

黄土丘陵区地表水和地下水对降水的响应 ——以康沟小流域为例

党丽娟^{1,2}, 徐 勇¹, 徐学选³

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049;

3. 中国科学院水土保持研究所, 杨陵 712100)

摘 要:以“退耕还林”为主体的黄土丘陵区生态环境建设在过去10年来取得了显著成效。为揭示“退耕还林”政策实施以来黄土丘陵区的降水与地表水和地下水的关系, 本文以延安康沟流域为例, 根据1997-2006年延安站的逐日气象数据和康沟流域地表径流、泉水、井水水位实测水文数据, 以及康沟流域地形地貌和土地利用等资料, 利用相关分析法分析了康沟流域的降水、地表径流及地下水的时空变化特征, 探讨了降水与地表水、地下水之间的关系, 揭示了地表水和地下水对降水补给响应时间的差异性。分析结果表明: 地表径流量与降水量有极好的季节响应关系, 地表径流呈现为峰、谷交替曲线形态, 降水少的年份出现单峰值, 降水多的年份具有双峰值。降水量的多少和季节分配直接影响着井水、泉水的变化, 同样降水条件下, 井水的变化较泉水更敏感, 泉水响应降水的时间大约滞后22~30天, 井水为7~10天。

关 键 词:降水; 地表径流; 泉水; 井水; 康沟流域; 黄土丘陵区

1 引言

黄土丘陵区基本位于半干旱地区, 暴雨集中、强度大, 黄土物质极易受到暴雨、径流的侵蚀, 是黄土高原乃至全国水土流失最严重和人地关系矛盾极为尖锐的区域之一^[1-3]。自1999年国家实施“退耕还林”政策以来, 黄土丘陵区通过退耕坡地、新修梯田和林草植被建设^[4-5], 水土流失得到了有效控制, 生态环境也有了显著改观^[6-8]。随着“退耕还林”效果的显现, 学术界应该将关注焦点从如何恢复植被和控制水土流失等措施性研究转向减沙^[9-10]、水文变化^[11-12]、植物固碳^[13]等生态环境效应机理性研究。基于此, 本文以位于黄土丘陵区腹地的康沟小流域为例, 利用该流域的降水、地表径流、泉水水量、井水水位等多年定位监测数据, 探讨地表水和地下水对降水补给的响应特征, 以期揭示黄土丘陵区降水与地表水和地下水的关系提供实证案例。

2 研究地域与数据采集

2.1 康沟流域概况

康沟流域位于延安市南3km处, 面积2.4 km²。

流域地貌类型主要为黄土梁峁丘陵。流域内地形复杂, 地形东南高、西北低, 海拔高程在1066.53~1319.47 m之间, 相对高差为253 m(图1)。地形坡度以陡坡地为主, 缓坡地所占比例较小(图2)。根据数字地形图(Dem, 30 m×30 m)的数据提取结果, 康沟流域25°以上的陡坡地占流域面积的51.91%, 15°~25°占28.75%, 15°以下为19.34%。康沟流域年平均气温9.8℃, 多年平均降水量约470.12 mm, 其中, 6-9月份降水量占全年降水量的60%~70%以上, 且多以暴雨形式出现。根据康沟流域1:1万土地利用图, 2003年土地利用构成情况为耕地占24.23%(其中, 梯田22.17%, 坝地2.06%)、果园13.8%、乔木林地24.67%、灌木林地15.71%、草地14.54%(其中, 天然草地11.6%, 人工草地2.94%)、居民点用地0.73%、河道沟床6.31%。

2.2 数据采集

研究中涉及到降水、沟口常流水、泉水流量、井水水位、汛期洪水流量等监测数据。降水监测站点包括延安气象站(距康沟直线距离约5 km)、康沟沟头的鸡蛋峁村、沟口民房房顶和民房上部(距民房约15 m)、康沟内阴坡地、阳坡地、淤地坝等处; 延安气象站的降水数据包括1999-2006年逐日降水量和

收稿日期: 2010-10; 修订日期: 2011-01.

基金项目: 国家自然科学基金项目(40771086); 国家科技支撑计划项目(2006BAD09B10).

作者简介: 党丽娟(1988-), 女, 硕士研究生, 主要从事水文与水资源等领域的工作。E-mail: danglijuan@gmail.com

通讯作者: 徐勇, 博士, 研究员, 博士生导师。E-mail: xuy@igsnr.ac.cn

087-094 页

降水历时,用于计算有效降水天数、有效降水量和有效降水历时以及降水强度等。沟口常流水定位监测点距干流汇水处约90 m,并设有汛期洪水观测断面,主要用于监测常流水径流量、汛期洪水历时和流量。沟口常流水监测时间旱季每月监测2天,雨季每月最多监测18天;监测日分8次进行,监测时间分别为7、9、11、13、15、17、19、21时。

泉水流量监测点位于泉水出露处,距沟口监测点约1048 m,高程1118 m。监测设置为每月8-9次,每次测量接8-11桶水不等,测量时间持续7-11min,桶高28 cm,桶直径27.5 cm。雾天和阴天时,测量时间为早上6-7点,测量历时不超过10 min。多云天气测量泉水流量时,观测时间为中午12时左右,测量历时不超过20 min。

