

黑龙江洞泉域地下水流数值模拟与预测

张 勇¹, 田胜龙², 赵云云¹

1. 河北工程大学资源学院, 河北邯郸 056038

2. 辽宁省石佛寺水库建设管理局, 辽宁沈阳 110000

摘要: 为了对黑龙江洞泉域水资源进行评价, 通过对地质条件、水位观测资料的深入研究, 以水均衡原理、地下水渗流理论为基础, 建立了黑龙江洞泉域地下水渗流数值模型。以灰色序列预测模型为辅助手段, 结合历年的降水规律, 对未来现状开采条件下的年均降水量、地下水流场、水位及泉流量进行了不同保证率条件下的预测, 若 2010 年为丰水年(保证率 20%)、平水年(保证率 50%)、枯水年(保证率 75%), 黑龙江洞泉汛期地下水位标高分别为超过 130 m、达到 130 m、低于 130 m, 汛期泉流量分别为超过 $10 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $7 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $5 \text{ m}^3/\text{s}$ 。计算结果有利于指导黑龙江洞泉域地下水资源的管理和开发利用。

关键词: 黑龙江洞泉域; 地下水渗流; 数值模拟; 迦辽金有限元。

中图分类号: P641.2

文章编号: 1000-2383(2008)05-0693-06

收稿日期: 2008-01-16

Groundwater Numerical Simulation and Forecasting of Heilongdong Spring Area

ZHANG Yong¹, TIAN Sheng-long², ZHAO Yun-yun¹

1. School of resource Science, Hebei University of Engineering, Handan 056038, China

2. Construction and Administration Bureau of Shifosi Reservoir, Shenyang 110000, China

Abstract: In order to evaluate the water resources of the whole drainage area of HeiLongdong, the paper establishes groundwater seepage model of the whole spring area of HeiLongdong through the in-depth research of geological condition and the date of water level of this area based on water balance theory, groundwater seepage flow theory and Galerkin finite element theory. Moreover, with the assistance of grey series forecasting model and the rule of the annual precipitation, the annual average precipitation, groundwater flow field, groundwater level and spring flow in the future under current exploitation circumstances were forecasted. If 2010 is a high flow year (guarantee ratio 20%), or median flow year (guarantee ratio 50%), or even low flow year (guarantee ratio 75%), the underground water level of HeiLongdong spring in flood season will exceed 130 m, or reach 130 m, or even below 130 m, and the spring flow in flood season will exceed $10 \text{ m}^3/\text{s}$, $7 \text{ m}^3/\text{s}$, $5 \text{ m}^3/\text{s}$ respectively. The result of prediction is of great significance to management and exploitation of water resources in Hei-Longdong spring area.

Keywords: HeiLongdong spring area; groundwater seepage flow; numerical groundwater simulation; Galerkin finite element.

黑龙江洞泉域位于河北省邯郸市西部, 包括峰峰、涉县、武安、磁县等部分地区, 总面积 2404 km^2 。19 世纪 50~60 年代人工开采地下水量很少, 泉域地下水主要以泉的形式进行排泄, 进入 19 世纪 80 年代后至今, 人工开采已成为本区域主要的排泄形式, 黑龙江洞泉流量在逐年减少, 并在 1995 年和 1999 年出

现全年断流的情况, 引起污水倒灌。由于大量的抽取地下水, 已形成了以羊角铺—王凤水源地、黑龙江洞泉群、峰峰一带为中心的区域性地下水位降落漏斗(付延玲, 2002), 所以建立一个全流域的水文地质模型来指导合理开发利用本区内的地下水资源已势在必行。

1 黑龙洞泉域基本地质条件

1.1 地形、地貌及水文

黑龙洞泉域位于太行山东麓南段,为太行山与华北平原过渡带。中西部为陡岭的断块地土地,向东逐渐过渡为丘陵、平原,总的地势是西北、西部高,东南、东部低。最高点为西北部马虎寨山,标高 1 509.20 m,最低点为东部峰峰矿区黑龙洞一带,标高 119~122 m。

本区处于北温带半干旱大陆性季风气候,多年(1956—2002 年)平均降雨量为 559.3 mm,年内降雨分布不均,多年平均 5~10 月份降雨量为 488.6 mm。

