

基于长系列观测资料的干旱区降水入渗补给规律研究

齐子萱^{1,2}, 周金龙^{1,2}, 季彦桢³, 孙英^{1,2}, 王新中³, 郑玉莲³

(1. 新疆农业大学水利与土木工程学院, 新疆乌鲁木齐 830052; 2. 新疆水文水资源工程技术研究中心, 新疆乌鲁木齐 830052; 3. 新疆昌吉州地质环境监测站, 新疆昌吉 831100)

摘要: 利用新疆昌吉地下水均衡试验站地中蒸渗仪长系列(1992-2015年)降水入渗实测资料,探讨降水入渗补给过程中的滞后现象,分析影响降水入渗补给的主要因素;依据降水入渗补给系数研究降水入渗补给量随潜水埋深的变化规律,确定不同地层的最佳潜水埋深和稳定埋深。结果表明:在试验条件下,砂卵砾石地层和细砂地层最佳潜水埋深点为0.5 m,轻黏土地层最佳潜水埋深点为0.0 m;降水入渗补给量随潜水埋深的增大而减小并趋于稳定,稳定潜水埋深为6.0 m。依据最佳潜水埋深点和稳定点建立了年降水入渗补给系数与潜水埋深间的指数型经验公式。

关键词: 降水入渗补给;最佳潜水埋深;稳定潜水埋深;经验公式;干旱区

中图分类号:P641.2

文献标识码:A

文章编号:1672-643X(2019)05-0124-010

Research on the precipitation infiltration recharge law in arid area based on long series observation data

QI Zixuan^{1,2}, ZHOU Jinlong^{1,2}, JI Yanzhen³, SUN Ying^{1,2}, WANG Xinzhong³, ZHENG Yulian³

(1. College of Water Conservancy and Civil Engineering, Xinjiang Agricultural University, Urumqi 830052, China;

2. Xinjiang Hydrology and Water Resources Engineering Research Center, Urumqi 830052, China; 3. Changji Geological Environment Monitoring Station, Changji 831100, China)

Abstract: According to the lysimeter data of Groundwater Balance Test Station of Changji, Xinjiang from 1992 to 2015, this paper discusses the hysteresis phenomenon in the process of infiltration recharge and analyzes influencing factors on infiltration recharge of groundwater. According to the precipitation recharge coefficient, we studies the change law of precipitation infiltration replenishment with groundwater depth and determines the optimal depth of unconfined groundwater and stable depth of different strata. The results indicated that the optimal depth point of sand gravel stratum and fine sand stratum are 0.5 m, and the optimal depth of light clay stratum is 0.0 m. Precipitation infiltration replenishment decreases along with the increase of depth of unconfined groundwater and tends to become stable. The stable groundwater depth is 6.0 m. An exponential experience formula between precipitation recharge coefficient and depth of unconfined groundwater is established based on the optimal depth and stable point.

Key words: precipitation infiltration recharge; optimal groundwater depth; stable groundwater depth; empirical formula; arid area

1 研究背景

新疆维吾尔自治区(以下简称“新疆”)是我国内陆省份,水资源短缺问题已经成为其可持续发展进程中面临的关键问题^[1]。地下水作为水资源中

的重要组成部分,是人类生活和工农业生产的重要水源。地下水的研究在解决供水、排水和土壤盐渍化的防治等方面具有实际意义^[2]。入渗补给研究已经成为干旱、半干旱地区地下水研究的主要问题之一,准确评价地下水的补给量或补给资源是制定

收稿日期:2019-05-05; 修回日期:2019-06-25

基金项目:国家自然科学基金项目(51709232)

作者简介:齐子萱(1996-),男,山东陵县人,硕士研究生,研究方向为水文及水资源。

通讯作者:周金龙(1964-),男,浙江龙游人,博士,教授,博士生导师,主要从事干旱区地下水利用与保护、绿洲生态地球化学研究。

水资源规划和地下水可持续利用方案的基础。分析干旱区降水入渗规律,对于深入分析干旱区入渗补给过程、正确评价水资源量、合理开发水资源具有重要意义。

目前国内外干旱、半干旱地区研究地下水补给的方法主要有:直接测定方法(地中蒸渗仪方法)、物理方法(零通量面方法、达西方法和地下水位动态方法)^[3-5]、同位素方法(历史示踪剂、环境示踪剂和人工示踪剂)^[6-8]和数值模拟方法^[9-11]等,每种方法都有其适用性^[12]。其中直接测定方法又称为地中渗透仪方法,该方法通常作为估计地下水补给量的基准,其优点是测量精度高,能够长期监测并且直接测得地下水的补给量^[13]。李亚峰等^[14](2007年)利用冉庄8.0m定埋深地中渗透仪的观测资料研究降水入渗补给量随埋深的变化规律,并揭示了最佳埋深和稳定点的形成机理。郭会荣等^[15](2007年)使用地中蒸渗仪开展土壤水流穿透试验,结果表明在自然降雨条件下亚黏土中优势流明显,粉细砂中以活塞流为主。杨晓俊^[16](2009年)利用3个实验站的地中蒸渗仪实测资料,确定降水入渗补给系数随降水量的变化一般呈反“S”曲线。李金柱^[17](2009年)利用3个实验站地中蒸渗仪的实测降水入渗资料,综合分析了影响降水入渗补给系数变化的主要因素及其变化规律。目前国内外使用地中蒸渗仪方法研究降水入渗规律的试验以短期观测资料为基础的比较,通过长系列数据分析相关参数的少,用短期观测资料对研究区年降水入渗系数和埋深之间的关系拟合的线性经验公式较多,但由于资料的时间序列短,拟合的经验公式适用性较差。

本文以新疆昌吉地下水均衡试验场(以下简称“昌吉试验场”)地中蒸渗仪长系列观测数据(1992-2015年)为基础,分析影响降水入渗补给的主要因素,确定最佳埋深点和稳定点,建立拟合程度更高、适用埋深更广、可直接应用于新疆天山北麓平原区的年降水入渗补给系数和潜水埋深间的经验公式。

2 昌吉试验场基本情况

昌吉试验场位于天山北麓的头屯河下游冲-洪积扇中、上部,是专门进行潜水水均衡及包气带水分运移规律试验研究的基地。该试验场于1992年开始运行,入渗补给观测设施为地渗仪观测系统,共有42个皿筒(其中2.0 m²皿筒29个,0.3 m²皿筒10个,4.0 m²皿筒3个),场区内包气带岩性以粉质砂土、粉质亚黏土为主,夹粉细砂层、细砂层和砂砾石层。本文所用试验皿筒均无作物种植(裸地)。试

