

川北山丘区地下水补给特征与定量研究

周志超¹, 李杰彪¹, 苏锐¹, 郭永海¹, 赵宏刚¹, 王彦江², 季瑞利¹, 张明¹

(1.核工业北京地质研究院, 北京 100029; 2.北京阳光杰科科技有限公司, 北京 100192)

摘要:针对川北山丘区地下水资源和污染防治研究中地下水补给难以定量等问题,以川北典型山丘区平溪河北岸的山丘区子流域为研究对象,布设监测孔并对其地下水的水位和水温开展动态监测,并基于大气压监测数据校正地下水监测水位,分析了山丘区地下水水位及水温的年内动态变化特征;采用渗水试验和分段双栓塞水文地质试验获取含水层空间渗透系数;基于达西断面法定量计算了研究区内观测断面的地下水径流补给量,并建立了月降雨量与降水入渗系数的函数关系,结果显示:研究区多年平均大气降水入渗补给量为16.61mm,多年平均降水入渗系数为0.0182;月降雨量与降水入渗系数呈幂函数关系;此成果可为研究区地下水资源、地下水防污性能评价及地下水数值模拟等研究提供重要依据。

关键词:地下水补给;地下水动态;双栓塞水文地质试验;降水入渗系数

中图分类号:P641

文献标识码:A

文章编号:1000-0852(2015)05-0054-07

地下水补给是指含水层或含水系统从外界获得水量的过程,地下水的补给量反映了含水层的可更新能力,是地下水资源优化管理与合理开发利用的关键参数,定量评价含水层的补给量是分析水文循环规律、合理制定水资源规划及地下水可持续开采方案的基础。此外,地下水补给也是地下水数值模拟的核心源汇项,地下水的高补给区域为污染物的敏感区,而低补给区域则对于垃圾及放射性废物处置场选址非常重要。例如美国内华达州的尤卡山高放废物处置场址投资数千万美元,历时二十多年开展其地下水补给定量研究^[1],我国西北黑河下游的额济纳盆地采用水化学及同位素等方法开展了地下水补给机理研究^[2],太行山前平原采用水均衡法与通量法进行地下水补给评价^[3],国外干旱区地下水研究中基于环境示踪剂法进行地下水补给定量研究^[4]。

自20世纪80年代中期,国际水文地质界逐渐认识到地下水补给定量研究的重要性,地下水补给研究进入高峰期^[5]。国内外学者相继采用不同方法与评价技术开展了相关研究,例如:干旱半干旱地区地下水补给过程与评价方法的适用性研究^[6-8];基于地下水补给的地下水系统可持续性研究^[9-11];基于多种方法的地下水补给来源、补给过程等实例研究^[12-13];采用地球物理等方法为构建水文地质概念模型及地下水流模型提供含水层结构及水力特性等重要信息,从而开展地下

水补给定量研究^[14];将遥感数据的水均衡方法用于地下水补给估算^[12];将蒙特卡罗随机等方法引入非线性数值模型用于地下水补给研究^[16-17];基于水化学及同位素示踪方法的地下水补给估算等研究^[18-23]。

纵观国内以往的地下水补给研究成果,其大多针对平原区,而基岩山丘区地下水补给研究则相对较少。山丘区地下水径流补给的定量可采用达西断面法,该方法计算时所需要的水力坡度、渗透系数及含水层厚度等关键参数难以获取,且具有较大的不确定性和较高的成本。如何解决好这些不确定性,往往成为山丘区地下水补给定量研究中的关键问题。不同尺度含水层的地下水补给量定量计算时,含水层的渗透系数通常采用抽水实验和压水试验等获取。一般而言,大尺度的地下水含水层参数往往宜采用抽水试验获取,如津巴布韦Nyamandhlovu地区利用达西定律计算地下水的补给量时,就是利用抽水实验获取含水层的渗透系数^[24];对于中小尺度的基岩地区的含水层渗透系数可采用分段压水试验的方法获取其空间上的渗透系数。本文以川北山丘区平溪河北岸的基岩裂隙水文地质单元为研究对象,其地下水补给主要来源于大气降水,通过选取典型断面,布设地下水监测孔并开展大气压和地下水监测工作,探讨研究区大气降水对地下水的影响;采用达西断面法对研究区含水层径流量进行定量

收稿日期:2014-01-16

基金项目:核设施退役及放射性废物治理专项(科工二司2011-835)

作者简介:周志超(1983-),男,湖南衡阳人,工程师,博士,现主要从事水文地质、环境地质研究工作。E-mail:zhouzhichao2006@163.com

研究,结合月降雨量数据计算降水入渗系数,并建立月降雨量与降水入渗系数的函数关系,为该区地下水防污性能评价和地下水数值模拟等研究提供研究基础。

1 研究区概况

研究区地处川北山丘区平溪河河岸北侧(见图1),属亚热带湿润季风气候,6月~8月份的气温最高,可达37.1℃,12月~次年1月份的气温最低,可达-8.2℃,多年平均气温17℃,雨量充沛,多年平均降雨量912.6mm,降雨量集中在6~9月,多年平均相对湿度68%~70%。研究区面积约0.418km²,三面环山,被分水岭切割,地势北高南低,地下水自北向南排入平溪河,区内形成北部高山丘区,南部的平溪河河谷浅丘区,地形切割大,区内分布两条冲沟,植被发育,以松树、杉树为主,夹杂灌木丛。

