

基于面积 - 高程积分的地下水动态分析——以泾惠渠灌区为例

徐 斌^{1,2,3}, 王金凤^{1,2,3}, 张 艳⁴, 金 岚⁴, 李换换⁴, 熊玉晴⁴

1. 长安大学 环境科学与工程学院, 西安 710054

2. 长安大学 水与发展研究院, 西安 710054

3. 长安大学 旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室, 西安 710054

4. 长安大学 地球科学与资源学院, 西安 710054

摘 要: 为了研究泾惠渠灌区的地下水动态特征, 探讨面积 - 高程积分在地下水动态分析中的可行性, 利用 ArcGIS 空间分析工具计算了灌区地下水面积 - 高程积分数据, 绘制了不同时期的地下水面积 - 高程积分曲线, 分析了灌区地下水水位与储存量动态特征。结果显示: 1978—2012 年, 泾惠渠灌区地下水面积 - 高程积分值为 0.46、0.44、0.38、0.39, 表明地下水水位与储存量整体呈下降趋势; 1991—2012 年, 410.00—446.19 m 水位区间面积由 1978 年的 2.54 下降为 0, 342.51—360.00 m 水位区间面积多年持续增加, 中等水位区间存在演化差异性, 反映出不同时期地下水开发强度具有空间变异性; 以 1978 年为基准, 至 2012 年地下水储存量减少约 $7.08 \times 10^8 \text{ m}^3$; 降水、地表水引水量、人工开采是影响泾惠渠灌区地下水动态的重要因素, 补排失衡是引起灌区地下水储存量下降的主要原因。研究表明: 面积 - 高程积分曲线可以表征地下水水位空间结构特征和储存量的变化情况, 利用面积 - 高程积分值能够近似估算地下水储存量变化量, 证明了面积 - 高程积分在地下水动态研究中具有一定的实用性。

关键词: 面积 - 高程积分; 地下水; 动态; 分析; 泾惠渠灌区

Groundwater dynamic analysis based on hypsometric integral: a case study of Jinghuiqu irrigation district, China

XU Bin^{1,2,3}, WANG Jinfeng^{1,2,3}, ZHANG Yan⁴, JIN Lan⁴, LI Huanhuan⁴, XIONG Yuqing⁴

1. School of Environmental Science and Engineering, Chang'an University, Xi'an 710054, China

2. Research Institute for Water and Developments, Chang'an University, Xi'an 710054, China

3. Key Laboratory of Subsurface Hydrology and Ecological Effects in Arid Region, Ministry of Education, Chang'an University, Xi'an 710054, China

4. School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China

收稿日期: 2018-04-06; 录用日期: 2018-06-29; 网络出版: 2018-09-14

Received Date: 2018-04-06; Accepted Date: 2018-06-29; Online first: 2018-09-14

基金项目: 高等学校学科创新引智计划 (B08039); 国家自然科学基金项目 (4171101190); 中央高校基本科研业务费专项资金 (310829171005, 310827171006)

Foundation Item: Programme of Introducing Talents of Discipline to Universities (B08039); National Natural Science Foundation of China (4171101190); Fundamental Research Funds for the Central Universities (310829171005, 310827171006)

通信作者: 徐 斌, E-mail: xubin@chd.edu.cn

Corresponding Author: XU Bin, E-mail: xubin@chd.edu.cn

引用格式: 徐 斌, 王金凤, 张 艳, 等. 2019. 基于面积 - 高程积分的地下水动态分析——以泾惠渠灌区为例[J]. 地球环境学报, 10(1): 27–37.

Citation: Xu B, Wang J F, Zhang Y, et al. 2019. Groundwater dynamic analysis based on hypsometric integral: a case study of Jinghuiqu irrigation district, China [J]. *Journal of Earth Environment*, 10(1): 27–37.

