



地理学报 2002年第57卷第2期

华北平原地下水动态及其对不同开采量响应的计算——以河北省栾城县为例

作者: 贾金生 等

自从20世纪60年代大规模开采地下水以来, 栾城县的地下水位以每年大约0.65 m的速度下降。降雨量的减少、农业产量的大幅度提高、种植结构的变化以及上游水利工程的修建, 都与地下水位的下降有着密切联系。利用Visual Modflow软件, 在分析该县水文地质条件与水资源利用的前提下, 运用三维地下水流模型, 通过有限差分方法对栾城县的地下水系统进行了模拟, 结果表明: 5个观测孔的地下水位计算值与实测值拟合程度很好, 模拟出的地下水流场与实际情况基本一致。利用掌握的水文地质资料, 进行参数分区, 通过实测资料的校正、调参, 模拟出各分区参数值。利用校正后的数学模型, 对栾城县地下水对不同开采量的响应进行了计算, 结果如下: 在现状农业开采量 $1.01 \times 10^8 \text{m}^3$ 基础上分别减少14% ($0.14 \times 10^8 \text{m}^3$)、29% ($0.29 \times 10^8 \text{m}^3$) 和增加29% ($0.29 \times 10^8 \text{m}^3$) 的情况下, 到12月份5个观测孔的平均地下水位分别比现状地下水位上升了0.33 m, 0.64 m 和下降了 0.45 m。

华北平原地下水动态及其对不同开采量响应的计算——以河北省栾城县为例 贾金生, 刘昌明 (中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101) 摘要: 自从20世纪60年代大规模开采地下水以来, 栾城县的地下水位以每年大约0.65 m的速度下降。降雨量的减少、农业产量的大幅度提高、种植结构的变化以及上游水利工程的修建, 都与地下水位的下降有着密切联系。利用Visual Modflow软件, 在分析该县水文地质条件与水资源利用的前提下, 运用三维地下水流模型, 通过有限差分方法对栾城县的地下水系统进行了模拟, 结果表明: 5个观测孔的地下水位计算值与实测值拟合程度很好, 模拟出的地下水流场与实际情况基本一致。利用掌握的水文地质资料, 进行参数分区, 通过实测资料的校正、调参, 模拟出各分区参数值。利用校正后的数学模型, 对栾城县地下水对不同开采量的响应进行了计算, 结果如下: 在现状农业开采量 $1.01 \times 10^8 \text{m}^3$ 基础上分别减少14% ($0.14 \times 10^8 \text{m}^3$)、29% ($0.29 \times 10^8 \text{m}^3$) 和增加29% ($0.29 \times 10^8 \text{m}^3$) 的情况下, 到12月份5个观测孔的平均地下水位分别比现状地下水位上升了0.33 m, 0.64 m 和下降了 0.45 m。关键词: 地下水位; 水文地质参数分区; 地下水模拟模型; 地下水开采量; 华北平原中图分类号: P343 华北平原 (指黄河以北, 西倚太行山、东临渤海的平原地区) 是我国政治、经济和文化的中心地带, 1987年工业总产值约占全国总数的1/5, 粮食总产量约占全国的1/7[1]。华北平原做为21世纪前10年我国新的经济快速增长区, 在国家粮食安全、能源、原材料工业和城市化发展等方面拥有无可替代的作用。但是, 华北平原的人均水资源量只有450 m³左右, 远低于国际公认的人均水资源危机线, 是我国经济发展过程中受水资源制约最严重的地区之一[1]。华北平原大规模开采地下水始于20世纪60年代。机电井的数目由20世纪60年代的1800眼猛增到1997年的700 000眼。与此同时, 浅层地下水年开采量由20世纪60年代的3 885 km³上升到20世纪70年代的7 913 km³和1985年到1997年多年平均的10 579 km³。持续的地下水过量开采导致了华北平原地下水位的下降。根据河北平原600眼浅层地下水观测井的资料分析, 地下水位的平均埋深由1983年的7.23m下降到1993年的11.52m, 年平均下降0.43m[2]。华北平原是我国开展地下水研究最早的地区之一。早在20世纪50年代就开始在全区开展水文地质普查, 20世纪60年代就对全区地下水资源做出了初步评价 (陈梦熊教授)[3]。“六五”期间国家攻关第38项研究课题“华北地区水资源评价和开发利用研究”从水文地质学及水文学的角度, 对平原区水文地质参数作了大量分析试验研究工作, 从依据的基础理论到计算精度都比以往的工作提高了一大步[4]。“七五”期间国家科技攻关第57项研究课题“华北地区地下水资源评价”在38项基础上, 对降水入渗补给量、山丘区地下水资源量和地下水的可开采量作了深入分析计算, 给出了按水文地质单元、水资源分区和行政区计算的地下水资源量、总补给量和可开采量[4]。以上工作是对大区域水资源的评价, 重点是为国家制定宏观经济发展规划提供决策依据。针对栾城县的水资源评价, 尤其是地下水资源评价, 则工作做得不多。比较系统深入地研究栾城县地下水资源是1979年由中国科学院、河北省栾城县自然资源考察队完成的栾城县农业自然资源调查和农业区划报告中的水利资源分册[5]。但以实际调查资料的汇总为主, 在计算理论、方法及手段上没有改进。栾城县最近的水资源评价[6]是1993年由栾城县水利局完成的, 重点对现状水平年用水量和用水调整方案作了调查与分析计算, 地下水部分借鉴了《河北省地下水资源评价报告》中的数值。Modflow是当前地下水数值模拟领域的权威软件。吴剑峰、武强、魏林宏等对Modflow的原理、功能及应用前景作了论述[7, 8, 9], 但没有具体应用实例。何杉[10]应用Processing Modflow对海河流域的一个假定排污河作了分析计算, 也只是理想情况。本文根据栾城县水文地质条件, 建立了三维地下水流模型, 应用Visual Modflow 2.8.1 软件, 对栾城县地下水进行了数值模拟, 对不同开采量影响地下水的作用进行了评价, 是该软件在我国的一次成功应用, 对指导合理用水、缓解地下水位下降具有现实意义。1 地下水位下降的影响因子栾城县位于河北省西南部, 西靠太行山, 东部是辽阔的华北大平原, 是滹沱河、槐沙河冲、洪积扇的一部分, 地形从西北缓缓向