据实际调查结果表明,研究区含水层主要有第四系残坡积、冲积卵砾石及褐黄色的粘土孔隙含水层,厚3~11m,龙马溪组砂页岩风化裂隙水弱含水岩组,中等风化以上厚度达数十米。地下水类型主要为第四系孔隙潜水和基岩裂隙水,地下水pH值在6.5~8之间,矿化度均小于1g/L,为低矿化淡水,总硬度一般小于0.25g/L,符合饮用水标准,水化学类型以HCO₃-Ca型为主,地下水化学组分显示其与研究区地质环境密切相关,反应其补给来源主要为大气降水,入渗后侧向径流过程中水岩作用弱,循环速率快,地下水流途径短,循环深度小,径流途径沿孔隙、裂隙向南运动,最终排入平溪河。

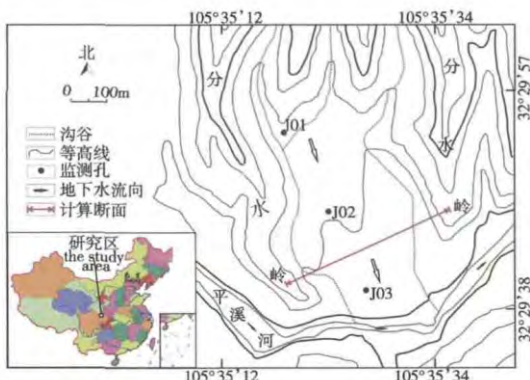


图1 研究区概况及监测点位置
Fig.1 The study area and location of the observation points

2 资料与方法

2.1 资料来源

2.1.1 地下水位监测

本文采用的地下水自动记录仪采用内置的压力和

温度传感器,水位的压力测量精度为±0.05kPa,温度测量精度为±0.05℃,当地下水自动记录仪安装于地下水位以上,就可测量大气压和大气温度,地下水自动记录仪安装于地下水位以下,可测量得地下水的水柱压力,从而按照设定时间步长观测并记录地下水的水位和水温。

地下水自动监测探头以上的水柱高度 W_L (见图2)可表示为:

$$W_L = (P_w - P_A) / \rho g \quad (1)$$

式中: P_w 为地下水位以下传感器监测的压力(Pa); P_A 为地下水位以上传感器监测大气压(Pa); g 为重力加速度(9.81N/kg); ρ 为水的密度(10³kg/m³)。

地下水的水位高程 h 值为:

$$h = H - L + W_L \quad (2)$$

式中: H 为钻孔高程(m); L 为传感器安装深度(m)。

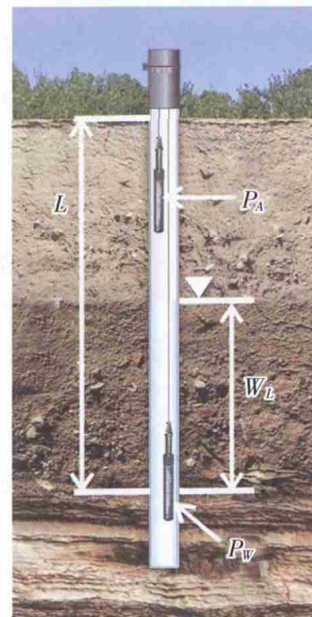


图2 地下水自动监测系统示意图
Fig.2 Sketch map of the groundwater automatic monitoring system

选择研究区内 J02 和 J03 监测孔(见图1),分别安装地下水自动记录仪。由于地下水监测系统是预置的大气压值,与实际大气压值常有出入,同时大气压总是变化且具有随机性,是地下水水位测量误差的主要来源之一。因此,选择 J01 监测孔安装大气压监测仪,用于修正地下水位数据以消除大气压的影响(见图3),大气压对地下水水位的影响范围在0.3~0.55m之间,季节变化对地下水水位的影响差异明显,夏季影响最大。选取2011年12月至2012年12月时间段 J02 和 J03 的地下水水位、水温及 J01 的大气压监测数据,并与实测的地下水水位对比较正,期间地下水监测装置

运行正常。降雨量等气象数据源自国家气象信息中心，日降雨量数据精度为 0.1mm。

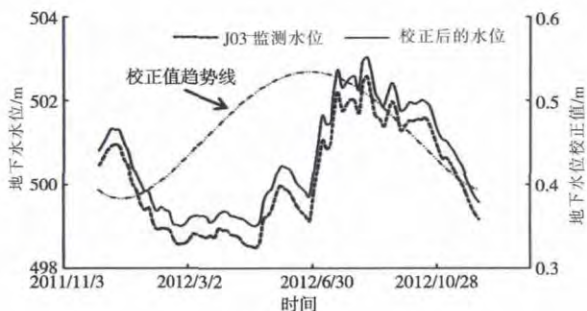


图3 地下水水位校正
Fig.3 Groundwater table correction

2.1.2 双栓塞水文地质试验

鉴于裂隙岩体渗透性空间变异性大的特点，为了能真实反映裂隙岩体的空间渗透性能，本文采用双栓塞水文地质试验系统对钻孔实施分段压水试验，本系统能实时监测双栓塞的密封性能和评价试验段和其它段的水力联系特征，适合于导水系数大于 $10^{-13}m^2/s$ 的含水层的试验。压水试验是在钻孔试段内注水施加一定的压力，通过流量来分析岩体渗透性的一种非常有效的原位水文地质试验。双栓塞水文地质试验系统采用双栓塞密封设计的试验段，加压注水使得水以某一稳定流量通过钻孔周壁的裂隙渗透。据压水水头、试验段长度和稳定入渗量计算获取渗透系数，其试验系统见图 4。

