



论文

我国典型沙漠(地)流动风沙土的深层渗漏量及动态变化

杨文斌^①, 唐进年^{①②*}, 梁海荣^③, 党宏忠^①, 李卫^①^① 中国林业科学研究院荒漠化研究所, 北京 100091;^② 甘肃省治沙研究所荒漠化与风沙灾害防治国家重点实验室培育基地, 兰州 730070;^③ 内蒙古自治区林业科学研究院, 呼和浩特 010010

* 联系人, E-mail: tangjings@126.com

收稿日期: 2013-10-08; 接受日期: 2014-01-15; 网络发表日期: 2014-07-24

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB429901)和国家自然科学基金项目(批准号: 31170667, 40971283)资助

摘要 土壤水分是干旱生态系统的重要制约因素, 一直是干旱区研究和生态建设的热点和难点问题, 对降雨的深层土壤渗漏水量仍缺少定量观测研究. 本文采用作者自主研发的 YWB-01 型土壤深层水分渗漏计量仪对毛乌素沙地等 4 大沙漠(地)的流动沙地测试记录了降雨入渗到 150 cm 以下深层土壤的渗漏水量, 连续 2 年的资料表明: (1) 降雨的深层渗漏水量自东向西由半干旱区向干旱区递减, 其中: 乌审旗流动沙地渗漏水量高达 508.4 mm, 占同期降雨量 58.4%, 磴口的渗漏水量为 23.8 mm, 占降雨量 13.9%, 而阿拉善左旗和右旗未测试到渗漏水量, 但 ≥ 25 mm 的强降水对干旱和半干旱区流沙地深层土壤水分的渗漏补给具有重要作用; (2) 渗漏水量的季节变化与降水的变化趋于一致, 但有一定滞后, 在降雨量较大地区, 二者变化的相似性更强; (3) 单次较强降雨在降雨开始的 40~55 h 后出现一个渗漏水量峰值, 渗漏速率增加较快但其减少相对缓慢, 持续渗漏过程长达 150 h 左右, 降雨量越大, 渗漏水量峰值就越高, 渗漏水量所占降雨量的比例也越高; 受降雨强度、雨量和历时的共同作用, 就低强度、长历时和单次降雨量大的降雨事件更有利于降雨对沙地深层土壤的渗漏补给; (4) 受土壤冻融作用的影响, 在快速消融期 3 月份出现一个小的渗漏补给峰值. 研究结果对我国干旱和半干旱区沙地水资源的准确评估和合理利用及生态建设具有现实指导意义.

关键词土壤深层渗漏量
动态变化
降雨
流动沙地
干旱半干旱区

土地沙漠化是人类面临的最为严重的生态环境问题之一. 水分是干旱沙地生态系统中最主要的限制性生态因子, 主要以土壤水的形式存在. 土壤水是植物生长和生存的物质基础, 在干旱沙区制约着植

被的形成和发展, 土壤含水量及其动态变化决定着土地沙漠化的发生或逆转, 是土地沙漠化的主要调控者(李小雁, 2011; 朱雅娟等, 2012). 在地下水埋深较深的干旱半干旱沙区, 土壤水分主要靠大气降水

中文引用格式: 杨文斌, 唐进年, 梁海荣, 等. 2014. 我国典型沙漠(地)流动风沙土的深层渗漏量及动态变化. 中国科学: 地球科学, 44: 2052–2061

英文引用格式: Yang W B, Tang J N, Liang H R, et al. 2014. Deep soil water infiltration and its dynamic variation in the shifting sandy land of typical deserts in China. Science China: Earth Sciences, 57: 1816–1824, doi: 10.1007/s11430-014-4882-8

补给, 据何志斌等(2008)研究, 半干旱区科尔沁流动沙地除干沙层外 40~300 cm 土壤湿度与前月降水量呈显著相关. 而且降雨入渗补给是沙区地下水(潜水)的主要补给来源, 赵哈林等(2002)研究认为我国东北西部沙地地下水位年际变化与降水量密切相关; 袁鹏飞等(2002)研究认为大于 15 mm 的降水对毛乌素沙地土壤水分有一定的渗漏补给. 降水入渗是研究沙地水分循环和水量平衡的重要环节, 其入渗补给是干旱沙区水资源形成、转化及消耗过程中最关键的因素(雷志栋等, 1999), 而深层土壤水分入渗是大气降水转化为地下水资源的关键环节, 对地下水资源的形成具有重要作用.

刘新平等(2006)经研究并依据降雨入渗对沙地土壤水分垂直变化的影响将土层划分为表层干沙层(0~20 cm)、降雨影响变化层(20~140 cm)和深部稳定层(140 cm 以下)三个层次. 对前两者浅层土壤的降雨入渗过程和水分变化研究较多(陈有君等, 2000; 袁鹏飞等, 2002; 黄利江等, 2004; 叶冬梅等, 2005; 魏雅芬等, 2008; 刘峻杉等, 2010), 基本摸清了沙地不同地形、地貌和植被等立地条件下的降雨入渗特征(王新平等, 2003; 石莎等, 2007; Wang, 2008; 赵景波等, 2010), 并探讨了降雨入渗过程、机理及影响因素(韩德儒等, 1996; 王永义等, 1998; Liu 等, 2011), 并将降雨条件下土壤水分的季节变化划分为消耗期、补给期和稳定期(陈有君等, 2000). 但对后者深层土壤水分的动态平衡及渗漏补给过程研究较少尚处于探索阶段(袁鹏飞等, 2002; 何志斌和赵文智, 2008), 缺乏对不同沙地深层土壤水分的渗漏补给过程进行长期系统观测和对比研究(赵文智, 2009), 故目前就沙漠地区水资源补给来源和补给过程等科学问题尚未探明. 如巴丹吉林沙漠深处湖泊星罗棋布, 其水源问题尚存在激烈的争论, 刘建刚(2010)研究认为, 巴丹吉林沙漠湖泊和地下水主要由黑河中上游河水、祁连山大气降水和冰雪融水通过地下水补给, 沙区降雨较小不可能补给到湖泊; 但钱云平等(2005)则认为, 该区地下水具有多源性, 除黑河作为地下水的主要补给来源外, 地下水主要来自该区域大气降水和东部巴丹吉林沙漠地下水的侧渗补给. 面对目前我国干旱半干旱区因土壤进一步旱化、地下水位持续下降而引起的土地沙化等一系列生态退化问题, 系统研究雨养条件下沙地深层土壤水渗漏补给显得尤为重要.

