

刘芮彤,王锦国,周云,等.云南鹤庆西山岩溶地下水均衡模拟[J].中国岩溶,2019,38(4):532-538.
DOI:10.11932/karst20190409

云南鹤庆西山岩溶地下水均衡模拟

刘芮彤¹,王锦国¹,周云²,黄华²,陈长生²

(1.河海大学地球科学与工程学院, 南京 210098; 2.长江三峡勘测研究院有限公司, 武汉 430074)

摘要:鹤庆西山岩溶地下水是当地人们生产生活的重要水源,开展岩溶地下水均衡调查及计算模拟,掌握研究区岩溶地下水动态,对鹤庆西山地下水资源开发利用及管理有重要的意义。本文在收集研究区地质资料的基础上,对研究区的自然地理条件、地层岩性、地质构造和水文地质条件等地质背景进行分析并划分岩溶地下水系统。采用数值模拟法对云南省鹤庆西山岩溶地下水均衡进行了模拟计算,并与水量均衡法进行了对比。结果表明:岩溶系统划分合理,各岩溶子系统补给与排泄基本均衡;各岩溶子系统的排泄以集中排泄为主,集中排泄占总排泄量的67%~92%;考虑岩溶管道的集中排泄模型更符合研究区岩溶地下水运动特点。

关键词:岩溶系统;地下水均衡;FEFLOW;数值模拟

中图分类号:P641.8 **文献标识码:**A

文章编号:1001-4810(2019)04-0532-07

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

鹤庆西山位于云南省西北部鹤庆县,在长期的地质历史发展过程中,经过多期构造运动,地壳改造强烈,形成了基本以北北西至北东向构造带与北北东至北东向构造带为基本骨架的构造体系,同时复合有一系列近东西向的断裂构造。区域地层出露多样,自志留系至第四系地层均有不同程度出露,其中,鹤庆西山地区以北衙组地层碳酸盐岩为主。鹤庆西山分布一系列的岩溶大泉,这些大泉主要通过岩溶地下管道、导水断层沿区内最低侵蚀基准面排泄,多数岩溶大泉除了是当地居民的生活饮用水外,还补给地表水系,在当地的生产生活中起着举足轻重的作用。在滇中引水工程实施期间,为了能掌握鹤庆西山岩溶地下水的动态,需要调查明确岩溶地下水均衡情况,进行地下水资源评价。

常用的地下水资源评价方法有水量均衡法、数

值模拟法和开采试验法等。水量均衡法是地下水资源评价的基本方法^[1-2],由于其原理简单,可操作性强,能够充分利用长系列的水位动态资料和开采量资料,对较宏观范围的地下水资源评价计算简单易行,使用方便,对于精度要求较低水文地质勘探资料较少区域而言,是一种有效的地下水资源评价方法^[3]。张先^[4]使用水量均衡法对许昌麦岭水源地可开采量进行了评估,张江华等^[5]曾使用水量均衡法预测岩溶区坑道涌水量;高殿琪等^[6]曾利用水量均衡法求算明水岩溶区降水入渗系数;任增平等^[7]在传统水量均衡法的基础上提出了开采条件下多时段水量均衡法,并将其应用于大武水源地的可采量计算中;Juana Paul Moiwo等^[8]提出了一种基于常见水文气候资料的准陆地水分平衡方法来估算土壤水分。水量均衡法虽然应用广泛,但仍有自身的局限性^[9];对于较大区域地下水资源评价,使用水均衡法方便易行,但该方法局部地区精细化计算能力不足,而数值模

基金项目:国家重点研发计划项目(2016YFC0401801)

第一作者简介:刘芮彤(1994—),女,博士研究生,主要研究方向:水文地质。E-mail:15865248860@163.com。

通信作者:王锦国(1974—),男,教授,博士生导师,主要研究方向:水文地质。E-mail:wang_jinguo@hhu.edu.cn。

收稿日期:2019-04-30

拟方法对各种尺度研究区均可以进行模拟计算,同时对已有基础资料要求较高,模拟过程能够充分考虑实际水文地质条件,提高拟合精度,各源汇项计算精度优于水均衡评价方法结果^[10]。本研究使用数值模拟的方法,对鹤庆西山地下水均衡进行了模拟计算。