泉域内地表水系属于海河流域子牙河、南运河水系。自北向南有:南洛河、滏阳河、漳河,此外还有间歇性河沟。区内主要水利工程有:岳城水库、东武仕水库、大小跃峰渠由漳河向滏阳河流域引水。

1.2 地层岩性及构造

本区域出露的地层自老至新依次为震旦系、寒武系、奥陶系、石炭系、二叠系、三叠系、第三系、第四系。其中震旦系、三叠系地层分布面积小,出露不全。石炭系、二叠系、第三系地层多被第四系地层覆盖,只有零星露头出露。

黑龙洞泉域内发育有新华夏系、南北向构造体系、东西向构造体系、北西向构造体系,各个构造体系的各序次的构造以多种复合方式交织在一起,主要构造形迹如下:

和村盆地:位于鼓山、九山之间,北起苑城地堑,南至都党,为一受南北向构造体系和新华夏系控制形成的狭长断陷盆地。盆地内沉积有寒武系、奥陶系、石炭系、二叠系等地层。

断裂、褶皱:系统内断裂、褶皱发育,自西向东大致可分为 5 个条带:鼓山正断层、何庄正断层、杨二庄正断层、贾壁地堑、白土向斜、贾壁东山背斜、莲花山背斜、和村—孙庄向斜、鼓山背斜等。

1.3 水文地质条件

区域内含水岩组为中、上寒武统和中、下奥陶统

含水岩组,以中奥陶统裂隙岩溶含水组富水性最佳。各含水岩组之间虽有相对隔水层,但它们之间通过各种构造发生水力联系,故空间上可视为统一的含水岩体。

本系统区域隔水层主要为震旦系石英砂岩、下寒武统和中寒武统徐庄组含云母片的泥岩类岩石、石炭系本溪组砂质泥岩,铝土泥岩和铁质砂岩、上二叠统(石千峰组和上石盒子组)及三叠系砂岩,砂质泥岩和泥岩。

2 水文地质模型的建立

2.1 计算范围

根据黑龙洞泉域已查明的水文地质条件,以寒武系奥陶系灰岩为主要研究对象,计算区域为整个黑龙洞泉域。

2.2 边界条件

根据黑龙洞泉域的水文地质条件,本区域为一独立的封闭程度较高的全排型岩溶水系统,各边界均可概化为第 2 类边界条件(卢文喜,2003)。

区域内寒武系、奥陶系灰岩为主要含水层,虽然其中存在相对较弱透水层或隔水层,但本区域构造密集,各含水层水力联系密切,故把寒武系、奥陶系灰岩含水层概化为统一的含水岩体。与本含水岩体顶底板接触的岩层属弱透水岩层,所以本含水岩体可概化为平面二维流。

2.3 补给项及排泄项计算及概化

黑龙洞泉域地下水主要含水层的补给项有降水入渗补给、水库渗漏补给、河流及渠道的渗漏补给;本泉域排泄项包括泉群溢出量和人工开采量,其中泉群溢出量作为检验模型拟合效果的一个标准。

2.4 地下水均衡计算

1956~2002 年的水量均衡计算见表 1,从表 1 中可看出,多年平均的补给量小于排泄量,水量呈现出负均衡(张光辉等,2006),这与实际情况相符。

2.5 数学模型的建立

根据黑龙洞泉域地质构造密集、相互连通,寒武

表 1 水均衡计算(单位: 10^4 m^3)

Table 1 Statistical data of water balance

项目	降水入渗补给量	河道入渗补给量	水库渗漏补给量	灌渠补给量	补给量总和	排泄量总和	水均衡(补—排)
多年平均	37 979	876.05	1 750	138.26	40 743.3	42 027.3	-1 283.98

系奥陶系裂隙岩溶含水层基本为统一含水岩组的特点,计算中采用非均质、各向异性二维非稳定流数学模型。西部山区及鼓山主要为潜水含水层,和村盆地附近及鼓山以东地区主要为承压含水层,由程序自动判别含水层的性质。数学模型为(陈崇希等,1990):

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x}(F \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(F \frac{\partial H}{\partial y}) + Q = E \frac{\partial H}{\partial t} \\ F = \begin{cases} T = kM \dots\dots\dots \text{承压含水层} \\ kh = k(H-z) \dots\dots\dots \text{潜水含水层} \end{cases} \\ E = \begin{cases} \mu^* \dots\dots\dots \text{承压含水层} \\ \mu \dots\dots\dots \text{潜水含水层} \end{cases} \\ H(x, y, 0) = H^0(x, y) \\ \frac{\partial H}{\partial n} \end{cases} \quad (1)$$

