

GMS 在双城市城区地下水资源评价中的应用

杜超¹, 肖长来¹, 王益良², 王彪³, 林沫^{1,4}

(1. 吉林大学环境与资源学院, 长春 130000; 2. 黑龙江省 904 水文地质工程地质勘察院, 双城 150100;
3. 长春工程学院, 长春 130000; 4. 松辽水利委员会水文局(信息中心), 长春 130000)

摘要: 根据双城市水文地质条件建立了概念模型, 应用 GMS 软件建立了研究区地质结构模型及地下水数值模拟模型。考虑自然条件以及开采量的影响, 设计 6 种方案对研究区地下水流进行预报, 结果显示以设计开采量对水源地进行开采, 水源地投产 10 年后最大中心水位降深不会超过最大允许降深。

关键词: 地下水; 地质结构模型; 数值模型; GMS

中图分类号: P641.74

文献标识码: A

文章编号: 1000-3665(2009)06-0032-05

双城市拟扩建一处水源地以满足日趋严重的水资源供需矛盾, 进行地下水资源评价十分必要。本文应用 GMS 软件建立了研究区地质结构模型及地下水流数值模型, 明确了研究区地层结构, 对双城市水源地投产后的地下水流场变化进行了预测。

1 自然地理概况

双城市位于黑龙江省南部, 其北与哈尔滨接壤, 东与阿城市 and 五常市相邻, 西北至松花江边, 并与肇东市和肇源县隔江相望, 西部和南部均以拉林河为界, 与吉林省扶余县和榆树市为邻。本次研究区为双城市城区, 面积 363.13km², 区内无河流、湖泊等地表水体。

研究区属中温带大陆性半湿润季风气候区, 受季风影响, 气候冬长夏短, 四季分明。1952~2006 多年平均降水量为 491.1mm, 降水大部份集中在 6~9 月份。多年平均蒸发量为 1 241.2mm。

松花江和拉林河均为双城的县界, 距本次研究区双城市城区较远, 无直接水力联系。

2 区域地质及水文地质概况

2.1 地质及水文地质概况

收稿日期: 2008-10-13; 修订日期: 2009-02-25

基金项目: “十一五”国家科技支撑重点计划项目(2007BAB28B04-03, 2006BAB04A09-02); 吉林省科技攻关项目(20080543); 教育部博士点基金(200801830044)

作者简介: 杜超(1985-), 男, 博士研究生, 主要从事水资源水环境评价方面的工作。

E-mail: cattle53@163.com

研究区位于松嫩平原东部高平原腹地, 自东北向西南倾斜, 海拔高度在 160~180m 之间。研究区地貌按成因类型与形态特征分类, 属剥蚀堆积高平原。表层由黄土状粉质粘土构成, 其下部为冲积层。区内沉积有巨厚的中生界白垩系陆相泥岩, 第四系地层厚百米左右。从下至上、由老到新依次沉积有下白垩统嫩江组的泥岩, 下更新统冲积层, 中更新统湖积层、下荒山组的含砾中粗砂夹粉质粘土及上荒山组的粉质粘土和含泥粉砂, 上更新统哈尔滨组的黄土状粉质粘土。

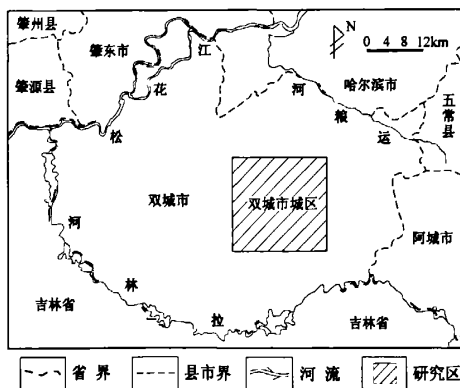


图 1 研究区交通位置图

Fig.1 Location of the study area

研究区含水岩组按含水层的性质, 可以划分为第四系松散岩类孔隙潜水及上、下层孔隙承压水。孔隙潜水由泥质粉砂构成, 厚 0.6~5m, 水位埋深 5.4~11.65m; 上层孔隙承压水由粉细砂、中粗砂层构成, 厚 12.5~30m, 水位埋深 4.66~18.3m; 下层孔隙承压水由砂砾石构成, 厚 2~8m, 水位埋深 5.3~16.1m。