1 研究区概况

研究区位于滇西北,地处滇西横断山脉南端、云岭山脉以东,大理白族自治州北端,地理坐标为东经 $100^{\circ}01' \sim 100^{\circ}29'$ 、北纬 $25^{\circ}57' \sim 26^{\circ}42'$ 。东有金沙江与永胜县分津,南与宾川县接界,西与剑川县、洱源县接壤,北与丽江市毗连。行政区域包括鹤庆县、剑川县、丽江市(图1)。

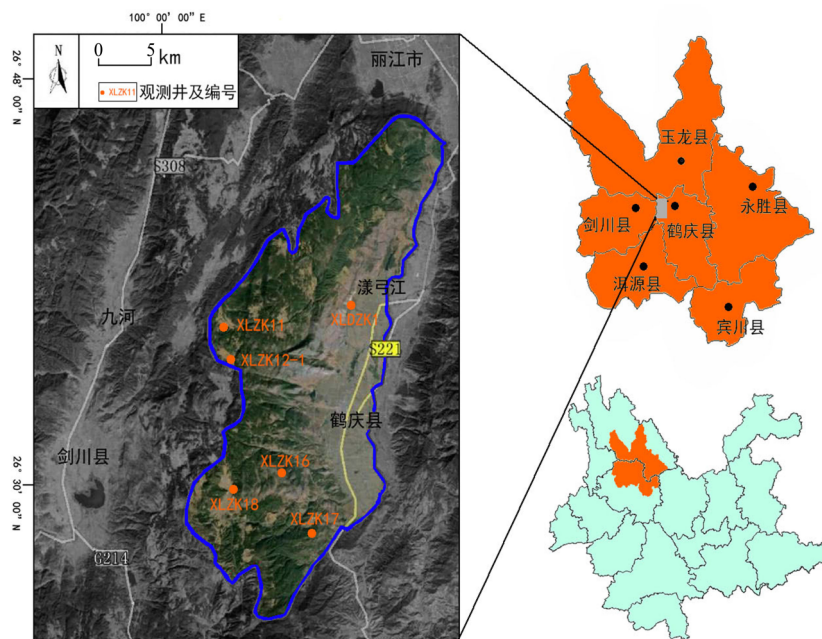


图1 研究区地理位置

Fig. 1 Map showing geographical location of the study area

1.1 地质条件

研究区属于低纬度高原季风气候,多年平均气温为 13.5°C ,年温差小,昼夜温差大,干湿季分明。参考区内鹤庆水文站点2007年、2009年和2010年的降雨资料,全年降水量 $833.8 \sim 1\,020.2\text{ mm}$,其中雨季(5—10月)雨量集中,降水量 $807.3 \sim 946.2\text{ mm}$,占年总降水量的 $90.8\% \sim 96.8\%$ 。研究区位于滇西高原岩溶区内,地势总体上南高北低、西高东低,其中西部的鹤庆西山为金沙江与澜沧江的地表分水岭,山顶海拔一般在 $3\,000 \sim 3\,500\text{ m}$,东部的鹤庆盆地为断陷盆地,平均海拔 $2\,200\text{ m}$ 。区内泉水丰富,是当地重要的生活生产用水,主要泉眼有大龙潭、小龙潭、黑龙潭、白龙潭、黄龙潭、锰矿沟黑龙潭、温龙潭、羊龙潭等。主要河流漾弓江位于研究区东部,属金沙江支流,流经鹤庆县,境内流长 73 km ,年平均径流量 2.4 亿方 ,河床高程为 $1\,990 \sim 2\,050\text{ m}$,区内岩溶泉及

地表河流均向漾弓江排泄。研究区内地层从志留系至第四系均有不同程度出露(图2),岩性上以可溶岩为主,大面积分布三叠系北衙组中段灰岩、白云岩;非可溶岩以泥岩、砂岩、页岩为主,玄武岩与侵入岩地层在区内也有较多出露。

1.2 岩溶地下水系统

通过分析区内岩溶水文地质结构,能够确定岩溶地下水系统的岩溶化地层(含水层或含水介质)和相对封闭、稳定的地下水系统的边界条件^[11-15]。岩溶地下水系统边界包括:①隔水岩层:岩层空间上连续、没有被错断的非岩溶地层;②阻水断层:断层以压扭性为主,岩溶不发育,隔水性能良好、稳定;③地下水分水岭:空间上发育于同一连续岩溶含水层组的多个地下水系统之间的边界,可根据地下水动力条件、水化学场分析、岩溶地下水示踪试验验证来确定地下水分水岭^[16-18]。