式(1)中: H 为地下水水位(m); T 为导水系数(m^2/d); Q 为源汇项(m^3/d); μ 为给水度; k 为渗透系数, μ^* 为贮水系数; M 为承压含水层厚度(m); z 为含水层底板标高(m); \vec{n} 为边界外法线方向。

应用 AQUA3D 软件,将计算区域剖分成 3 059 个单元,1 609 个节点(其中内节点 1 452 个,第 2 类边界节点 157 个)。

AQUA3D 是基于迦辽金(Galerkin)有限元方法的三维地下水水流和溶质运移模型软件包。可求解均质、各向同性或非均质、各向异性含水层中的水流和溶质运移方程,水流模型能够对复杂边界和多含水层的地下水系统进行模拟预报。

在收集到的水位观测资料中,选定 29 个记录完整的观测井资料作为模型拟合用(图 1),其他井观测资料作为参考,观测井位的分布基本满足建模要求。

根据本泉域内地层岩性、构造发育状况、岩溶发育情况、水文地质条件的不同,把本泉域划分为 15 个水文地质区,经反复调试求得各分区的水文地质参数。分区图及水文地质参数见图 1 和表 2。根据上述分区及确定的参数,取时间步长为 5 d,运行模型,得到不同时段的水位值及计算泉流量值。部分拟合效果见图 2。

以 2000 年 1 月为初始时刻,在已收集的地下水水位观测资料基础上,通过插值计算并在补给量和排泄量相当的情况下运行模型,通过计算获得较稳定的地下水水位及流场,作为各节点的初始水位和初始

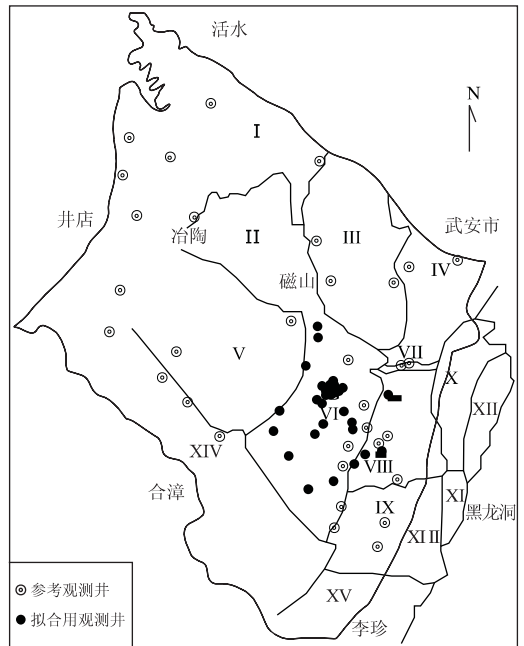


图 1 黑龙洞泉域观测井布置及水文地质分区图

Fig. 1 Sketch map showing groundwater level observation well and hydrogeologic zoning of Heilongdong spring area

表 2 黑龙洞泉域水文地质参数统计

Table 2 Statistical data of hydrogeologic parameters of Heilongdong spring area

分区编号	面积 (km ²)	渗透系数 k (m/s)	给水度 μ	单位储水系数 S (m ⁻¹)
I	185.67	2×10^{-5}	8.5×10^{-3}	6×10^{-6}
II	170.71	3×10^{-5}	5×10^{-3}	5×10^{-6}
III	240.42	8×10^{-7}	1×10^{-3}	2×10^{-5}
IV	156.25	5×10^{-6}	3×10^{-2}	3×10^{-5}
V	306.37	9×10^{-6}	4×10^{-3}	4×10^{-6}
VI	244.18	8×10^{-5}	6×10^{-3}	7×10^{-6}
VII	6.76	6×10^{-6}	3×10^{-3}	3×10^{-6}
VIII	128.03	8.5×10^{-3}	2×10^{-2}	5.5×10^{-6}
IX	156.22	9.5×10^{-3}	2×10^{-2}	5.5×10^{-6}
X	86.68	7×10^{-4}	7.5×10^{-3}	9×10^{-6}
XI	23.06	1×10^{-2}	7.5×10^{-3}	9×10^{-6}
XII	48.38	4×10^{-4}	2×10^{-3}	2×10^{-6}
XIII	282.54	4×10^{-5}	2×10^{-3}	2×10^{-6}
XIV	226.12	6×10^{-4}	7×10^{-3}	1×10^{-5}
XV	142.69	5×10^{-4}	4.5×10^{-3}	8×10^{-6}