Abstract: Background, aim, and scope Groundwater is an important water resources and a significant factor in maintaining regional environmental health and ecological balance. The combined effect of human activities and climate change has led to changes in the groundwater environment that inevitably have a corresponding impact on groundwater dependent ecosystems. Therefore, an accurate analysis of the dynamic characteristics of groundwater has important practical significance for making rational strategies of groundwater exploitation, the protection of ecological balance and the sustainable development of society and economy. The hypsometric integral is a quantitative index to study the relationship between the horizontal cross-sectional area and its elevation, which is a kind of the quantitative analysis to reflect the status and erosion trend of the geomorphology. It is widely used in the research of geomorphic evolution, evaluation of lithology and tectonics, hydrological characteristics analysis of drainage basin. From the perspective of spatial data model representation of ground objects, both the shallow groundwater surface and the drainage basin topography surface can be described by digital elevation model and have the same mathematical basis for the hypsometric integral analysis. By analyzing the variation characteristics of groundwater surface, the hypsometric integral analysis provides an applicable method for studying groundwater dynamics. Jinghuiqu irrigation district is an important food and vegetable production base in Shaanxi Province where residents mainly rely on groundwater. In recent years, the groundwater level and storage in the region has been impacted by industrial and agricultural activities. The study was carried out to analyze the groundwater dynamics in the region, and discuss the role of hypsometric integral in the groundwater dynamic analysis.

Materials and methods Shallow groundwater level data in 4 periods of 1978, 1991, 2001 and 2012 was filtered by interval of about 10 a which derived from groundwater level monitoring data of Shaanxi Jinghui Canal Irrigation Administration. The normal distribution condition was verified and the abnormal data were eliminated using QQ-plot tool in the geostatistical analyst module of ArcGIS. Gaussian model was applied to fit the semivariogram and the Ordinal Kriging method was used to interpolate the data to get the groundwater surface raster data, covering the study area with a spatial resolution of 100 m for each grid. The descriptive statistical data of the groundwater level in the period of 1978—2012 was analyzed using ArcGIS and the hypsometric integral of each period is calculated. Using slice tool in ArcGIS spatial analysis tools, the groundwater level in different periods is reclassified to 11 classes. According to the definition of hypsometric curve, the proportion of the total area and the total height in the study area was calculated for the upper limit of each groundwater level class, hypsometric curves of 1978—2012 were depicted using Excel 2003. **Results** During the period of 1978—2012, the hypsometric integral of groundwater was 0.46, 0.44, 0.38 and 0.39, indicating that the groundwater level and storage was in a decreasing trend. In the period of 1991—2012, the area ratio in the groundwater level of 410.00—446.19 m decreased to 0, in comparison of 2.54% in 1978. The area in the groundwater level of 342.51—360.00 m increased continually in decades. The different trends of area ratio in groundwater level of 360.00—410.00 m showed the spatial variability of groundwater extraction in different periods. During 1978 and 1991, the area ratio difference in the groundwater level of 360.00—430.00 m was fair less, reflecting that the groundwater extraction was stable in the period. Since 2001, the area ratio within the groundwater level range has changed to different extent, reflecting the spatial evolution of groundwater extraction. In the period of 1978—2012, the groundwater storage decreased about $7.08 \times 10^8 \text{ m}^3$. **Discussion** The precipitation, amount of surface water use and groundwater exploitation was the most important factors impacting the groundwater dynamics. The unbalance of recharges and discharges was the main reason for the decrease of groundwater storage in the study area. In the period of 1978—2012, the precipitation showed a downward trend, the effective precipitation infiltration recharge decreased, and evaporation showed an upward trend, the evaporation discharge increased. With the decrease of surface irrigation water intake in the irrigation district, the irrigation infiltration recharge volume decreased from an annual average of $0.92 \times 10^8 \text{ m}^3$ in the 1980s to the current annual average of $0.28 \times 10^8 \text{ m}^3$, which aggravated the decline of the groundwater level. The ratio of irrigation canal irrigation varied drastically and ranged from 0.25 to 1.31. The average values in the 1990s