在土壤水分渗漏补给研究方法和手段上, 目前国内外多采用环刀法、双环刀法、蒸渗仪法、人工模拟降雨法、土柱法、水分通量法及示踪法等(蒙宽宏, 2006; 刘新平等, 2006; 张志才, 2006; 周春华, 2007; 王建新等, 2010), 并通过数学建模推算降雨对土壤的渗漏补给水量(Finch, 1998; 刘廷玺等, 2002; Gogolev 和 Mikhail, 2002), 缺少用于直接监测土壤渗漏水量的计量仪器. 就目前应用较为广泛和计算较为简便的水通量法能较为准确地推算降雨入渗补给量, 但需要详细和较大范围的土壤水势与土壤含水量资料, 在实际当中获取难度较大, 而且在推算中忽略了温度对土壤水运动的影响, 造成了水分通量法的计算误差(张志才, 2006); 地中蒸渗仪法可直接测量补给量, 但造价昂贵不易进行多地较大空间尺度上的观测研究(汪丙国, 2008); 同位素示踪法是目前研究地下水补给较好的研究方法, 但只能进行间接估算(杨建峰, 1999), 而且不利于获得小时间尺度上高精度结果和反映补给的动态变化过程(汪丙国, 2008). 现有的研究方法在准确估算渗漏补给量及其动态变化上仍存在不同程度的缺陷.

为此, 作者研发了土壤深层水分渗漏计量仪并取得国家发明专利授权(Yang 和 Dang, 2011), 可直接测量土壤入渗水量(指一段时间内在重力作用下入渗到某一深度土壤断面的水量). 本仪器采用数字化自动记录方式, 可进行连续观测. 本文采用该计量仪对我国干旱半干旱区不同降雨量沙区流动沙地降雨对深层土壤(150 cm 以下)水分渗漏补给过程进行实时监测, 定量分析补给水量的时空变化规律, 对进一步认识深层渗漏补给过程、准确评价地下水补给资源和地下水动态平衡具有重要意义. 研究结果可为沙漠地区目前尚存激烈争论的水资源补给来源和补给过程等科学问题提供直接证据, 也为沙区水资源准确评估提供可靠依据. 因此, 研究降雨对沙地深层土壤水分的渗漏补给过程, 对沙区生态恢复建设、资源保护与合理利用具有重要的现实指导意义.

1 试验区选择

按照我国西北干旱、半干旱沙区不同降雨条件, 选择位于我国半干旱区毛乌素沙地腹地的乌审旗, 位于干旱区乌兰布和沙漠东南缘的磴口, 位于干旱区腾格里沙漠北缘的阿拉善左旗和干旱区巴丹吉林

沙漠南缘的阿拉善右旗为试验地. 四试验地观测点地理位置见图 1, 自然概况见表 1. 四试验地气候均为大陆性干旱气候, 气候干燥, 年均降雨量在空间分布上具有由东向西的梯度递减趋势, 依次为乌审旗 360.8 mm, 磴口 152.7 mm, 阿拉善左旗 110.6 mm 和阿拉善右旗 72.4 mm.

2 观测研究方法

(i) 土壤渗漏水量的测定. 用 YWB-01 型土壤深层水分渗漏计量仪实时监测, 计量分辨率为 0.2 mm, 精度±2%. 土壤深层水分渗漏计量仪埋设见图 2. 选定观测样点后先挖出一个深度约为 267 cm(观

测深度 150 cm+毛管水上升最大高度 68 cm+渗漏截流桶高度 49 cm)的坑, 把渗漏计量仪上口的位置(深度 150 cm 的土层)确定好; 然后利用水平仪进行调平, 将渗漏计量仪安装调试完成置入, 并将计量器的数采线接出地面; 最后桶内加入足量的水以踏实回填桶内的沙土并检验渗漏计量仪工作是否正常, 埋设后要放置 1 月的时间尽可能使桶内沙土的物理性状恢复到原状土再进行测量. 试验观测期为 2010 年 6 月~2012 年 5 月. 监测记录间隔时间为 30 min. 如果渗漏截留桶有水量记录, 则说明该区有降水渗漏到土壤 150 cm 以下, 其记录水量就是降雨通过重力水下渗到深层的水量. 本文中渗漏水量是指入渗到 150 cm 以下的雨量, 并统计次降雨入渗过程中的渗漏水量.