所监测的3口井的分布情况为: #1井位于沟口监测点右侧,海拔高程1079 m; #2井距沟口监测点182 m,井口高程1097 m; #3井距沟口监测点240 m,井口高程1092 m。井水水位实行同步监测,一般每月监测3~5次,汛期每月监测8次,监测时间为上午11时至下午1时,数据记录形式为水面至井口的高差。另外,对于#2、#3还采用了逐日野外定时监测、遥感监测,历时495天,每日从上午9点至下午3点间隔测量8~12次,记录了包括地下水绝对压力、温度、传感器深度等数据。

3 结果分析

3.1 降水特征

根据延安市气象站1997-2006年的日降水量数据得到降水频率曲线,研究区平水年降水量为451.6~594.5 mm,年降水量小于451.6 mm为枯水年,大于594.5 mm为丰水年,康沟流域降水量年际变化大,季节分配严重不均。降水量集中在雨季,且主要以暴雨形式出现,从气象站历年降水量与平均降水量统计结果来看,1997-2006年平均年降水量为470.12 mm,特别是2003年的降水量达到丰水年水平(图3)。总体来看,1997年以来的年降水量具有一定的代表性。另外,布设在康沟流域的雨量站监测数据显示,流域内的次降水不仅具有时间上的强弱差异性,在空间上也存在着地域分异,次降水量地域分异的基本特点是沟谷最高、迎风坡次之、背风坡最低^[14]。根据延安地区水文手册,延安气象站21年实测最大12 h降水量为82.1 mm,年平

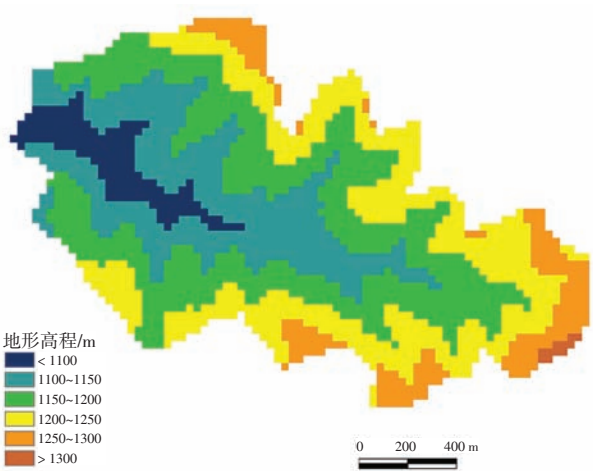


图1 康沟流域地形高程示意图
Fig.1 Terrain elevation of Kanggou watershed

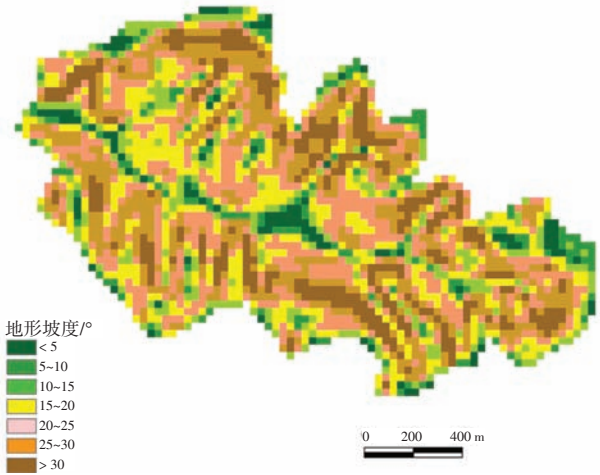


图2 康沟流域地形坡度分布图
Fig.2 Terrain slope of Kanggou watershed

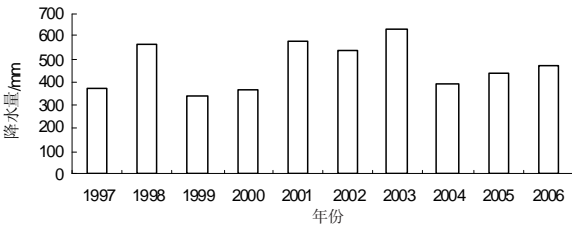


图3 1997-2006年延安气象站降水量变化
Fig.3 The precipitation at Yan'an station during 1997-2006

均12 h最大暴雨量为51.7 mm,该地区暴雨变异系数 C_v 值为0.51,由查皮尔逊III曲线($C_s=3.5C_v$)可知,本次降水发生频率为20%,即为5年一遇暴雨。

3.2 地表水对降水的响应

降水是研究区水资源量的主要补给来源,受到降水特征的影响,康沟地表径流的年内分配与降水的年内分配相似,均呈现较大的波动性。本文根据延安站的降水数据和康沟流域2004-2006年的径流