流场,以 2000 年 12 月为结束时刻,对模型进行调试,以求得本含水岩体的水文地质参数,并以 2001 年 1~12 月的水位观测数据对所求得的参数进行识别和校正(汪家权等,2005)。

图 2 为 29 个观测井之一的羊角铺观测井水位及黑龙洞计算泉流量与实测流量拟合效果对比图,

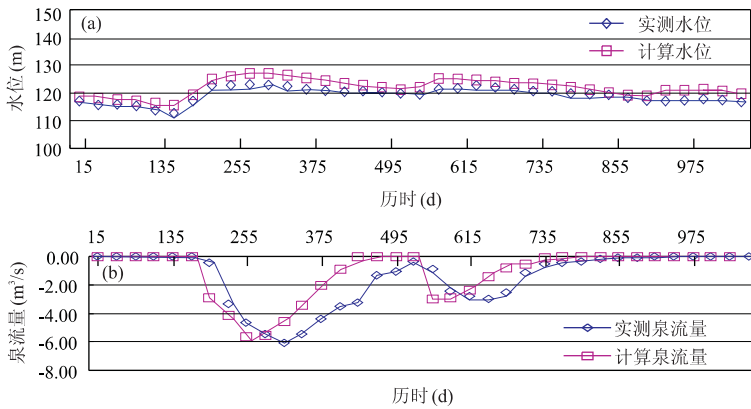


图 2 羊角铺观测井(a)及黑龙洞泉流量(b)拟合曲线

Fig. 2 Fitting graph of Yangjiaopu observation well (a) and Heilongdong spring flow (b)

计算水位与实测水位拟合较好, 计算泉流量与实测泉流量在时间上稍有滞后或提前。

从拟合效果可见, 29 个观测井的计算水位与实测水位最大误差算术平均值为 3.13 m, 最小误差算术平均值为 0.20 m, 平均误差算术平均值为 1.27 m, 实测地下水位变幅极差算术平均值为 12.15 m, 平均误差算术平均值为地下水位变幅极差算术平均值的 10.5%, 由于所收集的地下水位资料为月平均水位值, 而计算出的月水位值为月中点的水位值, 两者拟合存在一定误差也较为合理。泉流量误差算术平均值为 0.43 m, 影响泉流量的因素很多, 其中较明显的是地下水位和降水入渗, 地下水位已存在一定误差。而在降水入渗计算结果中仅汛期有入渗补给量, 所以导致计算泉流量与实测泉流量在时间上稍有滞后或提前。

综上所述, 本次计算水位与实测水位拟合的效果较好, 所选参数较合理。

3 黑龙洞泉域地下水预测

3.1 降水入渗预测

通过对黑龙洞泉域 1960~1999 年共 40 年年均降雨量资料分析, 取 10 年为一时段, 计算出每 10 年的平均降水量, 建立 GM(1,1) 灰色预测模型(傅鹤林等, 2002)。预测出 2000~2009 年这 10 年的平均降水量。

根据降水量与入渗量的相关关系, 预测出 2003~2009 年的降水入渗量, 见表 3。按降雨入渗集中在汛期的 6~9 月份的特点来分配。对于 2010 年, 按不同保证率(丰水年 20%、平水年 50%、枯水年 75%)

表 3 黑龙洞泉域年均降水量及入渗量预测(单位: mm)

Table 3 Forecasted annual average precipitation amount and infiltration capacity of Heilongdong spring area

年份	年均降水量预测值	入渗量预测值
2003	651.46	188.33
2004	437.12	117.75
2005	369.26	95.40
2006	366.64	94.54
2007	401.89	106.15
2008	280.21	66.08
2009	799.63	237.12

表 4 黑龙洞泉域 2010 年不同保证率的降水量及入渗量预测(单位: mm)