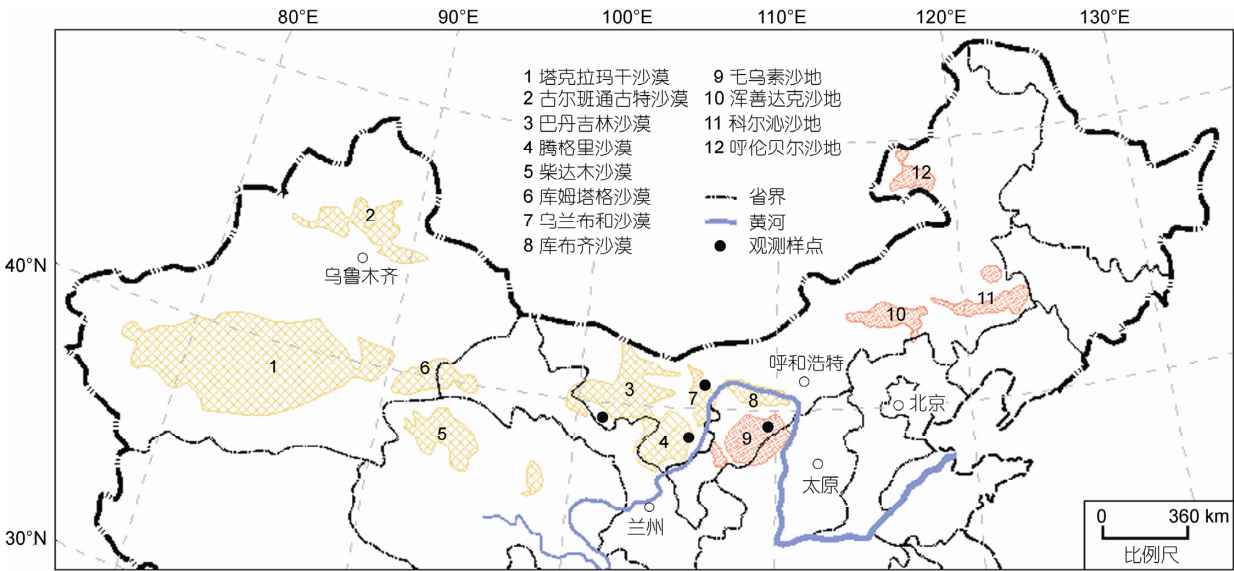


图 1 试验观测点地理位置

表 1 四试验地自然概况

观测地点	地理位置	海拔高度 (m)	气候特征					地貌特征	土壤质地特征	地下水埋深(m)
			年均气温 (°C)	降水量 (mm)	雨季 (月)	年均蒸发量(mm)	干燥度			
乌审旗	38°57'N, 109°17'E	1306	6.4	360.8	7~9	2592	1.4	流动沙丘为主, 沙丘高 6~12 m	粒径 0.1~0.5 mm, 中细砂风沙土, 质地均一, 容重 2.63 g mm ⁻³	5.4~6.1
磴口	40°28'N, 106°46'E	1050	7.4	152.7	6~8	2327	>4.0	流动沙地为主, 沙丘高 2~5 m	粒径 0.1~0.5mm, 中细砂风沙土, 质地均一, 容重 2.71 g mm ⁻³	>7
阿拉善左旗	38°41'N, 105°35'E	1386	7.4	110.6	7~9	3100	>4.0	流动沙丘为主, 沙丘高 4~5 m	粒径 0.1~0.5 mm, 中细砂风沙土, 质地均一, 容重 2.68 g mm ⁻³	>8
阿拉善右旗	39°14'N, 101°40'E	1595	8.3	72.4	7~9	4000	>4.0	流动沙丘为主, 沙丘高 6~8 m	粒径 0.1~0.5 mm, 中细砂风沙土, 质地均一, 容重 2.67 g mm ⁻³	>10

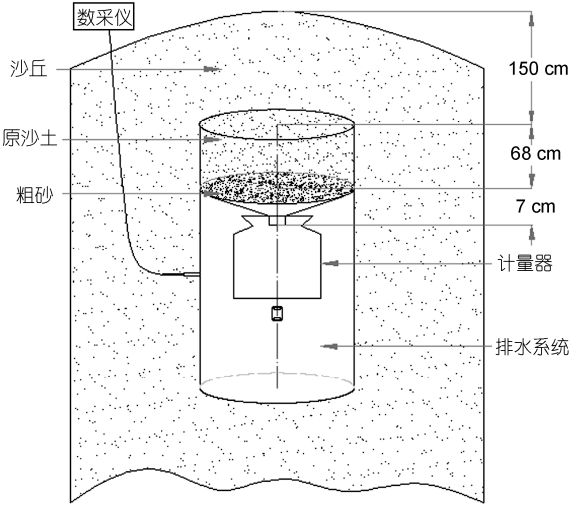


图 2 土壤深层水分渗漏计量仪及其埋设示意图

(ii) 土壤含水量测定. 用 EC-5 土壤水分传感器分层监测渗漏计量仪埋设深度以上土壤含水量, 分辨率 $\pm 0.06\%$, 土壤标定后精度 $\pm 2\%$.

(iii) 降雨量测定. 利用地上雨量计自动计量每次的降水量. 雨量计采用美国 AVALON 公司生产的 AV-3665R 型雨量传感器, 分辨率 0.2 mm, 精度 $\pm 2\%$. 并统计降雨的次数和次降雨的历时、强度和雨量等指标.

(iv) 数据处理. 用 Spss 和 Excel 软件进行统计分析.

3 结果与分析

3.1 流沙地深层渗漏水量的时空分布特征

3.1.1 空间分布

四个试验点观测期内降雨量和深层土壤水分渗漏补给量见表 2. 乌审旗处在半干旱典型区, 降雨对

深层土壤水分渗漏补给量最大, 观测期 2 年内累计达 508.4 mm, 其中 2011 年为 352.3 mm, 分别占同期降雨量的 58.4% 和 67.9%; 其次为处在半干旱区到干旱区过渡带的磴口, 观测期渗漏补给水量为 23.8 mm, 其中 2011 年为 10.9 mm, 分别占同期降雨量的 13.9% 和 15.0%; 阿拉善左旗和阿拉善右旗两地处在典型干旱区, 观测期内未遇到强降水, 渗漏补给水量记录接近或等于零. 四个试验地渗漏水量存在空间分布上的差异性, 其变化趋势与降水量变化一致, 自东向西由半干旱区向干旱区递减, 且渗漏水量所占降雨量的比例也随之降低. 半干旱区降雨对流动沙地的深层土壤水分有显著的入渗补给, 而在典型干旱区正常降雨年份降雨对深层土壤水分的入渗补给极少或无补给.

3.1.2 时间分布

图 3 和图 4 为乌审旗和磴口两流动沙地在 2010 年 6 月至 2012 年 5 月期间深层土壤水分降雨渗漏补给量月变化. 乌审旗流沙地深层土壤水分在一年四季中除 1 和 2 月份外, 其他月份均有渗漏补给, 7~9 月份为集中渗漏补给期, 峰值出现在 7 月份; 2011 年 7~9 月份渗漏补给量为 246.2 mm, 其中 7 月份 119.8 mm, 分别占全年渗漏补给量的 70% 和 34%. 磴口流动沙地深层土壤水分在 10~2 月份几乎无渗漏补给, 主要补给期在 3~8 或 9 月份(2012 年 3~5 月份因仪器故障未记录到渗漏水量值), 月渗漏量峰值未出现在降雨量最大的月份; 2011 年月渗漏量最大值出现在 3 月份为 2.8 mm, 这与冻土在此期间快速消融有关(王雪芹等, 2006). 两地降雨对流沙地深层土壤水分的渗漏补给在季节变化上具有相对的一致性. 深层土壤水分渗漏补给始于 3 月中旬土壤融冻开始后, 在雨季达到最大, 冬季较小或无渗漏, 止于土壤冻结较深的 1 月份.