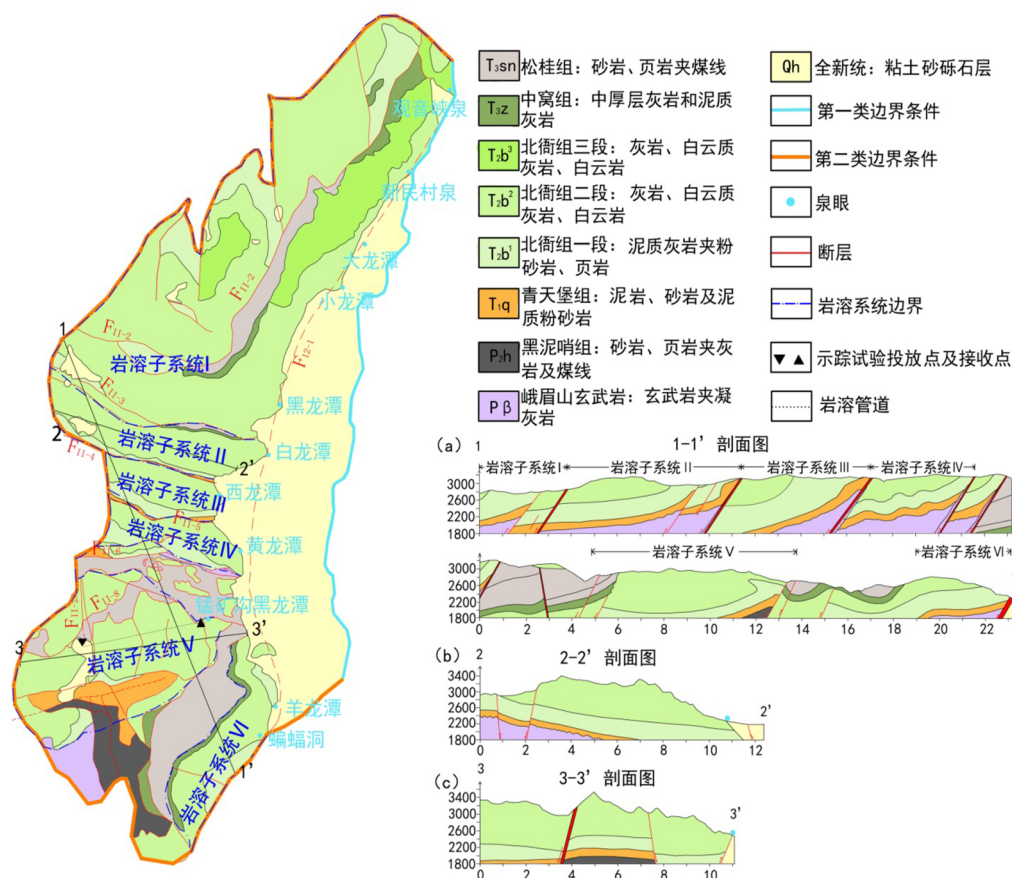


图2 研究区地质概况图

Fig. 2 Geological map of the study area

研究区内近东西向平行断裂,将区内岩溶化岩层分隔成众多条块状,区内应力场主压力方向为近南北向,地壳块体沿逆冲断层由北向南推覆,形成叠瓦式构造(图2a)。隔水岩组 T_2b^{1-3} 、 T_2q 沿逆冲断裂翘起,伴基性侵入岩出露,地表不连续。各条块间以隔水断层和隔水岩组 T_2b^{1-3} 、 T_2q 及侵入岩($N\beta$)分隔,使得岩溶化地层的条块之间的不存在水力联系或水力联系较弱,岩溶发育的方向性十分明显,均为近东西向。根据上述划分原则可将研究区划分为6个岩溶子系统分别进行研究(图2)。

(1)鹤庆西山岩溶地下水子系统I:该子系统北西侧以隔水岩层 T_2l 、 P_2h 为界,北侧以吉罗洼地东侧山体为界,西侧位于沙子坪洼地以西,南侧以水井村断裂(F_{11-3})为界,东侧以碳酸盐岩与第四系接触界面为界,沿鹤庆西山坡脚处出露一系列大泉,从北至南主要有观音峡泉群、新民村泉、大龙潭、小龙潭、黑龙潭等,高程约2 200 m,总流量约3 500 $L\cdot s^{-1}$ 。

