

文章编号:0559-9350(2018)10-1254-11

基于 Monte Carlo 方法的地表水地下水耦合模拟模型不确定分析

张将伟^{1,2}, 卢文喜^{1,2}, 曲延光³, 安永凯^{1,2}

(1. 吉林大学 地下水资源与环境教育部重点实验室, 吉林 长春 130021;

2. 吉林大学 环境与资源学院, 吉林 长春 130021; 3. 吉林省水文水资源局, 吉林 长春 130021)

摘要: 为分析参数的不确定性对地表水地下水耦合模拟模型输出结果的影响, 本文运用 Monte Carlo 方法对地表水地下水耦合模拟模型进行不确定性分析, 并根据不确定性分析结果进行生态恶化风险评估。以石头口门水库上游饮马河汇水流域为例, 建立地表水地下水耦合模拟模型, 并运用 HydroGeosphere(HGS)软件求解。利用局部灵敏度分析方法甄选出耦合模拟模型中灵敏度较高的参数, 作为随机变量。最后, 运用 Monte Carlo 方法对耦合模拟模型进行不确定性分析。为了减少不确定性分析过程中的计算负荷, 应用 Kriging 方法, 建立耦合模拟模型的替代模型。结果表明: 地表水地下水耦合模拟模型中灵敏度较高的参数为渗透系数、孔隙度和曼宁粗糙系数, 其中渗透系数的变化不仅对耦合模型中地下水水位产生影响, 也对地表水流量产生影响; Kriging 替代模型可以在保证一定精度的条件下大幅度减少计算负荷; 风险评估结果表明, 在当前的水资源开发利用条件状态下, 研究区地下水生态环境恶化风险的概率为 6%, 地表水生态环境恶化风险概率为 15%。

关键词: 地表水地下水耦合模拟; 灵敏度分析; 替代模型; 不确定性分析; Kriging 模型

中图分类号: TV213.4

文献标识码: A

doi: 10.13243/j.cnki.slxb.20180402

1 研究背景

地表水与地下水之间的相互转换是水循环过程中的重要特征^[1], 运用数学模型对地表水地下水进行耦合模拟是研究地表水地下水相互作用的常用手段。由于模型输入、模型结构以及观测数据等多个方面存在不确定性, 耦合模型的计算结果与真实值之间往往存在一定偏差, 这是耦合模型中不确定性的实际体现^[2-5]。单纯运用确定性模型研究地表水与地下水的运动与转化规律, 只能得到唯一结果, 难以确定其可靠程度。对地表水地下水耦合模拟模型进行不确定性分析, 可以分析模型的可靠程度, 满足管理者对于模型极端情况预测的需求^[6], 对地表水地下水联合调度有重要意义。

模型参数的不确定性是模型不确定性研究的重要内容之一^[7]。目前, 国内外学者在数学模拟模型的参数不确定性分析方面开展了大量工作。在水文模型方面, Beven 等人提出水文模型的异参同效性, 并发展了 GLUE 方法 (generalized likelihood uncertainty estimation), 对水文模型的参数不确定性进行估计^[8-10]。在地下水模型方面, 按照求解原理可以将不确定性分析方法分为: 蒙特卡罗法、矩方程法和贝叶斯法三大类以及其它方法 (如条件模拟、敏感度分析、一次二阶矩法等)^[11]。Hassan 等^[12]应用马尔科夫链-蒙特卡罗方法 (Markov Chain Monte Carlo, MCMC) 对 Alaska, Amchitka Island 的 Milrow 试验场的地下水模型参数进行了不确定性评价, 证明了 MCMC 方法能够有效的探索参数分布空间的高概率密度区域, 并将其反馈到参数后验概率分布的构造过程; 姚磊华等^[13]在矩方程法基础上, 将

收稿日期: 2018-05-03; 网络出版日期: 2018-11-02

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1882.TV.20181102.1031.001.html>

基金项目: 吉林省科技发展计划项目(20170101066JC); 中国地调局项目子课题(DD20160266)

作者简介: 张将伟(1994-), 男, 硕士生, 主要从事地表水地下水耦合模拟研究。E-mail: 1599258965@qq.com

通讯作者: 卢文喜(1956-), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事地下水系统数值模拟及最优控制研究。

E-mail: luwenxi@jlu.edu.cn

Taylor展开、摄动技术、待定系数法和有限元法相结合，提出了待定系数摄动随机有限元法，推导出地下水水头均值和方差的表达式，并选取二维承压地下水水流进行随机模拟；梁婕等^[14]应用贝叶斯推断方法和随机模拟技术，定量研究了渗透系数的非均质性对地下水溶质运移的影响，并进行了二维理想算例的分析计算。但以往的研究只局限于地表水或地下水，针对流域尺度的地表水地下水耦合模型进行不确定分析还是有待解决的问题。

本文以石头口门水库上游饮马河汇水流域为例，运用 Monte Carlo 方法对地表水地下水耦合模拟模型进行不确定性分析。首先，根据研究区地表水地下水的实际条件建立地表水地下水耦合模拟模型，用以描述地表水地下水各自的运动特征及二者之间的水力联系和相互转换作用。运用 HGS 软件对耦合模型进行求解，并根据实测数据对耦合模型进行校正和检验。应用局部灵敏度分析方法对地表水地下水耦合模拟模型参数进行灵敏度分析，筛选出对模型输出结果影响显著的参数。将灵敏度较高的参数作为随机变量，进行随机试验，对地表水地下水耦合模拟模型进行不确定性分析，考察参数的不确定性对模型输出结果的影响。为减小不确定性分析过程中的计算负荷，应用 Kriging 方法，建立了地表水地下水耦合模拟模型的替代模型。最后，根据不确定性分析结果，对研究区地表水和地下水生态恶化风险进行风险评估。