2.2 水源地概况

新建水源地位于研究区东北部, 共布设 25 眼井,

设计供水量为 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。新水源地投产后,计划关闭城区老水源地。水源地的位置如图2所示。

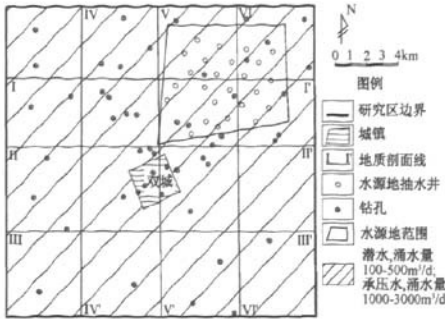


图2 双城市水文地质略图

Fig.2 Hydrogeologic map of Shuangcheng

3 地质结构模型

地质结构建模主要应用GMS软件中的Borehole和Solid模块^[1-2]。将钻孔资料在txt或excel文件中整理成GMS的源文件。然后将地理底图导入GMS,在MAP模块中进行定位后绘制出工作区边界,并由边界生成TIN文件。接着将上述整理好的钻孔资料源文件导入GMS中的Borehole模块,生成钻孔数据。最后在Solid模块中生成地质结构实体,建立地质结构模型。图3为在地质结构模型中任意切取的联合地质剖面图。

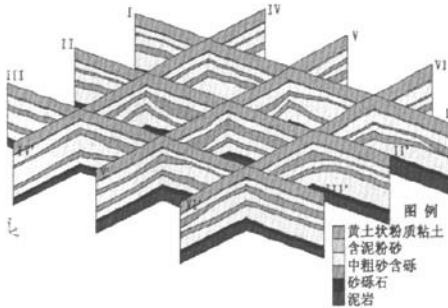


图3 双城市联合地质剖面图

Fig.3 Joint geologic cross sections of Shuangcheng

利用该模型可以方便地查看研究区的地质结构:从任意角度查看任何一个地层空间展布情况;从任意角度查看任何一个高程地层水平分布情况;从任意角度查看任何一个位置切取的地质剖面;从任意角度查看几个地层或几个剖面组合的地层分布情况。

4 地下水流数值模拟

4.1 水文地质概念模型

由于水源地扩建后主要开采水质相对较好、水量相对丰富的承压含水层,因此将上、下承压含水层作为主要模拟含水层。承压含水层的补给主要来源于潜水含水层的越流补给,将潜水含水层作为次要模拟含水层。区内潜水含水层和承压含水层岩性和厚度在区内均有不同程度的变化,故将其概化为非均质各向同性含水层。

潜水含水层的天然水力坡度为 $5.8 \times 10^{-4} \sim 8.8 \times 10^{-4}$,承压含水层的天然水力坡度为 $4 \times 10^{-4} \sim 1 \times 10^{-3}$,地下水流场较为平缓,渗流基本符合达西定律;水流形式可以概化为准三维流;水流各要素随时间发生变化,为非稳定流。

水平方向上,潜水含水层、承压含水层侧向与研究区外均有水量交换,故将含水层侧向边界概化为透水边界。上层承压含水层区内和边界处水位观测点较多,将其侧向边界概化为一类水头边界,将潜水含水层和下层承压含水层侧向边界概化为二类流量边界。垂直方向上,潜水含水层的上部边界为水量交换边界,主要为降水入渗补给;潜水与承压含水层、上层承压水与下层承压水之间一般为粉质粘土弱透水层,下部含水层通过越流层与上部含水层进行水量交换,为越流边界;下部直接与相对隔水的泥岩接触,故为相对隔水边界。

4.2 数学模型的建立及求解

研究区地下水运动的数学模型为非均质、各向同性、准三维地下水非稳定流模型,孔隙潜水和孔隙承压水、上层孔隙承压水和下层孔隙承压水用越流量将其耦合起来。数学模型如式(1)和式(2)所示。

