
2011年9月9日	20.6	11.0	1.9	7.5
2011年11月7日	66.0	71.0	0.9	17.9

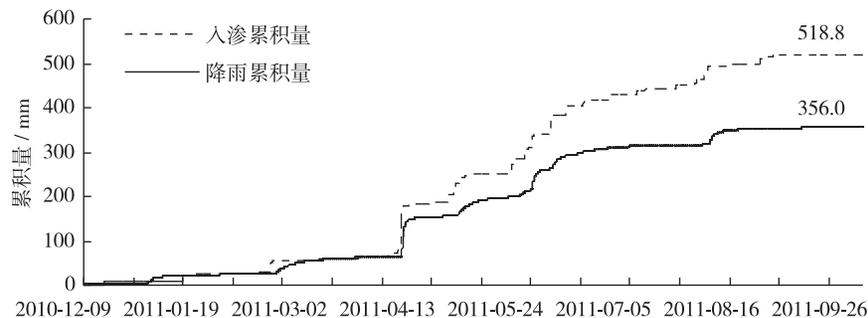


图 3 2010 年 12 月—2011 年 10 月降雨过程与渗漏过程

Fig. 3 Precipitation and infiltration process from December 2010 to October 2011

2.2.2 降雨频度对深层入渗补给影响

图 4 为 2011 年 7 月 21—30 日观测到一次典型高频度降雨及其入渗补给过程, 从 21—26 日连续 4 场降雨, 125 h 内累积降雨量 56.4 mm, 图 4(a) 所示降雨分 3 个阶段, 第 1 阶段为 7 月 21 日, 降雨量达到 18.2 mm, 48 h 内渗漏截留桶内无水量补给, 表明 18.2 mm 的降雨量尚未达到 150 cm 深度入渗补给的降雨临界值; 第 2 阶段从 7 月 24 日, 15 h 内降雨量为 27.2 mm, 降雨开始 36 h 后, 渗漏计量仪内开始显示有水量补给, 持续补给时长 72 h, 前 3 h 为渗漏补给水量快速增加期, 3 h 后出现峰值, 渗漏补给速率峰值为 0.43 mm/h, 持续补给 1 h 后入渗补给速率开始缓慢降低, 开始的 12 h 相对较大, 而后逐渐变小直至平稳。第 3 阶段为 26 日, 降雨量为 11.0 mm, 这阶段降雨并没有使入渗补给速率出现新的峰值, 但延长了整个入渗补给过程, 使整个降雨-渗漏过程持续 117 h, 计量仪水量累计达 27.0 mm, 即为本次降雨入渗补给到 150 cm 土层之下的水量, 占降雨量的 42.3%, 平均渗漏补给速率约为 0.23 mm/h; 第 2 和第 3 阶段累积降雨量 38.2 mm, 入渗补给量所占比例为 70.6%, 高频度的降雨过程, 随着土壤含水量的增加, 降雨更容易入渗