2 研究区概况

研究区位于吉林省中部长春市西侧，为石头口门上游饮马河汇水流域，总面积约为 1197 km²，如图 1 所示。研究区地势总体上呈南高北低，全区的平均海拔为 418 m。石头口门上游饮马河汇水流域属于温带大陆性季风性气候类型，四季气候变化明显，多年平均降水量 642.9 mm，多年平均蒸发量 1339 mm。研究区内主要河流为饮马河，由南至北流动，最终汇入石头口门水库。该河段河道较弯曲，河槽宽浅，两岸为平缓的低丘和台地，中下游多为洼地和沼泽，河岸两侧多为砂土和砂壤土，河床内沉积物为砂或者细砂，多年平均径流量约为 3 m³/s。

研究区北部为山前平原区，地层岩性以第四系冲积洪积层粗砂和砂砾石为主。南部和西北部为低山丘陵区，地层岩性主要为二叠系拉溪组的浅变质岩和侏罗系上统沙河子组和营城组碎屑岩。中部为波状台地与丘陵状台地区，地层岩性主要为下更新统白土山组砂砾石、中更新统黄土状亚黏土。区内人工开采地下水主要用于生活用水和农田灌溉，开采量约为 1.3 亿 m³/a。

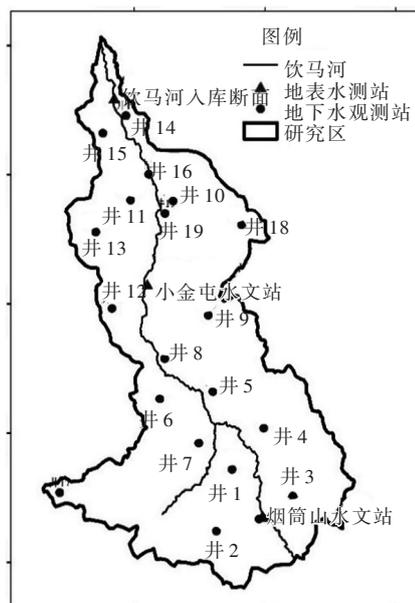


图 1 研究区概况图

3 研究方法

3.1 Hydrogeosphere

HydroGeoSphere (HGS) 是一款由 Aquanty 公司开发的地表水地下水耦合模拟软件。它从水文循环物理过程出发，充分考虑地表水地下水之间水力联系和相互转化过程，是一款能够在流域尺度下进行地表水地下水耦合模拟的软件。

根据研究区实际情况对研究区地表水系统和地下水系统进行概化。将研究区地表水系统的上游入流断面概化为已知流量边界，研究区下游为石头口门水库，故将下游断面概化为临界深度边界，将汇水流域分水岭概化为零深坡度边界。区内源项主要包括大气降水，汇项主要包括蒸发蒸腾。不

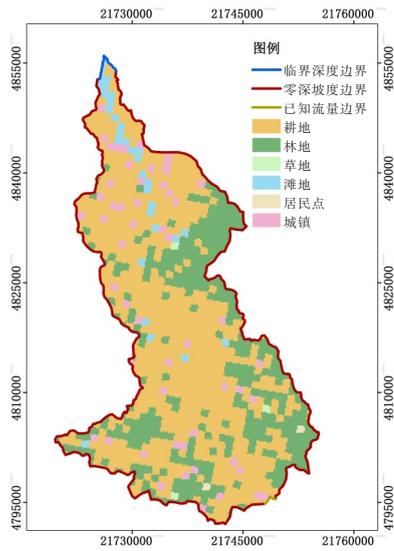


图2 研究区地表水边界与土地利用类型

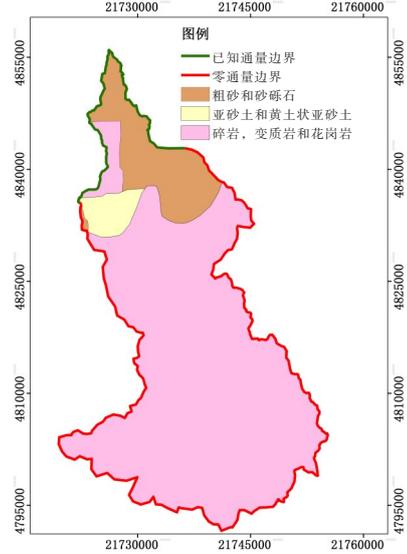


图3 研究区地下水边界与参数分区

同的土地利用类型导致不同的下垫面条件，因此，根据不同土地利用类型将研究区分为耕地、林地、草地、滩地、居民点和城镇六个类别，赋予不同的地表水水力参数，如图2所示。

研究区地下水系统顶部边界为地表面，与农业灌溉回归水和城镇、农村生活用水回渗等存在水力联系(大气降水补给仅在地表水模型中给予考虑，在地下水模型中不再重复计算)。研究区底部为透水性较差的淤泥质亚黏土，作为隔水边界。研究区侧向边界如图3所示。研究区北部为山前平原区，地层岩性主要粗砂和砂砾石，大部分区域介质透水性较好，富水性较强；南部低山丘陵区，地层岩性主要为碎屑岩、变质岩和花岗岩，发育在其中的网状裂隙部分被填充，连通性差，地下水富水性较弱；中部为波状台地与丘陵状台地区，地层岩性主要为砂砾石和黄土状亚黏土，地下水富水性较弱。