(2)鹤庆西山岩溶地下水子系统II(图2b):该子系统南北两侧均以阻水断层和隔水岩层 T_3sn 、 T_2l (地

表分布不连续)为界,西侧以下马塘以西为界,东侧以碳酸盐岩与第四系覆盖层交界为界。排泄点主要为盆地西山坡脚的白龙潭泉,高程约2 200 m,流量约300 $L\cdot s^{-1}$ 。

(3)鹤庆西山岩溶地下水子系统III:该子系统南北两侧均以阻水断层和隔水岩层 T_2l 为界,其中南侧 T_2l 连续,西侧为地形分水岭。排泄点主要为盆地西山坡脚的西龙潭泉,流量约为350 $L\cdot s^{-1}$ 。

(4)鹤庆西山岩溶地下水子系统IV:该子系统南北两侧均为断层和隔水岩层 T_2l ,西侧安乐坝洼地以东为界,岩溶地下水以集中排泄的形式从西至东向鹤庆盆地排泄,排泄点主要为盆地西山坡脚的黄龙潭泉,高程约2 200 m,流量约为275 $L\cdot s^{-1}$ 。

(5)鹤庆西山岩溶地下水子系统V(图2c):该子系统北部边界和东部边界被断层和隔水岩组 T_3sn 砂岩分隔,南侧被断层及隔水岩组 T_3sn 、 T_2l 砂泥岩分隔,西侧以地下分水岭为界,岩溶地下水以集中排泄的形式自西向东排泄于锰矿沟,锰矿沟泉水流量约1 000 $L\cdot s^{-1}$,后汇集于洗马池。

(6)鹤庆西山岩溶地下水子系统Ⅵ:该子系统西北侧为隔水岩组 T_{3sn} 砂泥岩,南东侧为鹤庆—洱源断裂及 T_{3sn} 砂泥岩,地下水从SW向NE方向运移,岩溶地下水以集中排泄的形式进行排泄,主要排泄点为羊龙潭泉和蝙蝠洞泉,总排泄流量约 $735\text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

2 数值建模

根据研究区地层分布及岩体渗透性特点,对水文地质模型进行概化。区域含水层其岩性和厚度在模拟区内变化程度大,在模型表现为同一含水岩组所在层位不同。模型表层分为强风化层及弱风化层,厚度分别为 20 m 、 100 m 左右。将含水层均概化为非均质,各向异性。模拟区地下水系统符合质量守恒定律和能量守恒定律,地下水运动符合达西定律,故模型概化为非均质各向异性三维稳定流模型。

由研究区补径排条件可知,岩溶地下水主要以泉的形式向鹤庆盆地排泄,最后汇集于漾弓江。漾弓江属金沙江支流,全年不断流。故将漾弓江概化为第一类边界条件。研究区北、西部边界为地下水分水岭位置,将其概化为零流量边界,研究区南部为砂岩,透水性差,故将模型的南部边界概化为隔水边界(图1)。研究区上边界为系统的自由面,上边界主要接受大气降水入渗补给和河流补给。区内地下水深埋,故不考虑蒸发的影响。模型底部划分到 $1\ 800\text{ m}$ 的玄武岩地层,设为隔水边界。

根据上述水文概念模型,将研究区概化为非均质各向异性等效连续介质模型,建立地下水流数学模型如下:

$$\left\{\begin{aligned}&\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial H}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial H}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial H}{\partial z}\right)+\varepsilon=0\\&H(x,y,z)\Big|_{\Gamma_1}=H_1,\ x,y,z\in\Gamma_1\\&K_n\frac{\partial H}{\partial n}\Big|_{\Gamma_2}=q(x,y,z),\ x,y,z\in\Gamma_2\end{aligned}\right.$$

(1)

式中: Ω 为渗流区域; h 为含水层的水位标高, m ; K_x 、 K_y 、 K_z 分别为 x 、 y 、 z 方向的渗透系, $\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$,限于参数获取技术的限制,本次模拟假定 $K_x=K_y$; K_n 为边界面法向方向的渗透系数, $\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$; ε 为源汇项 ($1/\text{d}$); H_1 为含水层的初始水位分布, m ; Γ_2 为渗流区域的二类边界,包括承压含水层底部隔水边界和渗流区域的侧向流量或隔水边界; $\rightarrow_n$ 为边界面的法向方向; $q(x,y,z)$ 为定义为二类边界的单位面积流量, $\text{m}^3\cdot(\text{d}\cdot\text{m}^2)^{-1}$,流入为正、

