

doi: 10.12029/gc20200609

张俊,刘天罡,董佳秋,王晓勇,查元源,唐小平,尹立河,Andrew J.Love. 2020. 含水层层状非均质对地下水流系统的影响[J]. 中国地质, 47(6): 1715–1725.

Zhang jun, Liu Tiangang, Dong Jiaqiu, Wang Xiaoyong, Zha Yuanyuan, Tang Xiaoping, Yin Lihe, Andrew J.Love. 2020. The impact of aquifer layered heterogeneity on groundwater flow system[J]. Geology in China, 47(6):1715–1725(in Chinese with English abstract).

含水层层状非均质对地下水流系统的影响

张俊^{1,2}, 刘天罡³, 董佳秋^{1,2}, 王晓勇^{1,2}, 查元源⁴, 唐小平², 尹立河^{1,2}, Andrew J.Love⁵

(1. 中国地质调查局 干旱半干旱区地下水与生态重点实验室, 陕西 西安 710054; 2. 中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054; 3. 河北省众联能源环保科技有限公司, 河北 石家庄 050056; 4. 武汉大学 水资源与水电工程科学国家重点实验室, 湖北 武汉 430072; 5. School of the Environment/National Centre for Groundwater Research and Training, Flinders University, Adelaide SA 5001, Australia)

摘要:区域尺度上含水层非均质具有复杂的结构性和随机性,难以准确刻画,造成非均质对区域地下水流系统的影响机制研究不够深入。本文以鄂尔多斯盆地白垩系地下水流系统为研究实例,选择典型剖面,采用剖面二维随机数值模拟方法,通过对比不同非均质刻画方法下地下水流场的变化,探讨含水层层状非均质对地下水流系统的影响机制。结果显示,均质条件下模型各向异性(含水层水平和垂向渗透系数比值 K_h/K_v)取值为1000时,地下水流场与实际条件较为接近;非均质条件下,渗透系数方差取值0.91,水平相关长度取值5000 m, K_h/K_v 取值150时,接近实际条件。研究表明,在大尺度地下水流模拟研究中,采用水平相关长度、渗透系数方差和各向异性值三个变量生成的随机场能很好地刻画含水层的层状非均质特征及其对水流系统的影响控制作用。由于含水层不同尺度层状非均质的叠加效应,采用均质各向异性介质等效概化含水层层状非均质性会造成等效各向异性值偏大失真的效应。

关键词:地下水流系统;含水层非均质;各向异性;数值模拟;水文地质调查工程;鄂尔多斯盆地

中图分类号:P641 文献标志码:A 文章编号:1000-3657(2020)06-1715-11

The impact of aquifer layered heterogeneity on groundwater flow system

ZHANG Jun^{1,2}, LIU Tiangang³, DONG Jiaqiu^{1,2}, WANG Xiaoyong^{1,2}, ZHA Yuanyuan⁴,

TANG Xiaoping², YIN Lihe^{1,2}, Andrew J.Love⁵

(1. Key Laboratory for Groundwater and Ecology in Arid and Semi-arid Areas, CGS, Xi'an 710054, Shaanxi, China, 2. Xi'an Center of Geological Survey, China Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 3. Hebei Zhonglian Energy Environmental Protection Technology Co., Ltd., Shijiazhuang, 050056, Hebei, China; 4. State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Sciences, Wuhan University, Wuhan 430072, China; 5. School of the Environment/National Centre for Groundwater Research and Training, Flinders University, Adelaide SA 5001, Australia)

收稿日期:2018-09-01; 改回日期:2019-02-26

基金项目:国家自然科学基金项目“毛乌素沙地土壤水分冻融入渗机理及同位素效应研究”(41402226)和中国地质调查局项目“鄂尔多斯盆地北部湖泊集中分布区1:5万水文地质调查”(DD20160293)资助。

作者简介:张俊,男,1982年生,高级工程师,硕士,主要从事水文地质研究; E-mail: 36170038@qq.com。

通讯作者:刘天罡,男,1992年生,硕士,工程师,主要从事水文地质与环境评价工作; E-mail: 905194427@qq.com。

Abstract: Aquifer heterogeneity is an important factor influencing regional groundwater flow patterns. The complex structural and stochastic characteristics of regional-scale aquifer heterogeneity are difficult to characterize, which leads to insufficient understanding of the effects of heterogeneity on groundwater flow systems in practice. In this paper, the Cretaceous groundwater flow system in the Ordos Basin is studied based on the selected typical geological section. Stochastic numerical simulation of the two-dimensional section is employed to analyze the influence mechanism of aquifer layered heterogeneity on groundwater flow systems by comparing the changes of the groundwater flow field under different heterogeneity conditions. The results show that the groundwater flow net is close to the actual conditions when the ratio of horizontal to vertical conductivity (K_h/K_v) is 1000 in model for homogeneous aquifer. It is close to the actual conditions when the variance of conductivity is 0.91, the horizontal correlation length is 5000 m and K_h/K_v is 150 for heterogeneous aquifers. The stochastic simulated aquifer generated by three parameters (i.e., horizontal correlation length, variance of permeability coefficient, and anisotropy ratio) can well characterize the layered heterogeneity of aquifer and its influence on the groundwater flow systems. Due to the superposition of layered heterogeneity at different scales, equivalent homogeneous, anisotropic model for conceptualizing layered heterogeneous medium in large-scale groundwater flow simulation may lead to a much larger horizontal-to-vertical anisotropy ratio than the ratio between horizontal and vertical correlation scales.

Key words: groundwater flow system; aquifer heterogeneity; anisotropy; numerical simulation; hydrogeological survey engineering; Ordos Basin

About the first author: ZHANG Jun, male, born in 1982, senior engineer, mainly engages in the study of hydrogeology; E-mail: 36170038@qq.com.

About the corresponding author: LIU Tiangang, male, born in 1992, engineer, majors in the study hydrogeology and environmental assessment; E-mail: 905194427@qq.com.

Fund support: Supported by Geological Survey Project of China Geological Survey (No. DD20160293) and National Natural Science Foundation of China (No. 41402226).