根据概化结果建立数学模拟模型，见式(1)，使用二维 Saint Venant 方程来描述地表水运动，使用三维 Richard 方程描述地下水水流运动，使用达西定律描述地表水与地下水交换过程，并在达西定律的基础上引入相对渗透率，反映包气带对地表水地下水水量交换的影响。

$$\begin{cases}
 -\nabla \cdot (d_o q_o) + Q - d_o q_{gs} = \frac{\partial \phi_o h_o}{\partial t} & (x, y) \in D_s, t \geq 0 \\
 -\nabla \cdot (q) + W + q_{gs} = \phi \frac{\partial S_w}{\partial t} + S_w S_s \frac{\partial H}{\partial t} & (x, y, z) \in D_G, t \geq 0 \\
 h_o(x, y, t)|_{t=0} = h(x, y, 0) & (x, y) \in D_s \\
 q_o(x, y, t)|_{\Gamma_1} = q(x, y, t) & (x, y, z) \in \Gamma_1, t > 0 \\
 q_o(x, y, t)|_{\Gamma_2} = 0 & (x, y, z) \in \Gamma_2, t > 0 \\
 q_o(x, y, t)|_{\Gamma_3} = \sqrt{gd_o^3} & (x, y, z) \in \Gamma_3, t > 0 \\
 H(x, y, z, t)|_{t=0} = H_0(x, y, z) & (x, y, z) \in D_G \\
 K \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{S_1} = q_G(x, y, z, t) & (x, y, z) \in S_1, t > 0 \\
 K \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{S_2} = 0 & (x, y, z) \in S_2, t > 0 \\
 q_{gs} = d_o \Gamma_{gs} = \frac{k_{rw} K_{zz} (H - h)}{l_{exch}} &
 \end{cases} \quad (1)$$

式中： d_o 为地表径流深度，m； q_o 为地表水流速，m/s； q_{gs} 为地下水和地表水之间单位体积流量， s^{-1} ； h_o 为地表水水位，m； Q 为地表水的源汇项，为单位面积体积流量，m/s； ϕ_o 为等效地表孔隙度；

$h(x, y, 0)$ 为 (x, y) 点初始水位, m; Γ_1 为上游段面, Γ_2 为分水岭, Γ_3 为下游断面; H 为地下水水头, m; W 为地下水的源汇项, 为单位体积流量, s^{-1} ; φ 为孔隙度, 无量纲; S_w 为饱和度, 无量纲; S_e 为储水系数, m^{-1} ; q_c 为边界上的水流量, m/s; H_0 为地下水初始水头, m; S_1 已知流量边界, S_2 为隔水边界; Γ_{gs} 为地表水与地下水之间交换通量, s^{-1} ; K_{zz} 为含水介质渗透系数, m/s; k_{rw} 为相对渗透率, 无量纲; l_{exch} 为地表水与地下水之间的耦合长度, m。

通过 Van Genuchten关系来描述相对渗透率(k_{rw})与饱和度(S_w)和压力水头(ψ)之间的关系, 其关系式如下:

$$\begin{cases} k_{rw} = S_e^{l_p} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/\gamma} \right)^\gamma \right]^2 \\ \gamma = 1 - \frac{1}{\beta} & \beta > 1 \\ S_e = (S_w - S_{wr}) / (1 - S_{wr}) \end{cases} \quad (2)$$

$$\begin{cases} S_w = S_{wr} + (1 - S_{wr}) \left[1 + |\alpha\psi|^\beta \right]^{-\gamma} & \psi < 0 \\ S_w = 1 & \psi > 0 \end{cases} \quad (3)$$

式中: l_p 为孔隙连接指数; γ 为经验参数; S_e 为有效含水量; S_{wr} 为残余含水率; α 、 β 为VG方程参数。

在平面上, 采用三角网格剖分法对模型进行剖分, 共得到节点 5539 个, 三角形单元 10 448 个。在垂向上, 根据地层岩性, 将含水层剖分为 10 层, 弱透水层剖分为 1 层。同时, 为研究地表水与地下水的相互作用, 在地下水地表水交界面附近进行加密剖分, 模型空间离散图如图 4 所示。

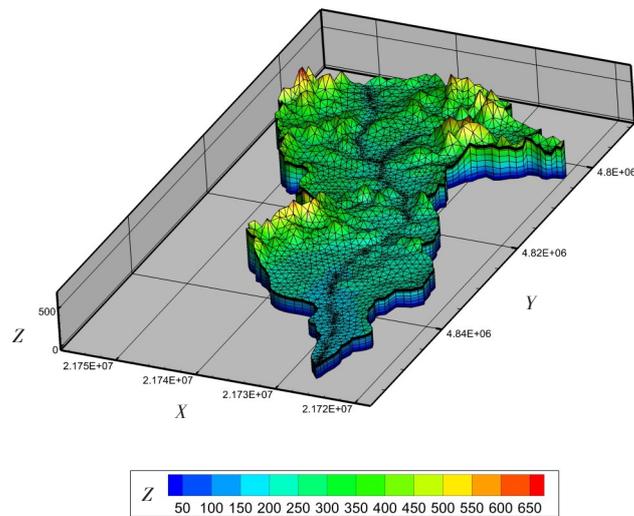


图4 模型空间离散示意图

基于研究区已有的水文及水文地质资料, 选取 2016 年 7 月 25 日作为初始时刻, 使用观测资料插值获得研究区地下水初始水位和地表水初始水深, 非饱和带水分分布可由式(2)、式(3)计算得出。将 2016 年 7 月 25 日—8 月 25 日作为模型的校正时段, 校正期内逐月观测数据作为校正依据, 采用试估校正法来校正模型各参数和源汇项。在此基础上将 2016 年 8 月 26 日—9 月 26 日作为模型的检验时段, 检验期内逐月观测数据作为检验依据。

3.2 灵敏度分析 灵敏度分析可以定量地评价输入参数变化对输出结果的影响, 通过确定模型中灵敏度较高参数可以减少 Monte Carlo 模拟所考察的参数个数, 从而简单、高效地对模型进行不确定性分析。按分析方法分类, 灵敏度可以分为局部灵敏度分析和全局灵敏度分析^[15-17]。由于全局灵敏度分析时需要多次调用模拟模型, 耗费时间较长, 尤其是本次研究过程中所建立的地表水地下水耦合模拟模型采用牛顿迭代方法求解, 在保证研究结果精度的前提下, 运行时间较长。因此本文采用局

