

沈阳市傍河地下水源地与浑河之间 水量交换的数值模拟研究

沈莹莹¹, 吴萌萌², 魏江³, 刘松霖⁴

(1. 中国灌溉排水发展中心, 北京 100054; 2. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083; 3. 中国人民解放军 68612 部队, 宁夏 银川 750021; 4. 吉林省地质环境监测总站, 吉林 长春 130021)

摘要: 科学评价河流对地下水资源的补给量是傍河型水源地管理的基础。以沈阳市浑河河段傍河水源地为例, 采用 Feflow 6.1 和 Mike 11 软件分别建立地下水流数值模型和浑河的一维河流数值模型, 然后将两者通过 Feflow 的界面管理器(IFM)利用插件 Ifmmike 11_2.0 进行耦合。耦合模型将河流与地下水含水层之间的补排关系进行了更合理的概化, 计算得出浑河对沈阳傍河水源地的补给量约为 $5.39 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$, 约占地下水含水层总补给量的 46.5%。该耦合模型实现了河流与地下水水量交换的定量分析, 可为研究区水资源的合理开发和规划提供依据。

关键词: 傍河水源地; 河流; 数值模拟; 耦合

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2013)05-0143-05

中图分类号: TV213

Numerical Modeling Study of Water Exchange Between Riverside Groundwater Source and Hunhe River in Shenyang City

SHEN Ying-ying¹, WU Meng-meng², WEI Jiang³, LIU Song-lin⁴

(1. *China Irrigation and Drainage Development Center, Beijing 100054, China*; 2. *China University of Geosciences(Beijing), School of Water Resources and Environment, Beijing 100083, China*; 3. *No. 68612 Troop of the Chinese People's Liberation Army, Ningxia 750021, China*; 4. *Geological Environment Monitoring Center of Jilin Province, Jilin 130021, China*)

Abstract: A scientific evaluation of the water recharge from river to groundwater is the base of riverside water source management. By taking the riverside groundwater water source along the Hunhe River in Shenyang City as an example and using the latest Feflow 6.1 and MIKE 11, numerical models of groundwater aquifer and the Hunhe River were built and then coupled by a plug-in called IFMMIKE11_2.0 through the interface manager(IFM) of Feflow. Water budget between groundwater and river can be more reasonably generalized in the coupled model. Through calculation, the water recharge from the Hunhe River to its riverside water source was $5.393 \times 10^5 \text{ m}^3$ per day, accounting for 46.5% of the total groundwater aquifer recharge. The coupled model achieves the quantitative calculation of the water exchange between river and groundwater and can provide a basis for rational development and planning of the study area.

Keywords: riverside water source; river; numerical modeling; coupling

在地下水的开发利用中,傍河开采是一种重要的方式,与一般水源地不同,傍河水源地的水井靠近河岸分布,并且主要依靠河水渗漏补给。世界上包括中国在内的许多国家均在河流附近建有大型的傍河型水源地。由于包气带和含水层的天然过滤和净化作用,傍河开采的地下水的水质优于一般的河水,并且

地下水含水层与河水的水力联系密切,对水资源具有一定的储存和调蓄能力,另外,傍河取水还能激发河水对含水层的入渗补给,达到充分利用水资源的目的^[1]。傍河水源地具有富水性强,埋藏浅,水量稳定,易集中开采和管理等优点而受到人们的青睐^[2]。20世纪中期,为了满足工业和城市供水的需要,中国东

收稿日期:2012-10-21

修回日期:2012-12-29

资助项目:国家重大专项基金项目“水体污染控制与治理科技”(2008ZX07424-002)

作者简介:沈莹莹(1988—),女(汉族),山东省潍坊市人,硕士研究生,主要从事地下水环境方面的研究。E-mail:shenyinying_cugb@163.com。

通信作者:刘明柱(1972—),男(汉族),辽宁省大连市人,副教授,硕士生导师,主要从事地下水环境方面的研究。E-mail:20910907@qq.com。

北地区首先在傍河地区开展供水水文地质勘查工作,并建立了一大批傍河水源地。随着工业的发展和城市的扩大,我国已有大型傍河水源地 300 多个,这些水源地在我国供水系统中具有不可替代的重要作用^[3]。