实时监测数据,得出降水与径流的关系特征曲线(图4)。从图4中可以看出,降水和径流同样具有三个峰值。3月份温度升高导致土壤解冻,富积在浅土层冰水融化使水流增加,径流量出现第一个小峰值;5月出现降水的第一个小高峰,仅满足了植物截留、下渗、填洼所需要的水量,并没有补充径流;气温的快速回升以及风速加大,使水气蒸发量也随之增大,因此5-6月为地表径流的年度低谷值;随着雨季的到来,降水的峰值与径流量第二个峰值均出现在7月,降水在满足植物截留、下渗、填洼和蒸散发的损失之后,开始产生了地面径流。然而雨季降水强度大,超过地表入渗能力,产生超渗地面径流;而这部分径流又继续消耗于下渗和强蒸发,使得地表径流减少。降水在9月出现最大峰值,持续不断的降水入渗到土壤中,土层中的水达到饱和后,在一定条件下,部分水沿着土层分界处侧向流动,形成壤中流。其中部分壤中流在地下水头较高的情况下以地面径流形式汇入河槽^[15],部分地面径流也可能在漫流过程中渗入土壤,在透水均质土壤的情况下,渗透到地下水面形成地下径流。10月份径流出现第3个峰值,月径流深达全年最大值0.52 mm。冬季降水稀少,半干旱区气温低,蒸发大,且河流受到冬季严寒气候和冰冻的影响,径流量急剧减少,汇流过程缓慢,因此径流也逐渐趋于零。然而在径流形成中,坡面汇流过程对各种径流成分起着空间上的调蓄作用^[16],这种调蓄作用会在一定程度上存在流域响应时间,即流域滞后效应。因此降水结束后,汇流还会持续一段时间。

径流集中是康沟流域内径流变化的一个显著特征,洪水径流占年径流的比重很大。径流的年际变化很明显,2005-2006年年径流量显著增加,相近年份的年径流量相差3~5倍,除流域降水的丰、平、枯水年引起的降水补给的差异之外,还包括流域实施生态环境治理力度加大的原因^[17]。经过几年的自然恢复和退耕还林还草的对策实施,研究区内也开始发挥一定的水土保持作用。林草措施增加了地表植被的覆盖度,增加了地表糙率,改变了土壤水动力特征,从而使地表截留、叶面蒸散发量增大,同时改善了降水的入渗条件,且由于根系的蓄水作用,使水平循环中壤中流呈增加的趋势;梯田和淤地坝等措施减缓了地表坡度,改变了地表产流条件,影响了地表径流、蒸发和入渗量的比例关系,在垂向上,地表截留蒸发量变率大,地下水补给

量变率小;在侧向上,地表径流量变率大,河川基流量变率小。从水平过程来看,虽然水保措施使河川基流量略微减少,但基径比增加。水土保持措施增加了植被对降水的直接利用量,提高了降水的有效利用率;增加了有效蒸散发量和地下水资源量,同时减少了地表水资源量,增加了水分的生态效用。流域治理增强了土壤接受降水的入渗能力,使径流过程平缓,对洪峰的出现和洪峰量具有滞后和消减作用,提高了流域自身林草涵养水分以及流域地表对径流的调蓄能力。

研究发现径流量的日变化也很明显。从图5可以看出,康沟流域早上的径流量要大于一天中其他时段的径流量,同一天早上(6-8时)与下午(17-18时)径流有差异,同一天上下午径流量的平均差值为21.61 m³/d。这种差异主要是由人为活动引起的。初春降水稀少,农作物生长和发育均需要水分,农田和果园灌溉的直接后果是径流量锐减。为保证植物正常生长所需的水分供应充足,且避免夏季正午烈日照射使土层温度升高、包气带含水量减少而使植物处于缺水状态,因此选择在早上6时到

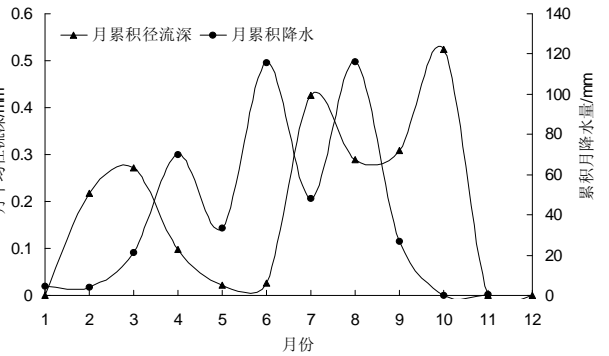


图4 2005年康沟流域地表径流与降水关系特征曲线
Fig.4 Surface runoff in relation to precipitation in Kanggou watershed in 2005

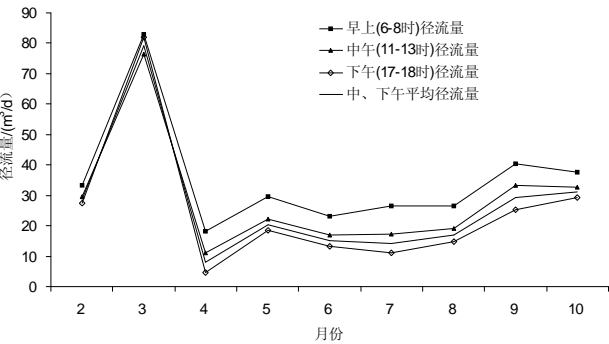


图5 2004-2006年康沟流域径流流量日变化曲线
Fig.5 Daily variation curve of runoff in Kanggou watershed during 2004-2006