部灵敏度分析方法对模拟模型参数进行灵敏度分析。

从数学意义上来讲，参数灵敏度可理解为变量 x 的微小变化所引起的函数 $F(x)$ 的变化程度。局部灵敏度计算公式如式(4)所示：

$$S = \left| \frac{\frac{F(x_1, \dots, x_i + \Delta x_i, \dots, x_n) - F(x_1, \dots, x_i, \dots, x_n)}{F(x_1, \dots, x_i, \dots, x_n)}}{\frac{\Delta x_i}{x_i}} \right| \quad (4)$$

式中： S 为参数灵敏度； x_i 代表不同的模型参数； Δx_i 代表对参数 x_i 的微小扰动。

3.3 Monte Carlo 方法 Monte Carlo 方法是一种随机分析方法，它是一种通过随机实验来求解随机问题的技术，即采用统计抽样理论近似求解数学问题或物理问题的一种方法，是进行不确定性分析的一种有效方法^[18-21]。

蒙特卡罗模拟方法假定随机变量的概率分布函数已知，通过随机抽样方法获得多组输入变量，每组变量都相当于一次统计试验，然后将随机变量带入模型中从而得到大量的输出，根据对输出结果的统计可以得到均值、方差等统计估计量，并拟合其输出结果的概率分布情况。

它的主要思路如下：(1)在各随机变量的可行域内根据其服从的概率分布进行随机抽样。在抽样过程中，可以采用拉丁超立方抽样法，使得样本的覆盖率更高，减少抽样次数。(2)将随机变量的抽样结果进行随机组合后，通过运转模型获得相应的输出结果。(3)统计分析模型输出结果，根据统计结果的均值、方差等估计量，拟合输出结果的概率分布情况，定量描述模型的不确定性。

为了减小 Monte Carlo 方法应用过程中反复调用耦合模拟模型所导致的大量计算负荷，本文应用 Kriging 方法建立耦合模拟模型的替代模型。

3.4 Kriging 方法 Kriging 方法是建立在变异函数理论分析基础上，对有限区域内的区域化变量取值进行无偏最优估计的一种空间局部内插法。近年来，被广泛应用于建立替代模型^[22-25]。Kriging 模型表达式如下：

$$Y(x) = f(x)^T \beta + z(x) \quad (5)$$

式中： $f(x)=[f_1(x), f_2(x), \dots, f_k(x)]$ 为已知回归模型的基函数； $\beta=[\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k]$ 为待定参数； $z(x)$ 为随机部分，均值为0，方差为 σ^2 ，协方差为：

$$\text{cov}[z(x_i), z(x_j)] = \sigma^2 R(x_i, x_j) \quad (6)$$

式中 $R(x_i, x_j)$ 为点和点的关联系数，可用高斯模型进行计算：

$$R(x_i, x_j) = \prod_{k=1}^n \left[-\theta_k |x_i^k - x_j^k|^{p_k} \right] \quad (7)$$

式中： n 为设计变量个数； θ_k 和 p_k 为待定系数。则有已知在点 x 处的 $y(x)$ 估计值为：

$$Y(x) = f(x)^T \beta + r^T(x) R^{-1}(y - f\beta) \quad (8)$$

式中： $r^T(x)$ 为点 x 与 m 个采样点之间的相关向量； y 为 $m \times 1$ 向量，包含 m 个采样点对应的响应值； β 可由最优线性无偏估计得到：

$$\beta = (f^T R^{-1} f)^{-1} f^T R^{-1} y \quad (9)$$

式中 R 为 n 个采样点相关系数组成的相关矩阵：

$$R = \begin{bmatrix} R(x_1, x_2) & \cdots & R(x_1, x_n) \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ R(x_n, x_2) & \cdots & R(x_n, x_n) \end{bmatrix} \quad (10)$$

方差 σ^2 的估计值可用 $\sigma^2 = (y - f\beta)^T R^{-1} (y - f\beta)$ ，参数 θ_k 则根据极大似然估计给出^[26]。

4 结果与讨论

4.1 模型的校正与检验结果 地表水地下水耦合模拟模型校正和检验末刻，各观测井地下水水头的实测值与计算值如图5所示，各测站地表径流量的实测值与计算值如表1所示。

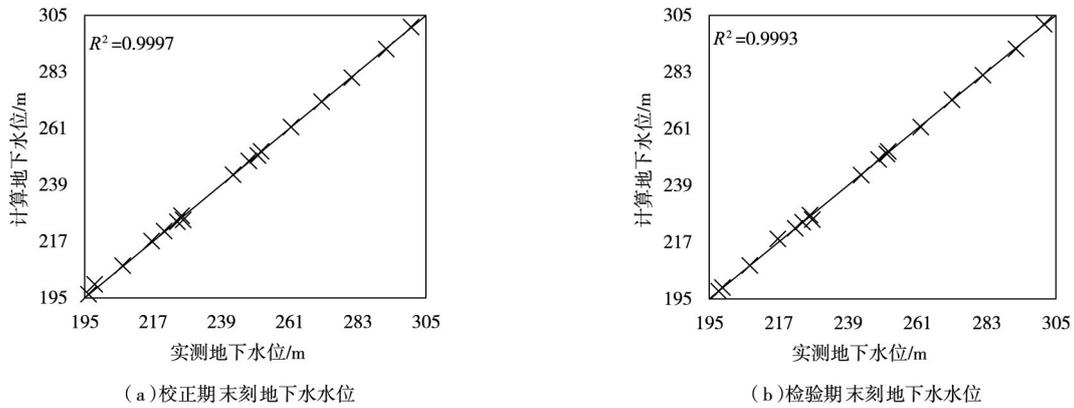


图5 地下水观测井实测水位与计算水位

表1 地表水测站实测流量与计算流量

测站名	校正期				检验期			
	实测值/ (m³/s)	计算值/ (m³/s)	相对误差	<i>NSE</i> 误差	实测值/ (m³/s)	计算值/ (m³/s)	相对误差	<i>NSE</i> 误差
烟筒山水文站	2.5	2.9	16.00%		16.7	19.3	15.57%	
小金屯	6.5	7.7	18.46%	0.89	19.3	22.8	18.13%	0.26
饮马河入库断面	13.3	15.5	16.54%		26.9	31.7	17.84%	