试验段基岩的裂隙率极低，单位面积的释水量

远小于压水试验的水量，因此，试验段的贮水系数可以忽略不计，压水试验开始后水流可视为稳定流，可用稳定流公式求取定压力非稳定流压水试验的渗透系数，等效为定压力稳定流压水试验，成为低渗透性岩体定压力非稳定流压水试验一种简便的试验数据分析方法。Hvorslev 公式假定压水试验过程中试验段与钻孔其他部分不存在直接水力联系，在各向异性介质中，引入水平向渗透系数 K_r ，纵向渗透系数 K_z ， $m=\sqrt{K_r/K_z}$ ，Hvorslev 公式可表示为：

$$K = \frac{Q}{2\pi LH} \ln \left[\frac{mL}{2r_w} + \sqrt{1 + \left(\frac{mL}{2r_w} \right)^2} \right] \quad (3)$$

式中： K 为渗透系数 (m/d)； Q 为试验段平均压水流量 (m^3/d)； H 为试验段水头差(m)； L 为试验段长度(m)； r_w 为试验孔的半径(m)。

当 $mL > 10 \times 2r_w$ 时，公式(3)可以简化为：

$$K = \frac{Q}{2\pi LH} \ln \frac{mL}{r_w} \quad (4)$$

由于试验段长度 L 远大于钻孔半径，当 $L/r_w > 10$ 时，可假定 $K_r=K_z$ ，公式(4)可进一步简化为公式：

$$K = \frac{Q}{2\pi LH} \ln \frac{L}{r_w} \quad (5)$$

据 J02 及 J03 孔的勘探资料，第四系粘土层的平均厚为 7.68m，下覆为龙马溪组砂页岩风化带，据分层压水试验数据，深度 117.8m 以下渗透系数数值都小于 0.001m/d，因此取该深度为计算的含水层厚度，鉴于第四系粘土层与不同风化强度砂页岩渗透系数各异的

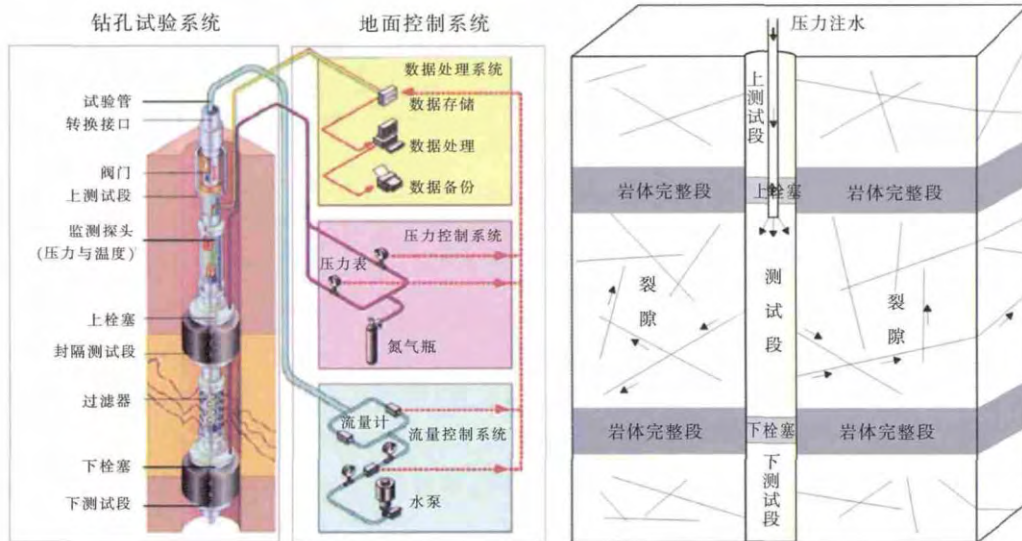


图4 双栓塞水文地质试验系统

Fig.4 The double embolization hydrogeological test system

特征,采用渗坑渗水试验获取第四系粘土的渗透系数,基于双柱塞地下水系统的分层压水试验,获得了J03孔中砂页岩各深度段的渗透系数(见图5),可以看出该深度范围渗透系数值总体上具有随深度的增加而减小的特点,仅在60~90m深度有两段渗透性极弱的含水层。

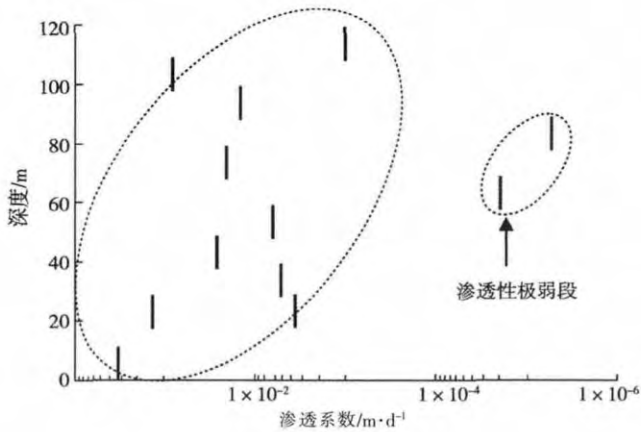


图5 渗透系数
Fig.5 The permeability coefficients

2.2 地下水径流量计算方法

由于研究区地处川北山丘区,植被发育,地下埋深较深,受蒸发影响较小,且地下水径流排泄边界清晰。因此,据地下水流场特点,选取地下水径流断面(见图1),基于达西公式计算断面的径流量,即可获得该研究区内的地下水径流补给量。通过采用实时监测的地下水位,以确定断面各时间段的水力梯度,可精确计算断面各相应时间段的地下水径流量,计算方法如下式:

$$q_i = K_i I_i M_i \Delta t_i \quad (6)$$

$$I_i = \Delta h_i / l \quad (7)$$

$$Q = \sum_{i=1}^n q_i L_s \quad (8)$$

式中: q_i 为时间段中计算断面上单位宽度的地下水径流量(m^2); K_i 为渗透系数(m/d); I_i 为*i*时间段的水力梯度(无量纲); M_i 为分层的厚度(m); Δh_i 为*i*时间段监测孔的水位差(m); l 为监测孔间的距离(m); L_s 为计算断面的长度(m); Q 为地下水径流总量(m^3)。

3 结果与分析

3.1 地下水动态特征

据J03观测孔的地下水水温动态资料,取相应孔的地下水水位动态作地下水水位及水温年内动态变化

曲线(见图6)。从图中可以看出,该区的地下水水位及水温年际动态变化小,一年中1~5月份的地下水水温较高,最高值为 $16.61^\circ C$,相对应的地下水水位较低,最低水位为 $498.5m$;7~10月地下水水温较低,最低值为 $16.31^\circ C$,相应的地下水水位较高,最高达 $502.6m$,可以看出地下水水位与水温的变化表现出相反的变化趋势。从动态曲线可以看出地下水的温度表现为“升高-下降-升高”的变化趋势,12月~次年4月大气温度较低,地下水的水温却呈升高趋势,4~7月地下水的水温呈下降趋势,8~12月地下水的水温相对变幅较小,时升时降,总体呈上升的趋势。本区地下水温度的影响因素中,由于没有外来热源,同时地层岩性和地质构造等条件一致。因此,地下水温度主要受大气降水和地下水活动的影响,雨季受大气降水入渗的影响,地下水位升高,地下水循环增强,在地下水活动增强和降水入渗量增大的影响下,地下水的温度降低,而旱季则相反,可见研究区内浅层地下水的水温主要受控于地下水的活动强度,大气降水为地下水的主要补给来源。

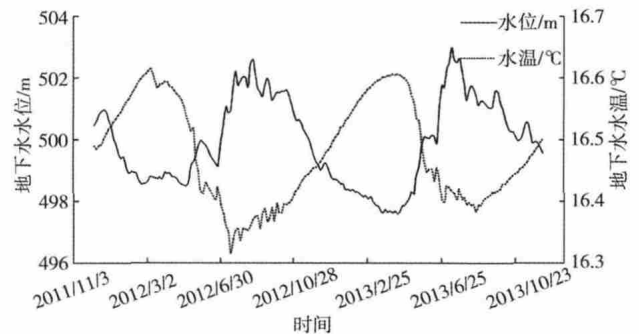


图6 J03地下水水位及水温动态曲线
Fig.6 The curve of the groundwater temperature and table of J03

据J02和J03观测孔的地下水水位动态数据资料,结合日降雨量的动态数据,绘制地下水水位动态与日降雨量变化曲线(见图7),两个监测孔的地下水动态特征总体上一致,地下水位的空间动态变化在 $5m$ 以内,雨季变幅相对较大。雨季地下水位较高,旱季较低,地下水位随降雨量变化而变化,旱季降雨量少,地下水处于排泄状态,地下水水位持续下降;雨季地下水位随着降雨量的增加而上升;其中降雨量最大的7月份地下水的水位变幅最大,增幅达到 $3.1m$;地下水的高位出现在8月份,而不是降雨量最大的7月份,是由于8月份持续降雨使地下水水位持续上升所致;其次,4月份降雨量相对较大,而地下水水位明显上升也

出现在有持续降雨的月份,可见地下水水位动态主要是受降雨特征影响。地下水的水位受降雨过程控制作用明显,且降雨过后地下水恢复时间短,地下水径流相对较快。

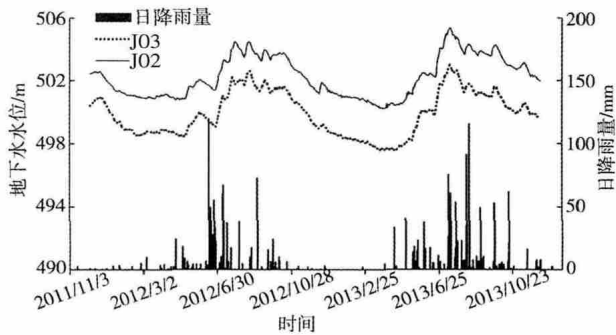


图7 J02 和 J03 地下水水位动态与日降雨量

Fig.7 The daily rainfall and groundwater table trends of J02 and J03

3.2 地下水补给定量计算

研究区地下水的补给源为大气降水,通过分析监测孔地下水动态数据,采用 J02 和 J03 监测孔一个水文年中各时间段的地下水水位差可确定水力梯度,两监测孔间距离为 173.6m,结合计算断面(见图 1)采用式(6)可分层求取各层地下水的径流补给量,2012 年降雨量为 974.8mm,经计算其结果见表 1,研究区年径流补给总量为 $7.19 \times 10^3 \text{m}^3$,由此可计算得出研究区年内平均降水入渗系数为 0.018,其结果符合山丘区降水入渗系数特征值;从表 1 的月径流补给量的结果可以看出地下水的径流补给量与大气降