Table 4 Forecasted annual average precipitation amount and infiltration capacity of different guarantee ratio in 2010 of Heilongdong spring area

保证率	20%	50%	75%
年均降水量预测值	699.60	529.80	424.60
入渗量预测值	204.18	148.27	113.63

进行计算, 结果见表 4。最后分别形成入渗文件代入 AQUA3D 软件进行预测计算。

3.2 地下水位及泉流量预测

将计算形成的入渗文件代入 AQUA3D 软件, 在开采量维持现状的情况下, 选择 30 d 为一个计算步长进行计算, 求得 2010 年降水量在不同保证率下各观测井水位标高、地下水等值线、流场及泉流量的预测值。

(1) 对 2010 年降水量不同保证率下各观测井水位进行预测, 计算了丰水年(20%)、平水年(50%)、枯水年(75%)情况下各观测井水位标高, 绘出流域

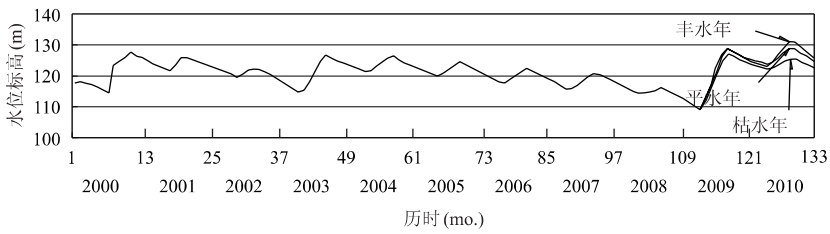


图 3 2010 年羊角铺观测井水位标高预测曲线

Fig. 3 Forecasted graph of groundwater level of Yangjiaopu observation well in 2010

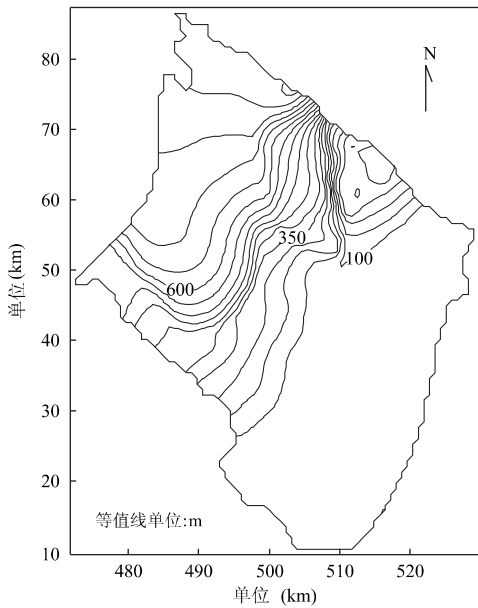


图 4 2010 年 12 月预测地下水位等值线

Fig. 4 Forecasted contour map of groundwater level in Dec. 2010

地下水等水位线。图 3 为羊角铺观测井不同保证率地下水位预测曲线,图 4 为丰水年(20%)情况下黑龙洞泉域 12 月分预测地下水位等值线图。

通过黑龙洞泉域年均降水量的预测模型,预测出 2004—2008 年为枯水年组,2009 年为丰水年。受

降水量影响,2004—2008 年地下水位总体上呈下降趋势,汛期均有所回升,在 2009 年汛期前地下水位降至最低,水位标高约为 110 m,2009 年汛期地下水位标高将恢复至 130 m。受 2009 年的影响,若 2010 年为丰水年(20%),汛期地下水位标高将超过 130 m,非汛期地下水位标高为 125~130 m。这种情况下对恢复由于地下水水位下降而导致的环境地质问题极其有利;若 2010 年为平水年(50%),汛期地下水位标高最高可达 130 m,非汛期地下水位标高为 125~130 m,这种情况下对恢复由于地下水水位下降导致的环境地质问题也较有利。若 2010 年为枯水年(75%),汛期地下水水位标高达不到 130 m,为 125~130 m,非汛期地下水位标高为 120~125 m。

(2)2010 年降水量在不同保证率下,针对黑龙洞泉流量预测,同样考虑了丰水年(20%),平水年(50%)、枯水年(75%)的情况,分别绘出了上述不同情况下黑龙洞泉流量预测曲线图(图 5)。