8时进行浇灌,使水分得以高效的利用。人为灌溉的水量满足植物吸收量和土壤含水量之外,剩余水量漫出地表形成地表径流,因此早上监测到的沟口地表径流值也会有所增大。另一方面,8月份为全年气温最高的月份,且降水量为雨季降水量的最低值,累积降水量仅有69.2 mm,高温干旱,农田蒸散发量大,也是造成径流值偏少的原因。随着9月降水量的增加,地表径流响应呈上升趋势,春、秋两季由于灌溉时间灵活,因此同一天上下午的径流差异不太明显,仅有7.1 m³/d。

3.3 地下水对降水的响应

3.3.1 降水与泉水流量关系分析

研究区地下水补给量与降水量联系密切,河川基流量和泉水流量主要来自降水的补给,补给份额占84%~93%^[18]。降水作为康沟流域地下水的重要补给来源,其丰富程度直接影响地下水资源的构成和数量。由于降水量季节分配不均和气温的影响,四季多年平均降水量的具体情况是:春季(3-5月)70.03 mm,夏季(6-8月)262.50 mm,秋季(9-11月)140.38 mm,冬季(12-2月)11.38 mm。随着降水量的“少-多-少”的季度变化,泉水水位和流量也相应地出现“低-高-低”和“小-大-小”的季节变化,不过在时间上较降水的季节变化推迟。泉流量的年内变化具有双峰双谷型的特点,一般3月份接受融冻水补给,泉流量逐渐增大,至4月份达到峰值,受到人为活动和自然因素的影响,泉水流量减小,至6月份达到低谷,7月份随着河水入渗量增加泉流量增大,10-11月份达到次峰值,冬季降水稀少,补给不足,12月至次年1月再次出现次低谷,全年流量变化较显著。另外,随着该流域经济的发展,人为因素对地下水补给量的影响日渐突出。

本文以2003-2006年降水、泉流量数据为例,探寻泉水对降水补给响应的滞后期和发生滞后效应的临界值。2003年是降水量最多的年份,总降水量达623.1 mm,仅8月份降水总量达146 mm,且集中在下旬。从2003年的降水、泉流量关系图可以看出(图6),泉水流量和雨强曲线在整体上变化形态一致,二者峰值在时间上有一定间隔。6月18日雨强为最大值0.84 mm/min,随着降水量的增加,泉流量增加趋势不明显,泉水水量变化平缓,出水口测得的泉水流量在7月9日出现第一个峰值为37.47 m³/d。高强度降水引起的泉流量陡增时间间隔达21天。入夏后,气温升高,水分蒸发量和人为用水

量增大也成为泉水水位下降的一个因素,这也说明只有降水量大、持续时间长的降水才能持续补给地下水。而引起泉流量发生滞后和迟缓的原因,是泉域内的降水入渗进入含水层后,在含水层中传输,最终以泉水的形式流出地表,这个过程要经历一定的时间,且由于含水层的非均质性,使得从泉域的不同区域入渗的降水传输到泉水出露点的时间不同;补给区与排泄区距离、补给面积同样对时滞有一定影响。与排泄区的距离较近,在其他水文地质条件相同的条件下的时滞较小。

降水出现的第二个峰值是在8月25日,降水量达45.3 mm,而泉水流量达到第二个峰值的时间是9月17日,降水补给泉水的滞后期为23天,发生滞后时泉流量为33.31 m³/d。9月25日13时至20时,次降水量高达65.6 mm,降水强度为0.16mm/min。泉流量的第三个高峰值发生在10月10日,值为40.07 m³/d。此次降水引起的泉流量增加时间间隔为15天。原因可能是在8月发生暴雨的情况下,入渗层中的裂隙通道打通,大量水分通过地下岩层的裂隙补充地下水,致使地下水位上升,造成泉水溢出、短期内流量迅速增大,从而也说明降水量大时与泉水流量的相关性也较大,对水位的回升起决定性作用。

从2004年泉水流量与降水量、雨强关系图可以看出(图7),泉水和降水量的波动趋势一致。2004年累积降水量仅为396.1 mm,且降水历时长,次降水入渗时间长。6月29日降水量为59.5 mm,降水历时640 min,而这次降水引起的水位变化在7月15日才体现,泉流量也达到了全年最大值45.80m³/d。相比发生强降水的6月29日,泉流量增量为7.29 m³/d。此次降水产生滞后的时间长达17

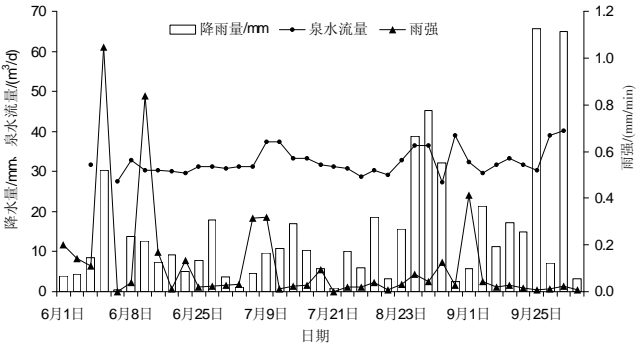


图6 2003年康沟流域泉水流量与降水量、雨强关系曲线
Fig.6 Spring flow in relation to precipitation and rainfall intensity in Kanggou watershed in 2003