由图5可知，校正和检验阶段地表水地下水耦合模拟模型中地下水水位的计算值、实测值与 $y=x$ 间的拟合度分别为0.9997和0.9993。

使用相对误差和*NSE*(纳什效率系数)误差评价地表水流量的校正检验的精度。*NSE*误差计算方法如下：

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T \left(Q_o^t - \sum_{t=1}^T Q_o^t / T \right)^2} \quad (11)$$

式中： T 为地表水测站数量； Q_o 为地表水流量的实测值； Q_m 为计算值。

由表1可知，各测站地表径流量的计算值与实测值的相对误差均小于20%，且*NSE*误差均大于0。

综上所述，所建立的地表水地下水耦合模拟模型能够反映研究区的地下水水位变化和地表水流量变化的实际情况。研究区水文地质参数和地表水力参数的取值如表2、表3所示。

4.2 灵敏度分析结果 根据研究区水文地质参数分区，选取井5、井13、井14(图1)作为不同水文地质区域的典型研究对象，地表水测站选取小金屯测站为研究对象。

对地表水地下水耦合模拟模型中的渗透系数、孔隙度、弹性释水系数、曼宁系数洼地储存量和耦合长度进行局部灵敏度分析，分析结果如图6所示。由图6可知对耦合模拟模型中地下水水位影响较大的2个随机参数分别是渗透系数和孔隙度，对耦合模拟模型中地表径流量影响较大的2个随机参数分别是渗透系数和曼宁粗糙系数，渗透系数的变化不仅对会耦合模型中地下水水位影响较大，也对地表径流量影响较大。

表2 研究区含水层水文地质参数校正结果

岩性	$K/(m/d)$	φ	$\mu \times 10^{-4}$	α	β	S_{er}	L_p
粗砂和砂砾石	65.0	0.28	0.1	2.63	2.23	0.052	1.29
碎屑岩类	23.7	0.25	0.8	2.63	2.23	0.052	1.29
黄土状亚砂土	5.0	0.15	0.6	2.63	2.23	0.052	1.29

表3 研究区地表水水力参数校正结果

参数	林地	草地	耕地	城镇	居民点	水体
曼宁粗糙系数/(s/m ^{1/3})	0.25	0.22	0.07	0.20	0.15	0.001
洼地储存量/m	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
消减储存量/m	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
耦合长度/m	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

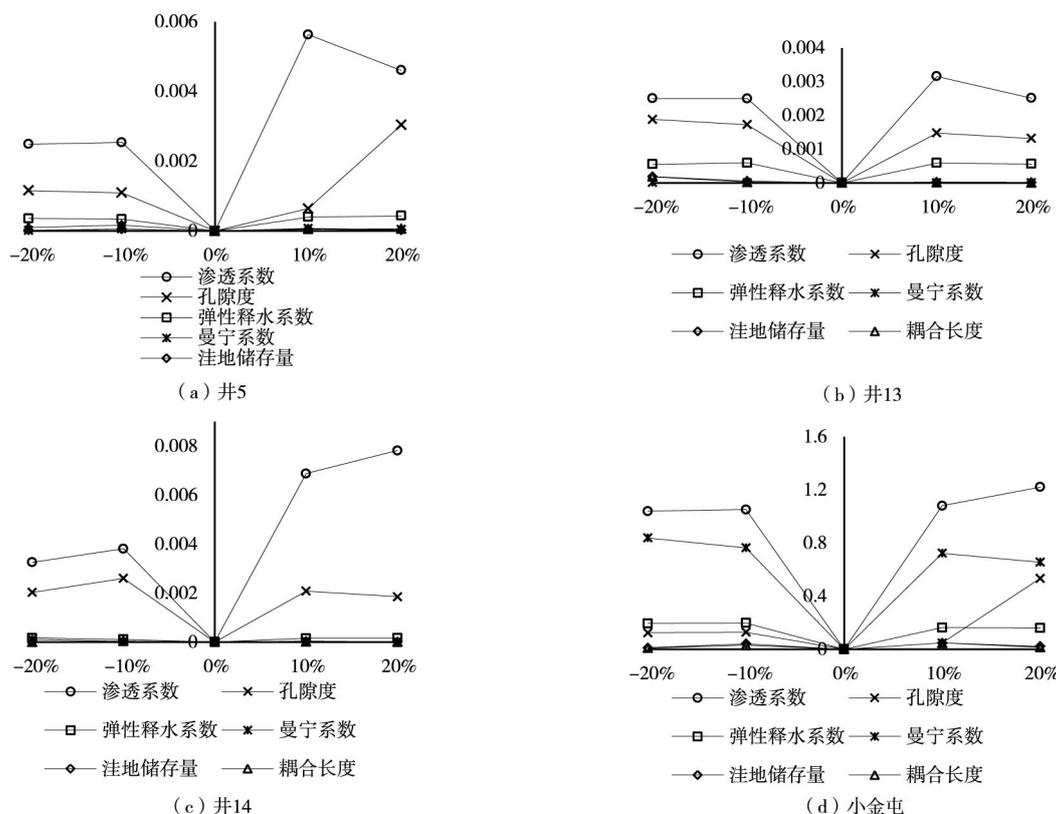


图6 典型观测井与测站灵敏度分析结果

故将渗透系数、孔隙度和曼宁粗糙系数作为随机变量，其他参数取校正值作为确定值输入模型。

4.3 Kriging 模型 将预报期设为2016年10月31日，利用地表水地下水耦合模拟模型进行预报。根据灵敏度分析结果，将曼宁粗糙系数、孔隙度和渗透系数作为随机变量，其取值范围为校正值±20%，其他参数及源汇项设定为校正值。根据前人经验，曼宁粗糙系数、孔隙度和渗透系数服从的参数分布如表4所示。