1 引 言

地下水流系统理论是当代水文地质学的核心理论之一,是研究盆地或区域尺度地下水循环规律的有效工具(陈梦熊,2002;周仰效,2009;张人权等,2011;孙厚云,2018)。分析不同因素对地下水流系统形成演化的影响,是地下水流系统理论研究的基本内容(Freeze et al., 1967; Winter, 1999; Haitjema et al., 2005; Gleeson et al., 2008; 张俊等, 2017; 罗杰等, 2020)。Tóth通过建立理想剖面二维盆地模型,讨论了均质情况下地形、盆地斜率和盆地深度等因素影响对地下水流系统的影响(Tóth, 1963; Tóth, 1999)。含水层非均质对地下水流系统影响显著,是控制地下水流模式的重要因素。目前,含水层非均质对水流系统影响的探讨主要限于概念模型下的理论探讨,且多以非均质性的结构性特征为主,即假定渗透系数在空间确定的、有规律地分布(Jiang et al., 2011),如 Freeze 和 Witherspoon(1967)讨论了简单层状非均质的情况,蒋小伟等(2011)讨论了渗透系数随深度呈指数衰

减的情况。实际条件下,含水层空间变异性复杂,尤其是在冲洪积环境下形成的含水层,由于存在大量且随机分布的小型黏质和粉黏质透镜体,含水层非均质性具有随机性和层状结构的特征(Fogg, 1986; Deutsch et al., 1989; Koltermann et al., 1996; Lee et al., 2007; Cardenas et al., 2010)。由于很难逐个确定泥岩透镜体的位置和大小,含水层非均质性难以准确刻画,往往造成盆地地下水模拟失真,限制了地下水流系统形成演化规律的认识(张人权等,2005;郝治福等,2006;Zech et al., 2016)。

针对以上问题,本文以鄂尔多斯盆地白垩系地下水流系统为研究实例,选择典型剖面,采用剖面二维数值模拟方法,对比分析均质各向异性与非均质各向异性条件下剖面的地下水流模式,探讨含水层层状非均质对地下水流系统的影响机制,以期深入认识区域地下水流系统形成演化规律。

2 研究方法

2.1 研究区概况

鄂尔多斯盆地北部为沙漠高原,地形波状起

伏,地下水位与地形起伏一致,地势较高的梁地形成不同级别的地下水分水岭,地势低洼带分布众多湖(淖),成为地表水和地下水的汇流排泄点,受其控制,发育不同级别地下水流动系统。胡同察汗淖地下水系统为一个相对独立封闭的内流系统,胡同察汗淖为区域最终排泄点,西部和北部边界为鄂托克梁和四十里梁区域一级地下水分水岭,其他边界为中间和局域水流系统分水岭边界(张二勇等,2012)。含水系统由白垩系洛河组和环河组裂隙孔隙含水层构成,以河流相砂岩为主,呈半胶结状态,孔隙发育,泥质含量较少,沉积韵律不明显,在区域上没有连续的隔水层,总厚度约800 m,底部为侏罗系泥岩隔水层。地下水主要接受大气降水入渗补给,地下水流向受地形控制,由地势较高处向湖淖、河流和低洼地带汇流,最终以蒸发蒸腾方式排泄(图1)。

2.2 剖面二维数值模型

依托2016—2018年在研究区开展的“鄂尔多斯

盆地北部湖泊集中分布区1:5万水文地质调查”项目,通过地下水位统测和动态观测,获取了780组地下水位数据,绘制了研究区地下水等水位线图(图1)。

沿地下水流动方向布设典型剖面,剖面自西北向东南穿过大克泊、木凯淖两个湖泊排泄点至胡同察汗淖最终排泄基准面,剖面全长约50 km,高程1270~1410 m。在等水位线图上提取剖面地下水位高程,并根据剖面上28组地下水位统测点和8个动态监测点进行校正,得到剖面水位高程值。

2.2.1 边界条件

以白垩系含水层下部侏罗系泥岩隔水层作为模型底部边界,概化为隔水边界;剖面左侧边界为东胜四十里梁地下水分水岭,右侧边界为胡同察汗淖终端排泄点,因此将模型两侧边界概化为零流量边界;由于研究区地下水位受地形控制,且动态监测孔显示地下水位变幅小于3 m,在剖面尺度上可以视为定水头,将剖面上实测的平均地下水位作为模型上部定水头边界,将地下水流模型概化为稳定

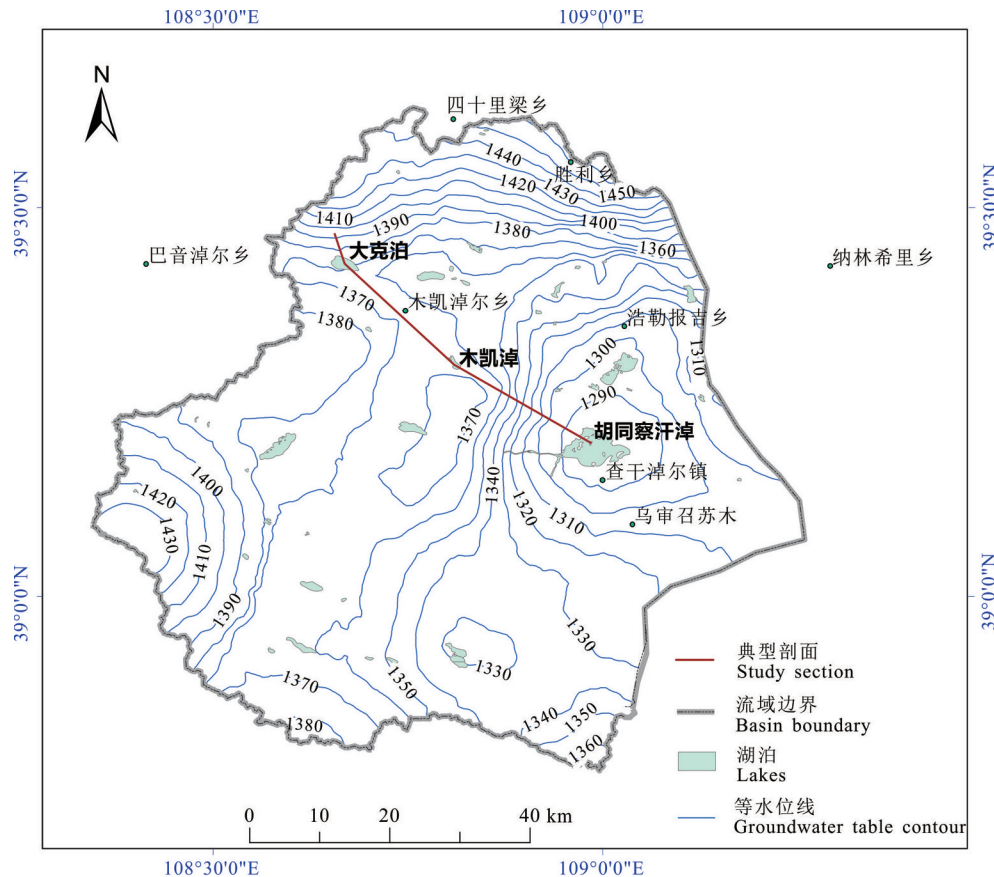


图1 胡同察汗淖地下水流系统与典型剖面位置图
Fig.1 Map of the study area and location of typical section

流模型。剖面二维模型按水平 500 列,垂向 200 层剖分,单个网格水平长度 100 m,为精细刻画浅部地下水流动场,网格垂向剖分自下而上加密。利用GMS中的MODFLOW模块计算,得到剖面地下水位空间分布。采用GMS软件中的MODPATH程序模块,在模型中添加示踪粒子,采用粒子追踪算法生成剖面上的流线分布。