天。本年度泉水水位变幅很大,尤其是8月末到9月初,体现在流量上值分别为56.4 m³/d和27.1 m³/d,流量差值高达29.3 m³/d。

从2005年降水与泉流量曲线(图8)可以得出以下结论。降水和泉水流量的曲线变化趋势一致,随降水量的增大,泉流量也在增加。7月2日的次降水历时1389 min,降水强度大,构成了一次性的集中补给,而这种补给对泉水流量在7月28日时有所体现。泉流量保持在34.84 m³/d左右,这次降水补给,使得日出水增大了8.44 m³/d。8月份开始,泉流量的平均值已经明显大于上月,泉流量基本处于稳定状态。根据分析,降水补给泉水的滞后期为26天。

根据2006年降水与泉流量曲线(图9)可以看出:4-6月泉流量波动明显但保持相对稳定状态,受6月21日降水的影响,泉流量在7月19日有明显增加,时隔30天。7月份开始,泉流量均值已经明显增加,有稳定上升趋势。7月2日降水量为55.8 mm,量大且持续时间长的降水使得泉水流量在7月31日达到最大峰值,降水补给泉水的滞后期为30天,且相比补给前后泉水增量为6.93 m³/d。

根据以上数据统计绘成表格(表2),得出2003-2006年降水补给发生滞后时的不同响应值。黄土丘陵区泉水对于降水补给有滞后效应,接受降水补给的滞后期一般为22~32天。

3.3.2 降水与井水位变化

通过监测井水位可以计算出井水接受降水补给的滞后时间,根据地下水水位的变化幅度计算出补给总量,从而可以大致计算出康沟流域的入渗补给系数。分析研究区的入渗补给特点,天然降水过程基本上以年为周期变化,且主要集中在每年的雨季。当地下水埋深足够大时,峰点滞后的时间将远大于年度降水过程中能够形成入渗补给的降水时间间隔,由各次降水引起的入渗补给量的动态波形相互叠加,波峰和波谷叠合使整个年降水入渗过程中只出现一个补给高峰,间断的降水

输入通过包气带转化形成了连续入渗补给的输出。张玲、贾在强等^[19]的研究表明,当水位埋深达到7 m时,降水入渗补给峰值可滞后数月。

井水主要是降水补给形成的,由于入渗系数

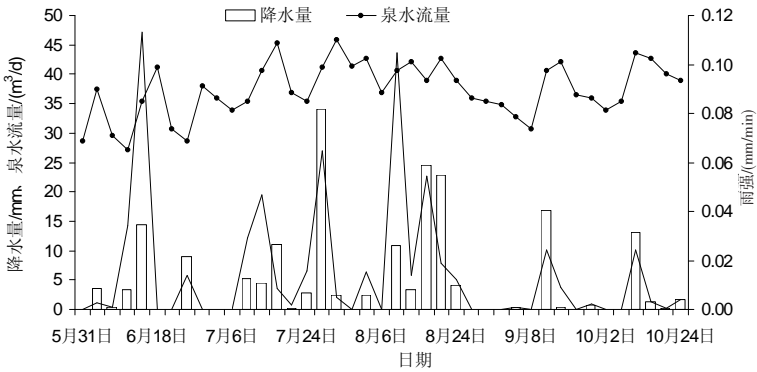


图7 2004年康沟流域泉水流量与降水量、雨强关系
Fig.7 Spring flow in relation to precipitation and rainfall intensity in Kanggou watershed in 2004in 2004

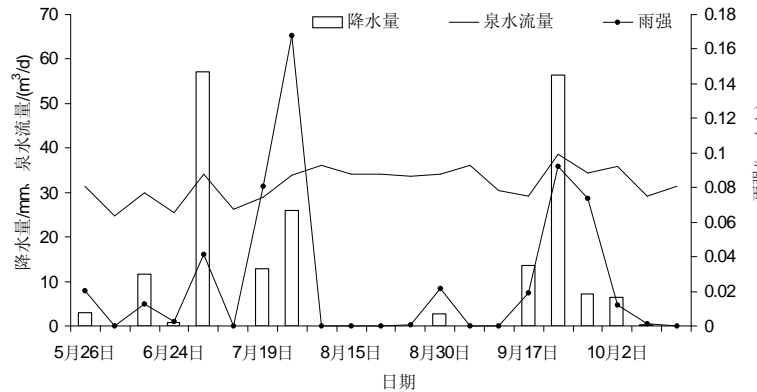


图8 2005年康沟流域泉水流量与次降水量、降水强度关系图
Fig.8 Spring flow in relation to precipitation and rainfall intensity in Kanggou watershed in 2005