1 水源地概况

沈阳市是以开发利用地下水资源作为主要供水水源的城市,浑河是流经沈阳市区的最大河流。浑河近岸长期大量开采地下水,改变了地下水的天然循环条件,加之研究区地下水系统的结构特征,决定了浑河的侧向补给是沈阳市傍河地下水资源的一个重要补给来源。根据资料显示,沈阳市政现状供水量为平均 $1.32 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{d}$,其中地下水部分约为供水总量的 $2/3$ 。取水井一般分布于浑河、辽河沿岸,计有 443 眼^[4],浑河沿岸分布的水源有李巴彦、张官、铁匠、夹河、竞赛、南塔、砂山、李官堡、郎家、翟家等^[5]。

2 水文地质条件

研究区在上更新统至全新统时期沉积的松散堆积物形成了分布较为稳定的孔隙含水系统。从水平方向看,含水层在研究区内分布稳定,第四系孔隙含水层总厚度在 40~80 m,地表覆盖厚约 4 m 的亚砂土或亚黏土。

含水系统在垂向上可概化为两层,全新统冲积、冲洪积砂砾石孔隙潜水和上更新统冲洪积砂砾石孔隙微承压水两个亚系统。孔隙潜水分布于浑河高低漫滩,孔隙微承压水下伏于孔隙潜水亚系统下部,两者之间并无严格的界线。孔隙潜水含水介质为砂砾石、砂卵石,厚 20~40 m,局部有不连续的亚黏土透镜体;地下水位埋深 5~10 m,近浑河地带较浅;渗透系数 50~80 m/d。孔隙微承压水含水介质为砂砾、砂卵石夹黏土含水层,局部为砂砾石层,厚 40 m 左右,透系数 10~30 m/d。含水系统的两个亚系统之间无连续、稳定的隔水层,相互间水力联系密切,并且具有统一的地下水位^[6],故可将含水系统概化为非均质各向异性。另外,含水层底部边界为第三系泥岩和上更新统半胶结砂砾石、砂卵石夹黏土的相对隔水层,可概化为隔水边界。

3 水源地与河流的关系

在自然界中,河水与地下水相互作用、相互转化是非常普遍的现象。河水与地下水是一个紧密联系的整体,两者之间不仅发生水量的交换,而且存在溶质和污染物的迁移转化^[7]。随着人类大规模地开采

傍河水源地的地下水,导致河流对地下水系统的影响越来越明显,两者之间的相互作用机理也变的更为复杂。因此,在建立地下水流模型时,应当正确分析河水与地下水之间的相互关系,对河流进行科学的概化处理。

科学地定义地下水流模型的边界条件是取得合理准确的模拟结果的关键。在实践中,我们经常将河流作为水文地质单元的自然边界。河水与地下水的作用形式是多种多样的,因此可以把河流边界概化为不同的类型。这种边界类型的差异,通常会影响到河流与含水层间交换水量的计算及模型求解方法的选择。在地下水数值模拟中,河流常被处理为定水头或者流量边界^[8]。

当地下水位高于河床下弱透水层底板时,把它概化为定水头边界是合理的。但当在模拟过程中,由于地下水开采或其他原因,导致地下水位下降,甚至与河流脱节,如果还把它概化为定水头边界,就会造成模拟中河流边界对地下水的补给流量大于实际补给量的错误。河流作为水头边界时,边界处实际单位面积侧向补给量为 $Q_{\text{实}} = K(H-h)/L$,而模型计算过程中由于应用定水头边界,河水位 (H_{riv}) 被用来代替真实的地下水位 (H),即模拟流量为 $Q = K(H_{\text{riv}} - h)/L$ 。由于此时 $H_{\text{riv}} > H$,导致计算的补给量大于真实的补给量,特别是地下水位下降越大,误差越大,甚至使模型完全失真。

所以当傍河抽水导致地下水位下降甚至与河流脱节时,把河流概化为定水头边界不能合理准确地反映出河流通过弱渗透性底积物和地下水进行交换的机制,已经不能准确地计算出河流对地下水的补给量,勉强使用也会产生很大的计算误差^[9]。