2.2.2 含水层结构和参数

鄂尔多斯盆地北部白垩系保安群环河组和洛河组砂岩,以辫状河流相占绝对优势,中粗粒砂岩分布稳定、厚度巨大、且较均一,构成巨厚的含水统一体,地层结构与岩相分布特征从宏观上控制了白垩系的渗透特征。白垩系内富含泥质夹层,从几厘米到几米厚度不等。泥岩含量在空间上的分布直接控制渗透性的空间分布,而泥质夹层在平面上的延伸长度又决定了白垩系的垂向渗透能力。因此表征泥质夹层的空间分布范围是描述白垩系渗透结构的一项重要内容。由于泥质夹层的发育是局部性和频发性的,很难用确定性方法逐个描述,因此需要用地质统计学方法等效描述泥质夹层空间分布的结构性和随机性。

由于地下水流模拟采用稳定流模型,含水层参数仅设定渗透系数,分均质各向异性和非均质各向异性两种条件赋值。均质情况,渗透系数按研究区渗透系数平均值 0.3 m/d 统一赋值;含水层各向异性以含水层水平渗透系数和垂向渗透系数的比值以 K_h/K_v 表示,分别取值为 10、50、100、400、700、1000。非均质情况,采用随机模拟方法得到渗透系数平均值为 0.3 m/d,且呈对数正态分布的随机场。同时,选用渗透系数方差、水平相关长度以及各向异性值(K_h/K_v)三个变量来表现不同的非均质特征。水平相关长度指渗透系数在水平方向上的相关性,水平相关长度越大,反映含水层的层状非均质性越强,模型中相关长度取值为 500、1000、2000、5000、10000、20000 m;渗透系数的方差指渗透系数的离散程度,方差越大说明含水层的非均质程度越高,由于渗透系数采用随机方式生成,模型中方差的取值采用筛选法确定:首先生成任意方差的多组随机场,然后根据生成的随机场中渗透系数的最大值、最小值和频率分布范围是否符合实际条件,筛选接近或符合实际条件的随机场,随机模拟

结果表明,方差取值 0~2 符合实际条件。因此,模型方差从小到大取值为 0.13、0.26、0.55、0.65、0.91、1.05、1.26、1.37、1.98;含水层各向异性取值为 10、50、100、200、400、700。不同参数条件下,每组模拟共做 50 次随机模拟,每次随机模拟获得的随机场均进行地下水流模拟。根据流网划分出局部、中间和区域等不同级别水流系统的范围,然后根据不同级别水流系统的垂向发育深度和水平发育规模对比流网结构的差异,以此判断模拟结果的稳定性和代表性。

3 结果分析

3.1 均质各向异性条件

当渗透系数 K 取 0.3 m/d,各向异性比值(K_h/K_v)取 10、50、100、400、700 和 1000 的剖面地下水流网模拟结果,如图 2 所示。随着 K_h/K_v 的增大,地下水垂向流动受到抑制,而水平流动占据优势,地下水更倾向于水平流动, K_h/K_v 对各级水流系统的循环深度具有明显的控制作用。随着 K_h/K_v 的增加,局部循环变弱,区域循环增加。当 K_h/K_v 小于 100 时,地下水垂向流占优,地下水流发育局部(流线由补给区到其相邻排泄区)和中间(流线由补给区到非相邻排泄区)两级水流系统;当 K_h/K_v 增大至 400 时,地下水出现了区域流,发育局部、中间和区域(流线由最高补给区到最低排泄区)三级水流系统;当 K_h/K_v 为 700 和 1000 时,可以明显地看出区域循环系统的范围有了明显的增大,局部系统范围减小。

3.2 非均质各向异性条件

3.2.1 渗透系数随机场模拟

本次采用随机模拟方法生成不同渗透系数方差(V)、水平相关长度(L)以及各向异性比(K_h/K_v)组合的典型随机场 324 个。选取部分模拟结果进行分析,当水平相关长度为 500 m 和 5000 m,方差分别为 0.13、0.91、1.98 时的随机场模拟结果如图 3 所示,随着方差的增大,含水层的非均质特征明显增强,随着水平相关长度的增加,含水层层状分布特征随之增强。在二者共同作用下,可以很好地表征含水层层状非均质特征的变化规律。对随机模拟得到的渗透系数进行统计分析,得到渗透系数的频率分布直方图(图 4),可以看出,渗透系数基本满足对数

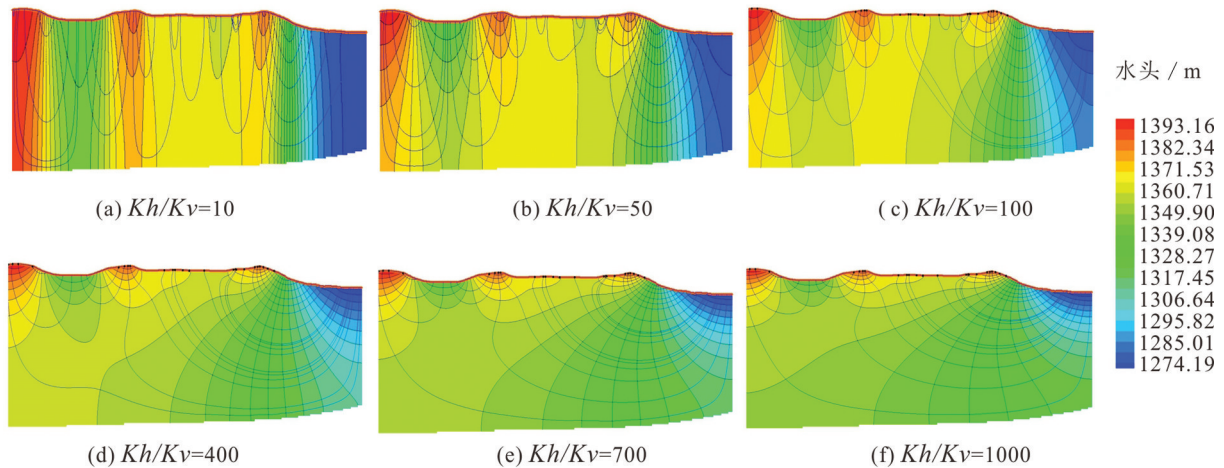


图2 均质条件不同各向异性条件模拟结果图
Fig.2 Simulation results of different anisotropy ratios under homogeneous assumption

正态分布,且取值范围在0.13~0.36 m/d较为集中。前人根据878个钻孔抽水试验得到的渗透系数值主要集中在0.12~0.4 m/d(侯光才等,2008)。因此,本次随机场模拟的非均质特征可以用来刻画实际条件。
3.2.2 渗透系数方差(V)的影响

控制渗透系数各向异性及相关长度不变,选取部分模拟结果分析,对比不同方差下的模拟结果(图5)。当水平相关长度值为500 m和 Kh/Kv 为100时,随着方差的增大,剖面中流线曲折程度逐渐增加。同时,根据相同位置流线的穿透深度可看出,局部系统的循环深度有逐渐变小的趋势,但地下水