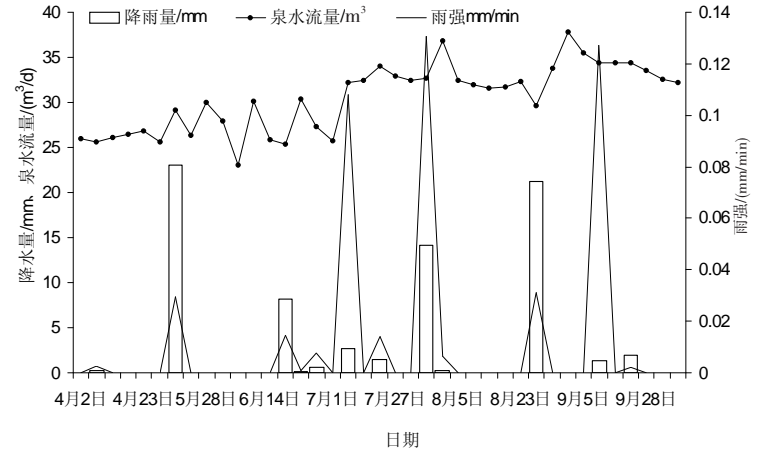


图9 2006年康沟流域泉流量与次降水量、降水强度关系图
Fig.9 Spring flow in relation to precipitation and rainfall intensity in Kanggou watershed in 2006

表 2 康沟流域泉水对降水补给的滞后效应与滞后期

Tab.2 Lag period caused by lag effects of the recharge of precipitation in Kanggou watershed								
年份	降水日期	降水量 /mm	降水历时 /min	降水强度 mm/min	泉流量增量日期	泉流量 m³/d	滞后期内泉流 量增量 m³/d	滞后期 /d
2003	6 月 18 日	12.6	15	0.84	7 月 9 日	37.47	6.29	22
	8 月 25 日	45.3	1027	0.04	9 月 17 日	33.31	4.61	23
	9 月 18 日	65.6	2620	0.008	10 月 10 日	40.07	9.89	22
2004	6 月 24 日	8.9	640	0.014	7 月 15 日	45.28	7.29	23
	8 月 16 日	24.5	452	0.054	9 月 16 日	42.15	3.12	30
	9 月 12 日	16.8	687	0.02	10 月 11 日	43.71	3.12	29
2005	7 月 2 日	57.2	1389	0.04	7 月 28 日	33.84	8.44	26
	8 月 26 日	2.8	130	0.02	9 月 21 日	38.66	4.96	27
	9 月 10 日	13.5	699	0.01	10 月 2 日	35.75	4.5	24
2006	6 月 26 日	8.2	563	0.015	7 月 19 日	32.48	7.17	30
	7 月 2 日	55.8	88	0.06	7 月 31 日	32.65	6.93	30
	8 月 25 日	21.2	683	0.03	9 月 27 日	34.38	4.78	32

注：2003、2004 年的测流量方法是根据蓄水池(长 1.39m，宽 1.3m，于中下部测量)水位变幅来换算流量；2005、2006 年测流量的方法是用高为 28cm、直径为 27.5cm 的桶接水，在一定时间内计算出接水量。

小,补给速度慢、量少,滞后期长且水位变幅较小。由于计算时段不同,降水入渗补给系数也不同^[20]。取一个雨季为时间周期,计算该周期内降水的入渗补给系数,方法是利用地下水自记水位计准确测得降水后地下水位变化幅度 Δh 相加,再与该地区的给水度 μ (值介于 0.15 与 0.2 之间)相乘,除以该时段的总降水量 P ,即为该时段内的降水入渗补给系数 α 。公式为: $\alpha = \frac{Pr}{P} = \frac{\mu \Delta h}{P}$, 通过计算,得出研究区的降水入渗补给系数均值约为 0.37%。

利用三口井的水位监测数据分析在降水条件相同的情况下,距离补给区、排泄区远近的不同、以及地形对井水位的影响。

#1、#2、#3 分别距离干流汇水处 90 m、272 m、330 m;以#1 井高程为基准点,#2、#3 井分别高出基准点 40 m、35 m。受到降水的影响,3 口井的井水位变幅整体趋势与降水量变化一致。从图中可以看出,#1 井在 7 月下旬起水位变幅更为显著,是由于#1 在 7 月下旬和 8 月上旬每天拉三罐水用于油田,水量消耗大。#3 井的变化较小,相比其余两井距离干流汇水处较远,井水对于降水的反应较为缓慢,因此水位变幅相对平滑一些。7 月 28 日发生暴雨,雨强为 0.17 mm/min,降水结束后,水位在 8 月 5 日体现出明显升高,这是因为受到了暴雨的直接补给,而井水对于降水补给的反应时滞 9 天。此后随着降水量逐渐减少以及后续补给量的减少,井水位也逐渐回升以保持地下水系统的稳定状态。