验场气候特征为典型的内陆干旱气候,昼夜温差大,多年平均气温7.9°,多年平均降水量204.9 mm,多年平均蒸发量1 857.9 mm,每年的11月至翌年3月为冻结期,冻土深度为110~149 cm。昌吉试验场的自然地理位置对研究干旱区地下水资源量和水循环具有很强的代表性。

通过整理地中蒸渗仪1992-2015年实测资料,发现地中蒸渗仪在1992-1998年因土体处于自然释水的密实阶段,观测的降水入渗补给量偏大;2011-2015年仪器出现明显老化现象,观测资料连续性较差;1999-2010年的观测资料连续性较好,且其平均降水量(211.5 mm)与1992-2015年的平均降水量(204.9 mm)相近。因此本文主要依据试验场1999-2010年的降水入渗观测资料进行分析。

3 降水入渗补给过程分析

2003年年降水量(229.0 mm)与1992-2015年多年平均降水量(204.9 mm)相近,1999年年降水量(291.3 mm)为1992-2015年年降水量最大值,2001年年降水量(173.4 mm)低于1992-2015年多年平均降水量。砂卵砾石地层岩性粗,降水入渗补给量相对较大,描述降水入渗补给过程更加清晰。本文选取1999、2001和2003年地中蒸渗仪砂卵砾石地层数据分析降水入渗补给过程。

砂卵砾石地层1999、2001和2003年雨季降水量和不同水位埋深条件下的入渗补给量历时曲线见图1~3。分析图1~3可看出,在水位埋深为2.0 m时,降水过程形成的波峰波谷和入渗补给过程形成的波峰波谷在时间上一一对应,表明在水位埋深较浅时,降水能及时补给地下水,根据各次降水对应的补给过程能确定各次降水产生的补给量大小。当水位埋深大于2.0 m时,相对于降水过程,入渗补给过程的波峰波谷滞后,各次降水产生的入渗过程发生重合,因此无法依据实测入渗补给过程确定降水形成的入渗补给量大小。这主要是由于天然降水过程基本上以年为周期变化,干旱区因降水量较小,一年内有较长时间的冻结期,降水入渗补给过程主要出现在每年的4~10月(非冻结期),入渗补给量包括春季融冻期、冻结期内的积雪融化产生的补给量和降水产生的补给量。当地下水埋深较大时,峰值滞后的时间将远大于在融雪和降水过程中能够形成入渗补给所需要的时间间隔,各次降水引起的入渗补给过程中出现的波峰波谷在同一时间上相互叠加,使年降水入渗补给出现一个补给高峰。

对比 1999、2001、2003 年降水入渗补给过程, 1999 年最大次降水量为 40.1 mm(8 月 14 日), 2001 年最大次降水量为 12.8 mm(10 月 18 日), 2003 年最大次降水量为 43.4 mm(7 月 13 日)。1999、2001 和 2003 年水位埋深 2 m 时降水入渗补给量峰值出现的时间与最大次降水量的时间对应(图 1~3), 随着潜水埋深的增大, 该 3 个年份水位埋深 5 和 7 m 降水入渗补给量峰值出现的时间均发生滞后, 潜水埋深 5 m 时滞后时间为 1~2 个月, 潜水埋深 7 m 时

滞后时间为 2~3 个月。1999、2001 和 2003 年的年降水量大小具有代表性, 但并未影响降水入渗补给滞后现象的出现, 而最大次降水量出现的时间节点影响降水入渗补给量峰值出现的时间, 潜水位埋深的大小决定峰值滞后的时间长短。因此, 年降水总量的大小并不直接影响降水入渗补给的滞后规律, 降水类型和潜水埋深是影响降水入渗补给滞后现象和滞后时间长短的主要原因, 随着潜水埋深的增大, 降水入渗补给峰值滞后的时间可长达 1~3 个月。