受降水量影响,2004—2008 年泉流量总体上呈下降趋势,2005 年汛期过后至 2009 年汛期前泉水基本断流,这段时间应采取适当措施防止黑龙洞泉出现污染水倒灌的情况,2009 年汛期泉流量将有较大回升,最大可达 6~8 m³/s。受 2009 年的影响,若 2010 年为丰水年(20%),汛期泉流量将超过 10 m³/s,非汛

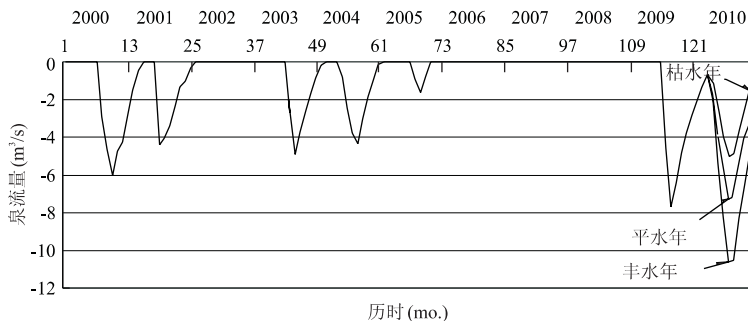


图 5 2010 年不同保证率情况下黑龙洞泉流量预测曲线

Fig. 5 Forecasted graph of Heilongdong spring flow of different guarantee ratio in 2010

期泉流量为 $4\sim 8\text{ m}^3/\text{s}$;若 2010 年为平水年(50%),汛期泉流量可达 $7\text{ m}^3/\text{s}$,非汛期泉流量为 $3\sim 5\text{ m}^3/\text{s}$.若 2010 年为枯水年(75%),汛期泉流量可达 $5\text{ m}^3/\text{s}$,非汛期泉流量为 $2\sim 4\text{ m}^3/\text{s}$.

4 结论

运用 AQUA3D 软件对所建立的数学模型求解,所得到的计算水位和泉流量与实测水位和泉流量拟合效果较好,说明所建立的水文地质模型仿真性较高,所得的水文地质参数及水文地质分区较合理.从黑龙洞泉域地下水均衡角度出发,建立起了泉流量与降雨量、人工开采量、地下水位的多元线性相关关系,从宏观上把握各要素的内在规律.可为黑龙洞泉域地下水资源的进一步评价和管理提供指导性意见和建议.

References

Chen, C. X., Tang, Z. H., 1990. Problems in numerical simulation of groundwater flow. China university of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).

Fu, H. L., Li, L., Liu, B. C., 2002. Theoretical forecast model of rainfall and application in engineering. *China Railway Science*, 23(4): 62—66 (in Chinese with English abstract).

Fu, Y. L., 2002. Numerical simulation of karst ground water system in South Hanxing hydrogeologic unit. *Carsologica Sinica*, 21(4): 269—275 (in Chinese with English abstract).

Lu, W. X., 2003. Approach on boundary condition in numerical simulation of groundwater flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, (3): 33—36 (in Chinese with English abstract).

Wang, J. Q., Wu, Y. F., Qian, J. Z., et al., 2005. Isoparametric finite element 3D numerical model for fracture-karst flow in Jinan springs-zone. *Coal Geology & Exploration*, 33(3): 39—41 (in Chinese with English abstract).

Zhang, G. H., Fei, Y., H., Yang, L. Z., et al., 2006. Responses of ground water recharge and pumpage to change in precipitation in Hebei Plain. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 31(6): 879—884 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

陈崇希,唐仲华,1990.地下水流动问题数值方法.武汉:中国地质大学出版社.

傅鹤林,李亮,刘宝琛,2002.降雨量预测理论模型及其工程应用研究.中国铁道科学,23(4):62—66.

付延玲,2002.邯邢水文地质南单元岩溶地下水系统数值预报.中国岩溶,21(4):269—275.

卢文喜,2003.地下水运动数值模拟过程中边界条件问题探讨.水利学报,(3):33—36.

汪家权,吴义锋,钱家忠,等,2005.济南泉域岩溶地下水三维等参有限元数值模拟.煤田地质与勘探,33(3):39—41.

张光辉,费宇红,杨丽芝等,2006.地下水补给与开采量对降水变化响应特征:以京津以南河北平原为例.地球科学——中国地质大学学报,31(6):879—884.