表 2 四试验点观测期降雨量与深层土壤水分渗漏补给量

地 点	观测期	降雨总量 (mm)	渗漏补给		备注
			总量(mm)	占同期降雨量(%)	
乌审旗	2010-06~2012-05	870	508.4	58.4	2011 年 7 月 1~2 日遇 105 mm 的强降雨
	其中 2011 年	519	352.3	67.9	
磴口	2010-06~2012-05	171.6	23.8	13.9	正常降雨年份
	其中 2011 年	72.6	10.9	15.0	
阿拉善左旗	2010-06~2011-06	82.4	0.8	1.0	正常降雨年份
阿拉善右旗	2010-06~2011-12	33.8	0.0	0.0	正常降雨年份

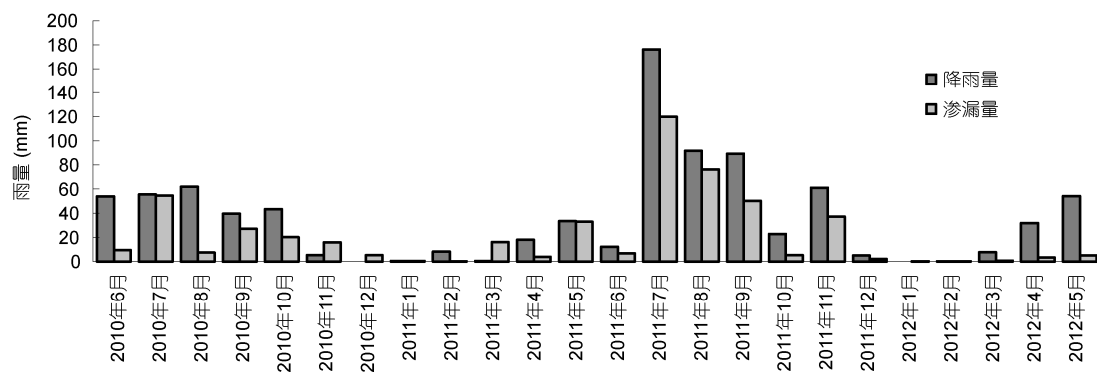


图3 乌审旗流沙地降雨量与深层渗漏量月变化

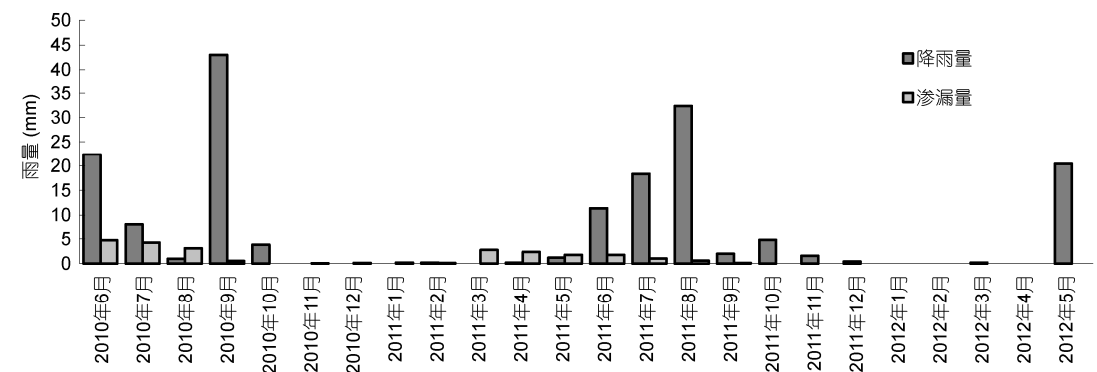


图4 磴口流沙地降雨量与深层渗漏量月变化

由于降雨对土壤深层水分的渗漏补给存在滞后性和延时性,有渗漏补给的日数远多于降水日数,约为3~5倍,且日渗漏量及其日数分布差异显著(表3).乌审旗在观测期内有渗漏水量记录的日数高达617 d,其中2011年304 d,分别占同期日数的84.4%和83.3%;磴口有渗漏补给日数相对较少,观测期为234 d,其中2011年133 d,分别占同期日数的32.1%和36.4%.乌审旗流沙地日最大渗漏量和日均渗漏量均较大,分别为51.35 mm d⁻¹和0.95 mm d⁻¹,约为磴口的200倍和10倍.在不同渗漏量日数的分布上,磴

口的日渗漏量均不足1 mm,其中≤0.2 mm的日数高达225 d,占总渗漏总日数的96.2%,其渗漏量占90.8%.而乌审旗的日渗漏量范围相对较大,其值在0.06~51.35 mm,其中≤1 mm的日数为532 d,占总渗漏日数的比例高达86.2%,但其渗漏量仅占31.0%;渗漏量大于1 mm的日数为85 d,仅占总渗漏日数的16.4%,但渗漏量所占比例高达69.0%,其中渗漏量为1~10 mm的日数居多有81 d,其渗漏水量占总渗漏量的53.3%,日渗漏补给量大于10 mm的日数极少,观测期仅有4 d.说明较大降雨形成的渗漏水在深层

表3 四试验点观测期不同降雨量(渗漏量)日数分布特征

地点	观测期 总日数 (d)	降雨						渗漏补给					
		总日 数 (d)	日最大 雨量 (mm)	不同降雨量日数(d)/累计降雨量(mm)				总日数 (d)	日最大渗 漏量 (mm)	不同渗漏量补给日数(d)/累计渗漏量(mm)			
				≤5 mm	5~15 mm	15~25 mm	≥25 mm			≤1 mm	1~5 mm	5~10 mm	≥10 mm
乌审旗	731	171	78.8	125/140.6	30/279.4	9/194.2	7/255.4	617	51.35	532/154.5	69/158.4	12/112.7	4/82.8
磴口	731	58	24.2	45/43.6	12/103.6	1/24.2	0/0	234	0.25	234/23.8	0/0	0/0	0/0
阿左旗	395	36	13.8	31/39.2	5/43.2	0/0	0/0	11	0.12	11/0.8	0/0	0/0	0/0
阿右旗	579	96	1.4	96/33.8	0/0	0/0	0/0	0	0.0	0/0	0/0	0/0	0/0

土壤水分的补给中伴有重要角色.

3.2 降雨格局对渗漏过程与渗漏量的影响

大气降水是沙地水分的主要来源, 降雨格局包括降雨量、降雨历时、降雨强度和降雨时间分布是影响沙地深层水分入渗补给量及动态过程的主要因素(蒙宽宏, 2006; 杜阿朋等, 2009; 刘汗等, 2009; Liu 等, 2011). 四试验地地处不同的雨量气候区, 降雨格局存在空间上的差异(表 3). 地处典型干旱区的阿拉善左旗和阿拉善右旗的降水稀少, 且降水均小于 15 mm 多集中在 5 mm 以下, 小降雨量只能入渗到浅层土壤或停留在表层被蒸发, 对 150 cm 以下深层土壤水分几乎无渗漏补给. 磴口处于半干旱区向干旱区的过渡地带, 降雨量和强度有所增加, 但仍以小于 5 mm 的小降水频次最高达 77.6%, 降雨 5~15 mm 的频次虽小为 20.7%, 但对降水总量的贡献最大占 60.4%, 最大降雨达 24.2 mm d⁻¹, 较大降雨的出现对该区深层土壤水分有一定的渗漏补给, 但发生的频率较低, 故补给量有限, 观测期 2 年内仅有 23.8 mm 的补给水量, 仅占降水量的 13.9%. 地处半干旱区的乌审旗, 较强降雨发生的频率增加, 观测期内共出现了 9 次大于 15 mm 的降雨和 7 次大于 25 mm 的强降雨, 对总降雨量的贡献高达 51.7%, 该区降雨对深层土壤水分的渗漏补给作用显著增加, 观测期 2 年内渗漏水量高达 508.4 mm, 占降水量的 58.4%. 说明只有高于一定范围的大降水事件才能够有效补给深层土壤水分, 小降水事件只能补给表层土壤(李小雁, 2011). 四试验地深层渗漏量所占降雨量的比例随降雨量的递减而降低(表 2), 说明降雨量越大, 其对深层土壤水分的渗漏补给越明显, 其渗漏量所占降雨量的比值也越高. 例如, 2011 年乌审旗观测到的降雨量约为磴口的 7 倍, 但渗漏量却高达近 35 倍. 乌审旗日最大降雨量约为磴口的 7 倍, 但渗漏量却高达 200 倍(表 3).