流出为负、隔水边界为 0 ; Γ_1 为第二类边界。

研究区面积约为 554 km^2 ,采用FEFLOW地下数值模拟软件进行数值离散和地下水均衡模拟。平面上采用三角网格进行剖分,共剖分网格 $216\ 181$ 个,网格节点 $125\ 616$ 个,垂向上划分为 7 层。由前期开展的连通实验可知(图2),在岩溶地下水子系统Ⅴ内,锰矿沟黑龙潭与小马厂落水洞之间存在一条岩溶管道,由于FEFLOW中不存在管道模块,考虑到用流量边界进行处理并不符合实际情况,故将岩溶管道当成一种地层处理,并对管道渗透系数进行折算^[19-21],得出折算渗透系数为 $K_l=3\ 763\text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ 。由研究区概况可知,鹤庆西山岩溶子系统Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ之间皆发育有隔水断层,然而目前为止,FEFLOW还没有很好的方法来处理断层、断裂这种地质构造,本研究在处理断层时把断层部分作为一个宽度很窄的地层来考虑,根据断层的性质赋予其水文地质参数(主要是渗透系数)^[22-24]。

研究区岩体渗透性参数主要通过压水试验和注水试验获得,由于模型结构与实际地下水系统结构不一致,只能在一定精度下建立等效模型,因此在确定模型的渗透系数时,应当以岩性为基础,以压水试验和土工试验参数为约束,以水位观测资料为拟合要素,应用数值模拟模型识别方法来确定模型参数,最终渗透系数取值如表1所示。

表 1 不同岩性的渗透系数取值

Table 1 Permeability values of different lithologies

岩层 代号	岩性	渗透系数/ $\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$	
		$K_{xx}=K_{yy}$	K_{zz}
Qh	砂层夹黏土层和细砾层	0.2	0.02
Qp	上部为黏土夹砂,下部为黏土	0.005	0.005
T_{3sn}	砂岩、泥岩、页岩夹薄层灰岩	0.01	0.001
T_3z	灰岩、泥质灰岩	0.02	0.002
T_2b^2 、 T_2b^1	灰岩、白云质灰岩、白云岩	0.06	0.004
T_2b^{1-1}	砂泥岩与灰岩互层	0.000 6	0.000 06
T_1q	泥岩、砂岩、泥质粉砂岩	0.000 5	0.000 05
P_2h	砂岩、页岩夹灰岩及煤线	0.000 8	0.000 08
$P\beta$	玄武岩夹凝灰岩	0.01	0.001
断裂	正断层	0.2	0.2
	逆断层	0.000 01	0.000 01

在计算降水入渗量时,本次采用的是有效降水量,当一次降水量小于 10 mm 或连续降水量小于 7 mm 的降水量时无法形成对地下水的补给。由于只有月降雨量资料,故依经验取年降雨量的 85% 为有效年降雨量。本次研究区年降雨量取自鹤庆水文站点 2007、2009、2010 年并参考大理水文水资源信息网 2013 年降雨量,年平均降雨量为 1 152.5 mm,有效降雨量为 980 mm。根据《铁路工程地质手册》^[25]确定灰岩地区降水入渗系数值,由于研究区岩溶发育强烈,取入渗系数 $\lambda=0.6$ 。区内岩溶地下水的补给除碳酸盐岩分布区的直接入渗补给外,还受到了非碳酸盐岩分布区的外源水的补给,非碳酸盐岩分布区取入渗系数 $\lambda=0.21$ ^[26-29]。

3 水均衡计算分析

本次模拟以水位观测数据为准,以使计算水位与实际水位的误差最小为目的,对模型及参数优化。本次模拟中研究区面积较大、长观孔数量有限,钻孔分布图见图 1,水位拟合误差图见图 3。对现有的钻孔水位进行拟合结果显示,本文所选的模型相对合理可靠。