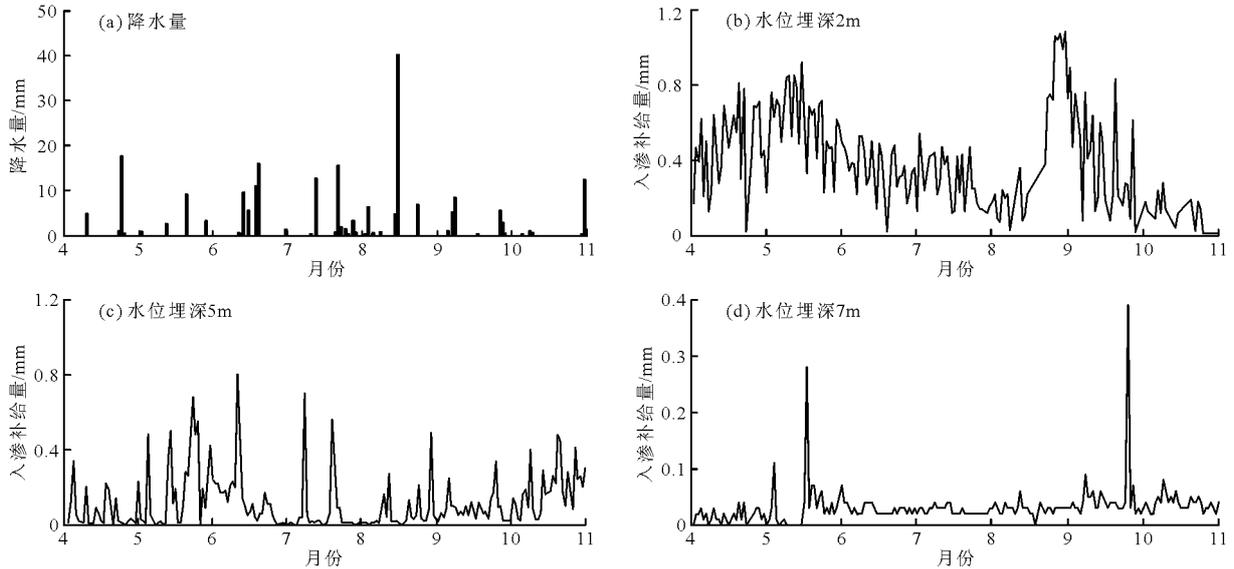


图 1 昌吉试验场砂卵砾石地层 1999 年雨季降水量和不同埋深条件下实测降水入渗补给量

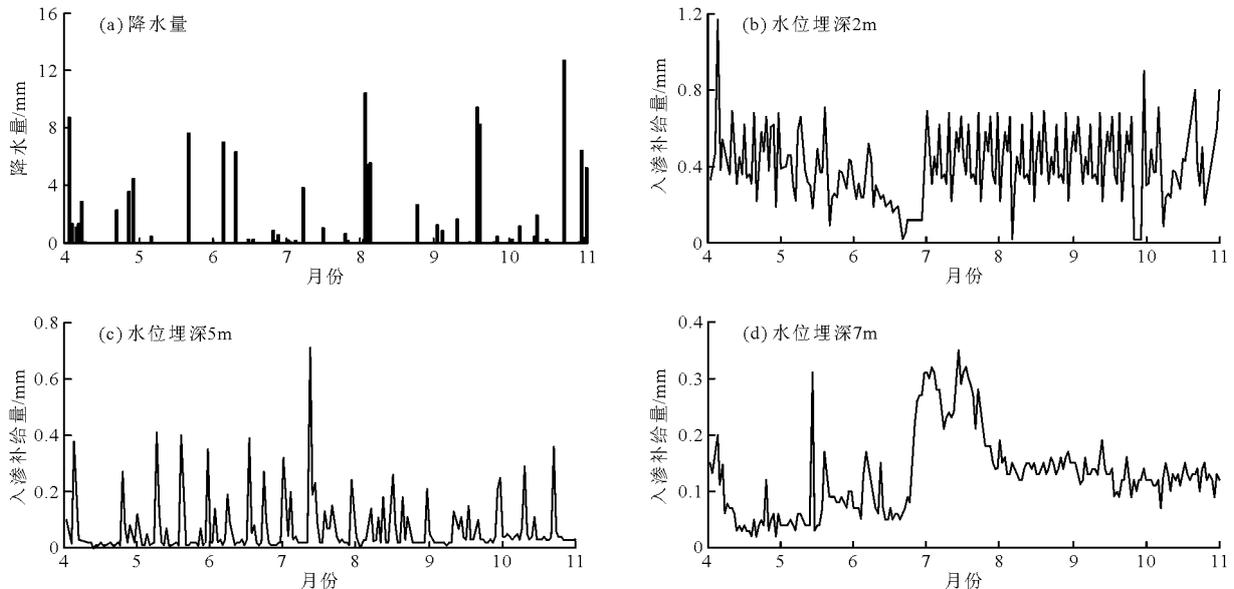


图 2 昌吉试验场砂卵砾石地层 2001 年雨季降水量和不同埋深条件下实测降水入渗补给量

4 影响降水入渗因素分析

大气降水补给地下水的影响因素众多, 大体可

分为气候、地质、地形植被、土地利用等。本试验条件下, 影响降水入渗补给的因素可分为降水因素和水文地质因素。降水因素包括降水量、降水强度和

降水的时间分布,其中降水量为主要因素;水文地质因素包括潜水位埋深、包气带岩性和雨前包气带土壤含水率^[18]。

4.1 降水量

4.1.1 年入渗补给量与降水量的关系 为探讨不同地层岩性和不同潜水位埋深条件下入渗补给量与降水量的关系,选取砂卵石地层深埋深 5.0 m 和细砂地层浅埋深 0.5 m 降水入渗资料进行分析,1999 - 2010 年砂卵石地层 5.0 m 埋深下及细砂地层 0.5 m 埋深下入渗补给量与降水量的关系见图 4 和 5。由图 4 和 5 可看出,对于不同岩性地层在不同潜水位埋深条件下,年降水入渗补给量与降水量均有明显的线性关系,即年降水入渗补给量随着降水量的增大而增大。砂卵石地层潜水位埋深为 5.0 m,由于该水位埋深较大,入渗补给的滞后时间较长,年降水量产生的补给不能在当年完成,当年补给量的大小不能代表这一年降水所产生的入渗补给量的大

小。细砂地层潜水位埋深为 0.5 m,由于该水位埋深较浅,年降水量峰值出现的时间节点和年降水入渗补给量在当年峰值出现的时间节点发生重合,年降水量产生的补给能够在当年完成,当年补给量的大小可以代表这一年降水所产生的入渗补给量的大小。

4.1.2 潜水年入渗补给量与不同等级降水量年合计值的时差相关分析 细砂地层时差相关分析结果见表 1。由表 1 可看出,潜水位埋深 2.0 ~ 6.0 m 年入渗补给量与当年小于 15.0 mm 的不同等级降水量年合计值的相关性较好,与前 1、2 a 小于 15.0 mm 的不同等级降水量无显著相关性;潜水位埋深 3.0 ~ 6.0 m 年入渗补给量与当年大于等于 15.0 mm 等级降水量有显著相关性;潜水位埋深 3.0 m 年入渗补给量与前 2 a 的 15.0 ~ 20.0 mm 等级降水量存在显著相关性;潜水位埋深 2.0 ~ 7.0 m 年入渗补给量与当年或前 1、2 a 大于等于 20 mm 等级降水量均无显著相关性。