经对深层土壤水分有渗漏补给的乌审旗和磴口两地观测期内 24 个月渗漏量和降水量月值的 Pearson 相关分析, 发现乌审旗沙地月渗漏水量与月降水量之间呈极显著正相关关系($r=0.884$, $P<0.01$), 但磴口的月渗漏水量与月降雨量的相关性不显著($r=0.156$, $P>0.05$). 这说明不同降雨量对深层土壤水分渗漏补给的影响存在着差异性, 只有当降雨量高于某一临界值后, 才对深层土壤水分有渗漏补给, 且降雨量较大地区降雨对深层土壤水分的补给作用也越显著,

渗漏量与降雨量的年季动态变化过程也更加相似.

图 5(a)~(c)是乌审旗沙地在雨季 7~9 月份的三次不同降雨导致的深层渗漏过程. 三次降雨之前的 10 日内均没有降雨, 降雨前的土壤含水量差异较小(表 4). 其中, 2010 年 9 月 20 日 24 mm 的降雨始于 9 月 19 日 23:30, 历时 3 h, 降雨强度 8.0 mm h⁻¹, 开始降雨后的第 39 h 渗漏速率增加, 直到第 54 h 达到峰值, 最大渗漏速率为 0.206 mm h⁻¹, 期间 15 h 内累计渗漏水量为 1.91 mm, 平均入渗补给速率为 0.13 mm h⁻¹, 第 54 h 后渗漏速率缓慢降低, 渗漏持续时长为 159 h, 渗漏量为 15.4 mm, 占降雨量的 64.2%.

2010 年 7 月 7 日 31 mm 的降雨始于 0:30, 历时 16.5 h, 降雨强度 1.88 mm h⁻¹, 开始降雨后的第 33 h 渗漏速率增加, 直到第 42 h 达到峰值, 最大渗漏速率为 0.43 mm h⁻¹, 期间 9 h 内累计渗漏量为 2.59 mm, 平均渗漏速率为 0.29 mm h⁻¹, 第 45 h 后入渗速率缓慢降低, 渗漏持续时长为 138 h, 渗漏量为 23.5 mm, 占降雨量的 75.8%.

2011 年 7 月 1~2 日 105 mm 的强降雨始于 7 月 1 日 0:00, 历时 46.5 h, 降雨强度 2.26 mm h⁻¹, 开始降雨后的第 33 h 后渗漏速率增加, 直到第 39 h 达到峰值, 最大渗漏速率为 5.41 mm h⁻¹, 期间 6 h 内累计渗漏量为 23.08 mm, 平均渗漏速率为 3.85 mm h⁻¹, 第 39 h 后渗漏速率缓慢降低, 渗漏持续时长为 150 h, 渗漏量为 86.7 mm, 占降雨量的 82.6%.

就三次降雨的渗漏过程表明, 雨量是影响深层土壤渗漏补给的重要因素, 降雨量越大, 对深层土壤水分的渗漏补给速率就越快, 渗漏补给量也越多, 其渗漏水量所占降雨量的比值即入渗补给系数也越大, 但并非线性关系, 入渗补给系数的增加远没有雨量增加的快, 说明入渗补给系数存在最大临界值. 降雨入渗过程同时还受降雨强度和历时的共同作用影响, 随降雨入渗过程的持续, 土壤的入渗速率会随土壤含水量的增加而减慢. 当降雨强度小于入渗速度时, 入渗量随雨强增大而增加, 反之入渗量减小; 当降雨强度接近入渗速率时, 土壤的降雨入渗补给为最佳. 当降雨量比较集中, 降雨强度很大时, 因入渗速率远小于降雨强度易形成地面径流, 虽雨量大, 但降雨入渗补给系数反而会减小, 说明大暴雨历时短、雨强大, 但不利于降雨的入渗. 因此, 就低强度、长历时和单次降雨量大的降雨事件更有利于降雨对深层土壤的渗漏补给, 这与袁瑞强等(2010)研究的结果相一致.