以 2006 年的数据验证上述结论,从图 11 中可

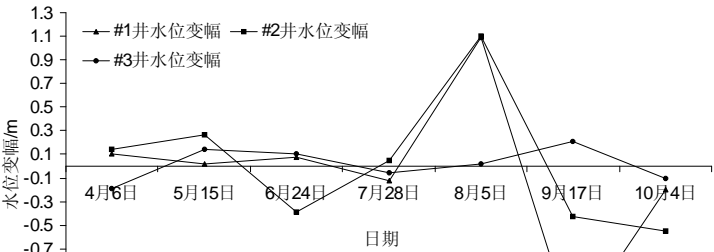


图 10 2005 年康沟流域井 1、井 2、井 3 水位变幅对比
Fig.10 Water-table variation of the wells of No.1, No.2 and No.3 in Kanggou Watershed in 2005

以看出,降水和井水位的波动形态趋于一致,但是在波动时间上有所不同。第 161 天降水量有显著增加,井水位在 8 天后也立刻上升 0.1 m,随着降水量的骤减,后续补给不足,井水位也持续下降,且下降幅度增大。第 186 天发生的降水在第 195 日体现出水位的上升,上升幅度为 0.26 m,滞时为 9 天。第 210 天发生的降水 14.1 mm,到第 220 天为止水位上升了 0.58 m,滞时 10 天。再以第 248 天的次降水事件为例,降水量达 43.5 mm,7 天内水位上升了 0.21 m。随后降水量逐渐减少趋于 0,井水位也逐渐平缓,波动值减小。因此可以推断出,黄土丘陵区康沟流域井水对于降水的反应时滞 7 ~ 10 天。

4 结论与讨论

(1) 地表径流量与降水量有极好的季节响应关系,径流量集中在 5-9 月,占全年总径流量的

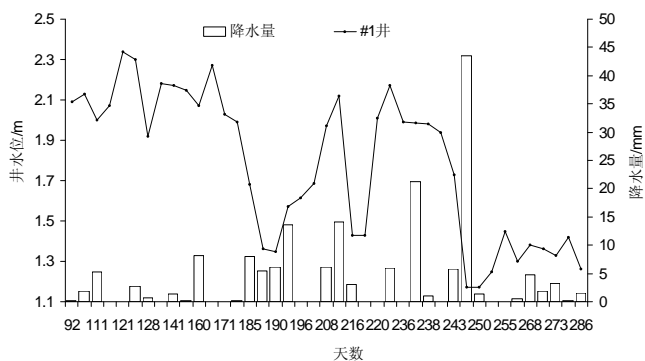


图11 2006年康沟流域#1井与降水量关系图

Fig.11 The water-table of No.1 well in the relation to precipitation in Kanggou watershed in 2006

66.83%。地表径流呈现为峰、谷交替曲线形态。降水少的年份出现单峰值,降水峰值出现在6月,而径流在8月形成单峰形式;降水多的年份具有双峰值,降水在5、6月形成第1个峰值,在8月出现第2个峰值,第2个峰值出现较第1个峰值落后2个月。

(2) 同一天早上与下午的径流有明显差异,中午与下午的差异小。平均每天上午流量均值为 $38.10 \text{ m}^3/\text{d}$ 、下午径流量均值为 $16.49 \text{ m}^3/\text{d}$ 。流域径流年际变化也很大,特别是2006年径流量的整体显著增加,原因可能有2个,一是由于流域降水的丰、平、枯水年而引起的降水补给的差异;二是由于流域近年实施水土保持生态环境治理成果显著的原因。水土保持措施有力的拦蓄降水径流,使流域减小坡面径流和冲刷,削洪减沙,保持水土,并使地表径流转化为地下径流。其结果致使枯水年份径流减少最大,丰水年减少较小,从而导致径流的年际变化范围增大,径流年际变差系数增大,且在降水较少的年份效果更加显著。

(3) 康沟流域内降水量的多少和季节分配直接影响着井水、泉水的变化,说明降水量和井水、泉水的直接补给关系;在同样的降水条件下,井水的变化较泉水更敏感,泉水响应降水的时间大约滞后22~30天,井水为7~10天。泉水和井水对降水的响应之所以出现滞后,原因在于地下水在土体或岩石空隙中运动,属于介质流,渗透速度较为缓慢;且地下水系统具有较大的储容空间,渗透、排泄能力有限,集中或间断性的降水补给可作为储蓄量,在季节变动时缓慢释放^[21]。