水总量并不成正比关系,因为地下水径流补给量是降雨量、降雨特征、地下水埋深及地形地貌等综合因素的结果。

结合月降雨量以及表1的地下水径流补给量数据,可分时段计算降水入渗系数,其分布情况见图8,全年月降水入渗系数最大值出现在12月份,降水入渗系数为0.286,最小值出现在7月份,降水入渗系数为0.004。从图8可以看出,雨季的降水入渗系数介于0.004~0.012,旱季的降水入渗系数介于0.102~0.286,雨季的降水入渗系数明显小于旱季,为典型的山丘区地下水特征。由于山丘区地形坡度大,雨季降雨量强易形成地表径流,地表水通过沟谷等直接排泄,使得降水入渗系数偏小,而旱季降雨量弱地表径流量小,降水入渗系数则相对较大。

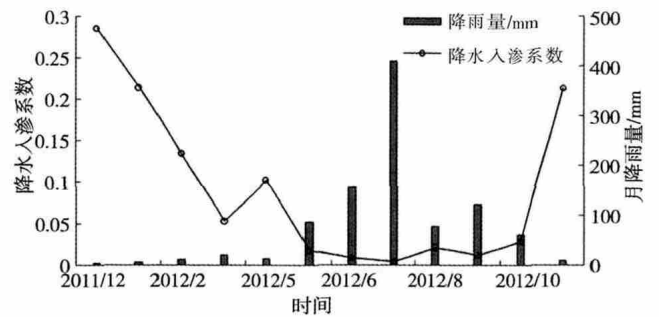


图8 月降雨量与降水入渗系数的关系

Fig.8 The relationship between the monthly rainfall and rainfall infiltration coefficient

表1 断面径流补给量
Table1 The section recharge

| 径流量/ m^3 | 12月 | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 |
|-------------------------|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0~7.68m | 80.66 | 35.44 | 0.67 | 0.18 | 0 | 24.44 | 33.65 | 140.5 | 180.7 | 141.8 | 156.8 | 84.23 |
| 7.68~18m | 186.6 | 206.7 | 291.7 | 211.6 | 248.0 | 288.3 | 240.9 | 276.8 | 243.3 | 225.7 | 266.8 | 333.8 |
| 18~28 m | 4.78 | 5.30 | 7.47 | 5.42 | 6.36 | 7.38 | 6.17 | 7.09 | 6.23 | 5.78 | 6.84 | 8.55 |
| 28~38 m | 6.67 | 7.39 | 10.43 | 7.56 | 8.87 | 10.30 | 8.61 | 9.89 | 8.69 | 8.07 | 9.54 | 11.93 |
| 38~48 m | 34.63 | 38.37 | 54.14 | 39.28 | 46.04 | 53.50 | 44.72 | 51.37 | 45.14 | 41.89 | 49.51 | 61.94 |
| 48~58 m | 8.33 | 9.22 | 13.01 | 9.44 | 11.07 | 12.86 | 10.75 | 12.35 | 10.85 | 10.07 | 11.90 | 14.89 |
| 58~68 m | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 |
| 68~78 m | 26.94 | 29.84 | 42.11 | 30.55 | 35.81 | 41.61 | 34.78 | 39.95 | 35.11 | 32.58 | 38.51 | 48.18 |
| 78~88 m | 0.007 | 0.008 | 0.011 | 0.008 | 0.009 | 0.011 | 0.009 | 0.010 | 0.009 | 0.008 | 0.010 | 0.013 |
| 88~98 m | 18.77 | 20.80 | 29.35 | 21.29 | 24.96 | 29.00 | 24.24 | 27.85 | 24.47 | 22.71 | 26.84 | 33.58 |
| 98~108 m | 102.2 | 113.2 | 159.7 | 115.9 | 135.8 | 157.8 | 131.9 | 151.5 | 133.2 | 123.5 | 146.0 | 102.2 |
| 108~117.8 m | 1.28 | 1.42 | 2.00 | 1.45 | 1.70 | 1.98 | 1.65 | 1.90 | 1.67 | 1.55 | 1.83 | 2.29 |
| 地下水年径流补给量/ m^3 | 7.19×10^3 | | | | | | | | | | | |

3.3 降水量与降水入渗系数的定量关系

降水入渗系数是计算降水入渗补给量的重要参数之一,同时降水入渗系数也是研究区域内三水转化的重要水文参数。地形起伏较大的山丘区有利于产流,不利于大气降水的入渗,且地下水位埋深较深,相对而言地下水位波动对降水入渗补给量的影响小,降水入渗系数主要受控于降水特征。因此,建立降水入渗系数与大气降水特征的定量评价关系,对于定量计算和评价降水入渗补给量具有重要的现实意义。