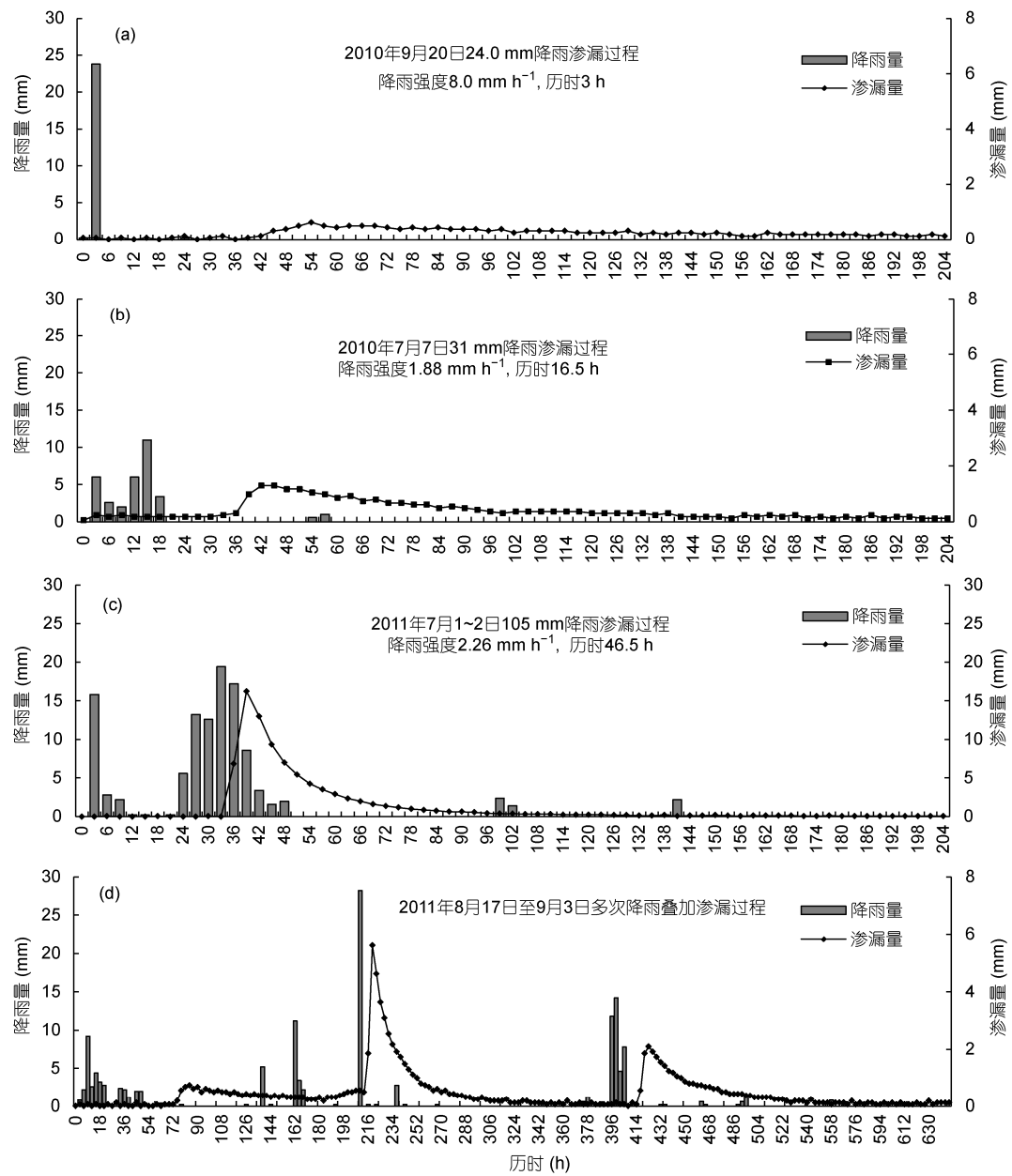


图5 乌审旗沙地不同降雨渗透补给过程

图 5(d)是短期内多次较强降雨导致的深层渗漏动态过程,从2011年8月17日到9月3日,出现了4次较大的降雨,期间还有多次的小雨,累计降雨量达到了136.4 mm,属于一个高频次,多雨量补给过程。其中,8月17日3:30至23:30的降水为24.8 mm,由于降雨前土壤含水量相对较低,平均为8.3%(表4),开始降雨后第84 h渗透速率才达到峰值为 0.25 mm h^{-1} ,渗透量为16.2 mm,占降雨量的65.4%;之后为8月

23日21:00~23:30和8月25日19:30~21:30的两次连续降雨,降水量分别为14.6和28.2 mm,第一次降雨未出现渗漏峰值,但土壤剖面的含水量增加(表4),在第二次降雨开始后的第9 h渗透速率很快就达到了峰值 1.87 mm h^{-1} ,两次降雨对深层土壤水分的渗透补给占降雨量的比值高达94.4%;9月2日13:00至9月3日0:30为一次较强降雨,降水量为38.4 mm,在开始降雨后的第30 h渗透速率达到峰值为 0.7 mm h^{-1} ,本

表 4 乌审旗观测点几次降雨前土壤含水量状况(%)

日期	土壤深度				
	40 cm	80 cm	120 cm	160 cm	平均
2010-07-06	9.5	10.3	11.7	7.2	9.7
2010-09-19	10.9	9.9	10.8	7.0	9.7
2011-06-30	9.9	10.7	11.5	8.0	10.0
2011-08-16	5.0	10.5	9.8	8.0	8.3
2011-08-24	16.7	8.2	7.0	5.3	9.3
2011-09-02	11.5	9.7	9.7	7.4	9.6
2011-09-03	16.6	10.2	9.7	7.2	10.9
2011-09-08	10.9	14.4	14.3	11.8	12.9

次降雨对深层土壤水分的渗漏补给量为 32.7 mm, 占降雨量的 84.3%. 可见, 多次连续降雨过程中, 随着土壤含水量的增加, 降雨容易渗漏到深层, 渗漏速率较快, 雨后渗漏峰值出现的时间较短, 且渗漏量所占降雨量的比例较高.

3.3 冻融作用对沙地深层土壤水分渗漏补给的影响

季节性冻融过程对干旱和半干旱区的沙地深层土壤水分渗漏补给的动态变化具有一定的影响(王雪芹等, 2006). 乌审旗和磴口两地的渗漏水量随冻融过程的季节变化见图 6 和 7, 其变化趋势基本一致. 10 月下旬沙地开始冻结, 随着冻结深度的增加, 深层土壤的渗漏水量也随之减少, 到 1 月份乌审旗和磴口的土壤冻结深度分别达 91 和 87.6 cm, 冻结深度接近于最大值, 渗漏过程趋于停止. 到 2 月底冻土开始消融, 随着气温的回升, 到 3 月 13 日左右冻土消融近 20 cm 深, 冻结层滞水开始下移渗漏补给到 150 cm 以下深层土壤, 使得渗漏水量随着冻土消融厚度降低而急剧增大, 到 3 月 19 日前后冻土消融深度达 30 cm 左

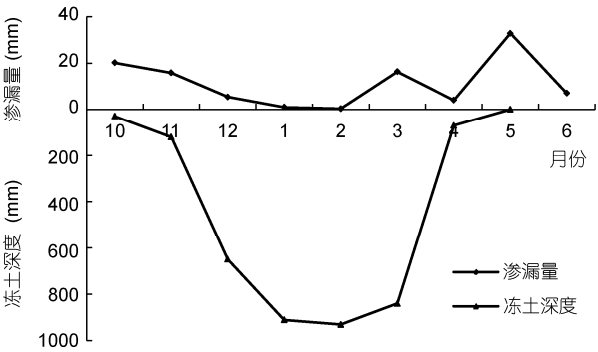


图 6 乌审旗沙地冻融过程对深层渗漏补给的影响

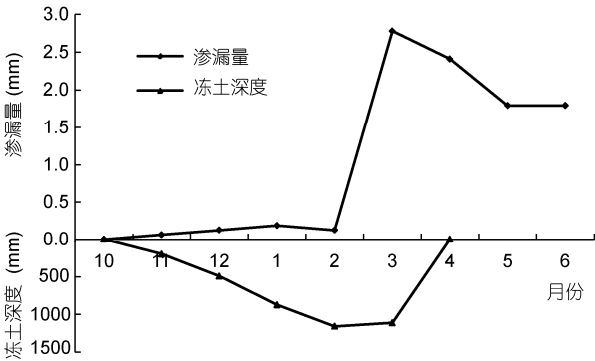


图 7 磴口沙地冻融过程对深层渗漏补给的影响

右时渗漏水量达到峰值(乌审旗 3.95 mm d^{-1} , 磴口 0.25 mm d^{-1}), 持续补给 2~4 d 后又开始急剧递减, 3 月底冻土完全消融, 渗漏水量又回到较低的水平(图 8). 4 月份由于降雨量较小, 对深层土壤水分的渗漏补给较少. 由于冻融过程的影响, 深层土壤水分在 3 月中旬出现一个小的渗漏峰值, 高于 4 月份的补给量.