东南倾斜,地面高程在45-66 m之间,地面坡度在1/500~1/1000之间。栾城县属于华北暖温带半湿润地区,受大陆性季风气候的影响,四季分明,春季干燥多风,夏季炎热多雨,秋季温和凉爽,冬季寒冷寡照、少雨雪。栾城县多年平均气温12.2 oC, ≥ 10 oC的积温425 1 oC,无霜期191天,年日照时数2544小时,相对湿度65%,多年平均年蒸发量1644.5 mm,年平均风速2.6 m/s,多年平均降雨量48 3.5 mm (1949-2000年)[11, 12]。栾城县农业发达,是华北平原重要的商品粮基地。栾城县地下水资源丰富,是历史悠久的井灌区,农田灌溉以开采地下水为主。全县机井由1953年的20眼增长到1999年的9558眼,粮食产量由1952年的 3.89×10^4 吨增长到2000年的 2.76×10^5 吨[13, 14],而地下水埋深由1949年的3-4m下降到2000年的20-30m。由于地下水位的下降,造成了大量机井的报废和抽水机泵的淘汰、更新,给当地农民造成了很大的经济负担。同时,由于地下水位的连年下降,加剧了表层土壤污染物向深层的运移,不同程度地污染了地下水,尤其在退水渠两岸更加明显。因此,如何采取有效措施,减少地下水位的下降已成为许多有识之士的共识。