补给到 150 cm 深层, 入渗速率较快, 入渗速率峰值出现也较早, 入渗补给量所占降雨量的比例也较高。

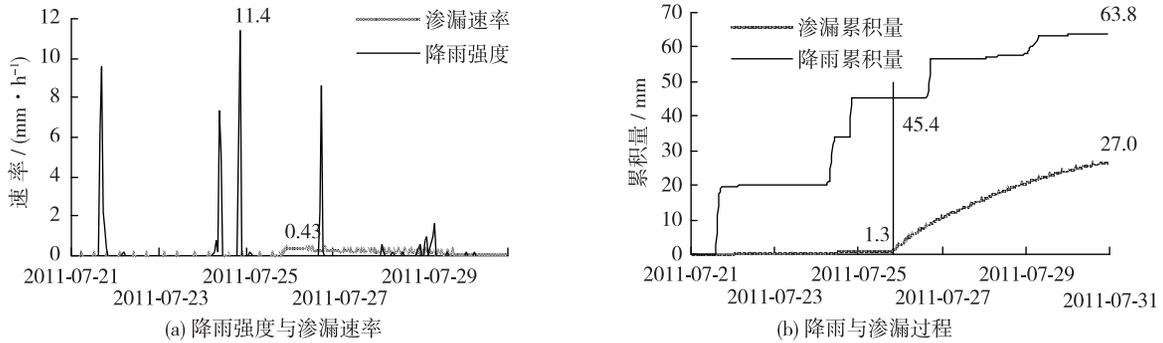


图 4 乌审旗 2011 年 7 月 21—30 日降雨与渗透的关系

Fig. 4 Precipitation and infiltration from July 21 to July 30, 2011

2.2.3 降雨强度对深层渗透补给过程的影响

降雨入渗过程受降雨量影响的同时, 还受降雨强度和历时的共同作用影响, 当降雨强度小于入渗速率时, 入渗量随降雨强度增大而增加, 当降雨强度接近入渗速率时, 降雨入渗状况达到最佳状态。2011 年 7 月 1 日和 8 月 23 日有两次不同强度的降雨入渗过程。

2011 年 7 月 1—5 日和 2011 年 8 月 23 日—9 月 8 日两次降雨过程可以看出(图 5、图 6): 7 月 1—5 日, 累积降雨量达 105.0 mm, 最大降雨强度为 8.2 mm/h, 平均降雨强度为 2.3 mm/h, 最大入渗补给速率为 5.6 mm/h; 8 月 23 日—9 月 8 日, 共观测到 3 次有效降雨过程, 累积降雨量达到 89.4 mm, 最大降雨强度为 17.6 mm/h, 平均降雨强度为 0.8 mm/h, 最大入渗补给速率为 1.9 mm/h, 两次降雨过程开始之前, 土壤表层干燥程度和 150 cm 以上土壤含水量基本相同, 降雨强度对于渗透过程的影响主要在于降雨强度对于入渗速率和入渗历时的影响; 可以看出, 当 7 月 2 日平均降雨强度达到 2.3 mm/h, 降雨同样经过 48 h 的下渗后, 对 150 cm 处入渗补给速率远大于 8 月 26 日的入渗补给速率; 同时, 降雨强度影响了降雨的入渗补给历时, 8 月 26 日降雨过程对于 150 cm 处的入渗补给历时持续 124 h, 其渗透持续时间明显长于 7 月 1 日的渗透补给历时 74 h(7 月 2 日 10:00 到 7 月 5 日 12:00); 8 月 26 日降雨过程的入渗补给累积量达到 52.4 mm, 占降雨量的 58.6%, 7 月 1 日降雨过程的入渗补给累积量达到 73.4 mm, 占降雨量的 69.9%。平均降雨强度对渗透累积量的影响明显, 降雨强度大, 则渗透速率大, 渗透历时短, 渗透累积量大。