4 讨论与结论

(1) 不同雨量气候沙区降雨对 150 cm 以下深层土壤水分的渗漏补给作用差异显著. 典型半干旱沙区降水量较大, 大于 15 mm 的降雨对深层土壤水分的开始有渗漏补给, 渗漏补给水量可占同期降雨量的 58.4%; 干旱与半干旱过渡沙区降雨对深层土壤水分的渗漏补给作用有限, 补给水量仅占同期降雨量的 13.9%; 到典型干旱沙区降水稀少, 且以小降水为主, 降水只能补给表层土壤水分, 对深层土壤水分基本无补给. 据李春虎研究, 暴雨天气过程是西北干旱区重要的水资源补充, 是解除干旱的主要途径(李春虎, 2003). 根据中国气象资料共享网日降水资料显示,

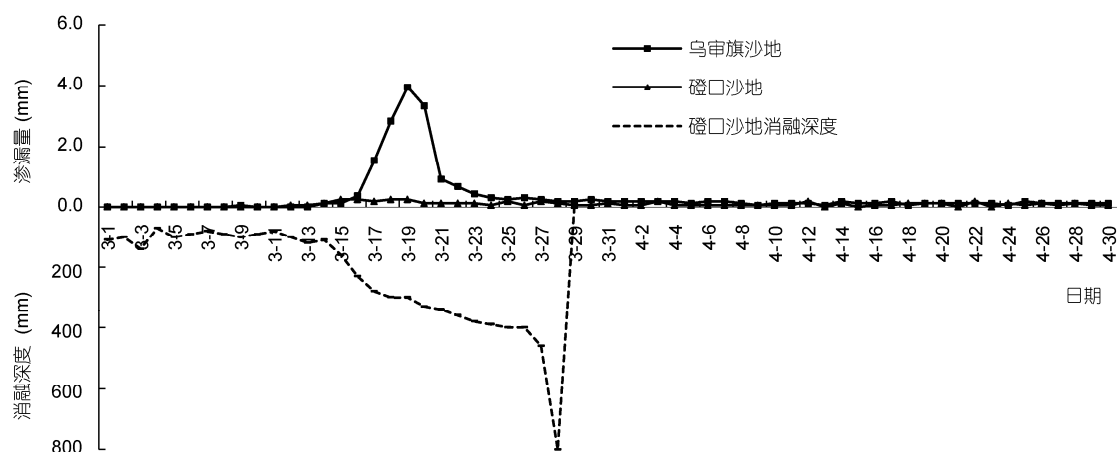


图8 乌审旗和磴口沙地消融过程对深层渗漏补给的影响

阿拉善左旗和阿拉善右旗在 1960~2012 年期间, 分别发生 ≥ 25 mm 的强降雨 39 次和 20 次, 其降雨累计量分别达 1509.5 和 647.3 mm. 依据乌审旗 2010 年 9 月 20 日 24 mm 的一次降雨对深层土壤水分的渗漏补给量所占比例 64.2% 计算(图 5(a)), 阿拉善左旗和右旗在 1960~2012 年期间就强降雨对深层土壤水分的渗漏补给水量可分别达 969.1 和 415.6 mm. 干旱区强降雨对深层土壤水分重要的补给作用支撑了一些学者关于解释干旱区沙漠中湖泊水源的观点, 额济纳下游盆地的地下水为多源补给, 除黑河作为地下水的主要补给来源外, 主要来自该区域大气降水和东部巴丹吉林沙漠地下水的侧渗补给(钱云平等, 2005); 巴丹吉林沙漠东南部湖泊以及南缘地区的地下水主要是当地降雨量丰沛时期的降水及南缘低山降水下渗补给的(马妮娜和杨小平, 2008).

(2) 降雨是我国沙漠、沙地水分的主要来源, 而降雨入渗到沙漠(沙地)风沙土中的水分基本上是深层渗漏水量的唯一水源. 因此, 渗漏到 150 cm 以下深层土壤水分与降水量及频度关系紧密, 渗漏水量的年际变化过程基本与降水的季节变化相一致, 但有一定的滞后, 而且在降雨量大的地区, 二者的年季动态变化过程更加相似, 随着降水量的递减, 其变化趋势的相似性逐步下降.

(3) 深层渗漏的季节动态过程表明: 降雨到达沙土表层后, 水分向深层沙土中渗透同时进行着两个过程, 即存储和传导. 当水分入渗进入沙土后, 一部分

被存储起来, 而盈余的部分则形成湿润峰, 进一步向下一层渗透, 因此, 单次相同的降雨量, 在 4~5 月的干旱期, 整个土壤剖面的含水量较低, 较多的水分被存储起来, 仅有少量水渗漏到 150 cm 及其以下土层, 而到了 6 月的雨季, 整个土壤剖面的含水量较高, 则有较多水量渗漏到深层土壤中并被记录到. 干旱期降雨少和土壤含水量低都会影响到降雨的深层渗漏补给.

(4) 在土壤含水量相对较高的雨季, 降雨是导致深层渗漏水量的动态变化过程的主要因素. 降雨的补给导致渗漏速率有一个增量的波动, 单次降雨量大, 雨后峰值出现的时间较短, 渗漏速率达到的峰值就越高, 渗漏量占降雨量的比例也越高. 受降雨强度、雨量和历时的共同作用, 就低强度、长历时和单次降雨量大的降雨事件更有利于降雨对沙地深层土壤的渗漏补给.

(5) 季节性冻融过程直接影响着干旱和半干旱区流动沙地深层土壤水分入渗补给的季节性变化. 在土壤冻结期 11~2 月份, 深层土壤水分的入渗补给随冻结深度的加深而减少, 止于 12 月或 1 月份, 消融作用使土壤水分的深层渗漏水量在 3 月份出现一个小的峰值, 高于 4 月份的补给量.