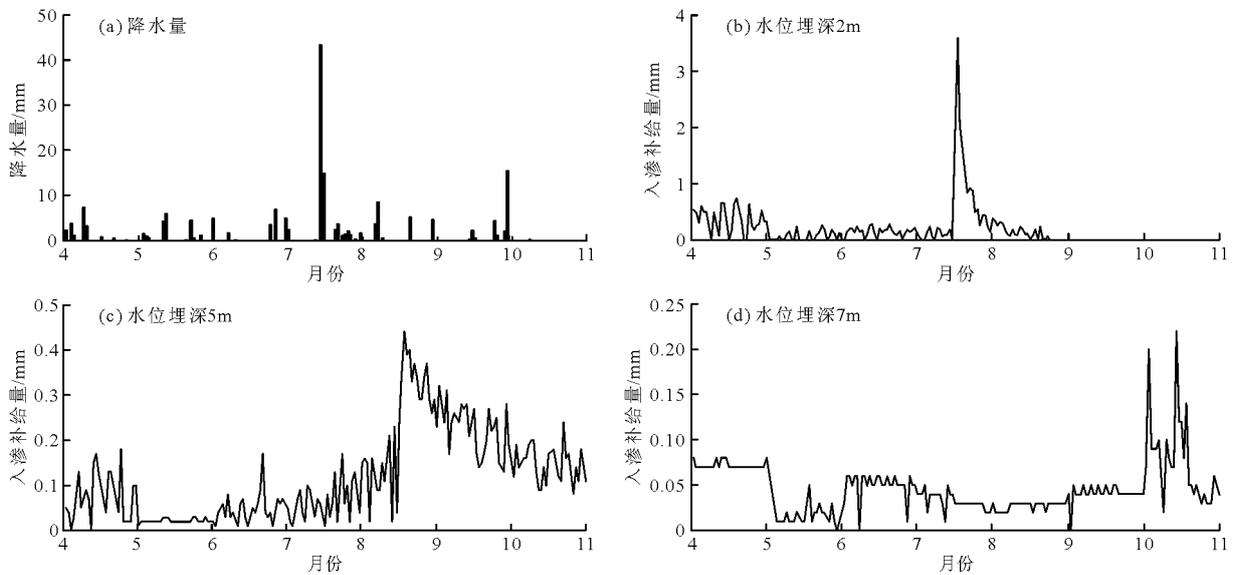


图 3 昌吉试验场砂卵石地层 2003 年雨季降水量和不同埋深条件下实测降水入渗补给量

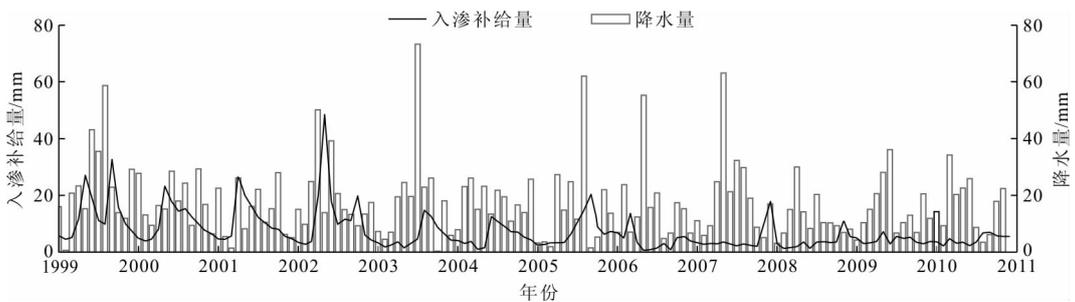


图 4 1999 - 2010 年砂卵石地层 5.0 m 埋深下入渗补给量与降水量的关系

砂卵石地层时差相关分析结果见表 2。由表 2 可看出,潜水位埋深 2.0 ~ 7.0 m 年入渗补给量与当年小于 15.0 mm 不同等级降水量相关性较好,与前

1、2 a 小于 15.0 mm 不同等级降水量无显著相关性;潜水位埋深 2.0、4.0 m 和 6.0 ~ 7.0 m 年入渗补给量与当年 15.0 ~ 20.0 mm 等级降水量相关性较

好,与前1 a的15.0~20.0 mm等级降水量无显著相关性;潜水埋深2.0 m年入渗补给量与前2 a的15.0~20.0 mm等级降水量相关性较好;潜水埋深2.0~7.0 m年入渗补给量与当年或前1、2 a大于等于20.0 mm不同等级降水量均无显著相关性。

轻黏土地层时差相关分析结果见表3。由表3可看出,潜水埋深4.0~5.0 m年入渗补给量与当年

小于15.0 mm不同等级降水量年合计值相关性较好;潜水埋深2.0 m年入渗补给量与前2 a的15.0~20.0 mm等级降水量年合计值存在显著相关性;潜水埋深5.0 m年入渗补给量与当年15.0~20.0 mm等级降水量年合计值的相关性较好;潜水埋深2.0~7.0 m年入渗补给量与当年或前1、2 a大于等于20.0 mm等级降水量均无显著相关性。

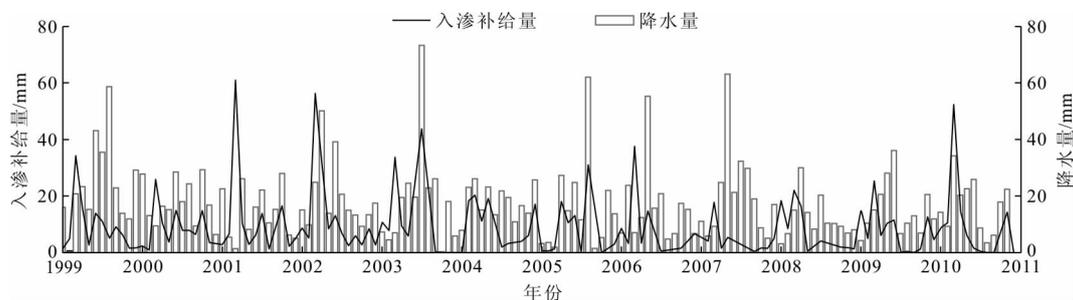


图5 1999-2010年细砂地层0.5 m埋深下入渗补给量与降水量的关系

表1 细砂地层潜水年入渗补给量与不同等级降水量时差相关分析结果

降水等级/ mm	滞后年限 D/a	相关分析 结果	水位埋深/m					
			2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
≥ 1.0	0	r	0.817	0.893	0.992	0.893	0.634	0.315
		r/r_α	1.418	1.550	1.720	1.550	1.100	0.547
	0	r	0.653	0.886	0.913	0.906	0.704	0.219
		r/r_α	1.134	1.538	1.585	1.573	1.220	0.380
≥ 5.0	1	r	0.073	0.131	0.044	0.078	0.212	0.349
		r/r_α	0.121	0.448	0.073	0.130	0.352	0.580
	0	r	0.751	0.902	0.879	0.882	0.878	0.492
		r/r_α	1.304	1.566	1.530	1.530	1.524	0.854
≥ 10.0	1	r	0.182	0.124	0.014	0.084	0.144	0.227
		r/r_α	0.302	0.206	0.023	0.140	0.238	0.377
	0	r	0.523	0.794	0.728	0.799	0.600	0.262
		r/r_α	0.908	1.320	1.265	1.390	1.040	0.455
≥ 15.0	1	r	0.032	0.170	0.026	0.026	0.001	0.171
		r/r_α	0.053	0.283	0.043	0.043	0.002	0.283
	2	r	0.420	0.655	0.597	0.473	0.569	0.288
		r/r_α	0.665	1.040	0.993	0.749	0.900	0.456
	0	r	0.169	0.447	0.355	0.412	0.533	0.169
		r/r_α	0.293	0.776	0.616	0.715	0.925	0.294
≥ 20.0	1	r	0.017	0.292	0.362	0.033	0.139	0.017
		r/r_α	0.029	0.485	0.600	0.055	0.231	0.028
	2	r	0.334	0.379	0.370	0.351	0.225	0.334
		r/r_α	0.529	0.600	0.586	0.556	0.356	0.528