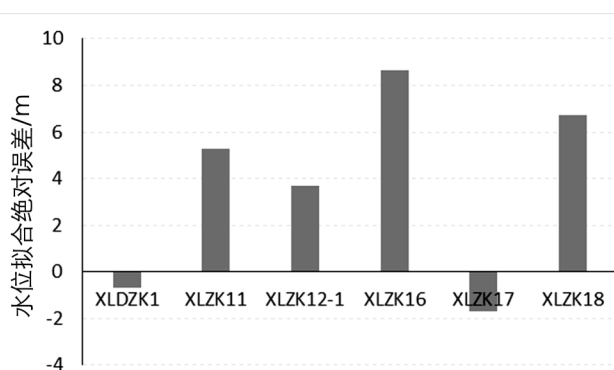


图3 水位拟合误差图

Fig. 3 Fitting errors of water level

由图 4 可知,模拟的渗流场地下水流动的整体趋势为从西往东向盆地流动,与实际情况相符。从等值线图可看出,各岩溶子系统等水位线不连续,在断层处十分密集,这是由于水头的突变造成的。鹤庆西山岩溶地下水子系统 II 水位最高,为 2 747.86 m,是因为该子系统南北两侧的隔水断层及隔水岩组起阻水作用且碳酸盐岩下伏隔水岩层 T_1b^{1-1} 、 T_1q 抬升较高,造成其含水层水头较高。由图 4c 可知,在近东西向逆断层处均形成了较大的水头差,说明断层隔水效果明显,各岩溶子系统地下水流动相对独立,具有独立的补径排条件。

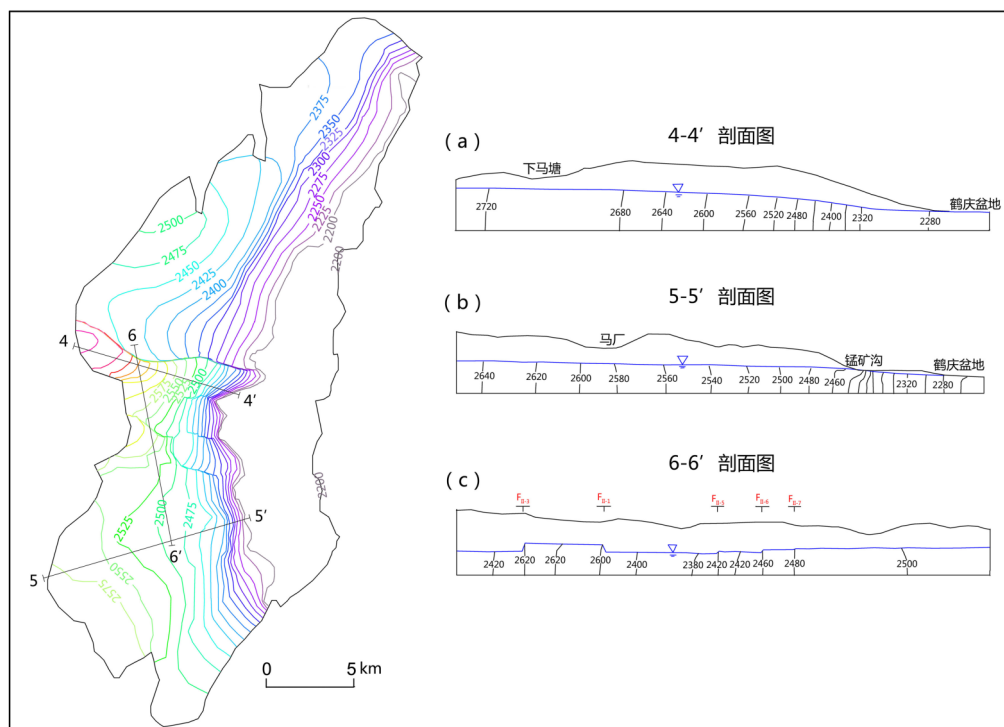


图4 模拟结果等水位线图

Fig. 4 Contours of simulated water level

各岩溶子系统补给量利用 polygon 选择工具选中子系统全部岩溶含水层单元格,运用 budget 模块计算出流入量,排泄量是将可溶岩排泄区所有单元格选中,运用 budget 模块计算出流出量,水均衡计算结

果见表 2。由表中数值模拟法数据可知,各岩溶子系统补给量大于排泄量,这主要是因为存在一部分岩溶地下水向下部排泄。总体上补给量与排泄量比较均衡,与实测泉排泄量量级基本一致。