1.1 降雨量

大气降水是地下水、地表水的源泉,尽管由于受地质及水文地质条件影响,地下水的形成具有地域性特点,但与区域间的水循环密切相关。大气降水的年际变化(气候干湿变化)和年内分配都直接影响地下水的变化。以城关0604号地下水水位观测井为例分析(图1),从1972年到2000年地下水水位总的变化趋势是下降的,由1972年的40.86 m下降到2000年的21.93 m,平均每年下降0.65 m。地下水位的下降速度是与降雨量的多年变化相一致的。由降雨资料分析,1972-1980年平均年降雨量为479.5 mm,1981-1990年为463.7 mm,1991-2000年为401.1 mm,10年间平均值是逐渐减少的。因此,可以说降雨量是影响地下水水位变化的一个重要因素。同时,在1976、1977年连续两个大雨年和1982、1990、1996年几个较大降雨年后,地下水水位都有所回升,这更加说明了二者关系的密切。降雨量大时会有更多的降雨和河流入渗补给地下水,同时,农业灌溉用水量相对减少,二者共同作用促进了地下水位的短暂回升。

1.2 粮食生产用水和作物种植结构

1.2.1 粮食产量

作物产量的形成是作物光合作用与蒸腾作用共同作用的结果。一般来说,作物产量与需水量成正比,即产量愈高,需水量愈大。在自然降水不能满足作物生长发育需水时,灌溉就成为粮食稳产、高产的重要手段。在全球气候变暖 and “厄尔尼诺”现象影响的大背景下,粮食产量的提高是以大量超采地下水为代价的。1974-2000年全县粮食产量与平均地下水位的的关系可以看作是“X型”(图2),粮食产量由1974年的 1.50×10^5 吨增长到1999年的 3.18×10^5 吨和2000年的 2.76×10^5 吨[13, 14],而地下水位则由1974年的43.6 m下降到2000年的29.1 m。在粮食产量增长的背后,却是地下水位大幅下降的严重局面。粮食产量的大量增长,作物消耗掉了大量土壤水分,造成补给地下水的入渗量大大减少,也是地下水位连年下降的一个重要原因。当然,粮食产量的增长同品种改良、施用化肥等农作、农艺措施的进步也有关系,但起决定作用的还是灌溉。

1.2.2 作物种植结构

一般来说,冬小麦和夏玉米全生育期需水量约1000 mm,而栾城县多年平均降雨量仅为480 mm,而且80%集中在7-9月份,降雨的时程分配不能与作物需水临界期相一致,为了获得高产,只能依靠灌溉来满足作物耗水。以冬小麦为冬例,冬小麦生育期的降雨量多年平均为150 mm左右,而冬小麦全生育期需水量约500 mm左右,在冬小麦需要大量水分的3、4、5月份,多年平均降雨量只有不到100 mm,因此,不得不靠抽取地下水灌溉来满足冬小麦生长发育的需要。这种农业灌溉的集中开采,严重破坏了地下水的天然循环规律,导致地下水位的连年下降。从1967年开始,冬小麦、夏玉米大耗水量作物的种植面积急剧增加,其它低耗水量(棉花、谷子、油料、薯类等)作物种植面积大量减少(图3)[13, 14]。作物种植结构的重大调整,对当地的地下水资源造成了沉重的负担。同时,随上层包气带厚度的增长和作物大量吸收利用土壤水,灌溉和降雨补给地下水的量越来越少,这种采补失衡导致了地下水位的下降。

1.3 上游水利工程

20世纪80年代以前栾城县境内有交河、冶河、沙河、泥河4条季节性河流,4河多年平均总径流量可达 0.454×10^8 m³,但是,截止到1978年底,在交河、沙河及泥河的上游修建了 10×10^4 m³以上的中小型水库31座,总库容约 1.1×10^8 m³[5],从而造成了沙河、泥河不但正常年份无水下泄,而且丰水年也少有水下泄的局面,冶河河道更是被平为耕地,失去了排涝的作用。河流来水的减少,加剧了栾城县地下水位的下降。