注:(1) D 为降水入渗补给系数的滞后年限, $D=0$ 时,降水当年入渗补给潜水; $D=1$ 时,降水滞后1 a补给潜水; $D=2$ 时,降水滞后2 a补给潜水;(2) r_α 为 $\alpha=0.05$ 时的临界相关系数值。下同。

表 2 砂卵砾石地层潜水年入渗补给量与不同等级降水量时差相关分析结果

降水等级/ mm	滞后年限 D/a	相关分析 结果	水位埋深/m					
			2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
≥ 1.0	0	r	0.859	0.751	0.961	0.586	0.884	0.580
		r/r_α	1.491	1.300	1.670	1.020	1.535	1.007
	0	r	0.779	0.766	0.909	0.746	0.867	0.527
		r/r_α	1.352	1.330	1.580	1.240	1.505	0.915
≥ 5.0	1	r	0.004	0.200	0.325	0.046	0.094	0.000
		r/r_α	0.007	0.330	0.565	0.080	0.156	0.000
	0	r	0.897	0.652	0.841	0.602	0.908	0.641
		r/r_α	1.557	1.130	1.460	1.050	1.576	1.113
≥ 10.0	1	r	0.046	0.247	0.235	0.058	0.041	0.020
		r/r_α	0.076	0.409	0.390	0.097	0.068	0.032
	0	r	0.659	0.409	0.750	0.391	0.713	0.714
		r/r_α	1.144	0.711	1.300	0.679	1.238	1.240
≥ 15.0	1	r	0.104	0.304	0.277	0.407	0.202	0.407
		r/r_α	0.173	0.505	0.461	0.676	0.335	0.676
	2	r	0.750	0.088	0.601	0.220	0.554	0.220
		r/r_α	1.187	0.139	0.951	0.348	0.877	0.348
≥ 20.0	0	r	0.461	0.186	0.425	0.373	0.534	0.563
		r/r_α	0.800	0.323	0.737	0.648	0.927	0.977
	1	r	0.359	0.119	0.190	0.217	0.118	0.093
		r/r_α	0.596	0.198	0.316	0.360	0.196	0.154
2	r	0.325	0.033	0.377	0.377	0.039	0.109	
	r/r_α	0.514	0.052	0.597	0.597	0.062	0.172	

4.2 潜水位埋深

潜水位埋深对降水入渗的影响主要取决于两个因素:一个是非饱和带重力水库容,其量可以用土壤持水量与田间持水量之差来表示;另一个因素是入渗水量随水位埋深变化的沿程损失(又称可入渗水量)^[14]。由于包气带重力水库容和可入渗水量这两个条件与包气带岩性和包气带厚度密切相关,因此降水入渗补给量的大小受包气带岩性和潜水位埋深的影响。

依据昌吉试验场 1992 - 2015 年 24 a 降水量资料计算降水频率,选取 1999 年(丰水年 $P_m = 4.0\%$)、2001 年(枯水年 $P_m = 80.0\%$)、2010 年(平水年 $P_m = 44.0\%$)降水入渗量以及 1999 - 2010 多年平均降水入渗量绘制 $P_r - \Delta$ 关系图见图 6。从图 6 中可以看出,1999、2001 和 2010 年降水入渗补给量随地下水埋深的变化趋势与多年平均降水入渗补给量随地下水埋深的变化趋势相一致,且四者的降水入渗补给量都在潜水位埋深 0.5 m 时到达峰值,所以就砂卵砾石地层而言,

最佳地下水位埋深为 0.5m,当地下水埋深小于该值时,降水入渗补给量随埋深的增大呈增加趋势,当地下水埋深大于该值时,降水入渗补给量随埋深的增大呈减小趋势然后逐渐趋于稳定。

4.3 包气带岩性

一般情况下,岩性越粗重力水库容越大;岩性越细,重力水库容越小^[17]。在不同岩性中定水位埋深条件下,细砂地层的水分亏缺量大于轻黏土地层。不同岩性入渗补给量随埋深变化对比见图 7,由图 7 可看出,埋深相同时细砂地层的入渗补给量大于轻黏土地层。因此包气带岩性的水分亏缺量越大,降水入渗时补给地下水的的能力越强。对于不同岩性地层在潜水位埋深一定时,降水入渗补给量的排序为:轻黏土地层 < 细砂地层 < 砂卵砾石地层。不同包气带岩性潜水年入渗补给量均存在最佳潜水位埋深且在最佳埋深上下的变化规律相同,细砂地层最佳潜水位埋深为 0.5 m,轻黏土地层最佳潜水位埋深为 0。

表3 轻黏土地层潜水年入渗补给量与不同等级降水量时差相关分析结果

降水等级/ mm	滞后年限 D/a	相关分析 结果	水位埋深/m					
			2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
≥ 1.0	0	r	0.518	0.392	0.879	0.677	0.204	0.058
		r/r_α	0.899	0.681	1.526	1.175	0.354	0.101
	0	r	0.262	0.439	0.710	0.824	0.279	0.124
		r/r_α	0.455	0.762	1.233	1.431	0.484	0.215
≥ 5.0	1	r	0.197	0.122	0.152	0.058	0.004	0.009
		r/r_α	0.602	0.203	0.252	0.096	0.007	0.015
	0	r	0.322	0.185	0.705	0.773	0.396	0.062
		r/r_α	0.559	0.321	1.224	1.342	0.688	0.108
≥ 10.0	1	r	0.346	0.088	0.197	0.243	0.020	0.010
		r/r_α	0.575	0.146	0.327	0.404	0.033	0.017
	2	r	0.642	0.136	0.396	0.108	0.020	0.000
		r/r_α	1.016	0.215	0.627	0.171	0.032	0.000
	0	r	0.328	0.503	0.526	0.598	0.191	0.157
		r/r_α	0.569	0.873	0.913	1.038	0.332	0.273
≥ 15.0	1	r	0.252	0.003	0.248	0.070	0.203	0.288
		r/r_α	0.419	0.005	0.412	0.116	0.337	0.478
	0	r	0.119	0.138	0.343	0.240	0.369	0.041
		r/r_α	0.207	0.240	0.595	0.417	0.641	0.071
≥ 20.0	1	r	0.055	0.189	0.095	0.110	0.151	0.042
		r/r_α	0.091	0.314	0.158	0.183	0.251	0.070
	2	r	0.409	0.035	0.452	0.110	0.057	0.166
		r/r_α	0.647	0.055	0.715	0.174	0.090	0.263