仍以垂向流动占优,未出现区域循环系统(图5a~5i)。与之对比,当水平相关长度为5000时,随着方差的增大,局部系统的循环深度变小的趋势加快,地下水的水平流动开始占优,出现了区域循环系统(图5j~5r)。上述结果表明,方差增大,含水层渗透系数变异性增大,使得渗透系数小的泥岩透镜体在含水层中出现的次数增加,限制了地下水的水平流动。不同的水平相关长度情况下,即不同泥岩透镜体水平发育长度下,方差对水流系统的影响不同,说明含水层空间变异性对地下水流系统的影响作用受泥岩透镜体长度的影响。

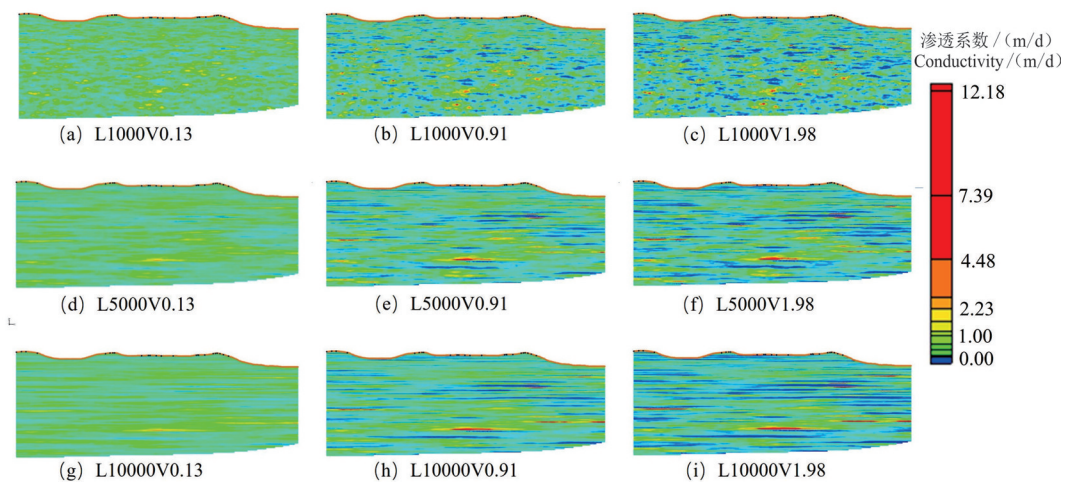


图3 渗透系数随机场部分模拟结果
(L 表示水平相关长度; V 表示方差)
Fig.3 Stochastic simulation results of the hydraulic conductivity random fields
(L stands for horizontal correlation length; V stands for Variance of conductivity random fields, only some of the results are show here)

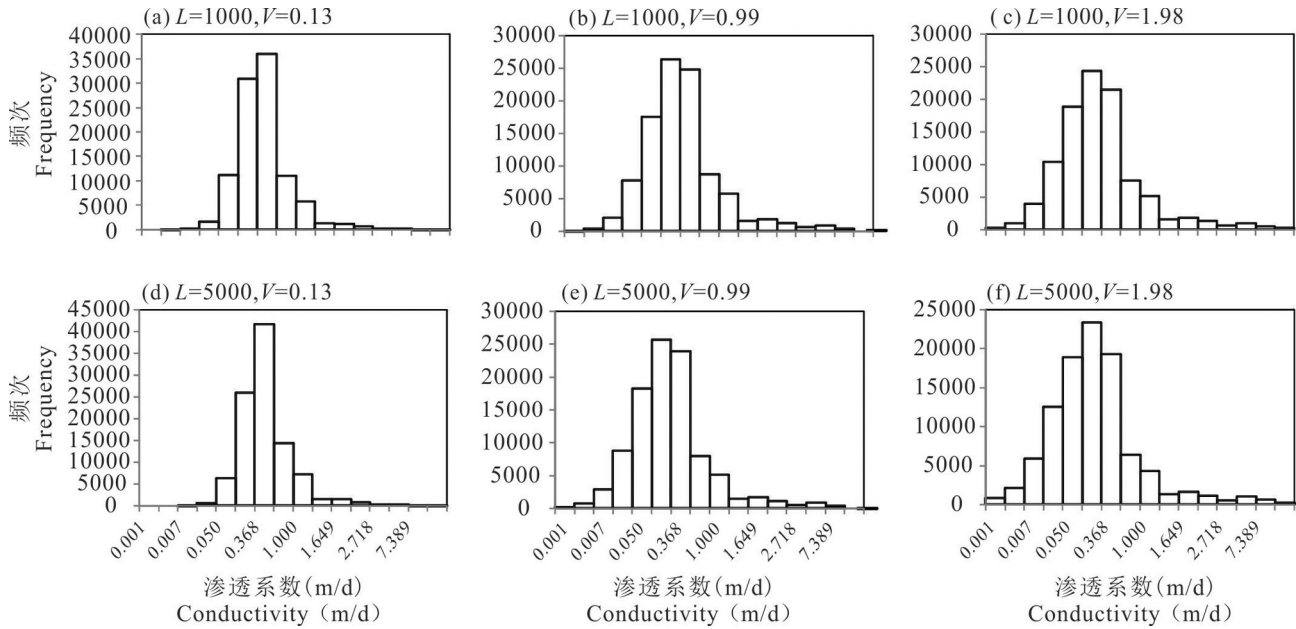


图4 随机场渗透系数频数分布直方图

Fig.4 Histogram of the hydraulic conductivity random fields obtained from stochastic simulations

3.2.3 水平方向相关长度(L)的影响

水平相关长度越大表现渗透系数水平方向上的相关性越强,空间上含水介质渗透系数层状分布越明显。选取部分模拟结果进行分析,如图6所示,当 K_h/K_v 为100,渗透系数方差为1.98,分别模拟水平相关长度为500、1000、2000、5000、10000、20000 m的情况,可以看出随着水平相关长度的增大,局部地下水的循环深度发生变化,地下水垂向流动受到抑制,水流更倾向于水平流动,当水平相关长度为500 m时,地下水流动系统仅发育局部及中间水流系统;当水平相关长度为1000 m时,模型中可见区域水流系统,且随着水平相关长度的增大,区域水流系统的范围逐渐增大。

3.2.4 各向异性比值(H)的影响

如图7,为选取水平相关长度为2000,方差为1.98时,改变 K_h/K_v 为10、50、100、200、400、700时的模拟结果。当 K_h/K_v 为10时,地下水垂向流占优,局部循环系统占据优势,中间循环微弱,无区域流发育;当 K_h/K_v 增大到100,可以看到局部、中间、区域三级循环系统发育; K_h/K_v 继续增大时,水平流逐渐占优,区域循环系统的范围随之增大。结果表明,非均质条件下 K_h/K_v 的增加对地下水流动系统的控制作用,与均质条件下的规律相同。