运用拉丁超立方方法抽样100组随机变量，作为100组预报方案。统计100组预报方案下地表水地下水耦合模拟模型中井5、井13、井14与小金屯测站的预报结果，以此为基础建立Kriging替代模型代替耦合模拟模型。

运用MATLAB软件建立替代模型。将耦合模拟模型的100组预报结果中前90组作为替代模型的训练本来训练替代模型。后10组作为替代模型的检验样本，来检验替代模型的拟合精度，检验结果见图7。

由图7可知, 替代模型的地下水水头输出结果与耦合模拟模型地下水水头的变化趋势基本一致, 且相对误差均小于0.2%; 替代模型的地表径流量输出结果与耦合模拟模型地表径流量的变化趋势基本一致, 相对误差小于4%。拟合相对误差较小, 说明替代模型精度较高, 可以代替耦合模拟模型求解。

4.4 不确定性分析 再次利用拉丁超立方方法抽取1000组随机变量样本, 作为输入数据集。将输入数据集输入Kriging替代模型, 求解得到1000组井5、井13、井14和小金屯测站的输出值。

对所获取的1000组输出值进行统计分析, 统计结果如表5所示。由表5可知井14、井5、井13标准差依次变大, 说明输出结果越来越分散, 不确定性越来越大。这可能与含水介质不同有关, 井5、井13、井14分别为碎屑岩-花岗岩含水层、黄土状亚黏土含水层和第四系冲积洪积物含水层地区典型观测井, 故认为耦合模拟模型中亚黏土含水层地区输出结果的不确定性大于碎屑岩-花岗岩含水层和第四系冲积洪积物含水层。

表4 参数的概率分布与取值

参数名称	服从分布	介质	取值范围
渗透系数	对数正态分布	碎屑岩类	19.2 ~ 28.8
		粗砂	52 ~ 78
		黄土状砂土	5 ~ 6
孔隙度	正态分布	碎屑岩类	0.2 ~ 0.3
		粗砂	0.224 ~ 0.336
		亚黏土	0.12 ~ 0.18
曼宁粗糙系数	均匀分布	林地	0.2 ~ 0.3
		草地	0.176 ~ 0.264
		耕地	0.056 ~ 0.084
		城镇	0.16 ~ 0.24
		居民点	0.16 ~ 0.24
		滩地	0.0008 ~ 0.0012

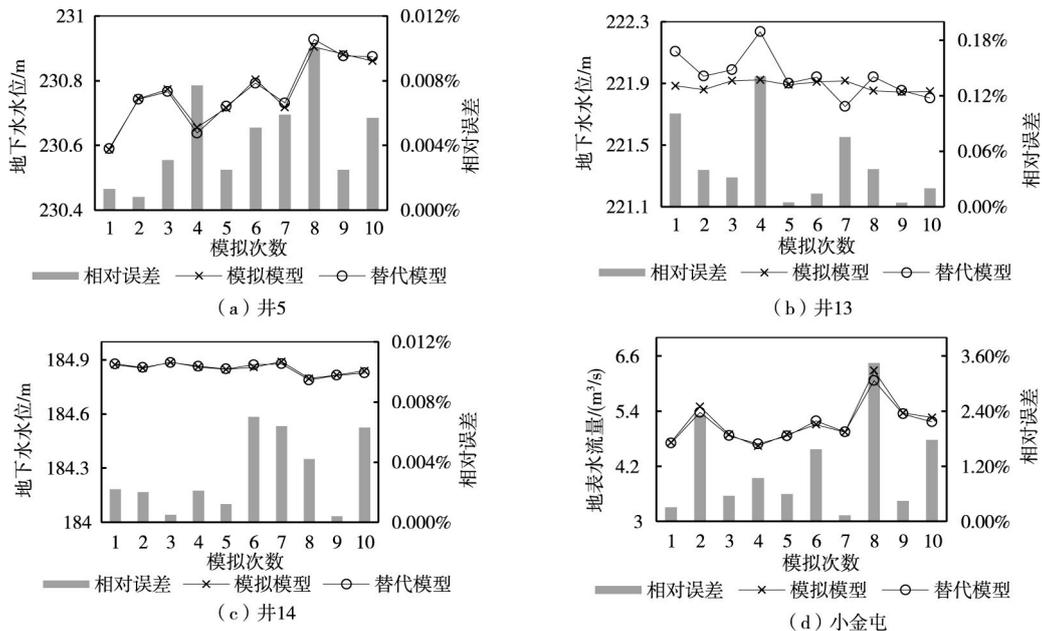


图7 替代模型精度检验

假设井5、井13、井14和小金屯测站的输出数值均符合正态分布, 利用SPSS软件中的S-K检验分别对各组输出数值进行假设检验。根据前人经验认为当双侧渐进显著性大于等于0.05时假设成立, 故小金屯测站输出数值符合均值为11.21、标准差为0.68的正态分布, 井5输出数值符合均值为230.77、标准差为0.09的正态分布。井13、井14输出数值分布未知。

4.5 区间估计 区间估计指在概率学中一定置信度下对未知参数真值存在范围的估计。本文将井5、

表5 输出数据单样本K-S分析结果

	井5	井13	井14	小金屯
均值	230.77	221.92	184.84	11.21
标准差	0.09	0.14	0.03	0.68
渐进显著性(双侧)	0.13	0.00	0.03	0.05

井 13、井 14 和小金屯测站的输出值作为未知参数，计算其在不同置信水平下的区间范围。

切比雪夫不等式适用于分布未知，而已知平均值和方差的情况，故对井 13、井 14 运用切比雪夫不等式进行区间估计。井 5、小金屯测站的输出数值均符合正态分布，运用概率密度函数计算。井 5、井 13、井 14 和小金屯测站区间估计结果如表 6 所示，由表可以看出，置信水平越高，区间范围越大；置信水平越低，区间范围越小，也越集中在均值附近。