孔隙潜水:

$$\left\{ \begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left[K_1 (H - B_1) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_1 (H - B_1) \frac{\partial H}{\partial y} \right] - \\ & \frac{K'}{M'} (H - h) + Q_r - Q_d - Q_i = \mu \frac{\partial H}{\partial t} \\ & H(x, y, t) \big|_{t=0} = H_0(x, y, t) \\ & (x, y) \in D \\ & H(x, y, t) \big|_{r_1} = H_1(x, y, t) \\ & (x, y) \in D, t > 0 \\ & K(H - B_1) \frac{\partial H}{\partial n} \bigg|_{r_2} = q(x, y, t) \\ & (x, y) \in D, t > 0 \end{aligned} \right. \quad (1)$$

孔隙承压水:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial x} \left[K_2 (B_2 - B_3) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_2 (B_2 - B_3) \frac{\partial h}{\partial y} \right] \\ + \frac{K'}{M'} (H - h) - Q_i = \mu^* \frac{\partial h}{\partial t} \\ h(x, y, t) |_{t=0} = h_0(x, y, t) \\ (x, y) \in D \\ h(x, y, t) |_{\Gamma_1} = h_1(x, y, t) \\ (x, y) \in D, t > 0 \\ K_2 (B_2 - B_3) \frac{\partial h}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = q(x, y, t) \\ (x, y) \in D, t > 0 \end{array} \right. \quad (2)$$

式中： K_1 ——潜水含水层渗透系数(m/d)；

K' ——弱透层渗透系数(m/d)；

K_2 ——承压含水层渗透系数(m/d)；

μ ——给水度；

μ^* ——弹性释水系数；

H ——潜水位(m)；

h ——承压水水位(m)；

B_1 ——潜水含水层底板标高(m)；

B_2 ——弱透层底板标高(m)；

B_3 ——承压含水层底板标高(m)；

M' ——弱透层厚度(m)；

Q_r ——入渗补给强度(m/d)；

Q_d ——蒸发排泄强度(m/d)；

Q_i ——开采强度(m/d)；

H_0, h_0 ——潜水、承压水初始水位(m)；

H_1, h_1 ——一类边界点处潜水、承压水的水位(m)；

q ——二类边界单宽流量($\text{m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$)。

用GMS把计算区进行自动剖分成700个单元,每个单元长205m,宽254m,平均面积为0.52km²,共有节点7171个;时间离散:模拟期为2007年5月至2008年1月,以20天为一个时间段,5天为一个时间步长。

4.3 水文地质参数初始分区及初始流场

根据含水层的成因时代、岩性特征以及岩石的水理性质及抽水试验求参结果,对含水层进行初始分区。潜水含水层在全区范围内变化不大,因此将整个潜水含水层作为一个分区来赋值,见表1;承压含水层分区及赋值见图4。

4.4 源汇项的处理

研究区地下水补给量主要来源于大气降水入渗补给量和侧向径流补给量,排泄量主要为人工开采量和侧向径流排泄量。其中,侧向径流补给量和侧向径流

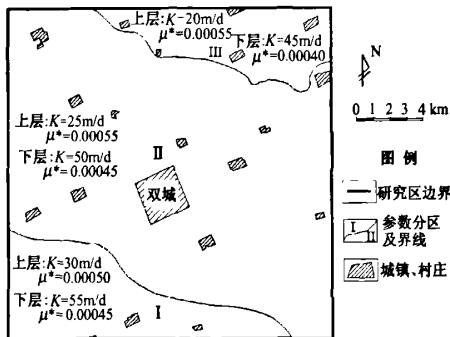


图4 承压含水层参数分区图

Fig.4 Parameter subdivision of the confined aquifer

排泄量通过一类水头边界和二类流量边界控制,大气降水入渗补给量处理为补给强度,人工开采量通过井流量来控制。模拟期研究区地下水总补给量为 $1\,753.51 \times 10^4 \text{ m}^3$,总排泄量为 $1\,454.62 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

表1 潜水含水层水文地质参数初值表

Table 1 Initial value of parameters of phreatic aquifer

分区	给水度 μ	渗透系数 $K(\text{m/d})$
潜水含水层	0.029	2.0

4.5 模型的识别和验证

选用2007年5~10月及2007年10月~2008年1月两个时段进行模型的识别和验证(图5~6),一类边界采用实测水位值。对计算水位与实测水位拟合误差进行统计,水位拟合误差小于0.5m的结点均占已知水位结点数的80%以上,计算水位与实测水位拟合良好。这说明模型对于含水层结构、含水层边界的概化以及水文地质参数的选取是合理的,能够较为真实的反映含水层特征,可以用该模型进行水位预报。