本研究在方法上实现了对深层土壤水分渗漏补给水量的实时动态监测, 为准确评估降水对沙地深层土壤水资源补给提供了可靠依据, 但降雨的深层入渗是一个十分复杂的过程, 而且影响因素较多, 需要进一步长期监测和系统研究.

参考文献

- 陈有君, 关世英, 李绍良, 等. 2000. 内蒙古浑沙达克沙地土壤水分状况的分析. 干旱区资源与环境, 14: 80–85
- 杜阿朋, 何常青, 管伟, 等. 2009. 六盘山叠叠沟小流域土壤稳渗速率及其影响因子. 林业科学, 45: 25–31
- 韩德儒, 杨文斌, 杨茂仁. 1996. 干旱半干旱区沙地灌(乔)木种水分动态关系及其应用. 北京: 中国科学技术出版社. 135
- 何志斌, 赵文智. 2008. 半干旱地区流动沙地土壤湿度变异及其对降水的依赖. 中国沙漠, 6: 23–27
- 黄利江, 赵萍, 张广才, 等. 2004. 宁夏盐池沙地水分动态研究初探. 林业科学研究, 17(增刊): 31–38
- 雷志栋, 胡和平, 杨诗秀. 1999. 土壤水研究进展与评述. 水科学进展, 10: 311–318
- 李春虎. 2003. 西北干旱和暴雨研究综述. 甘肃气象, 21: 1–7
- 李小雁. 2011. 干旱地区土壤-植被-水文耦合、响应与适应机制. 中国科学: 地球科学, 41: 1721–1730
- 刘汗, 雷廷武, 赵军. 2009. 土壤初始含水率和降雨强度对黏黄土入渗性能的影响. 中国水土保持科学, 47: 1–6
- 刘建刚. 2010. 巴丹吉林沙漠湖泊的地下水补给机制. 水资源保护, 26: 18–23
- 刘峻杉, 徐霞, 张勇, 等. 2010. 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. 中国科学: 生命科学, 40: 166–174
- 刘廷玺, 朝伦巴根, 马龙, 等. 2002. 规定时段降雨入渗补给系数的确定. 内蒙古农业大学学报, 23: 44–48
- 刘新平, 张铜会, 赵哈林, 等. 2006. 流动沙丘降雨入渗和再分配过程. 水力学报, 37: 166–171
- 马妮娜, 杨小平. 2008. 巴丹吉林沙漠及其东南边缘地区水化学和环境同位素特征及其水文学意义. 第四纪研究, 28: 702–711
- 蒙宽宏. 2006. 土壤水分入渗测定方法及影响因素. 硕士学位论文. 黑龙江: 东北林业大学. 1–38
- 钱云平, 林学钰, 秦大军, 等. 2005. 应用同位素研究黑河下游额济纳盆地地下水. 干旱区地理, 28: 576–580
- 石莎, 冯金朝, 邹学勇. 2007. 不同地形条件对沙漠植物生长和沙地土壤水分的影响. 干旱区地理, 30: 846–851
- 汪丙国. 2008. 地下水补给评价方法研究-以华北平原为例. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学. 1–121
- 王建新, 王恩志, 王思敬. 2010. 降雨自由入渗阶段试验研究及其过程的水势描述. 清华大学学报(自然科学版), 50: 1920–1924
- 王新平, 李新荣, 康尔泗, 等. 2003. 腾格里沙漠东南缘人工植被区降水入渗与再分配规律研究. 生态学报, 23: 1234–1241
- 王雪芹, 张元明, 蒋进, 等. 2006. 古尔班通古特沙漠南部沙垄水分动态——间积积雪融化和冻土变化对沙丘水分分异作用. 冰川冻土, 28: 262–268
- 王永义, 王专翠, 胡以高. 1998. 降雨入渗补给规律分析. 地下水, 20: 74–75
- 魏雅芬, 郭柯, 陈吉泉. 2008. 降雨格局对库不齐沙漠土壤水分的补充效应. 植物生态学报, 32: 1346–1355
- 杨建锋. 1999. 地下水-土壤水-大气水界面水分转化研究综述. 水科学进展, 10: 183–189
- 叶冬梅, 秦佳琪, 韩胜利, 等. 2005. 乌兰布和沙漠流动沙地土壤水分动态、土壤水势特征的研究. 干旱区资源与环境, 19: 126–130
- 袁鹏飞, 丁国栋, 王炜炜, 等. 2002. 毛乌素沙地降雨入渗和蒸发特征. 中国水土保持科学, 22: 359–362
- 袁瑞强, 宋献方, 刘贯群. 2010. 现代黄河三角洲上部冲积平原降水入渗补给量研究. 自然资源学报, 23: 1777–1785
- 张志才. 2006. 降雨入渗补给地下水研究. 硕士学位论文. 南京: 河海大学. 1–78
- 赵哈林, 赵学勇, 张铜会, 等. 2002. 我国东北西部沙地近 20 年地下水变化动态及其成因分析. 干旱区研究, 19: 1–6
- 赵景波, 马延东, 邢闪, 等. 2010. 腾格里沙漠宁夏中卫沙层含水量研究. 山地学报, 28: 653–659
- 赵文智. 2009. 中国干旱区生态水文研究 10 年. 见: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 组编. 中国寒区旱区环境与工程科学 50 年. 北京: 科学出版社. 432–454
- 周春华. 2007. 大埋深条件下降雨入渗补给过程分析. 硕士学位论文. 西安: 长安大学. 3–11
- 朱雅娟, 吴波, 卢琦. 2012. 干旱区对降水变化响应的研究进展. 林业科学研究, 25: 100–106
- Finch J W. 1998. Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model-sensitivity to land surface parameters. J Hydrol, 211: 112–125
- Gogolev, Mikhail I. 2002. Assessing groundwater recharge with two unsaturated zone modeling technologies. Environ Geol, 42: 248–258
- Liu H, Lei T W, Zhao J, et al. 2011. Effect of rainfall intensity and antecedent soil water content on soil infiltrability under rainfall conditions the run off-on-out method. J Hydrol, 396: 24–32
- Wang X P, Cui Y, Pan Y X, et al. 2008. Effects of rainfall characteristics on infiltration and redistribution patterns in revegetation-stabilized desert ecosystems. J Hydrol, 358: 134–143
- Yang W B, Dang H Z. 2011. Deep soil infiltration water recorder (YWB-01). PRC Patent, 201112051651.X, 2012-01-15