表 6 不同置信水平下典型观测井与测站的区间估计

观测点	置信水平			
	>80%	>60%	>40%	>20%
井 5(m)	230.56~230.99	230.62~230.92	230.65~230.90	230.67~230.88
井 13(m)	221.62~222.23	221.71~222.14	221.75~222.10	221.77~222.08
井 14(m)	184.77~184.92	184.79~184.89	184.80~184.88	184.81~184.88
小金屯(m ³ /s)	11.18~11.24	11.19~11.23	11.20~11.22	11.20~11.21

4.6 生态风险评估 生态风险评估是描述和评估人为活动、环境污染和自然灾害对生态系统结构与功能产生负面作用的可能性及其大小的过程^[27]。通常使用指数法，模拟法和统计法进行生态风险评估。本文采用模拟法，根据统计不确定分析过程中获取的 1000 组输出结果和地表水流量与地下水水位的生态阈值，对地表水流量与地下水水位变化超出生态阈限的状况进行了风险评估。

根据经验，假设预报期末末刻，井 5、井 13、井 14 水位同时低于 230.65、221.80、184.8 m 时存在地下水生态环境恶化风险；小金屯水文站流量小于 10.5 m³/s 会引起地表水生态环境恶化。根据各个观测井、水文测站输出值累积分布函数画出风险评估图(图 8)可以看出，在当前开采状态下，井 5、井 13、井 14 水位低于 230.65、221.80、184.8 m 分别为 11 %、6 % 和 12 %，故存在地下水生态环境恶化风险概率为 6 %。同理，在当前开采状态下，地表水生态环境恶化风险为 15 %。

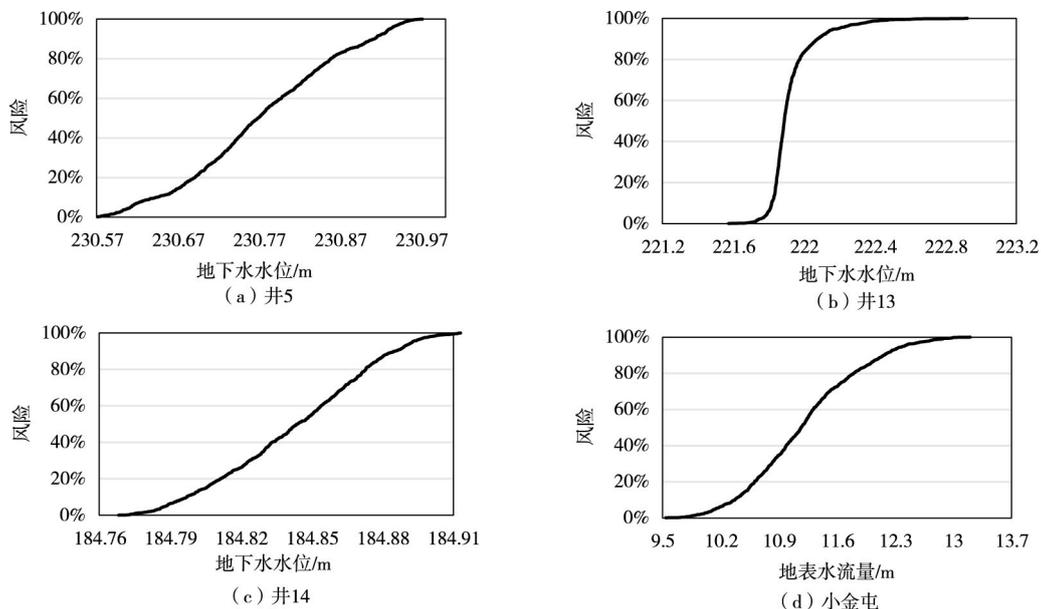


图 8 各观测井和测站风险评估图

4.7 计算负荷分析 在 CPU 为 Intel Xeon E5 2.4G Hz，内存为 64 GB，操作系统为 Windows 7 的计算机上，运行一次石头口门水库上游饮马河汇水流域地表水地下水耦合模拟模型需要的时间约为 20 000 s (5.5 h)，而运行一次替代模型需要的时间约为 10 s。说明建立替代模型可以有效减小 Monte Carlo 过程中反复调用耦合模拟模型所产生的计算负荷。

5 结论

本文以石头口门水库上游饮马河汇水流域为研究区,建立研究区地表水地下水水流耦合数学模拟模型。通过局部灵敏度分析法获取了3个敏感性较大参数作为随机变量。运用 Monte Carlo 方法对耦合模拟模型进行不确定性分析。

灵敏度分析结果表明,渗透系数,孔隙度和曼宁粗糙系数对地表水地下水耦合模拟模型的输出结果影响较大。其中,渗透系数的变化不仅会对耦合模型中地下水输出结果产生影响,也会通过改变地表水地下水之间的交换量,对地表水的输出结果产生影响。

利用 Kriging 方法建立的替代模型能够充分逼近地表水地下水耦合模拟模型的输入响应关系。在不确定性分析过程中运用替代模型能够大幅度反复调用耦合模拟模型所产生的计算负荷。

风险评估结果表明,在当前开采状态下,研究区地下水生态环境恶化风险概率为6%,地表水生态环境恶化风险为15%。

运用区间估计方法可以计算不同置信水平下地表水流量和地下水水位的取值区间,相较于确定性模型所得到的唯一结果更有实际指导意义。

参 考 文 献:

- [1] 胡立堂,王忠静,赵建世,等.地表水和地下水相互作用及集成模型研究[J].水利学报,2007,38(1): 54-59.
- [2] 束龙仓,朱元铎.地下水资源评价中的不确定性因素分析[J].水文地质工程地质,2000(6): 6-8.
- [3] 申升.基于贝叶斯理论的地下水溶质运移的不确定性研究[D].长沙:湖南大学,2012.
- [4] MEYERHOFF S B, MAXWELL R M, GRAHAM W D, et al. Improved hydrograph prediction through subsurface characterization: conditional stochastic hillslope simulations[J]. Hydrogeology Journal, 2014, 22(6): 1329-1343.
- [5] 熊立华,卫晓婧,万民.水文模型两种不确定性研究方法的比较[J].武汉大学学报(工学版),2009,42(2): 137-142.
- [6] 刘悦忆,赵建世,黄跃飞,等.基于蒙特卡洛模拟的水质概率预报模型[J].水利学报,2015,46(1): 51-57.
- [7] 林青,徐绍辉.基于GLUE方法的饱和多孔介质中溶质运移模型参数不确定性分析[J].水利学报,2012,43(9): 1017-1024.
- [8] BEVEN K J, BINLEY A M. GLUE: 20 years on[J]. Hydrological Processes, 2015, 28(24): 5897-5918.
- [9] BEVEN K J, BINLEY A M. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction[J]. Hydrological Processes, 2010, 6(3): 279-298.
- [10] 黄国如,解河海.基于GLUE方法的流域水文模型的不确定性分析[J].华南理工大学学报(自然科学版),2007(3): 137-142, 149.
- [11] 吴吉春,陆乐.地下水模拟不确定性分析[J].南京大学学报(自然科学版),2011,47(3): 227-234.
- [12] HASSAN A E, BEKHIT H M, CHAPMAN J B. Using Markov Chain Monte Carlo to Quantify Parameter Uncertainty and Its Effect on Predictions of a Groundwater Flow Model[M]. Elsevier Science Publishers B. V., 2009.
- [13] 姚磊华.地下水水流模型的摄动待定系数随机有限元法[J].水利学报,1999(7): 61-65.
- [14] 梁婕,曾光明,郭生练,等.渗透系数的非均质性对地下水溶质运移的影响[J].水利学报,2008,39(8): 900-906.
- [15] 束龙仓,王茂枚,刘瑞国,等.地下水数值模拟中的参数灵敏度分析[J].河海大学学报(自然科学版),2007(5): 491-495.
- [16] 刘永志,沈程程,石洪华,等.基于全局灵敏度分析的浒苔生长影响参数研究[J].生态学报,2016,36(13): 4178-4186.

- [17] 刘瑶林, 刘国东, 徐涛, 等. 多层含水层地下水数值模型参数灵敏度分析[J]. 环境科学与技术, 2014, 37(S2): 33-37, 44.
- [18] RUBINSTEIN R Y, KROESE D P. Simulation and the Monte Carlo method[J]. Wiley-Interscience, Hoboken, NJ, 2008.
- [19] ZHEN M Z. Application of Monte Carlo Method in Recharge Calculation of Underground Water Resources[J]. Procedia Engineering, 2011, 23: 316-319.
- [20] ZHENG Y, HAN F. Markov Chain Monte Carlo (MCMC) uncertainty analysis for watershed water quality modeling and management[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2016, 30(1): 293-308.
- [21] LUO J, LU W. Comparison of surrogate models with different methods in groundwater remediation process[J]. Journal of Earth System Science, 2014, 123(7): 1579-1589.
- [22] 安永凯, 卢文喜, 董海彪, 等. 基于克里格法的地下水数值模拟模型的替代模型研究[J]. 中国环境科学, 2014, 34(4): 1073-1079.
- [23] 顾文龙, 卢文喜, 马洪云, 等. 地下水数值模拟分析中降水入渗补给强度及渗透系数不确定性评价[J]. 水电能源科学, 2015, 33(11): 45-48, 64.
- [24] 李久辉, 卢文喜, 常振波, 等. 基于不确定性分析的地下水污染超标风险预警[J]. 中国环境科学, 2017, 37(6): 2270-2277.
- [25] 常振波, 卢文喜, 辛欣, 等. 基于灵敏度分析和替代模型的地下水污染风险评价方法[J]. 中国环境科学, 2017, 37(1): 167-173.
- [26] 吴义忠. 多领域物理系统的仿真优化方法 [M]. 北京: 科学出版社, 2011.
- [27] 巩杰, 谢余初, 赵彩霞, 等. 甘肃白龙江流域景观生态风险评价及其时空分异[J]. 中国环境科学, 2014, 34(8): 2153-2160.

Uncertainty analysis of surface water and groundwater coupling simulation model based on Monte Carlo method

ZHANG Jiangwei^{1, 2}, LU Wenxi^{1, 2}, QU Yanguang^{1, 2}, AN Yongkai^{1, 2}

(1. College of Environment and Resources, Jilin University, Changchun 130021, China;

2. Key Laboratory of Groundwater Resources and Environment,

Ministry of Education, Jilin University, Changchun 130021, China;

3. Jilin Province Hydrology and Water Resources Bureau, Changchun 130021, China)

Abstract: In order to analyze the influence of the uncertainty of the parameters on the output results of the surface water and groundwater coupled simulation model, this paper uses the Monte Carlo method to analyze the uncertainty of the surface water and groundwater coupling simulation model, and carries out the risk assessment on the basis of the results of uncertainty analysis. In this paper, the coupling simulation model of surface water and groundwater is established by taking the water catchment of the Yin Ma River in the upper reaches of the Shitoukoumen Reservoir as example, and the HydroGeosphere (HGS) software is used to solve the model. Local sensitivity analysis method is used to identify the parameters with high sensitivity in the coupled simulation model as random variables. Then the Monte Carlo method is applied to analyze the uncertainty of the simulation model. In order to reduce the computational load in the process of uncertainty analysis, a surrogate model of simulation model is established by using Kriging method. The results show that the most sensitive parameters in the coupling model of surface water and groundwater are hydraulic conductivity, porosity and Manning roughness coefficient. The Kriging surrogate model can significantly reduce the computation load under certain accuracy. The risk assessment results show that the risk probability of groundwater ecological environment deterioration is 6%, and the probability of surface water environment deterioration is 15%.

Keywords: the surface water and groundwater coupled simulation model; sensitivity analysis; surrogate model; uncertainty analysis; kriging model

(责任编辑: 祁 伟)