为了解决这种不足,本文分别采用 Feflow 6.1 和 Mike 11 软件建立地下水流数值模型和浑河的一维河流数值模型,将两者通过 Feflow 的界面管理器 (IFM) 利用插件 Ifmmike 11_2.0 进行耦合模拟。并将两者之间的耦合设置了最低水位限制值,即当地下水位低于河床底部弱透水层底板时两者之间的水量交换与河流水位与弱透水层底板高程之差呈正相关关系,与河水位和地下水位的差值不再有联系,所以用河流的水深替代 ($h_{\text{riv}} - h_{\text{grd}}$),这样能够更精确地计算河流对地下水含水层的补给量:

$$Q = A \cdot \varphi \cdot (h_{\text{riv}} - h_{\text{grd}}) \quad (1)$$

式中: Q ——河流流入地下水中的水量 (m^3); A ——接触面积 (m^2); φ ——交换率 ($1/\text{m}$); h_{riv} ——河水位 (m); h_{grd} ——地下水水位 (m)。

对于交换率 φ , 可由以下公式计算^[10]:

$$\varphi = K/d \quad (2)$$

式中: K ——河床底部弱透水层的渗透系数 (m/d);
 d ——河床底部弱透水层的厚度 (m)。

4 一维河流数值模拟

Mike 11 是动态模拟河流和水道水力的世界级标准, 具有非常强大的河流模拟能力, 以河道为起点, 可以使用 Mike 11 精确地模拟河流的水流及水质状态。

Mike 11 基于垂向积分的物质和动量守恒方程, 即一维非恒定流 Saint-Venant 方程组^[11]:

$$\begin{aligned} \frac{1}{B} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial H}{\partial t} &= q_L \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial H}{\partial x} + g \frac{u |u|}{C^2 R} &= 0 \end{aligned} \quad (3)$$

式中: H ——河流断面水位 (m); u ——平均流速 (m/d); g ——重力加速度 (m/s²); B ——不同高程下的过水宽度 (m); q_L ——侧向流入量 (m³/d); R ——水力半径 (m); C ——谢才 (Chezy) 系数; x, t ——位置和时间的坐标。

浑河是辽河流域的一个水系, 发源于辽宁省清原县湾甸子镇的滚马岭西侧, 全长 415.4 km, 流域面积 11 481 km², 流经抚顺、沈阳、苏家屯、辽中、灯塔、辽阳等地, 至海城境内, 在西四镇的三岔河上游马圈子流入太子河后, 共同汇入大辽河, 经营口市入渤海辽东湾^[12]。

研究区内浑河全长 5.80 km, 取 $\Delta X = 600$ m, 经

$$\begin{cases} s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial h}{\partial y}) + (K_z \frac{\partial h}{\partial z}) + \epsilon & (x, y, z \in \Omega, t \geq 0) \\ u \frac{\partial h}{\partial t} = K_x (\frac{\partial h}{\partial x})^2 + K_y (\frac{\partial h}{\partial y})^2 + K_z (\frac{\partial h}{\partial z})^2 - \frac{\partial h}{\partial z} (K_z + p) + p & (x, y, z \in \Gamma_0, t \geq 0) \\ h(x, y, z, t)_{t=0} = h_0 & (x, y, z \in \Omega, t \geq 0) \\ K_n \frac{\partial h}{\partial n} |_{\Gamma_2} = q(x, y, z, t) & (x, y, z \in \Gamma_2, t \geq 0) \\ K_n \frac{\partial h}{\partial n} - \frac{K_1}{m_1} [H_n(t) - h(t)] |_{\Gamma_3} = 0 & (x, y, z \in \Gamma_3, t \geq 0) \end{cases} \quad (4)$$

式中: Ω ——渗流区域; h ——含水层的水位标高 (m); H_n ——河流水头标高; K ——渗透系数 (m/d); K_n ——边界面法向方向的渗透系数 (m/d); K_1 ——河床弱透水层渗透系数 (m/d); m_1 ——河床弱透水层厚度 (m); μ ——潜水含水层在潜水面上的重力给水度; ϵ ——含水层的源汇项 (1/d); p ——潜水面的蒸发和降水等 (1/d); Γ_0 ——渗流区域的上边界, 即地下水的自由表面; Γ_2 ——渗流区域的流量边