表 2 两种评价方法对比表
Table 2 Comparison of two evaluation methods

鹤庆西山 岩溶子系统	数值模拟法			水量均衡法			实际泉流 量/数值法 计算排泄 量/%
	补给量/ $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$	排泄量/ $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$	补排差/ $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$	补给量/ $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$	排泄量(实际 泉流量)/ $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$	补排差/ $\text{m}^3\cdot\text{d}^{-1}$	
I	355 282.6	346 279.2	9 003.4	339 474.2	302 400	37 074.2	87.3%
II	41 283.83	38 915.22	2 368.61	42 835.39	25 920	16 915.39	66.6%
III	35 690.18	35 189.21	500.97	26 500.61	30 240	-3 739.39	85.9%
IV	32 728.62	31 682.13	1 046.49	24 164.35	23 760	404.35	75.0%
V	109 463.5	107 562.5	1 901	103 151.2	99 446.4	3 704.8	92.5%
VI	72 069.25	71 771.93	297.32	62 140.61	63 504	-1 363.39	88.5%
研究区整体	646 517.98	631 400.19	15 117.79	598 266.36	545 270.4	52 996.032	87.3%

本次研究同时使用水量均衡法对研究区地下水均衡进行了计算,研究区地下水补给量主要来自于大气降水,并通过泉水集中排泄至地表。从表 2 计算结果来看,水量均衡法总体上补给量与排泄量相匹配,证明了岩溶系统划分的合理性,大气降水是研究区岩溶地下水的主要补给来源。

4 结 论

(1)数值模拟法与水量均衡法的结果均表明,各岩溶子系统补给与排泄基本均衡,进一步证实岩溶系统划分合理,各岩溶子系统地下水流相对独立,与地质分析结论一致。

(2)数值模拟计算得到的排泄量为岩溶子系统各自的总排泄量,包括泉的集中排泄与泉以外的裂隙流量,通过对比可发现,数值模拟的排泄量与实际泉流量数值大致相等,表明各子系统的排泄以集中排泄为主,集中排泄占总排泄量的 67%~92%。

(3)通过连通试验已明确岩溶子系统 V 中岩溶管道的存在,并且在数值模拟中考虑了岩溶管道。从计算结果可以发现,岩溶子系统 V 的数值模拟排泄量与实测泉流量相差最小。表明考虑岩溶管道的集中排泄模型更符合研究区岩溶地下水运动特点。

参考文献

[1] 徐恒力. 水资源开发与保护[M].北京:地质出版社,2001.
[2] 李伯权. 地下水资源评价中有关概念的讨论[J]. 工程勘察, 2001(3):20-24.
[3] 李晓英, 顾文钰. 水均衡法在区域地下水资源量评价中的应用研究[J]. 水资源与水工程学报, 2014, 25(1):87-90.
[4] 张先, 周亮. 许昌麦岭水源地的可开采量的水均衡法计算[J]. 水文地质工程地质, 2004, 31(2):83-87.
[5] 张江华, 陈国亮. 水均衡法预测岩溶区坑道涌水量的一些见解[J]. 中国岩溶, 1988, 7(3):273.
[6] 高殿琪, 颜景生. 利用水均衡法求算明水岩溶区降水入渗系数[J]. 山东地质, 1991(2):107-113.
[7] 任增平, 李广贺, 于莉, 等. 开采条件下多时段水量均衡法的应用研究[J]. 现代地质, 1998(3):425-430.
[8] Moiwo J P, Tao F, Lu W. Estimating soil moisture storage change using quasi-terrestrial water balance method[J]. Agricultural Water Management, 2011, 102(1):25-34.
[9] 吴文强, 李文文, 刘君利. 水均衡与数值模拟法在地下水资源评价中对比应用[J]. 中国农村水利水电, 2009(6): 45-48.
[10] 汪洋, 李娟, 席北斗, 等. 基于数值模拟的岩溶地下水水源保护区划分技术研究[J]. 中国岩溶, 2018, 37(6):799-809.
[11] 梁永平, 韩行瑞, 时坚, 等. 鄂尔多斯盆地周边岩溶地下水系统模式及特点[J]. 地球学报, 2005, 26(4):365-369.
[12] 裴建国, 梁茂珍, 陈阵西南岩溶石山地区岩溶地下水系统划分及其主要特征值统计[J]. 中国岩溶, 2008, 27(1):6-10.
[13] 赵永贵, 蔡祖煌. 岩溶地下水系统的研究:以太原地区为例[M].北京:科学出版社,1990.
[14] 郭纯青, 时坚, 裴建国. 岩溶地下水系统中快速流与慢速流