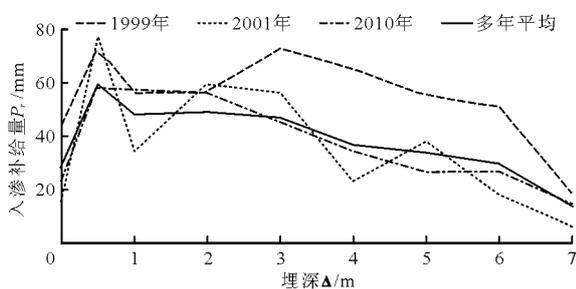


图6 砂卵砾石地层1999、2001、2010和1999-2010多年平均的 $P_r - \Delta$ 关系图

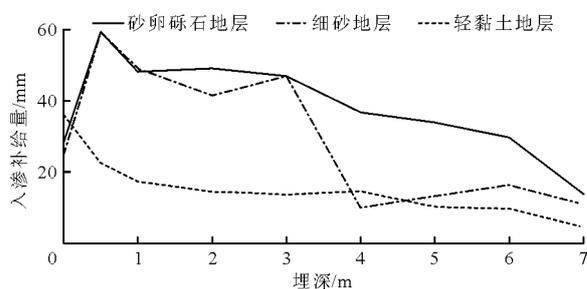


图7 不同岩性地层入渗补给量随埋深变化对比图

5 降水入渗补给系数综合分析

5.1 年降水入渗补给系数

年降水入渗补给系数(α)是指1a内潜水所获得的降水入渗补给量与年降水量的比值^[19]。依据地中蒸渗仪1999-2010年观测数据计算砂卵砾石地层、细砂地层和轻黏土地层的年降水入渗补给系

数 α 见表4。由表4可看出,当岩性和潜水位埋深条件不同时,降水入渗补给系数 α 也不同。降水特征和潜水位埋深条件相同时,降水入渗补给系数 α 从大到小的顺序为:砂卵砾石地层>细砂地层>轻黏土地层。3种岩性的降水入渗补给系数 α 均在其最佳埋深点处有最大值,细砂地层和砂卵砾石地层降水入渗补给系数 α 在潜水埋深0.5m时最大,轻

黏土地层降水入渗补给系数 α 在潜水埋深为 0 时最大。降水入渗补给系数 α 在最佳埋深点两端的变化趋势和降水入渗补给量在最佳埋深点两端的变化趋势相同。当潜水埋深大于最佳潜水埋深时, α 逐渐减小并趋于稳定,存在一个稳定埋深。稳定埋深没

有一个绝对的值,但通过实测资料可看出,在降水入渗补给系数 α 逐渐减小的过程中, α 的变化量也不断减小,例如细砂地层大于 6.0 m 时,降水入渗补给系数 α 的变化量小于 0.008,因此可以认为细砂地层大于 6.0 m 时,降水入渗补给系数趋于稳定。

表 4 1999 - 2010 年各岩性不同潜水埋深潜水年降水入渗补给系数 α 统计表

岩性	年份	年降水量/ mm	潜水位埋深/m								
			0.0	0.5	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
细砂	1999	291.3	0.404	0.374	0.223	0.194	0.273	0.058	0.081	0.090	0.036
	2000	214.6	0.309	0.468	0.405	0.180	0.201	0.043	0.060	0.066	0.058
	2001	173.4	0.294	0.793	0.419	0.177	0.163	0.035	0.048	0.053	0.047
	2002	242.4	0.164	0.633	0.307	0.229	0.227	0.049	0.071	0.093	0.080
	2003	229.0	0.182	0.298	0.215	0.225	0.214	0.046	0.055	0.070	0.060
	2004	217.2	0.165	0.471	0.094	0.168	0.203	0.044	0.038	0.080	0.023
	2005	191.6	0.289	0.415	0.370	0.188	0.179	0.039	0.053	0.092	0.044
	2006	192.8	0.153	0.420	0.426	0.189	0.193	0.039	0.053	0.098	0.052
	2007	247.5	0.274	0.151	0.096	0.243	0.231	0.050	0.068	0.064	0.067
	2008	142.7	0.158	0.525	0.298	0.140	0.133	0.029	0.059	0.099	0.085
	2009	184.1	0.204	0.506	0.338	0.180	0.172	0.037	0.051	0.041	0.040
2010	211.2	0.234	0.547	0.295	0.090	0.197	0.042	0.055	0.037	0.015	
多年平均	211.5	0.242	0.454	0.281	0.187	0.205	0.044	0.059	0.074	0.050	
砂卵石	1999	291.3	0.152	0.252	0.193	0.195	0.250	0.224	0.189	0.175	0.063
	2000	214.6	0.112	0.276	0.361	0.238	0.180	0.165	0.139	0.129	0.046
	2001	173.4	0.091	0.446	0.197	0.344	0.325	0.133	0.219	0.104	0.036
	2002	242.4	0.149	0.303	0.263	0.315	0.314	0.186	0.157	0.145	0.050
	2003	229.0	0.143	0.276	0.107	0.144	0.197	0.176	0.143	0.152	0.084
	2004	217.2	0.159	0.246	0.307	0.237	0.187	0.167	0.156	0.130	0.041
	2005	191.6	0.130	0.220	0.125	0.151	0.148	0.147	0.225	0.185	0.111
	2006	192.8	0.174	0.231	0.309	0.234	0.166	0.148	0.127	0.121	0.063
	2007	247.5	0.130	0.296	0.101	0.225	0.213	0.190	0.105	0.128	0.082
	2008	142.7	0.070	0.186	0.286	0.210	0.123	0.110	0.148	0.085	0.067
	2009	184.1	0.055	0.240	0.222	0.104	0.159	0.142	0.135	0.066	0.033
2010	211.2	0.110	0.275	0.272	0.299	0.213	0.163	0.126	0.126	0.069	
多年平均	211.5	0.127	0.271	0.225	0.225	0.211	0.168	0.155	0.132	0.062	
轻黏土	1999	291.3	0.165	0.101	0.097	0.044	0.064	0.076	0.054	0.048	0.023
	2000	214.6	0.171	0.053	0.071	0.066	0.060	0.060	0.047	0.035	0.017
	2001	173.4	0.192	0.151	0.124	0.056	0.087	0.048	0.038	0.028	0.014
	2002	242.4	0.212	0.108	0.080	0.078	0.045	0.086	0.053	0.039	0.020
	2003	229.0	0.175	0.152	0.076	0.074	0.063	0.078	0.023	0.037	0.016
	2004	217.2	0.140	0.131	0.072	0.044	0.042	0.053	0.047	0.070	0.018
	2005	191.6	0.153	0.085	0.064	0.062	0.053	0.068	0.054	0.099	0.015
	2006	192.8	0.144	0.146	0.064	0.062	0.050	0.042	0.065	0.086	0.011
	2007	247.5	0.198	0.046	0.082	0.080	0.064	0.069	0.044	0.015	0.021
	2008	142.7	0.179	0.135	0.071	0.060	0.090	0.040	0.048	0.035	0.056
	2009	184.1	0.107	0.085	0.061	0.077	0.082	0.080	0.036	0.027	0.037
2010	211.2	0.123	0.094	0.070	0.096	0.076	0.061	0.046	0.021	0.013	
多年平均	211.5	0.164	0.105	0.078	0.066	0.063	0.065	0.046	0.044	0.021	