参考文献

- [1] 刘淑燕,余新晓,信忠保,等.黄土丘陵沟壑区典型流域土地利用变化对水沙关系的影响.地理科学进展,2010,29(5): 566-571.
- [2] 李景玉,张楠,王荣彬.黄河流域土壤侵蚀产沙模型研究进展.地理科学进展,2006,25(2): 103-111.
- [3] 琚彤军,刘普灵,郑世清,等.黄土丘陵区生态恢复重建过程中流域降雨及其水沙变化特征研究.水土保持学报,2005,19(2): 57-60.
- [4] 杨文治.黄土高原土壤水资源与植树造林.自然资源学报,2001,16(5): 433-438.
- [5] 史敏华,李新平.晋西黄土丘陵沟壑区植被自然恢复及技术对策.干旱区研究,2003,20(2):139-143.
- [6] 徐勇,田均良,沈洪泉,等.生态重建模式的评价方法:以黄土丘陵区为例.地理学报,2004,59(4): 621-628.
- [7] 徐勇,杨波,刘国彬,等.黄土高原作物产量及水土流失地形分异模拟.地理学报,2008,63(11): 1218-1226.
- [8] 李子君,周培祥,毛丽华.我国水土保持措施对水资源影响研究综述.地理科学进展,2006,25(4): 49-57.
- [9] 候喜禄,曹清玉.陕北黄土丘陵沟壑区植被减沙效益研究.水土保持通报,1990,10(2): 19-25.
- [10] 方海燕,蔡强国,陈浩,等.黄土丘陵沟壑区岔巴沟下游泥沙传输时间尺度动态研究.地理科学进展,2007,26(5): 77-87.
- [11] 徐学选,琚彤军,郑世清.延安燕沟流域次降雨泥沙来源分析.中国水土保持科学,2008,6(3):38-42.
- [12] 徐学选,刘江华,高鹏,等.黄土丘陵区植被的土壤水文效应.西北植物学报,2003,23(8): 1347-1351.
- [13] 杜丽娟,柳长顺,王冬梅.黄土高原水土流失区森林资源价值核算.水土保持学报,2004,18(1): 92-95.
- [14] 徐学选,刘文兆,高鹏,等.黄土丘陵区土壤水分空间分布差异性探讨.生态环境,2003,12(1): 52-55.
- [15] 陈建峰.降雨入渗补给规律的分析研究.地下水,2010,32(2): 30-31.
- [16] 琚彤军,刘普灵,郑世清.燕儿沟流域泥沙监测初报.水土保持研究,2000,7(2): 176-178.
- [17] 刘普灵,郑世清,琚彤军,等.黄土高原燕沟流域生态环境建设模式及效益研究.中国生态农业学报,2007,15(3): 175-178.
- [18] 徐学选,刘文兆,王伟.黄土丘陵区生态建设对流域水文环境影响研究.中国生态农业学报,2005,13(2): 155-157.
- [19] 张玲,贾在强,欧阳秋明.章丘泉水地下水位与降水关系分析.安徽农业科学,2008,36(27): 11931-11932,11939.
- [20] 史良胜,蔡树英,杨金忠.降水入渗补给系数空间变异性分析.水资源研究,2006,27(9): 1-5.
- [21] 王国卿.柳林泉域降水补给的时滞研究.地下水,2007,39(4): 53-55.

Responses of the Surface Water and Groundwater to Precipitation in the Loess Hilly-gully Region: A Case Study of Kanggou Watershed

DANG Lijuan^{1,2}, XU Yong¹, XU Xuexuan³

(1. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. Institute of Soil and Water Conservation, CAS, Yangling 712100, Shaanxi, China)

Abstract: The construction of eco-system in the loess hilly-gully region which was based on de-farming and afforestation policy has made remarkable improvement in the past decade. To probe into the relationship between precipitation and surface water and groundwater since the de-farming and afforestation policy was implemented, taking the Kanggou watershed in Yanan as an example, based on the daily meteorology data from Yan'an station during 1997-2006, and the actual measured data of runoff, spring flow, well level, landforms and land-use, this study was conducted by correlation analysis and GIS spatial analysis. This paper analysed the spatio-temporal variation of precipitation, surface water and groundwater in Kanggou watershed, explored the relationship between precipitation and surface runoff, and groundwater runoff, and revealed different responses to the precipitation of the surface water and the groundwater. Results are as follows:

(1) There is a close connection between runoff and precipitation. The largest surface runoff occurs in the wet season with the peak precipitation. The distribution of precipitation and the surface water is basically consistent all the year. The runoff concentrates in May to September, accounting for 66.83% of the total annual runoff. The surface runoff forms a curve with peak and valley in turns, having a single peak with limited precipitation and double peaks with abundant precipitation.

(2) There is a clear difference of surface runoff between morning and afternoon in the same day, and the difference between noon and afternoon is small. The average difference of surface runoff is 21.16 m³/d. The annual surface runoff varies significantly. One of the possible reasons is the difference of the wet year, normal year and dry year caused by the recharge of precipitation, and the other reason is the effects of eco-environment management in recent years.

(3) The amount and the seasonal distribution of the precipitation directly affect the springs and wells, and wells are more sensible than springs under the same conditions. The response time of the wells to rainfall recharge is as long as 22 to 30 days, and the response time of springs is only 7 to 10 days. The reason is that groundwater runoff flow in rock gaps and soils is very slow. Also, the groundwater system contains giant storage vacuum, which makes permeation and discharge become limited. So the system relies on the concentrated or discontinuous recharge by precipitation as the only source of the storage, and then recharges to the other aquifers when seasons change.

Key words: precipitation; surface runoff; spring flow; well; Kanggou watershed; loess hilly region

本文引用格式:

党丽娟, 徐勇, 徐学选. 黄土丘陵区地表水和地下水对降水的响应: 以康沟小流域为例. 地理科学进展, 2011, 30(1): 87-94.