2 栾城县地下水模拟模型

2.1 水文地质条件

栾城县属太行山前平原区水文地质单元的一部分,第四系覆盖从西北向东南逐渐增厚。按沉积次序及岩性可分为2个亚区:滹沱河冲、洪积扇亚区与槐沙河冲积扇亚区。

2.1.1 滹沱河冲、洪积扇亚区

分布于栾城县的北部、中部及东南部,根据岩性可分为4个含水岩组。第I含水岩组(Q4):底板埋深在12-20 m。含水层一般0-2层,单层厚2-5 m。颗粒一般为细—中细砂,赋有孔隙潜水,量小无单独成井价值。第II含水组(Q3):底板埋深60-120 m。含水层3-7层,单层厚度,北部为5-15 m,局部达20 m,南部渐薄。颗粒从北向南由粗变细。该组与第I含水层有密切水力联系,属微承压含水岩组,是目前的主要开采段。单井涌水量北部为50-70 m³/hm,中部为30-50 m³/hm,南部及西部边缘小于30 m³/hm。第III含水组(Q2):底板埋深160-230 m。含水层5-10层,单层厚3-7 m,单井涌水量14.7 m³/hm,含水层岩性,上段以中砂、中细砂为主,个别地方含卵砾石,下段以粗砂、粗中砂含卵石为主。本含水组顶部有一厚度10-30 m,以亚粘土—亚砂土为主组成的稳定隔水层,使其成为承压水。第IV含水组(Q1):含水层变化很大,底板埋深308-421 m,含水层0-10层,单层厚5-15 m[12, 6]。

2.1.2 槐沙河冲积扇亚区

位于栾城西南,含水组底板埋深40-80 m,含水层厚22-24 m,岩性以中粗砂及砂砾石为主,单井涌水量小于30 m³/hm。矿化度小于0.5 g/l [12, 6]。两个亚区结合部位含水层交错层叠,连在一起,可视为统一的含水层。目前栾城县的地下水主要开采段为第I、II含水组,属于混合开采,因此,所建模型主要模拟主要开采层段的地下水情况。

2.2 水文地质概念模型

2.2.1 地下水系统的基本分析

从以上的水文地质条件和当地地下水资源的利用情况分析,现阶段栾城县地下水系统属于降水、灌溉入渗补给—农业开采型,研究区基本上构成了地下水补、径、排的完整系统。其主要补给源有2:(1)侧向补给,即西北部山前侧向补给;(2)垂向补给,包括降雨入渗、灌溉回归及河渠入渗补给。地下水的排泄以农业开采为主,其东南方向的侧向流出量很小。由于地下水埋深较大,蒸发量接近于零。地下水流向为由西北流向东南,水力坡度与地形坡度大体一致。而在地下水大规模开采前的天然状态时,补给项主要为河流入渗、降雨入渗、侧渗及灌溉回归(地表水灌溉),排泄项主要为侧向流出及潜水蒸发。

2.2.2 水文地质条件概化

计算区的南北边界与地下水位等值线近似直交,虽有水量流进流出,但流量很小,视其为零流量边界;西北部边界侧向流入量较大,且研究程度很高,可以给出较为可靠的侧向流量数据,因此作为第二类边界(流量边界)处理。东南边界近似与地下水位等值线平行,水力坡度变化不大,视其为变流量(依靠水位确定流量)边界[15, 16]。计算区的底边界为一相对隔水的粘土层,将其视为隔水边界,计算区的包气带岩性为

亚砂土及中细砂,局部有亚粘土,含水层接受降雨、灌溉及河渠的入渗补给。计算区地下水赋存于第四系上新统一全新统松散地层中,含水层为非均质各向异性的潜水含水层,区内地下水位连年下降,水流呈非稳定流状态,按三维流考虑。

2.3 数值模拟模型

根据上述水文地质条件,可以得到研究区的地下水数学模型如下[15, 17]:

$$\frac{\partial}{\partial t} (S + S^* - W) = S (2-1) \quad h(x, y, z, 0) = h(x, y, z) \quad (2-2)$$
$$K(h - B) \quad | \text{?} \text{?} = -q(x, y, z, t) \quad (2-3)$$