5.2 最佳地下水埋深和埋深稳定点分析

最佳地下水埋深是指在一定的年降水特征和岩性条件下,依据年降水入渗补给系数随地下水埋深的变化规律建立 $\alpha - \Delta$ 关系曲线,年降水入渗补给系数最大时所对应的埋深^[17]。不同岩性对应不同的最佳地下水位埋深。影响最佳地下水埋深的因素主要有:包气带重力水库容、可入渗水量大小及它们与地下水埋深之间的定量关系,其中最重要的是包气带岩性及其结构特征、年降水量及其时空分配特征^[19]。根据昌吉地下水均衡试验场地中渗透仪 1999 - 2010 年观测资料确定最佳潜水埋深。

埋深稳定点是指在一定年降水特征和岩性条件下,依据年降水入渗补给系数随地下水埋深的变化规律建立 $\alpha - \Delta$ 关系曲线,在 $\alpha - \Delta$ 关系曲线上,降水入渗补给系数不再随地下水埋深的增大而减小时临界点埋深的大小。降水入渗补给系数埋深稳定点的存在机理为:当地下水埋深足够大时,地下水基本无法形成蒸散发,在仅有毛细力的作用下地下水也无法向上运移被植物根系吸收,在重力水头的作用下重力水团只能向下运移。所谓降水入渗补给量随地下水埋深逐渐减小趋于稳定的位置,即为蒸散发量从表层到深层逐渐减小趋近于零的位置^[16]。

5.3 年降水入渗补给系数经验公式

采用以降水量为权重的加权平均法计算多年平均降水入渗补给系数,如表 4 所示。在细砂地层、砂卵砾石地层、轻黏土地层最佳埋深点存在的条件下,由于多年平均降水入渗补给系数在最佳埋深点后的变化趋势符合指数函数的分布特征,根据 1999 - 2010 年多年平均降水入渗补给系数,拟合出年降水入渗补给系数和水位埋深间的指数型经验公式,其适用范围为:砂卵砾石地层和细砂地层埋深为 0.5 ~ 6.0 m,轻黏土地层埋深为 0.0 ~ 6.0 m。与昌吉试验场 2002 年建立的年降水入渗补给系数与水位埋深间的线型经验公式^[15]对比可以发现,依据最佳潜水埋深和稳定潜水埋深建立的指数型经验公式拟合程度更高,可适用的埋深范围更广。

1999 - 2010 年昌吉试验场降水入渗补给系数与潜水埋深间的指数型经验公式为:

砂卵砾石地层:

$$\alpha = 0.3159e^{-0.178x} \quad (1)$$

$$(n = 8, r = 0.907, r_{0.05} = 0.707, r_{0.01} = 0.834)$$

细砂地层:

$$\alpha = 0.3973e^{-0.333x} \quad (2)$$

$$(n = 8, r = 0.885, r_{0.05} = 0.707, r_{0.01} = 0.834)$$

轻黏土地层:

$$\alpha = 0.1243e^{-0.214x} \quad (3)$$

$$(n = 9, r = 0.926, r_{0.05} = 0.666, r_{0.01} = 0.798)$$

5.4 讨论

前文已述及影响大气降水补给地下水的因素有很多,确定干旱半干旱地区地下水补给的研究方法也有很多,除了上文所提及的几个主要影响因素,计算成果的精度甚至还取决于地中蒸渗仪的观测方法和观测精度,但本文选取的样本足够多,时间尺度足够长,最后得出的统计规律可以较准确地反映出干旱区降水入渗补给规律。本文计算的多年平均降水入渗补给系数和拟合的经验公式依据的是地中蒸渗仪观测资料,地中蒸渗仪是定水位观测,但自然状态下,降水到达潜水面时,会引起潜水面的抬升。当在潜水面较浅的情况下,会使包气带的土壤水库蓄水能力降低从而限制降水入渗,试验条件下计算的降水入渗补给系数要比实际值偏大。相关部门在应用本文的研究成果时需注意经验公式和年降水入渗补给系数的适用范围,并且所研究的地渗仪系统中的皿筒并无作物种植,在应用到地下水补给资源计算的过程中,需考虑有作物种植和不同种类作物种植条件下降水入渗补给系数的变化。本文所确定的不同岩性地层的最佳地下水位埋深和稳定埋深可以作为地下水位调控的重要依据,对于新疆天山北麓平原区地下水开发利用具有一定的实际意义。