研究区大气降水是地下水的主要补给来源,通过分析月降水量和降水入渗系数的关系(见图9),可以看出,随着月降雨量的增大,月降水入渗系数呈以特定速率减小的趋势,为典型的幂函数关系,其拟合曲线的函数关系如式(7)所示,拟合趋势和精度为0.985,函数关系可靠。

$$y=1.158x^{-0.94}(x \geq 4) \quad (7)$$

式中: y 为降水入渗系数(无量纲); x 为月降雨量(mm)。

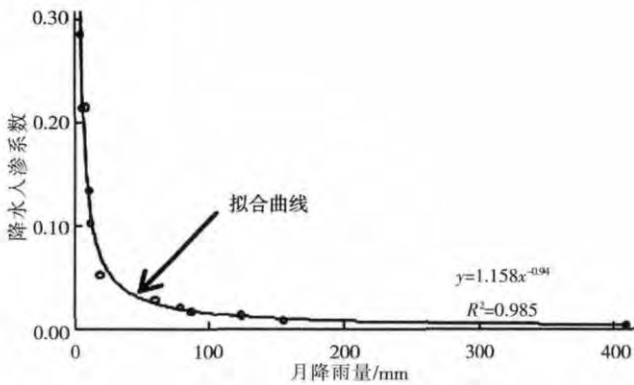


图9 降水入渗系数与降雨量的关系
Fig.9 The relationship between the precipitation infiltration coefficient and rainfall

据式(7)的函数关系式以及2000年以来的月降水量资料计算了研究区近13年的年降水入渗补给量(见图10),年降雨量与地下水年降水补给量相关性较好,地下水补给量随着年降水量的增大而增大。其中年降雨量2006年最小,为678.7mm,年降水补给量为15.07mm;年降雨量2011年最大,为1222.1mm,年降水入渗补给量为17.47mm;年降水入渗补给量最大的为2004年,其降雨量为903.7mm,年降水入渗补给量为17.58mm,可见年降雨量与年降水补给量并不成线性关系,降水入渗量不仅受降雨量的影响,还受降雨特征的影响。多年平均年降雨量为912.6mm,多年平均年降水入渗补给量为16.61mm,多年平均年降水入渗系数为0.0182。

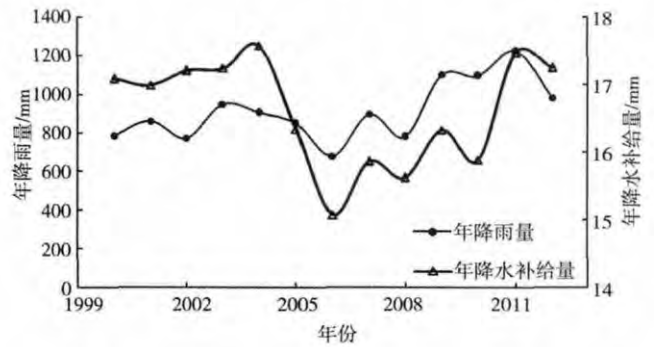


图10 年平均降水补给量
Fig.10 The average annual precipitation recharge

4 结论

本文针对川北山丘区基岩地下水补给问题,通过地下水监测与水文地质试验,获取地下水动态和裂隙岩体的空间渗透参数,建立降水入渗系数与降雨量的函数关系,得到以下结论:

(1)研究区地下水的水位动态与大气降水密切相关,2012年水位变幅最大出现在降雨量最大的7月,水位增幅达3.1m,地下水位的峰值集中在雨季中后期,具有一定的滞后性,地下水位变化主要受控于降雨量和降雨特征;地下水的水温主要受大气降水和地下水流强度的影响,地下水较活跃的雨季,水温相对偏低,而旱季则偏高。

(2)年内月降水入渗系数最大的为12月份,降水入渗系数为0.286,最小的为7月份,降水入渗系数为0.004;年内平均降水入渗系数为0.018,月降雨量与降水入渗系数呈幂函数关系。

(3)基于近13年的降雨量与降水入渗系数的函数关系,计算的年平均年降水入渗补给量为16.61mm,年平均降水入渗系数为0.018。

研究结果可为区内地下水的补给估算及防污性能评价提供依据,需要指出的是,通过建立降雨量与降水入渗系数的定量关系,开展地下水评价的方法,在中小尺度的山丘区地下水定量评价中效果较好。但是笔者将其应用于大尺度的研究区域时,受水文参数及监测井限制,仍然有许多不确定性因素,尚需深入开展相关的研究工作,以便更好的认识山丘区基岩地下水流动特征。

参考文献:

[1] Flint, A.L.; Flint, L.E.; Bodvarsson, G.S. et al. Evolution of the conceptual model of unsaturated zone hydrology at Yucca Mountain,