非均质条件下 K_h/K_v 为10时出现中间流动系

统(图7b), K_h/K_v 为100时出现区域流动系统(图7c),而均质条件下 K_h/K_v 达到400时,才出现中间和区域流动系统(图2c)。方差与水平相关长度可以用来刻画白垩系砂岩含水层的层状非均质性。另一方面,非均质条件下 K_h/K_v 为50、100和400时模拟生成的流网(图7b、c、e)分别与均质条件下 K_h/K_v 为100、400和700时的流网(图6c、e、f)相似。以上结果说明,方差与水平相关长度两个参数共同作用下对水流系统的影响效果与各向异性对水流系统的影响效果一致,采用均质各向异性可以用来等效概化含水层层状非均质性,但会造成等效各向异性值偏大的效应。同时,模拟结果显示,当水平相关长度和方差取值越大时,要生成相似流网,非均质和均质条件模型中 K_h/K_v 取值差异越大,即等效均质各向异性值越偏大。采用均质各向异性条件等效概化含水层层状非均质性,这是大尺度的地下水流动模拟研究常用的处理方法,但这种概化在实际地下水流动模拟研究中的确会造成等效各向异性值偏大失真的效应。如前人采用典型剖面数值模拟方法,将鄂尔多斯盆地白垩系含水层概化为等效均质各向异性介质,然后根据分层水头、年龄等约束条件校正得出的 K_h/K_v 值为700~2000(张俊等,2012; Jiang et al., 2012)。此外,华北平原地下水流动模型 K_h/K_v 取值为10000(Cao et al., 2016);美国Texas州

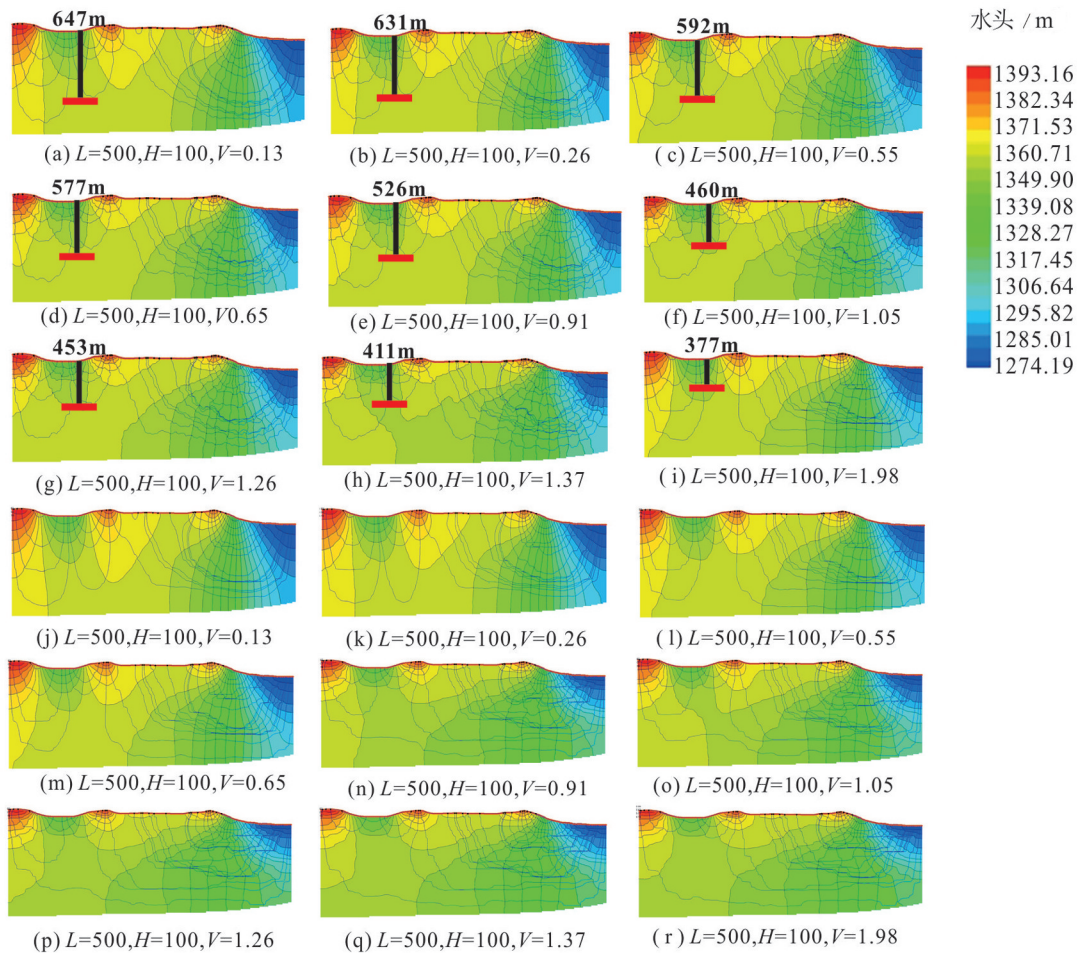


图5 不同渗透系数方差对应的剖面流网模拟结果
 L —水平相关长度; H —各向异性比; V —方差
 Fig.5 Simulation results in different variances of conductivity
 L —Horizontal correlation length; H —Anisotropic ratio; V —Variance

东部的 Wilcox 含水层水流模型 K_h/K_v 取值为 10000 (Fogg et al., 1986)。

根据前人研究 (候光才等, 2008), 鄂尔多斯白垩系地下水流系统局部、中间和区域系统的循环深度分别为 200 m、400 m 和 1000 m 左右, 以此为约束条件, 在众多模拟结果中选取与实际条件接近的结果 (图 8)。均质条件下, 与实际条件较为接近的模拟结果模型 K_h/K_v 取值为 1000 时, 这与人研究取值一致。非均质条件下, 首先根据白垩系沉积相的空间尺度特征, 水平相关长度取值 5000 m, 根据前人对 800 余个抽水试验计算获取的渗透系数值统计结果, 渗透系数方差取值 0.91, 然后根据上述约束条件, 对 K_h/K_v 进行调参, 当模型模拟结果与实际条件接近时, K_h/K_v 取值 150。虽然水平相关长度和渗透

系数方差的取值只是定性估计, 存在不确定性, 但大致反映了白垩系含水层的层状非均质特征, 这种情况下 K_h/K_v 的取值也更加接近实际, 说明模型的仿真性得到提升, 采用以上三个参数来刻画渗透系数随机分布且具有层状结构的方法可以较好地用于仿真模拟。

4 讨论

鄂尔多斯盆地北部白垩系地层由早白垩世洛河组、环河组和罗汉洞组构成, 以冲积扇相、辫状河相、曲流河相沉积为主, 地层岩相主要为粗砂岩、中砂岩, 泥岩含量较少, 多以透镜体状随机性分布。白垩系含水层厚度大, 且无区域性稳定隔水层, 各层地下水力联系密切, 构成一个具有统一水力联系