4.6 模型预报

4.6.1 预报方案

考虑自然条件以及水源地开采量的影响,本文设计了六个方案对研究区地下水水位进行预报,见表2。

4.6.2 一类边界处理

研究区边界处的水位是变化的,它不仅受自然因素的影响,而且还受研究区内水源地开采的影响,是两者叠加的结果^[3-5]。因此,在进行模型预报前,应首先预报研究区一类水头边界的变化情况。首先根据降水量与地下水位的关系,预测自然条件下一类边界处的水位,然后根据研究区内的人工开采量,运用Theis公式近似计算出在一类边界处引起的水位降深,最后将自然条件下的水位与人工开采条件下引起的降深进行叠加,所得的水位作为动态一类水头边界。

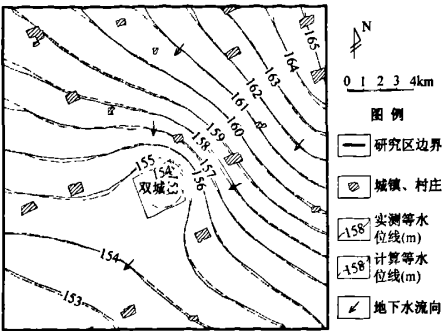


图 5 识别期流场拟合图(上层承压水)

Fig.5 Fitting curve of the flow field after identification

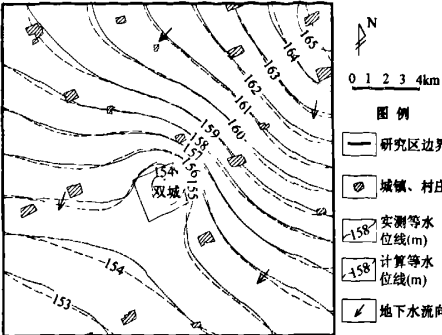


图 6 验证期流场拟合图(上层承压水)

Fig.6 Fitting curve of flow field after validation

表 2 预报方案对比表

Table 2 Comparison of forecast schemes

方案	预报时段(年)	降水量处理	开采量处理
1	2008~2018	平水年	现状开采量 $4.62 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$
2	2008~2018	平水年	老水源地停采,自备井部分关停,新水源地开采量 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 总开采量 $5.62 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$
3	2008~2018	2010~2013 枯水年,其余平水年	老水源地停采,自备井部分关停,新水源地开采量 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 总开采量 $5.62 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$
4	2008~2018	平水年	老水源地停采,自备井维持现状,新水源地开采量 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 总开采量 $6.42 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$
5	2008~2018	平水年	老水源地停采,自备井全部关停,新水源地按大型水源地开采量 $5.4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$
6	2008~2018	平水年	老水源地停采,自备井维持现状,新水源地开采量以年 5% 的速率递增

4.6.3 预报结果

各方案的预报结果见表 3。现状条件下承压含水层水位高于顶板 20m,取水源地的最大允许降深为该水头的一半,即为 10m。除方案 5 集中大量开采外,其余各方案的中心最大降深均未超过最大允许降深。其中,方案 6 的平均降速、中心降深及降落漏斗面积均较小,且开采量的增加最符合实际情况,建议按方案 6 开采地下水,水源地投产 10 年后的预报流场见图 7。