- Nevada[J]. Journal of Hydrology, 2001,247:1-30.
- [2] 张应华, 仵彦卿, 苏建平, 等. 额济纳盆地地下水补给机理研究[J]. 中国沙漠, 2006,26(1):96-102. (ZHANG Yinghua, WU Yanqing, SU Jianping, et al. Mechanism of groundwater replenishment in Ejin Basin[J]. Journal of Desert Research, 2006,26(1):96-102. (in Chinese))
- [3] 吴庆华, 王贵玲, 简文静, 等. 太行山山前平原地下水补给规律分析: 以河北栾城为例[J]. 地质科技情报, 2012,31(2):99-105. (WU Qinghua, WANG Guiling, LIN Wenjing, et al. Estimating groundwater recharge of Taihang Mountain piedmont in Luan-cheng County, Hebei Province, China [J]. Geological Science and Technology Information, 2012,31(2):99-105. (in Chinese))
- [4] Allison G B, Hughes M W. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region[J]. Hydrogeology Journal, 1983,60:157-173.
- [5] DE VRIES J.J., SIMMERS I. Groundwater recharge: an overview of process and challenges [J]. Journal of Hydrology, 2002,10:5-17.
- [6] 张光辉, 聂振龙, 刘少玉, 等. 黑河流域走廊平原地下水补给源组成及其变化[J]. 水科学进展, 2005,16(5):673-678. (ZHANG Guanghui, NIE Zhenlong, LIU Shaoyu, et al. Characteristic and variation of groundwater recharge resources in the middle reaches of Heihe River basin[J]. Advances in Water Science, 2005,16(5):673-678. (in Chinese))
- [7] 宋献方, 李发东, 刘昌明, 等. 太行山区水循环及其对华北平原地下水的补给[J]. 自然资源学报, 2007,22(3):398-408. (SONG Xianfang, LI Fadong, LIU Changming, et al. Water cycle in Taihang Mt. and its recharge to groundwater in north China plain [J]. Journal of Natural Resources, 2007,22(3):398-408.(in Chinese))
- [8] RICHARD W. HEALY. Estimating Groundwater Recharge [M]. Cambridge: Printed in the United Kingdom at the University Press, 2010.
- [9] BREDEHOEFT, J. D. The water budget myth revisited: why hydrogeologist's model [J]. Ground Water, 2002,40:340-345.
- [10] SOPHOCLEOUS, M, DEVLIN, et al. Discussion of "the water budget myth revisited: why hydrogeologists model," by John D. Bredehoeft. July - August 2002 issue, v.40(4):340-345 [J]. Ground Water, 2004, 42:618 - 619.
- [11] DEVLIN, J.F. SOPHOCLEOUS, M. The persistence of the water budget myth and its relationship to sustainability [J]. Journal of Hydrology, 2005,13:549-554.
- [12] 张光辉, 申建梅, 张翠云, 等. 甘肃西北部黑河流域中游地表径流和地下水补给变异特征[J]. 地质通报, 2006,25(1):251-255. (ZHANG Guanghui, SHEN Jianmei, ZHANG Cuiyun, et al. Characteristic of variations of surface runoff and groundwater recharge in the middle Heihe River valley, northwestern Gansu, China[J]. Geological Bulletin of China, 2006,25(1):251-255.(in Chinese))
- [13] 聂振龙, 陈宗宇, 张光辉, 等. 黑河流域民乐山前隐伏构造带地下水补给与更新[J]. 水文地质工程地质, 2010,37(2):6-9. (NIE Zhenlong, CHEN Zongyu, ZHANG Guanghui, et al. Groundwater recharge and renewal in the Minle Piedmont plain of the Heihe River basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology. 2010,37(2):6-9.(in Chinese))
- [14] 靳孟贵, 高云福, 王文峰, 等. 用同位素测井技术确定地下水侧向补给量[J]. 水文地质工程地质, 2005,32(4):32-36. (JIN Menggui, GAO Yunfu, WANG Wenfeng, et al. Determination of lateral groundwater recharge using single well techniques of a radioactive isotope[J]. Hydrogeology & Engineering Geology. 2005,32(4):32-36.(in Chinese))
- [15] BRUNNER, P, HENDRICKS FRANSSEN, et al. How can remote sensing contribute in groundwater modeling[J]. Journal of Hydrology, 2007,15:5-18.
- [16] 束龙仓, 陶玉飞, 刘佩贵. 考虑水文地质参数不确定性的地下水补给量可靠度计算[J]. 水利学报, 2008,39(3):346-350. (SHU Longcang, TAO Yufei, LIU Peigui. Reliability calculation method for groundwater recharge in consideration of uncertainty of hydrogeological parameters [J]. Journal of Hydraulic Engineering. 2008,39(3):346-350.(in Chinese))
- [17] BAALOUSHA, H. Stochastic water balance model for rainfall recharge quantification in Ruataniwha Basin, New Zealand [J]. Environ. Geol, 2009,58:85-93.
- [18] RANGARAJAN, R., ATHAVALE, R.N. Annual replenishable ground water potential of India: an estimate based on injected tritium studies[J]. Journal of Hydrology, 2000,234:38-53.
- [19] 陈宗宇, 毕二平, 聂振龙, 等. 包气带剖面中古水文-气候信息的初步研究[J]. 地球学报, 2001,22(4):335-339. (CHEN Zongyu, BI Erping, NIE Zhenlong, et al. A tentative discussion on paleohydrological and paleoclimatical information from unsaturated zone profile[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2001,22(4):335-339(in Chinese))
- [20] 陈宗宇, 陈京生, 费宇红, 等. 利用氚估算太行山前地下水更新速率[J]. 核技术, 2006,29(6):426-431. (CHEN Zongyu, CHEN Jingsheng, FEI Yuhong, et al. Estimation of groundwater renewal rate by tritium in the piedmont plain of the Taihang Mountains [J]. Nuclear Techniques, 2006,29(6):426-431.(in Chinese))
- [21] 马金珠, 李丁, 陈发虎, 等. 干旱区地下水补给与气候变化的包气带地球化学记录-以巴丹吉林沙漠为例[J]. 地球学报, 2003,24(sup):190-195. (MA Jinzhu, LI Ding, CHEN Fahu, et al. Groundwater recharge and climatic change recorded in the unsaturated zone of northwest China—a case study of Badain Jaran desert[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2003,24(Sup):190-195.(in Chinese))
- [22] 黄天明, 庞忠和. 应用环境示踪剂探讨巴丹吉林沙漠及古日乃绿洲地下水补给[J]. 现代地质, 2007,21(4):624-631. (HUANG Tianming, PANG Zhonghe. Groundwater recharge in Badain Jaran desert and Gurinai oasis based on environmental tracers [J]. Geoscience, 2007,21(4):625-630.(in Chinese))
- [23] Wang, B, Jin, M, Nimmo, J. R, Yang, L., Wang, W. Estimating groundwater recharge in Hebei plain, China, under varying land use practices using tritium and bromide tracers[J]. Journal of Hydrology, 2008,356:209-222.
- [24] SIBANDA T., NONNER J.C., UHLENBROOK S. Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe[J]. Journal of Hydrology, 2009,17:1427-1441.