and the first decade of 21st century were 0.90 and 0.83, respectively, which had exceeded the suitable irrigation ratio of 0.35 to 0.70. While the total amount of surface water irrigation declined, the ratio of well irrigation increased significantly, and the depth of groundwater burial increased year by year, indicated that the unbalance of groundwater recharge was increasingly serious. **Conclusions** The study shows that the hypsometric curve is useful to depict the distribution characteristics of groundwater level change and storage variation, and the amount of groundwater storage variation can be derived from the hypsometric integral value. It proves that the hypsometric integral is applicable in the groundwater dynamic analysis. **Recommendations and perspectives** While using the hypsometric integral to analyze the groundwater dynamics, the study area could be divided into smaller sub-areas, and the hypsometric integral value of each sub-area would be calculated separately to depict the spatial distribution characteristics of groundwater level and storage.

Key words: hypsometric integral; groundwater; dynamic; analysis; Jinghuiqu irrigation district

20 世纪以来, 全球的用水量大幅度增加, 1900—1995 年的 95 年内全球消耗的水量增加了 6 倍, 远远大于这个时期世界人口的增长率, 水资源的短缺导致江河断流、湖泊干枯、湖面萎缩等一系列生存环境问题(安芷生和符淙斌, 2001)。地下水是水资源的重要组成部分, 是地球上最丰富且分布最广泛的淡水资源, 对于人类的生产生活、社会经济发展具有重要的意义。在我国北方地区, 地下水是工农业生产和人民生活的主要水源, 在一些干旱地区甚至是唯一的可利用水源。同时, 地下水是维系区域环境健康与生态平衡的重要因素, 人类活动与气候变化的共同作用导致地下水环境发生变化, 这必然对依赖于地下水的生态系统造成相应的影响(李佩成等, 2013)。因此, 准确地分析区域地下水动态特征, 对于合理地制定地下水资源开发利用策略、保护生态平衡和保障社会经济可持续发展具有重要的现实意义。

面积 - 高程积分是研究流域水平断面面积与其高程关系的定量指标, 能反映流域的地貌现状与侵蚀趋势, 被广泛应用于地貌演化研究(张敬春等, 2011; Mahmood and Gloaguen, 2011; Gao et al, 2013; 郭娇等, 2015; Ntokos et al, 2016)、评价岩性与构造作用(邵崇建等, 2015; 苏琦等, 2015; 刘楠漪等, 2017)、流域水文特征分析(石扬旭等, 2017)。从地物的空间数据表达角度观察, 浅层地下水表面与流域地形表面都可以使用数字高程模型进行描述, 二者进行面积 - 高程积分分析具有相同的数学基础, 可以运用面积 - 高程积分分析地下水表面的变化情况, 为研究地下水动态提供可行的技术方法。

本文介绍了面积 - 高程积分法应用于地下水动

态分析的基本原理, 以陕西省泾惠渠灌区为例, 利用 ArcGIS 的空间分析工具计算不同时期的地下水面积 - 高程积分数据, 分析灌区地下水水位动态与储量变化特征, 验证面积 - 高程积分法用于地下水动态分析可行性, 以期为区域地下水的科学研究、水资源管理和合理规划提供参考。

1 研究区概况

泾惠渠灌区位于关中平原中部, 西有泾河, 南有渭河, 东有石川河, 北接渭北黄土台塬(叶遇春, 1991)。灌区总面积约为 1300 km², 灌溉设计面积 903.3 km², 有效灌溉面积 839.3 km², 包括泾阳、三原、高陵、临潼、阎良、富平等县(区)。灌区总体地势由西北向东南倾斜, 海拔 350—450 m, 全区大部地势平坦(图 1)。灌区属于大陆性半干旱气候区, 夏季气温高, 雨量多而集中; 冬季寒冷干燥, 雨量稀少, 蒸发作用较强烈。灌区属于大型渠井双灌灌区, 是陕西省粮食主要产区之一, 地下水利用超过区域水资源利用总量的 50%(刘燕和朱红艳, 2011)。自 20 世纪中期, 灌区地表引水灌溉量逐年缩减, 为了解决用水问题, 当地大规模地开采地下水进行灌溉, 地下水动态发生了巨大变化, 致使水环境状况不断恶化, 并产生一系列生态与环境问题, 引起了广泛关注(刘燕和朱红艳, 2011)。