式中: h 为潜水面高程 (m), B 为含水层底部高程 (m), $q(x, y, z, t)$ 为边界单宽流量 (m^2/T), W 为源汇项的代数和 (m^3), $h(x, y, z)$ 为初始水位 (m), K_x, K_y, K_z 为分别为沿 x 轴、 y 轴、 z 轴的含水层渗透系数 (m/d), S_y 为给水度 (无量纲), 为流量计算边界, n 为内法线, t 为时间。

2.3.1 模型求解

求解过程采用 Waterloo Hydrogeologic Inc. 公司的 Visual Modflow 2.8.1 (1999年) 软件, 它以美国地质调查局 (U.S. Geological Survey) 开发的 MODFLOW (“Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model”) 为内核, 将 MODFLOW、MODPATH、MT3D 和 PEST 几个计算模块高度集成, 是当前地下水模拟软件中具有很高权威的专业软件 [18, 19]。本次计算将第 I、II 含水组合并为一层, 计算区域划分为 30 行、30 列, 共 900 个单元 (图 4)。其中: 无效计算单元 390 个, 有效计算单元 510 个, 流量计算单元 26 个。本次计算调用的外应力学子程序包为水井子程序, 所有补给项和排泄项都用注水井和抽水井的方式来表示。在分析降雨资料的前提下, 通过实地调查, 利用已有的观测资料, 确定河流来水量、农田灌溉的时间及灌水量, 最终确定注水井及抽水井的工作制度。模型计算过程则用 Waterloo Hydrogeologic Inc. 公司最新推荐的 WHI 子程序包。整个模拟过程分为 12 个应力期, 每个应力期为 1 个月, 时间步长为 10 天。模型运行时, 选择了 Modflow 和 Zone Budget 2 个选项, 对研究区域的地下水流和区域水平衡进行了模拟。

2.3.2 模型校正

利用建立的数学模型, 计算观测孔所在单元的水头, 并和实测的水头进行对比, 从而反求有关的水文地质参数。本次计算选用 5 个观测孔, 都分布在第 I、II 含水层中。校正时间从 1990 年 1 月 1 日到 1990 年 12 月 31 日, 时间步长为 30 天, 共 12 个时段, 通过反演求参, 得出含水层渗透系数和给水度的大小及分区结果 (表 1、图 5)。5 个观测孔的拟合情况与统计参数见图 6、表 2。由图 6 和表 2 可以看出, 5 个观测孔的平均水位误差最大值为 0.14 m, 正负误差比较均衡, 系统稳定性较好, 表明所建的数学模型、对水文地质条件的概化、边界条件的确定都与研究区域实际情况吻合较好。利用此模型进行模拟计算, 结果是可靠的。

3 地下水动态对不开同开采量响应的计算

根据水均衡原理, 利用校正后的数学模型, 对不同农业开采量及其对地下水资源的影响进行分析。以 1990 年实际水资源利用情况为基础, 1990 年降雨量达 680 mm, 属于丰水年, 降雨分配比较适合农作物的利用, 为了缓解地下水位的下降趋势, 减少农业开采量, 在现状农业开采量 $1.01 \times 10^8 \text{ m}^3$ 基础上分别减少 $0.14 \times 10^8 \text{ m}^3$ (50 mm)、 $0.29 \times 10^8 \text{ m}^3$ (100 mm), 通过计算分别求得 5 个观测孔的地下水位的值; 同时作为对照计算了进一步增加开采量 100 mm 地下水位的值 (表 3)。在农业开采量分别减少 50 mm、100 mm 的情况下, 6 月份的地下水位分别比现状开采量回升了 0.25 m、0.56 m, 12 月份的地下水位分别回升了 0.33 m、0.64 m (表 3)。但是, 随开采量的减少, 地下水位的回升速度不是直线增加的。减少 50 mm 时, 地下水位比现状开采量时平均回升了 0.25 m (6 月份) 和 0.33 m (12 月份); 减少 100 mm 时, 地下水位比减少 50 mm 时回升了 0.31 m (6 月份) 0.31 m (12 月份); 而增加 100 mm 时, 比现状地下水位又下降了 0.65 m (6 月份) 0.45 m (12 月份)。地下水位的变化与当地降雨量的大小及时程分配、地下水开采量的大小及时程分配和上游河流来水情况密切相关, 但从分析地下水位的年内变化可知, 冬小麦灌溉期的农业集中开采是引起地下水位急剧变化的主要原因。地下水位的回升是所有补给项与排泄项共同作用的结果, 而且开采量的变化与降雨和上游河流来水具有必然联系, 因此, 我们用回升率来表示不同开采量对地下水水位的影响。它的大小取决于地下水位的变化与开采量变化的比值。在具体计算时, 我们假定 50 mm 为 1, 依此类推, 100 mm 就是 2。减少 50 mm 开采量时的地下水位回升率为 0.33 m (12 月), 再减少 50 mm, 即 100 mm 时的地下水位回升率为 0.31 m (12 月)。地下水位的回升速率是降低的。由此可见, 要想使地下水位恢复到天然状态时的情景, 必须有更多的外来水量补给地下水, 这为拟议中的“南水北调”的必要性提供了例证。