模型计算, 共有 110 个水位计算点 (H 点) 和 109 个水量计算点 (Q 点), 其中沿河流设置 29 个河床断面和 13 个橡胶坝。橡胶坝可以通过设置水工建筑物的参数来实现其功能。将河流的上游边界设为入流边界, 流量取 75% 保证率下的年径流量为 21.60 m³/s; 河流的下游边界设为定水头边界, 取 21 m。经过模型计算可以得到河流的一系列参数, 河流的纵向剖面如图 1 所示。

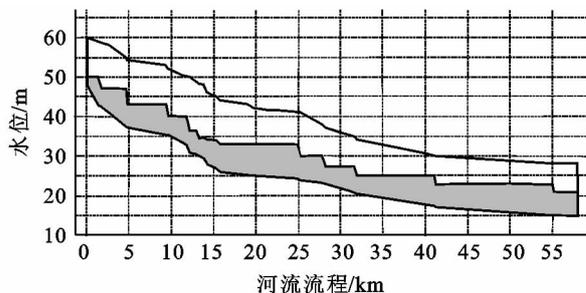


图 1 浑河纵向剖面

5 地下水流数值模拟

在对研究区的地质条件和水文地质条件进行分析的基础上, 将研究区的含水层概化为空间三维结构的非均质各项异性稳定地下水流系统。选择 2009 年沈阳地调中心 5 月统测的地下水水位作为两个含水层的统一初始流场, 模拟的时间长度为 20 a。

5.1 数学模型

对于空间三维结构的非均质各向异性非稳定地下水流系统, 可用如下微分方程的定解问题来描述:

界; Γ_3 ——三类边界 (柯西边界); $q(x, y, z, t)$ ——二类边界 (流量边界) 上的单宽流量 [m²/(d · m)], 流入为正, 流出为负, 隔水边界为 0^[13]。

5.2 节点剖分

用 Feflow 软件中的 Triangle (三角) 模式对模拟区进行网格剖分, 对区域内浑河和水源地开采井进行加密处理, 将研究区进行网格剖分, 并对河流进行加密处理, 共计 30 490 个有效单元 (图 2)。

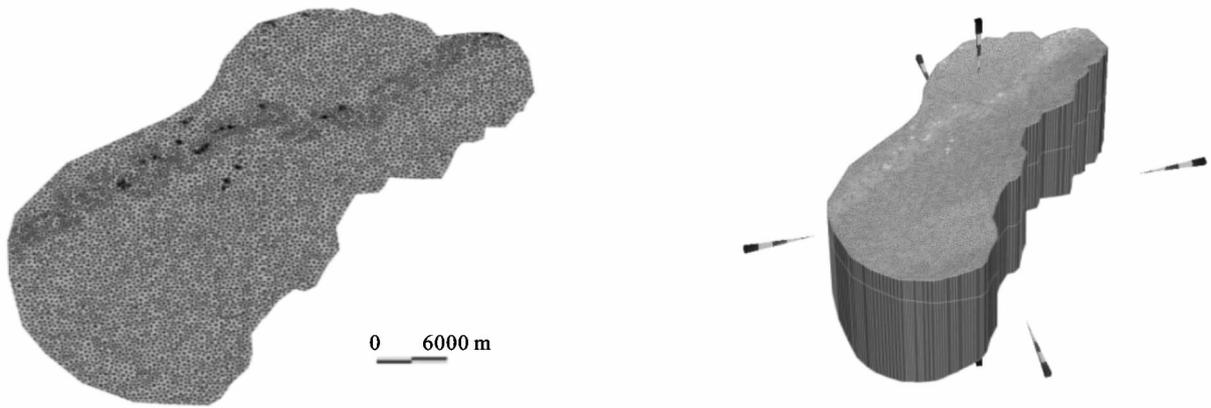


图 2 研究区网格剖分

5.3 源汇项分析

本次模拟的源汇项主要包括降雨、蒸发、傍河水源地开采井和河流等。在模型中分别按照相应的量设定,其中降雨为面状补给,按照多年平均降雨量进行赋值,沈阳市多年平均降雨量约为 712.4 mm,将其换算为 mm/d,然后根据降雨入渗系数的分区设置在模型中输入相应的值;蒸发同样为面状排泄,取最大蒸发强度为沈阳市多年平均水面蒸发强度 1 442.75 mm,将其换算为 mm/d,极限蒸发埋深为经验值 4 m(埋深 4 m 以上的含水层不存在蒸发,埋深小于 4 m 的含水层蒸发强度由地表到埋深 4 m 处线性递减),水源地开采井则按照相应井的点位、开采层位和开采量等参数在模型中给出;河流则通过 3 类边界(柯西边界)与 Mike 11 河流模型进行耦合模拟。