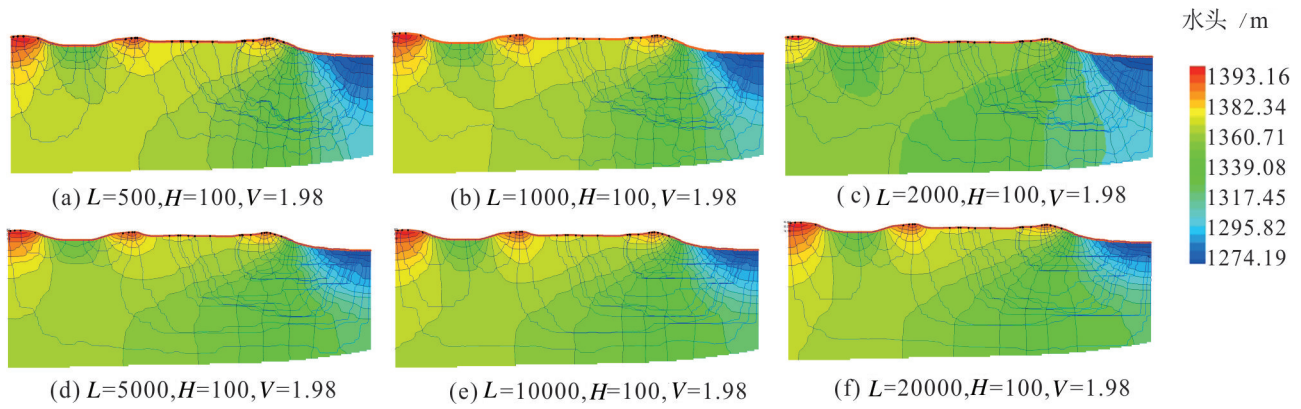


图6 不同水平相关长度对应的剖面流网模拟结果
Fig.6 Simulation results in different horizontal correlation lengths

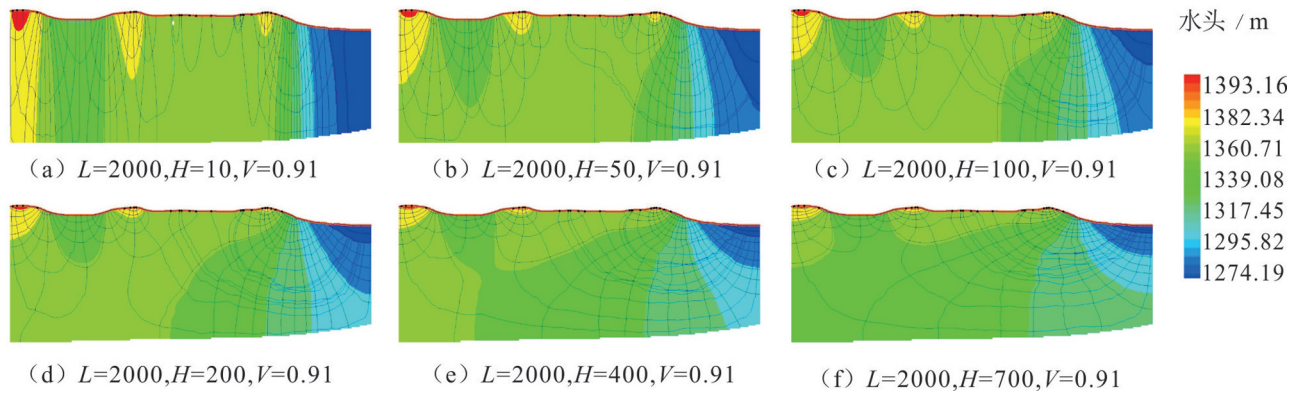


图7 非均质条件下不同各向异性对应的剖面流网模拟结果
Fig.7 Simulation results in different kinds of anisotropy under heterogeneous case

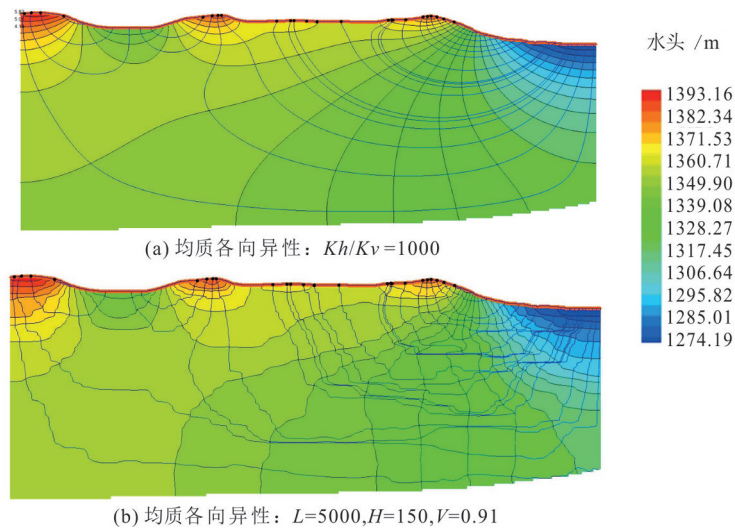


图8 与实际条件接近的剖面流网模拟结果
Fig.8 Simulation result close to actual condition

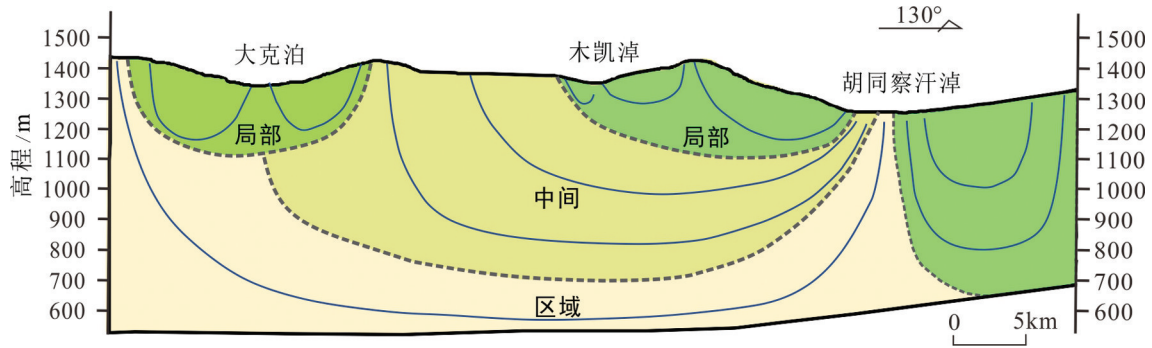


图9 鄂尔多斯盆地北部典型剖面地下水流模式示意图

Fig.9 A schematic diagram of groundwater flow patterns in the northern Ordos Basin

的巨厚含水层,含水层内地下水可穿层流动,发育了局部、中间和区域多级嵌套水流系统(图9),这与Tóth提出的地下水流动模式高度一致(侯光才等,2008;张俊,2014)。