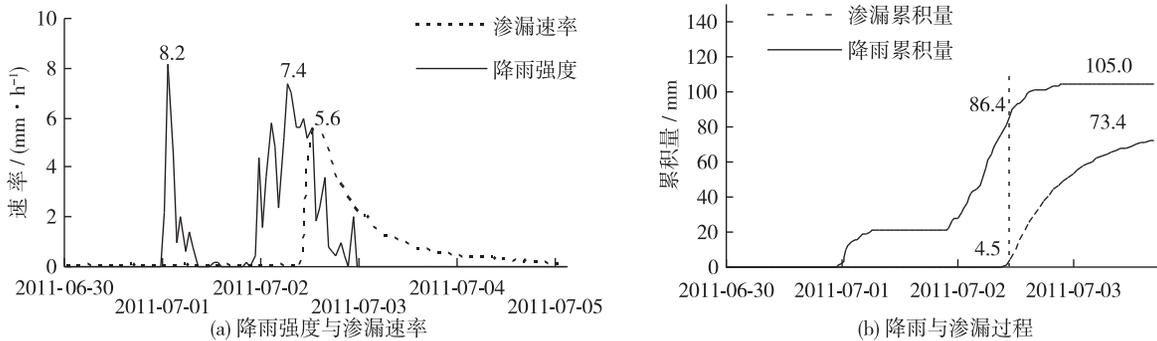


图 5 乌审旗 2011 年 7 月 1—5 日降雨与渗透

Fig. 5 Precipitation and infiltration from July 1 to July 5, 2011

强降雨入渗过程如图 7 所示, 2011 年 7 月 1—2 日 105.0 mm 的强降雨始于 7 月 1 日 0:00, 历时 46.5 h, 平均降雨强度为 2.3 mm/h, 开始降雨后的第 33 小时后渗透速率开始增加, 直到第 39 小时达到峰值, 最大渗透速率为 5.6 mm/h, 期间 6 h 内累计渗透量为 23.1 mm, 平均渗透速率为 3.9 mm/h, 第 39 小时后渗透速率缓慢降低, 渗透持续时长为 150 h, 渗透量为 86.7 mm, 占同期降雨量的 82.6%。