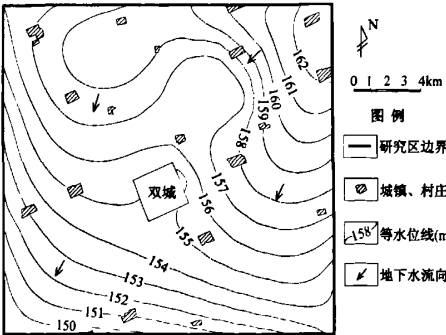
表 3 预报结果对比表

Table 3 Comparison of forecast results

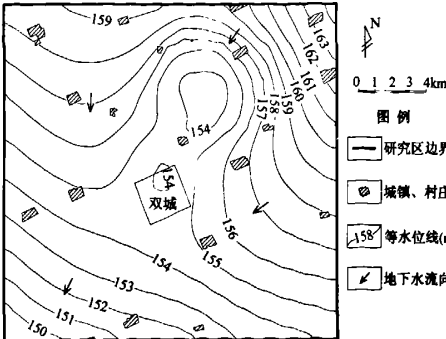
方案	平均降速(m/a)		中心降深(m)		漏斗面积(km ²)	
	上层承压水	下层承压水	上层承压水	下层承压水	上层承压水	下层承压水
1	0.2	0.2	2	2	8.49	15.2
2	0.4	0.4	4	4	19.3	35.6
3	0.4	0.4	4	4	19.3	35.6
4	0.4	0.6	4	6	22.2	28.5
5	0.6	1.0	6	10	43.9	51.4
6	0.4	0.5	4	5	19.0	32.0

5 结论与建议

(1)在扩大开采量进行地下水开采的情况下,增加的开采量主要来自于随着水力坡度增大而袭夺的邻区地下水资源量,影响地下水位变化的主要因素是开采



a 上层承压水(upper confined aquifer)



b 下层承压水(lower confined aquifer)

图 7 方案六流场预报图

Fig.7 Forecast Flow field of scheme 6

量的大小;

(2)水源地以设计日供水量 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的开采条件进行开采,10年后研究区最大中心水位降深不超过6m,在最大允许降深范围内;

(3)水源地投产初期地下水位降速比后期快;集中开采比分布式开采引起的最大中心水位降深要大,而且漏斗形成速度快,面积大,地下水位下降速度快;

(4)建议按方案六进行地下水资源开采,根据实际需求增加水源地的开采量。

参考文献:

[1] 祝晓彬. 地下水模拟系统(GMS)软件[J]. 水文地质

工程地质, 2003, 30(5): 53-55.

[2] 梁秀娟, 林学钰, 苏小四等. GMS与苏锡常地区地下水流模拟[J]. 人民长江, 2005, 36(11): 26-28, 36.

[3] 薛禹群, 吴吉春. 面临21世纪的中国地下水模拟问题[J]. 水文地质工程地质, 1999, 26(5): 1-3.

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

[5] 肖长来, 张力春, 郑佳. 松嫩平原南部区域地下水数值模拟预报所反映出的水文地质条件变化[J]. 吉林水利, 2005(10): 1-4, 6.

Application of GMS to groundwater resources evaluation in the urban area of Shuangcheng

DU Chao¹, XIAO Chang-lai¹, WANG Yi-liang², WANG Biao³, LIN Mo^{1,4}

(1. College of Environment and Resources, Jilin University, Changchun 130000, China;

2. Institute 904 of Hydrogeology and Engineering Geology Investigation, Shuangcheng 150100, China;

3. Changchun Institute of Technology, Changchun 130000, China;

4. Information Centre, Hydrology Bureau, Songliao Water Resources Commission, Changchun 130000, China)

Abstract: A new water source site is constructed to solve the contradiction of water resources which is becoming more serious in the city of Shuangcheng and evaluation of groundwater resources is needed. The conceptual hydrogeologic model is generalized according to the hydrogeologic conditions of the study area, and the geologic structure model and groundwater numeric model of the area are established using GMS software for the first time. Considering the influence of natural conditions and exploitation, 6 schemes are designed to forecast the groundwater flow field of the study area. The forecast results show that when pumping groundwater with the designed quantity, the maximum central drawdown will not exceed the maximum permitted drawdown in 10 years after the water source site is put into utilization.

Key words: urban area of Shuangcheng; geologic structure model; groundwater numeric model; GMS

责任编辑: 汪美华, 张若琳

· 封面说明 ·

黄土高原地灾防灾试验基地在兰州建设

10月24日,中国地质环境监测院和兰州市人民政府在北京共同签订了《中国黄土高原地质灾害防灾减灾兰州科学试验基地联合共建框架协议》。

按照协议,双方在未来10年内,将共同建设集地质灾害监测预警、防治示范、群测群防、科学研究、科普宣传、教育培训等为一体的“中国黄土高原地质灾害防灾减灾兰州科学试验基地”。