含水层的空间异质性和各向异性是含水层非均质的两个重要方面,二者共同作用影响和控制着区域地下水流模式。鄂尔多斯盆地白垩系地下水流系统各级系统水平规模与垂向深度比值为5000~10000,而Toth假设的均质各向同性盆地模型各级系统水平规模与垂向深度的比值为1~2,二者水流系统结构差异巨大。鄂尔多斯盆地白垩系含水层在不同尺度上都存在层状非均质性,实验室尺度上含水层各向异性表现为粉砂、细沙到粗砂的变化,场地尺度上表现为砂岩和泥岩的沉积相旋回。不同尺度上层状非均质的叠加效应,会造成含水层各向异性随研究尺度呈指数增大(Begg, 1985; Bethke, 1989),具有明显的尺度效应。由于后期构造活动较弱,白垩系地层产状近似水平,含水层水平和垂向渗透系数存在较大差异,且表现出各向异性的特点。受此影响,地下水垂向流动受到抑制,而水平流动占据优势,地下水更倾向于水平流动,对各级水流系统的循环深度具有明显的控制作用。这是鄂尔多斯盆地地下水流系统结构与Tóth水流模型存在差异的主要原因(张俊等,2012)。

在大尺度地下水流模拟时,当采用均质等效各向异性方法来刻画含水层非均质特征时,很容易导致各向异性值偏大失真的现象,给模型模拟带来巨大的不确定性。同时,由于模拟剖分尺度与含水层参数测量尺度的不匹配,实测参数难以代表模型参数,这进一步加剧了模型的不确定性。本次研究采用随机模拟的方法刻画含水层的非均质性,有助于

深入认识随机层状非均质介质对地下水流模式的控制作用,并能较好解释等效均质各向异性偏大的内在原因。但实际上,各向异性参数本身在空间上也表现出很强的空间异质性特点,且具有随机特征(Yeh, et al., 1996),在水流模型中采用统一参数将其均质化,仍然是一种近似的等效处理手段。

此外,采用与地下水流向基本一致的二维剖面模型进行模拟分析,是地下水流系统理论研究的常用手段(梁杏等,2012;Liang et al., 2013)。但由于三维流的存在,不同深度或不同系统的地下水流方向与剖面方向很难一致,二维模型得到的剖面地下水流场与三维模型可能存在差异(张志远等,2016),后续研究应该开展三维模型的模拟研究,以检验二维模型取得的规律是否具有普适性。此外,前人对于鄂尔多斯高原的地下水流系统研究为整个鄂尔多斯高原,由于流动系统的循环深度有很强的地段性,且二者模型尺度不同,因此前人得到的不同水流系统循环深度作为本次模拟研究的约束条件存在一定的不确定性。这些问题都给地下水流系统模拟研究带来很大的不确定性。另一方面,地下水流系统是介质场、水动力场、水化学场、温度场等多场统一的有机整体(梁杏等,2012)。因此,后期研究需要用本次研究剖面上的水动力场、化学场及同位素年龄等多种信息的约束(蔡月梅等,2016),尤其是用分层数据加以校核,开展多学科综合研究方法的多场耦合模拟分析,来有效降低模型的不确定性,从而将地下水流系统的研究从理论研究进一步推向实际。

5 结论

(1)鄂尔多斯盆地白垩系砂岩含水层不同尺度

上层状非均质性的叠加效应,会造成含水层宏观各向异性显著增大,对区域尺度各级地下水流系统的循环深度具有明显的控制作用。

(2)渗透结构随机模拟的非均质各向异性条件下,采用水平相关长度、渗透系数方差和各向异性值三个变量生成随机场,能很好地刻画区域尺度含水层层状非均质性特征及其对地下水流系统的控制和影响,并能较好解释大尺度地下水流模拟时等效均质各向异性偏大的内在原因。

(3)大尺度地下水流模拟时,含水层非均质性难移准确刻画,会造成地下水流模型具有很大不确定性。区域地下水流模拟需要水动力场、化学场及同位素年龄等多种约束条件,尤其是分层数据加以校核,并采用多场耦合模拟分析来降低模型的不确定性。

References:

- Ameli A A, McDonnell J J, Bishop K. 2016. The exponential decline in saturated hydraulic conductivity with depth: A novel method for exploring its effect on water flow paths and transit time distribution[J]. *Hydrological Processes*, 30(14): 2438–2450.
- Begg S H, King P R. 1985. Modelling the effects of shales on reservoir performance: Calculation of effective vertical permeability[C]// SPE Reservoir Simulation Symposium. Society of Petroleum Engineers.
- Bethke C M. 1989. Modeling subsurface flow in sedimentary basins[J]. *Geologische Rundschau*, 78(1): 129–154.
- Cai Yuemei, Wang Wenxiang, Zhang Mingjiang, Yin Xiulan, Cai Wutian, Wang Ruijiu, Li Wenpeng. 2016. An analysis of the groundwater flow system based on environmental isotopes in Turpan basin[J]. *Geology in China*, 43(4): 1439–1445(in Chinese).
- Cao G, Han D, Currell M J, Zhang C. 2016. Revised conceptualization of the North China Basin groundwater flow system: Groundwater age, heat and flow simulations[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 127: 119–136.
- Cardenas M B, X W Jiang. 2010. Groundwater flow, transport, and residence times through topography-driven basins with exponentially decreasing permeability and porosity[J]. *Water Resources Research*, 46, W11538.
- Chen Mengxiong, Ma Fengshan. 2002. *China Groundwater Resources and Environment*[M]. Beijing: Seismological Press (in Chinese).
- Deutsch C. 1989. Calculating effective absolute permeability in sandstone/shale sequences[J]. *SPE Formation Evaluation*, 4(03): 343–348.
- Fogg G E. 1986. Groundwater flow and sand body interconnectedness in a thick, multiple-aquifer system[J]. *Water Resources Research*, 22(5): 679–694.
- Fogg G E. 1986. Groundwater flow and sand body interconnectedness in a thick, multiple-aquifer system[J]. *Water Resources Research*, 22(5): 679–694.
- Freeze R A, Witherspoon P A. 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation[J]. *Water Resources Research*, 3(2): 623–634.
- Gleeson T, Manning A H. 2008. Regional groundwater flow in mountainous terrain: Three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls[J]. *Water Resources Research*, 44(10): .
- Haitjema H M, S Mitchell-Bruker. 2005. Are water tables a subdued replica of the topography? [J]. *Ground Water*, 43(6): 781–786. doi: 10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x.
- Hao Z, Kang S. 2006. Current situation and development trend of numerical simulation of groundwater system[J]. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 26(1):77–81.
- Hou Guangcai, Zhang Maosheng. 2008. *The Research of Groundwater Exploration in the Ordos Basin* [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- James R Craig. 2008. Analytical solutions for 2D topography-driven flow in stratified and syncline aquifers[J]. *Advances in Water Resources*, 31:1066–1072.
- Jiang X W, Wan L, Ge S, Cao G L, Hou G C, Hu F S, Wang X S, Li H L, Liang S H. 2012. A quantitative study on accumulation of age mass around stagnation points in nested flow systems[J]. *Water Resources Research*, 48(12):1–14.
- Jiang X W, X S. Wang L. Wan, S Ge. 2011. An analytical study on stagnation points in nested flow systems in basins with depth-decaying hydraulic conductivity[J]. *Water Resources Research*, 47: 1–16.
- Koltermann C E, Gorelick S M. 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits: A review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches[J]. *Water Resources Research*, 32(9): 2617–2658.
- Lee S Y, Carle S F, Fogg G E. 2007. Geologic heterogeneity and a comparison of two geostatistical models: Sequential gaussian and transition probability-based geostatistical simulation[J]. *Advances in Water Resources*, 30(9): 1914–1932.
- Liang X, Quan D, Jin M, Liu Y, Zhang R Q. 2013. Numerical simulation of groundwater flow patterns using flux as upper boundary[J]. *Hydrological Processes*, 27:3475–3483.
- Liang Xin, Zhang Renquan, Niu Hong, Jin Menggui, Sun Ronglin. 2012. Development of the theory and research method of groundwater flow system [J]. *Geological Science and Technology Information*, 31(5): 143–150 (in Chinese with English abstract) .
- Luo Jie, Wang Wenke, Duan Lei, Li Ying, Zhang Zaiyong. 2020. Dynamic analysis of groundwater level in Yinchuan Plain[J].