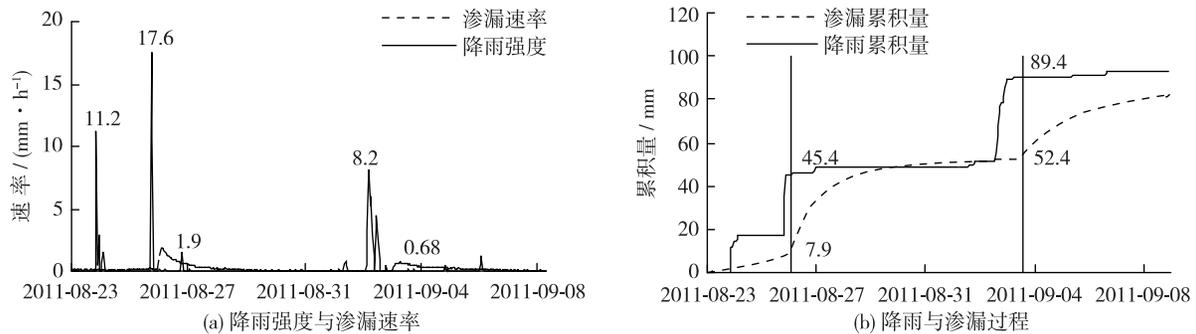


图 6 乌审旗 2011 年 8 月 23 日—9 月 8 日降雨与渗漏

Fig. 6 Precipitation and infiltration from August 23 to September 8, 2011

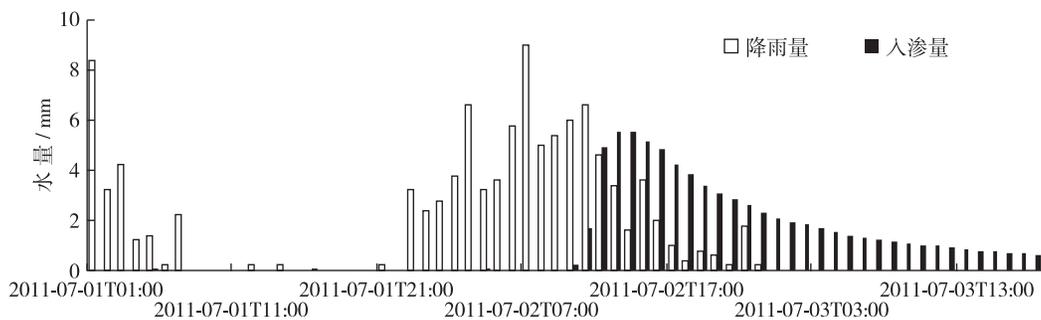


图 7 乌审旗典型强降雨条件下降雨与渗漏过程

Fig. 7 Precipitation and infiltration process under torrential rain

3 讨 论

(1) 对于风沙土而言, 降水的入渗速率主要受到入渗前土壤含水量的影响。降水的入渗一般包括存储和传导两个过程, 土壤中的降水存储占降水比例的高低取决于整个土壤剖面的含水量高低, 在毛乌素沙地, 相同的降雨量, 在 3—5 月的干旱季, 土壤剖面整体含水量较低, 因此较多的降雨被储存, 少量降水入渗补给到 150 cm 及以下土层, 而进入 6 月后随着雨季的到来, 土壤含水量增高, 则较多的降水入渗补给到深层。多年研究的结果表明, 稳定湿沙层大约在 40 cm 土层深度^[2], 也就是说大气干旱导致的土壤蒸发只有在干旱期(3—5 月)可使表层 0~40 cm 土层的含水量降低, 而在雨季, 毛乌素沙地的稳定湿沙层一般不超过 10 cm^[2], 其下面的含水量基本处于田间持水量的范围内。因此, 用雨季降水量与入渗补给量及时间差, 计算渗透速率及其与降水量的关系, 评估降水的深层入渗补给可靠。

(2) 试验区降雨发生时, 雨水在重力、毛管力作用下向下运移, 逐步浸润深层土壤, 但是对于本试验, 150 cm 深度土壤含水量的变化, 并不仅仅是某一次降雨所造成, 此处含水量的增加是多次降雨累积的结果。因此, 可以认为对于某一次降雨入渗补给到 150 cm 深度的水量, 还受到这次降雨前 0~150 cm 土壤深度范围内的蓄存水量影响, 也就是说雨前 0~150 cm 深度的平均含水量也是此次降雨能否入渗到 150 cm 深度的影响因子。本试验所测定的 150 cm 入渗深度的降雨量临界值 20 mm 是在生长季土壤含水量保持在一个较高水平上的临界值, 与其他条件下的沙地土壤入渗有所不同。

(3) 在毛乌素沙地, 降雨对于 150 cm 深度的渗漏补给过程伴随降雨过程, 略滞后于降雨过程, 降雨后土壤水入渗的滞后效应是指土壤含水率的变化不是土壤基质势的单值函数, 而是取决于土壤吸湿或脱湿过程, 在土壤质地相对均一的条件下, 这个滞后过程对于渗漏补给量的影响有两个方面: 首先, 降雨时, 土壤处于吸湿过程中, 滞后效应加快了降雨的入渗速率, 使 150 cm 深度的渗漏补给速率较快出现峰值; 而在降

雨后,深层土壤水分渗漏补给期,即土壤脱湿过程,由于土壤含水量的下降而使沙土的导水率降低,从而使深层渗漏补给速率持续降低并维持很长时间。

(4) 相对于固定沙丘和半固定沙丘,流动沙丘的含水量较高,而且稳定,本文重点研究了雨季入渗补给的一些特征,基本上是整个土壤剖面的含水量均在田间持水量及其以上,是自然条件下湿润沙丘的入渗补给特征,而对于沙丘处于固定、半固定时,或者水分不饱和或严重亏缺时的入渗补给过程及其特征,还需进一步研究。

4 结 论

(1) 本研究尝试采用土壤深层渗漏计量仪测试了毛乌素沙地流动沙丘风沙土渗漏到 150 cm 土层及其以下的水量,得出 2010 年 6 月—2012 年 5 月渗漏量为 497.8 mm,占同期降雨量的 63.8%;主要补给期为 5—11 月,占年渗漏总量的 95%;而降雨比较集中的 6—8 月渗漏量高达 203.2 mm,占全年渗漏补给量的 58%。

(2) 高频度的降雨过程,可以使土壤含水量保持在较高水平,从而使降雨后水分更容易入渗补给到 150 cm 或深层,且入渗速率较快,入渗速率峰值出现也较早,入渗补给量所占降雨量的比例也较高。

(3) 当风沙土含水量处于田间持水量以上时,在降雨量累积达到 20.0 mm 左右时,雨后 36~48 h 可以入渗到 150 cm 土层以下,入渗产生的量值大小与入渗达到 150 cm 处的时长受雨前土壤含水量影响显著。平均降雨强度对入渗补给累积量的影响明显,降雨强度大,则补给速率大,补给历时短,补给累积量大。