5.4 地下水与河流数值模型的耦合

Feflow 软件可以将一些插件通过其控制的外部程序接口与 Feflow 耦合。在 Windows 操作系统插件被编译成动态链接库(DLL),通过这些插件,我们不需要修改源代码就可以拓展 Feflow 的功能,并且这些插件很大程度上不受 Feflow 内部变化的影响。本次模拟中通过 Feflow 中的界面管理器(IFM)利用插件 Ifmmike 11_2.0 将一维河流模型与地下水模型进行耦合。

Ifmmike 11 对 Feflow 和 Mike 11 的耦合属于非迭代耦合,也就是说在 Feflow 和 Mike 11 中,每个时间步长只计算一次^[14]。每个时间步长之前,Feflow 接受上一个时间步长后 Mike 11 中的水位值来赋值给耦合边界节点上的实际边界水头。在每一时间步长之后,Feflow 计算出的向边界节点的排放量被导出到 Mike 11 的水位计算点上,作为一个后来附加的边界条件来计算流量(在 Q 点计算)。Mike 11 将会在接近 Feflow 时间步长的时候计算自身的时间步长。此时, Mike 11 中的即时水头值被存储,而

Feflow 则开始下一个时间步长的计算。

5.5 模型的识别和验证

实测流场和模拟流场的拟合结果显示,识别后的地下水流场与实测流场基本一致。模拟流场较好的反映了模拟区的流场特征,地下水基本由东北向西南方向流动。在研究区浑河上游,东北部山前丘陵地区侧向补给,该区水力梯度较大,因此等水位线较密。总体看来,随浑河冲洪积扇地形降低,地下水位也随之降低,水力梯度减小,模型模拟流场与实际流场形状相似,计算所得的流场可以体现模拟区地下水流动的趋势及特征,拟合较好(图 3),说明建立的模型达到精度要求。

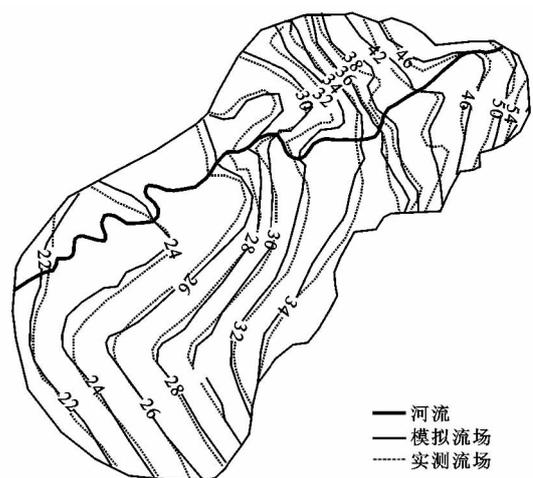


图 3 研究区地下水流场拟合图

5.6 模型结果分析

对模型结果进行分析,可以对研究区内地下水含水层的水均衡项进行精确的计算(表 1)。研究区内地下水含水层接受的总补给量为 $1.16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{d}$,其中浑河补给地下水的量为 $5.39 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$,降雨入渗补给量为 $3.28 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$,侧向流入补给量为 $2.91 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$;地下水含水层的总排泄量为 1.14×10^6

m^3/d ,其中水源地开采量约为 $8.86 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$,蒸发排泄量为 $1.23 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$,侧向流出排泄量为 $1.32 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

表 1 研究区地下水含水层水均衡计算结果 $10^4 \text{ m}^3/\text{d}$

补给项	补给量	排泄项	排泄量
侧向流入量	29.14	侧向流出量	13.15
降水量	32.81	蒸发量	12.31
河流补给量	53.93	水源地开采量	88.59
总补给量	115.88	总排泄量	114.05