6 结 论

(1) 相对于降水过程,降水入渗补给存在着明显的延迟滞后现象。降水类型和潜水位埋深是影响降水入渗补给滞后现象和滞后时间长短的主要因素,随着潜水埋深的增大,降水入渗补给峰值滞后时间可长达 1 ~ 3 月。

(2) 影响降水入渗补给地下水的因素主要有年降水量、潜水位埋深和包气带岩性。当降水量增大时降水入渗补给量也随之增大。降水入渗补给量在潜水埋深一定时从大到小的顺序为:砂卵砾石地层 > 细砂地层 > 轻黏土地层。

(3) 当地下水埋深小于最佳潜水埋深时,降水入渗补给量随埋深的增大呈增加趋势,当地下水埋深大于最佳潜水埋深时,降水入渗补给量随埋深的增大呈减小趋势,最后趋于稳定。砂卵砾石地层和细砂地层最佳潜水埋深为 0.5 m,轻黏土地层最佳潜水埋深为 0;砂卵砾石地层、细砂地层和轻黏土地层稳定潜水埋深为 6.0 m。

(4)用降水量为权重的加权平均法计算多年平均降水入渗补给系数,依据最佳潜水埋深和稳定潜水埋深建立的降水入渗补给系数与潜水埋深的指数型经验公式拟合程度更高,可适用的潜水埋深范围更广。

参考文献:

- [1] 李冰瑶,陈星,周志才,等. 缺水地区水资源可持续利用评价与对策探讨[J]. 水资源与水工程学报,2017,28(6):104-108.
- [2] 卢元静. 若羌县地下水资源评价[D]. 乌鲁木齐:新疆大学,2007.
- [3] HUANG Tianming, PANG Zhonghe. Estimating groundwater recharge following land-use change using chloride mass balance of soil profiles: a case study at Guyuan and Xifeng in the Loess Plateau of China [J]. Hydrogeology Journal,2011,19(1):177-186.
- [4] 范琦,王骥,蔺文静,等. 包气带增厚条件下地下水补给规律研究[J]. 水文地质工程地质,2006,33(3):21-24.
- [5] 宋秋波,黄凯,乔家乐. 基于改进水位动态法的年降水入渗补给系数推求[J]. 水文,2018,38(3):43-48.
- [6] 王欢欢. 基于深剖面土壤水同位素及氯离子的地下水补给机制研究[D]. 杨凌:西北农林科技大学,2018.
- [7] 帅品,史良胜,蔡树英,等. 溴离子示踪法在华北平原地下水补给计算中的应用[J]. 灌溉排水学报,2014,33(2):11-16.
- [8] 汪丙国,靳孟贵,王文峰,等. 氯离子示踪法在河北平原地下水垂向入渗补给量评价中的应用[J]. 节水灌溉,2006(3):16-20.
- [9] 尹立河,王晓勇,黄金廷,等. 干旱区植被盖度增加对降水入渗补给地下水的影响——试验研究与数值模拟[J]. 地质通报,2015,34(11):2066-2073.
- [10] 赵丽. 中宁平原包气带水分运移对地下水补给和蒸发的影响[D]. 北京:中国地质大学(北京),2016.
- [11] 霍思远,靳孟贵. 不同降水及灌溉条件下的地下水入渗补给规律[J]. 水文地质工程地质,2015,42(5):6-13+21.
- [12] 吴庆华,张家发,严敏,等. 潜水入渗补给研究进展[J]. 长江科学院院报,2014,31(10):89-97.
- [13] 张志才. 降雨入渗补给地下水研究[D]. 南京:河海大学,2006.
- [14] 李亚峰,李雪峰. 降水入渗补给量随地下水埋深变化的实验研究[J]. 水文,2007,27(5):58-60+48.
- [15] 郭会荣,靳孟贵,齐登红,等. 基于地中渗透仪的入渗补给方式分析[J]. 水文地质工程地质,2007,34(4):107-111+115.
- [16] 杨晓俊. 蒸渗计法降水入渗补给系数变化规律分析[J]. 水资源与水工程学报,2009,20(1):150-152.
- [17] 李金柱. 降水入渗补给系数综合分析[J]. 水文地质工程地质,2009,36(2):29-33.
- [18] 周金龙,董新光,王斌. 新疆平原区降水入渗补给地下水研究[J]. 西北水资源与水工程,2002,13(4):10-14.
- [19] 周旻,靳孟贵,魏秀琴,等. 利用地中渗透仪观测资料进行降雨入渗补给规律分析[J]. 地质科技情报,2002,21(1):37-40.
- [13] 郭洪峰,许月卿,田媛. 张家口市土地利用结构特征及其动态变化[J]. 水土保持通报,2013,33(3):259-264.
- [14] 宋素青,王卫,袁晓芳. 张家口坝上地区景观格局分析[J]. 中国农业资源与区划,2005,26(3):36-39.
- [15] 刘爱梅,苗志成,刘星燕,等. 张家口气候资源与特色农业[C]//中国气象学会,2005年年会论文集. 2005.
- [16] 王乐,刘德地,李天元,等. 基于多变量M-K检验的北江流域降水趋势分析[J]. 水文,2015,35(4):85-90.
- [17] 刘敏,沈彦俊,曾燕,等. 近50年中国蒸发皿蒸发量变化趋势及原因[J]. 地理学报,2009,64(3):259-269.
- [18] SHEN Yanjun, SHEN Yanjun, FINK M, et al. Trends and variability in streamflow and snowmelt runoff timing in the southern Tianshan Mountains[J]. Journal of Hydrology, 2018,557:173-181.
- [19] 王国泰,张守平,杨清伟,等. 基于空间插值方法的重庆降水信息展布[J]. 南水北调与水利科技,2018,16(3):18-23.
- [20] 李新,程国栋,卢玲. 空间内插方法比较[J]. 地球科学进展,2000,15(3):260-265.
- [21] 黄荣辉,徐予红,周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势[J]. 高原气象,1999,18(4):465-476.
- [22] 左洪超,吕世华,胡隐樵. 中国近50年气温及降水量的变化趋势分析[C]//中国气象学会年会“气候系统与气候变化”分会,2003.
- [23] 郝立生,闵锦忠,丁一汇. 华北地区降水事件变化和暴雨事件减少原因分析[J]. 地球物理学报,2011,54(5):1160-1167.
- [24] 易正俊. 数理统计及其工程应用[M]. 北京:清华大学出版社,2014.

(上接第123页)