参考文献:

- [1] 刘新平,张铜会,赵哈林,等. 流动沙丘降雨入渗和再分配过程[J]. 水利学报, 2006, 37(2): 166-171. (LIU Xinpeng, ZHANG Tonghui, ZHAO Halin, et al. Infiltration and redistribution process of rainfall in desert mobile sand dune [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2006, 37(2): 166-171. (in Chinese))
- [2] 韩德儒,杨文斌,杨茂仁. 干旱半干旱区沙地灌(乔)木种水分动态关系及其应用[M]. 北京:中国科学技术出版社,1996: 1-30. (HAN Deru, YANG Wenbin, YANG Maoren. The dynamic water relationship of brushes growing in arid and semi-arid Aeolian Sandy soil and its application [M]. Beijing: Chinese Science and Technology Press, 1996: 1-30. (in Chinese))
- [3] GOGOLEV M I. Assessing groundwater recharge with two unsaturated zone modeling technologies [J]. Environmental Geology, 2002, 42: 248-258.
- [4] FINCH J W. Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model-sensitivity to land surface parameters [J]. Journal of Hydrology, 1998, 21: 112-125.
- [5] SHARMA K D. Water resources: An overview of world deserts [J]. Annual Arid Zone, 1991, 30(4): 283-300.
- [6] 黄利江,赵萍,张广才,等. 宁夏盐池沙地水分动态研究初探[J]. 林业科学研究, 2004, 17(增刊1): 31-38. (HUANG Lijiang, ZHAO Ping, ZHANG Guangcai, et al. Study on the sandy land water dynamics in yanchi county of ningxia [J]. Forest Research, 2004, 17(Suppl 1): 31-38. (in Chinese))
- [7] 何志斌,赵文智. 半干旱地区流动沙地土壤湿度变异及其对降水的依赖[J]. 中国沙漠, 2002, 22(4): 359-362. (HE Zhibin, ZHAO Wenzhi. Variability of soil moisture of shifting sandy land and its dependence on precipitation in semi-arid region [J]. Journal of Desert Research, 2002, 22(4): 359-362. (in Chinese))
- [8] 刘元波,陈荷生. 沙地降水入渗水分动态[J]. 中国沙漠, 1995, 15(2): 143-150. (LIU Yuanbo, CHEN Hesheng. Dynamci variations of soil moisture caused by rainwater infiltration in bare sandy land [J]. Journal of Desert Research, 1995, 15(2): 143-150. (in Chinese))
- [9] 肖春旺,周广胜. 毛乌素沙地 3 种优势植物对模拟降水量变化的水分平衡研究[J]. 植物学报, 2001, 43(1): 82-88. (XIAO Chunwang, ZHOU Guangsheng. Study on the water balance in three dominant plants with simulated precipitation change in maowusu sandland [J]. Acta Botanica Sinica, 2001, 43(1): 82-88. (in Chinese))
- [10] 王新平,李新荣,康尔泗,等. 腾格里沙漠东南缘人工植被区降水入参与再分配规律研究[J]. 生态学报, 2003, 23(6): 1234-1241. (WANG Xinpeng, LI Xinrong, KANG Ersi, et al. The infiltration and redistribution of precipitation in revegetated sand