- Northwestern Geology, (1):195-204(in Chinese with English abstract).
- Marklund L, Wörman A. 2007. The impact of hydraulic conductivity on topography driven groundwater flow[J]. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. E-7*: 159-167.
- Sun Houyun, Mao Qigui, Wei Xiaofeng, Zhang Huiqiong, Xi Yuze. 2018. Hydrogeochemical characteristics and formation evolutionary mechanism of the groundwater system in the Hami basin[J]. *Geology in China*, 45(6): 1128-1141(in Chinese with English abstract).
- Tóth J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins[J]. *Journal of Geophysical Research*, 68(16): 4795-4812.
- Tóth J. 1999. Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations[J]. *Hydrogeology Journal*, 7(1): 1-14.
- Winter T C. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems[J]. *Hydrogeology Journal*, 7(1): 28-45.
- Yeh T C J, Jin M, Hanna S. 1996. An iterative stochastic inverse method: Conditional effective transmissivity and hydraulic head fields[J]. *Water Resources Research*, 32(1): 85-92.
- Zech A, Zehner B, Kolditz O, Attinger, S. 2016. Impact of heterogeneous permeability distribution on the groundwater flow systems of a small sedimentary basin[J]. *Journal of Hydrology*, 532: 90-101.
- Zhang Eryong, Tao Zhengping, Wang Xiaoyong, Cui Xudong, Yin Lihe. 2012. A study of vegetation response to groundwater on regional scale in northern Ordos Basin based on structure chart method[J]. *Geology in China*, 39(3): 811-817(in Chinese with English abstract).
- Zhang Jun, Hou Guangcai, Zhao Zhenhong, Yin Lihe, Wang Dong. 2012. Analysis of structural control factors for groundwater flow system based on numerical simulation of profile—Case study of typical northern profile of Ordos Cretaceous Basin[J]. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 32(2): 18-22 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Jun, Hou Rongzhe, Yin Lihe, Ma Hongyun, Huang Jinting. 2017. Formation and influencing factors of regional groundwater flow systems[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 44(4):8-14 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Jun, Yin Lihe, Hou Guangcai, Jiang Xiaowei. 2014. A recent review of regional groundwater flow theory—International symposium on regional groundwater flow theory, applications and future development[J]. *Northwestern Geology*, (3): 200-204 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Renquan, Liang Xin, Jin Menggui, Zhou Aiguo, Sun Ronglin. 2005. The trends in contemporary hydrogeology[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 32(1):51-56(in Chinese with English abstract).
- Zhang Renquan, Liang Xin, Jin Menggui, Wan Li, Yu Qingchun. 2011. *Fundamentals of Hydrogeology*[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Zhou Yangxiao, Li Wenpeng. 2009. Modeling of regional groundwater flow[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 36(1):1-10(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 蔡月梅, 王文祥, 张明江, 殷秀兰, 蔡五田, 王瑞久, 李文鹏. 2016. 基于环境同位素分析吐鲁番盆地地下水流系统[J]. *中国地质*, 43(4): 1439-1445.
- 陈梦熊, 马凤山. 2002. *中国地下水资源与环境*[M]. 北京: 地震出版社.
- 郝治福, 康绍忠. 2006. 地下水系统数值模拟的研究现状和发展趋势[J]. *水利水电科技进展*, 26(1):77-81.
- 侯光才, 张茂省. 2008. *鄂尔多斯盆地地下水勘查研究*[M]. 北京: 地质出版社.
- 梁杏, 张人权, 牛宏, 靳孟贵, 孙蓉琳. 2012. 地下水流系统理论与研究方法的发展[J]. *地质科技情报*, 31(5): 143-150.
- 罗杰, 王文科, 段磊, 李英, 张在勇. 2020. 银川平原地下水位变化特征及其成因分析[J]. *西北地质*, (1):195-204.
- 孙厚云, 毛启贵, 卫晓锋, 张会琼, 蕙玉泽. 2018. 哈密盆地地下水系统水化学特征及形成演化[J]. *中国地质*, 45(6):1128-1141.
- 张二勇, 陶正平, 王晓勇, 崔旭东, 尹立河. 2012. 基于植被结构分析法的生态植被与地下水关系研究——以鄂尔多斯盆地内蒙古能源基地为例[J]. *中国地质*, 39(3): 811-817.
- 张俊, 侯光才, 赵振宏, 尹立河, 王冬. 2012. 基于剖面数值模拟的地下水流系统结构控制因素——以鄂尔多斯白垩系盆地北部典型剖面为例[J]. *水利水电科技进展*, 32(2): 18-22.
- 张俊, 尹立河, 侯光才, 蒋小伟. 2014. 区域地下水理论最新进展——区域地下水理论、应用与发展国际研讨会综述[J]. *西北地质*, (3):200-204.
- 张俊, 侯荣哲, 尹立河, 马洪云, 黄金廷. 2017. 盆地地下水流系统形成与影响因素分析[J]. *水文地质工程地质*, 44(4):8-14.
- 张人权, 梁杏, 靳孟贵, 周爱国, 孙蓉琳. 2005. 当代水文地质学发展趋势与对策[J]. *水文地质工程地质*, 32(1):51-56.
- 张人权, 梁杏, 靳孟贵, 万力, 于青春. 2011. *水文地质学基础*[M]. 北京: 地质出版社.
- 张志远, 蒋小伟, 王俊智, 万力. 2016. 基于二维和三维模型的盆地典型剖面流场对比[J]. *水文地质工程地质*, 43(3):1-6.
- 周仰效, 李文鹏. 2009. 区域地下水流模拟[J]. *水文地质工程地质*, 36(1): 1-10.