2007 年东北大学吴文业与辽宁省环境科学研究院吴文业等^[15]利用环境同位素法研究了沈阳浑河与地下水的水力联系,得出的结论是从浑河的上游至下游,浑河河水对地下水的贡献比例由大变,在上游最高为 83%,中游其次,下游河水对地下水的贡献比例最低,约为 33%,在全区河水对地下水的贡献比例平均约为 50%。

对本次的模拟结果进行分析可以得出,研究区内地下水接受的总补给量为 $1.16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{d}$,其中浑河对地下水的贡献量约 $5.39 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$,约占总补给量的 46.5%,与同位素方法的计算结果十分接近。因此,采用 Feflow 6.1 和 Mike 11 软件分别建立地下水流数值模型和浑河的一维河流数值模型,再将两者通过 Feflow 的界面管理器(IFM)利用插件 Ifmmike 11_2.0 进行耦合模拟的方法可以精确定量计算浑河对研究区傍河水源地的补给量。

6 结论

(1) 在地下水数值模拟中,河流常被处理为定水头或者流量边界,这对于完整河流来说是合适的,但是非完整河流却不适用。

(2) 本文通过 Feflow 中的界面管理器(IFM)利用插件 Ifmmike 11_2.0 将一维河流模型与地下水模型进行耦合,这个过程属于非迭代耦合,可以更合理地概化河流与地下水含水层的补排关系。

(3) 通过模型可以对研究区内地下水含水层的水均衡进行精确的计算,其中水源地开采量约为 $8.86 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$,浑河补给地下水的量约为 $5.39 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

[参 考 文 献]

- [1] 刘国东,丁晶. 傍河水源地地下水资源评价方法述评[J]. 水科学进展,1998,4(3):289-292.
- [2] 杨维,丁斌,王恩德,等. 地下水傍河水源地数值模拟[J]. 沈阳建筑大学学报,2004,20(4):325-329.
- [3] 周启君. 傍河取水的地质环境问题[J]. 城市建设理论研究,2012,13(6):227-229.
- [4] 易树平,迟宝明,吴法伟,等. 傍河地下水源地数值模拟与评价研究:以沈阳市旱河李官司堡永源地为例[J]. 自然资源学报,2006,21(1):154-158.
- [5] 李雪艳,梁立章,聂大鹏. 基于 FEFLOW 傍河水源地地下水数值模拟[J]. 东北水利水电,2010(8):91-93.
- [6] 范伟,肖长来,梁秀娟. 沈阳市城区地下水位动态研究[J]. 吉林水利,2008(1):37-40.
- [7] 谭杰,王杰,杨操静. 浅谈地下水流模拟中河流的处理方法[J]. 地下水,2006(4):28-30.
- [8] 杜慧丽,周志芳,王锦国. 潜水非完整河附近地下水运动数值模拟[J]. 水电能源科学,2007,25(2):15-19.
- [9] Weill S, Mazzia A, Putti M, et al. Coupling water flow and solute transport into a physically-based surface-subsurface hydrological model [J]. Advances in Water Resources, 2011,34(1):128-136.
- [10] Mauro S, Steven B M, Claudio P, et al. A comparison of two physics-based numerical models for simulating surface water-groundwater interactions[J]. Advances in Water Resources, 2010,33(4):456-467.
- [11] 刘伟,刘洪超,徐海岩. 基于 MIKE11 模型计算河流水功能区纳污能力方法[J]. 东北水利水电,2009,27(8):69-72.
- [12] 王钦,潘丕元,张庆龙. 浑河水文特性分析[J]. 水利科技与经济,2009,15(4):341-342.
- [13] Thompson J R, Sorenson H R, Gavin H, et al. Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modeling system to a lowland wet grassland in Southeast England [J]. Journal of Hydrology, 2004,293(1):151-179.
- [14] 李艳平,李兰,朱灿,等. 地表水地下水的交互作用与耦合模拟[J]. 长江科学院院报,2006,23(5):17-20.
- [15] 吴文业,王恩德,胡成,等. 利用环境同位素技术研究沈阳浑河与地下水的水力联系[J]. 气象与环境学报,2007,23(3):19-22.