- running workflows of services [J]. *Nucleic Acids Research*, 2006,34 (suppl 2):729-732.
- [10] 尹帆,康瑞华,薛胜军. 基于工作流的办公自动化系统的研究与实现[J]. *武汉理工大学学报*, 2010,28(1):114-117.(YIN Fan, KANG Ruihua, XUE Shengjun. Workflow based office automation system [J]. *Journal of Wuhan University of Technology*, 2010,28(1):114-117.(in Chinese))
- [11] Ludascher B, Altintas I, Berkley C, et al. Scientific workflow management and the Kepler system[J]. *Concurrency and Computation: Practice and Experience*, 2006,18(10):1039-1065.
- [12] Freire J, Silva C T, Callahan S P, et al. Managing rapidly-evolving scientific workflows, provenance and annotation of data [J]. *Lecture Notes in Computer Science*, 2006,(4145):10-18.
- [13] 孟令奎,李三霞,张文,等. 面向水文数据共享的水文核心元数据模型研究及应用[J]. *水文*, 2012,32(1):1-5,12.(MENG Lingkui, LI Sanxia, ZHANG Wen, et al. Research and application of hydrological data sharing oriented core metadata model[J]. *Journal of China Hydrology*, 2012,32(1):1-5. (in Chinese))
- [14] Tom Negrino, Dori Smith. *JavaScript and AJAX for the Web: Visual Quick Start Guide*[M]. Peachpit Press, 2008.
- [15] Mesbah A, Bozdog E, DeursenVan A. Crawling AJAX by inferring user interface state changes[A]. *Proceedings of the 8th International Conference on Web Engineering* [C]. New York, USA: [s.n.], 2008.
- [16] 陈雅莉. 长江基础水文数据库系统技术方案 [J]. *中国水利*, 2006, (23):64-65.(CHEN Yali. Technical solutions of basic hydrological database system of Yangze River [J]. *China Water Resources*, 2006, (23):64-65. (in Chinese))
- [17] 尹炜靖,万定生,关兴中. 基于云计算的水文数据共享平台的应用研究[J]. *信息技术*, 2013,(8):68-72. (YIN Weijing, WAN Dingsheng, GUAN Xingzhong, Application of hydrology data sharing platform based on cloud computing[J]. *Information Technology*, 2013,(8):68-72. (in Chinese))

Research and Implementation of Hydrological Data Automation Service Mechanism Based on Workflow

ZENG Kai¹, CHEN Yali², ZHANG Wen¹, MENG Lingkui¹, CHEN Chunhua²

(1. *School of Remote Sensing and Information Engineering, Wuhan University, Wuhan 430079, China;*

2. *Bureau of Hydrology, Changjiang Water Resource Commission, Wuhan 430010, China*)

Abstract: According to the current status of the development of the hydrological data service, this paper analyzed the workflow of hydrological data service, studied the principles of workflow and workflow reference model, and designed a workflow model of hydrological data service with combination of the hydrological data index. We used the double-buffering technology, dynamic loading of hydrological data methods and AJAX technology, and finally designed a hydrological data automation service system that is highly efficient and reliable. The actual application of this system has achieved good results, which will solve the problem of the traditional way of processing hydrological data manually and provide a technical support for the modernization of hydrological data service.

Keywords: hydrological data service; hydrological data index; workflow; double-buffering

(上接第 60 页)

Quantitative Research on Groundwater Recharge in Mountain Area of North Sichuan

ZHOU Zhichao¹, LI Jiebiao¹, SU Rui¹, GUO Yonghai¹,

ZHAO Honggang¹, WANG Yanjiang², JI Ruili¹, ZHANG Ming¹

(1. *Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China;* 2. *Beijing Sunshine GEO-Tech CO., Ltd, Beijing 100192, China*)

Abstract: It's difficult to quantify groundwater recharge for the groundwater resources and pollution prevention study in the mountain area in North Sichuan Province. This paper studied on the representative mountain hydrographic sub-basin in the north bank of Pingxihe river, based on the route monitoring borehole, and carried out dynamic monitoring of groundwater level and temperature, the water table of the groundwater monitoring data were corrected by atmospheric pressure monitoring data, the variation characteristics of groundwater level and temperature during the year were analysed, and the space permeability coefficients of aquifer were obtained by seepage test and hydraulic test with double packer. Based on the law of Darcy Setion, the quantitative groundwater recharge of the section was calculated; the function of monthly rainfall and precipitation infiltration coefficient were established. The results show that the annual average precipitation recharge of the study area is 16.61mm/a, and the average precipitation infiltration coefficient is 0.0182; with a power function of the monthly rainfall and precipitation infiltration coefficient.

Key words: groundwater recharge; groundwater regime; hydrogeological test with double packer; infiltration coefficients of precipitation