- 的模拟[J]. 中国岩溶, 1985, 4(4):21-29.
- [15] 罗利川, 梁杏, 李扬, 等. 基于GMS的岩溶山区三维地下水流模式识别[J]. 中国岩溶, 2018, 37(5):44-53.
- [16] Xi L W. Approach on boundary condition in numerical simulation of groundwater flows[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2003, 34(3):33-36.
- [17] 陈宏峰, 张发旺, 何愿, 等. 地质与地貌条件对岩溶系统的控制与指示[J]. 水文地质工程地质, 2016(5):42-47.
- [18] 莫美仙, 王宇, 李峰, 等. 云南南洞地下河系统边界及性质研究[J]. 中国岩溶, 2019, 38(2): 173-185.
- [19] 陈崇希. 岩溶管道—裂隙—孔隙三重空隙介质地下水流模型及模拟方法研究[J]. 地球科学, 1995(4):361-366.
- [20] 田娟, 董贵明, 束龙仓. 孔隙—管道型西南岩溶地下河系统参数与流量衰减系数关系的数值试验研究[J]. 水文地质工程地质, 2013, 40(2):13-18.
- [21] 赵坚, 赖苗, 沈振中. 适于岩溶地区渗流场计算的改进折算渗透系数法和变渗透系数法[J]. 岩石力学与工程学报, 2005, 24(8):1341-1347.
- [22] Ashraf A, Ahmad Z. Regional groundwater flow modelling of Upper Chaj Doab of Indus Basin, Pakistan using finite element model (Feflow) and geoinformatics[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 2010, 173(1):17-24.
- [23] 王景瑞, 胡立堂, 尹文杰. 甘肃北山地区三维地质建模方法对比研究[J]. 北京师范大学学报(自然科学版), 2014, 50(5):478-482.
- [24] 王刚. 酒泉盆地地下水系统数值模拟研究[D]. 兰州:兰州大学, 2007.
- [25] 交通部第一铁路设计院. 铁路工程地质手册[M]. 北京:人民交通出版社, 1975.
- [26] 齐登红. 降水入渗补给地下水系统分析[M]. 郑州:黄河水利出版社, 2007.
- [27] Shi L S, Cai S Y, Yang J Z. Study on spatial variability of sub-rainfall infiltration coefficient and simulation of the stochastic field [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2007, 38 (1) : 79-85.
- [28] Yi L, Shao M. Experimental study on influence factors of rainfall and infiltration under artificial grassland coverage [J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2007, 23(3):18-23.
- [29] 申豪勇, 梁永平, 唐春雷, 等. 应用氡量平衡法估算娘子关泉域典型岩溶区的降水入渗系数[J]. 水文地质工程地质, 2018, 45(6):37-41.

Simulation of karst groundwater balance in the Westshan mountains, Heqing county, Yunnan Province

LIU Ruitong¹, WANG Jinguo¹, ZHOU Yun², HUANG Hua², CHEN Changsheng²

(1. School of Earth Sciences and Engineering, Hohai University, Nanjing, Jiangsu 210098, China;

2. Three Gorges Geotechnical Consultants Co., Ltd., Wuhan, Hubei, 430074, China)

Abstract The karst groundwater in the Westshan mountains of Heqing county is an important water resource for local residents. To carry out studies on groundwater balance, flow simulation and the karst groundwater dynamics is of great significance to improve management of the karst groundwater in this area. Based on available data, the physiography, lithology, structure, and hydrogeology of the area are analyzed and the karst groundwater system is demarcated. Numerical simulation is conducted, the result of which is compared with the conventional water balance method. The results show that the karst groundwater system in the study area can be reasonably divided into six sub-systems. The recharge and discharge of each karst subsystem are largely balanced, and the discharge is dominated by a concentrating manner, which accounts for 67%—92% of the total amount. The connectivity test confirms the existence of karst pipelines in the subsystem V, in which the difference between the simulated discharge and the measured spring discharge is minimal, indicating that the model considering the concentrated drainage is more suitable.

Key words karst system, groundwater balance, FEFLOW, numerical simulation

(编辑 张玲)