4 结论

本文从分析华北平原以往的地下水资源评价结果入手, 具体分析了影响栾城县地下水动态变化的因素, 成功应用 Visual Modflow 软件模拟了栾城县地下水运动规律, 通过以上工作, 我们获得了以下几点认识: (1) 水资源短缺将继续成为制约华北地区经济发展的重要因素。在没有连续大雨年和外来调水的情况下, 华北平原的地下水面临枯竭, 水环境情势将进一步恶化。(2) 降雨量、农业产量、作物种植结构和区域间的水资源分配都与地下水的动态变化有着密切联系。特别是农业节水对维持地下水可持续性利用十分重要。(3) 在地下水含水层比较连续、变化不大的山前平原地区, 以混合开采为主的第 I、第 II 含水组可以作为一个含水层考虑, 水力传导系数和给水度可以按照岩性和含水层厚度加权平均求出。(4) 在没有外来引水的情况下, 通过充分利用降水和提高灌溉效率来减少农业灌溉用水是缓解地下水位下降的重要手段。模型模拟的不同开采量时地下水位的响应变化, 对指导合理用水、缓解地下水位持续下降、实现地下水资源的持续利用具有现实意义。

参考文献 (References) Groundwater Dynamic Drift and Response to Different Exploitation in the North China Plain: A Case Study of Luancheng County, Hebei Province JIA Jin-sheng, LIU Chang-ming (Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China) Abstract: The groundwater table has been declining at a rate of 0.65 m/yr in Luancheng County since pumping groundwater on a large scale in the 1960s. The decrease of the precipitation, large increase of the agricultural output, variation of the crop growing structure and the building of the hydraulic project in the headwater area all tie up with the decline of the groundwater table. On the basis of analyzing the hydrogeological condition and the water resources utilization of Luancheng County, we build a three-dimensional groundwater flow model, and simulate the groundwater flow through finite-difference method using Visual Modflow software. We divide the research field into four parts after analyzing the hydrogeological condition. After calibrating and adjusting parameters using measured data, we simulate the parameters of hydraulic conductivity and specific yield. Using the calibrated model, this article analyzes the agricultural water saving potentiality and its influence on the groundwater. The results are as follows: (1) if we decrease the pumping water by $0.14 \times 10^8 \text{ m}^3$, the average groundwater table of five observation wells in December will rise by 0.33 m; (2) if w

e decrease the pumping water by 0.29×10^8 m³, the average groundwater table of five observation wells in December will rise by 0.64 m; (3) if we increase the pumping water for 0.29×10^8 m³, the average groundwater table of five observation wells in December will decline by 0.45 m. So we can draw a conclusion that controlling the agricultural water use is an important way to prevent the groundwater table's decline. Key words: groundwater table; Visual Modflow; zonation of the hydrogeological parameters; groundwater simulation model; groundwater exploitation; the North China Plain

关键词： 地下水位；水文地质参数分区；地下水模拟模型；地下水开采量；华北平原