- dunes in the Tengger Desert, Shapotou, China [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2003, 23(6): 1234-1241. (in Chinese))
- [11] 刘峻山, 徐霞, 张勇, 等. 长期降雨波动对半干旱灌木群落生物量和土壤水分动态的效应[J]. *中国科学: 生命科学*, 2010, 40(2): 166-174. (LIU Junshan, XU Xia, ZHANG Yong, et al. Effect of rainfall interannual variability on the biomass and soil water distribution in a semiarid shrub community [J]. *Science China: Life Sciences*, 2010, 40(2): 166-174. (in Chinese))
- [12] 陈洪松, 邵明安, 王克林. 上方来水对坡面降雨入渗及土壤水分再分布的影响[J]. *水科学进展*, 2005, 16(2): 233-237. (CHEN Hongsong, SHAO Ming'an, WANG Kelin. Effects of runoff from upslope on rainfall infiltration and soil water redistribution at a planar slope [J]. *Advances in Water Science*, 2005, 16(2): 233-237. (in Chinese))
- [13] WANG Xiping, CUI Yan, PAN Yanxia, et al. Effects of rainfall characteristics on infiltration and redistribution patterns in revegetation-stabilized desert ecosystems [J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 358: 134-143.
- [14] 赵学勇, 左小安, 赵哈林, 等. 科尔沁不同类型沙地土壤水分在降水后的空间变异特征[J]. *干旱区地理*, 2006, 29(2): 275-281. (ZHAO Xueyong, ZOU Xiaolan, ZHAO Halin, et al. Spatial variability of soil moisture after rainfall in different type sands of Horqin Sand [J]. *Arid Land Geography*, 2006, 29(2): 275-281. (in Chinese))
- [15] 刘贤赵, 康绍忠. 黄土区坡地降雨入渗产流过程中的滞后效应[J]. *水科学进展*, 2001, 12(1): 56-60. (LIU Xianzhao, KANG Shaozhong. Hysteresis in process of rainfall-infiltration runoff on hillslope in Loess Area [J]. *Advances in Water Science*, 2001, 12(1): 56-60. (in Chinese))
- [16] LIU H, LEI T W, ZHAO J, et al. Effect of rainfall intensity and antecedent soil water content on soil infiltrability under rainfall conditions the run off-on-out method [J]. *Journal of Hydrology*, 2011, 396: 24-32.
- [17] YANG Wenbin, TANG Jinnian, LIANG Hairong, et al. Deep soil water infiltration and its dynamic variation in the shifting sandy land of typical deserts in China [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2014, 57(8): 1816-1824.

Relationship between rainfall and deep layer infiltration of mobile dunes in the Mu Us Sandy Land, China *

LI Wei¹, FENG Wei^{1,2}, YANG Wenbin¹, TANG Jinnian^{1,3}, DANG Hongzhong¹

(1. *Institute of Desertification Studies, Chinese Academy of Forestry, Beijing 100091, China*; 2. *Xilingol Vocational College, Inner Mongolia, Xilinhot 026000, China*; 3. *Gansu Desert Control Research Institute, Lanzhou 730070, China*)

Abstract: In order to analyze the relationship between deep layer moisture infiltration and rainfall in mobile dunes, using YWB-01 deep layer moisture infiltration recorder and soil water dynamics theory, this study explains the rainfall infiltration moisture transfer process in Mu Us Sandy Land mobile dunes, as well as the infiltration recharge characteristics at the soil layer of 150cm deep. The results showed that: the major source of deep layer soil moisture in mobile dunes was rainfall infiltration. The infiltration recharge amount was 141.4 mm for 2010 and 355.8 mm for 2011, counting for 55.1% and 68.2% of the total rainfall amount of that year. The major recharging season of deep layer infiltration lasted from May to November, and the recharge amount during these months counted for 95% of the total annual amount. When the soil moisture condition remained within the field moisture capacity, rainfall's recharging effect on 150 cm deep soil layer was mainly influenced by rainfall amount and density, with a significant positive correlation ($P < 0.01$) between infiltration and rainfall amount. Water usually infiltrated into the 150 cm deep soil layer at 30 to 48 hours after the start of rainfall. The infiltration recharging rate increased rapidly in the first 3 to 5 hours, reaching its maximum at 3 to 8 hours, before decreasing slowly afterwards. The entire infiltration recharging process could last for longer than 96 hours.

Key words: mobile dunes; soil moisture; rainfall; infiltration recharge amount

* The study is financially supported by the National Basic Research Program of China (No. 2013CB429901) and the National Natural Science Foundation of China (No. 31170667).