灌区地下水的类型主要有潜水和承压水, 其中潜水一般蓄存于第四纪全新冲积层中, 含水层主要由上更新统冲积亚砂土、亚黏土、砂砾石层组成, 厚度 13—80 m, 局部具有微承压性质。潜水主要补给源为大气降水的垂直入渗补给和灌溉渠系及田间入渗补给, 其次是微量水平侧向补给

和沿岸河水入渗补给。潜水排泄途径为垂直蒸发排泄、人工开采以及向清峪河、泾河及渭河的水

平径流排泄, 其中潜水的长期开采已成为灌区地下水最主要的排泄途径(叶遇春, 1991)。



图 1 研究区地理位置示意图
Fig.1 Location map of the study area

2 数据与方法

2.1 数据

浅层地下水水位数据选取 1978 年、1991 年、2001 年、2012 年四期间隔为 10 a 左右的实测数据, 来源于陕西省泾惠渠灌溉管理局历年地下水水位监测资料。为了便于进行高程积分计算, 利用 ArcGIS 对原始数据进行处理: 利用 ArcGIS 9.3 ArcCatalog 建立研究区空间数据库及相应的要素集合; 在 ArcMap 中导入监测点坐标数据并将水位高程作为属性数据加入到图层; 采用 ArcGIS 的地统计分析 (geostatistical analyst) 模块, 经过 QQ-plot 正态分布检验和异常点剔除, 选择 Gaussian 模型拟合半变异函数并通过 Kriging 方法插值 (Béjar-Pizarro et al, 2017; Lorenzo-Lacruz et al, 2017), 形成覆盖研究区的地下水表面栅格数据, 分辨率为 100 m×100 m (徐斌, 2015)。

2.2 面积 - 高程积分

2.2.1 基本原理

面积 - 高程积分曲线 (hypsometric curve) 即以流域高程比 (h/H) 为纵轴、面积比 (a/A) 为横轴而得到的曲线, 是以二维曲线架构描述地表三维体积残存率的地貌参数 (图 2)。其中: h 为流域内某一高程与最小高程的高差, H 为该流域的

最大高差; a 为流域某一高程的截面积, A 为该流域最小高程的截面积, 即该流域在最小高程水平面的投影面积 (苏琦等, 2015)。根据 Langbein (1947) 的研究, 面积 - 高程积分曲线最早用于获取流域坡度、雪水当量等流域水文信息。

Strahler (1952) 提出利用面积 - 高程积分曲线来反映流域的地貌演化过程, 并以面积 - 高程积分值 (hypsometric integral, HI) 对侵蚀地貌发育阶段进行定量研究。面积 - 高程积分值为流域内未被侵蚀掉的物质体积和流域被侵蚀之前总物质体积的比值 (Strahler, 1952; 常直杨, 2015), 取值范围 0 到 1, 计算公式为:

$$HI = V_1 / (V_1 + V_2) \quad (1)$$

式中: V_1 为流域地表与最小高程水平面之间所夹的体积, 即流域未被侵蚀掉的物质体积; V_2 为流域地表与最大高程水平面之间所夹的体积, 即流域被侵蚀掉的物质体积 (Strahler, 1952)。

根据面积 - 高程积分曲线定义, Strahler (1952) 将体积公式换算为以面积 - 高程曲线与坐标轴包围的面积与图形总面积的比值计算面积 - 高程积分的公式。Pike and Wilson (1971) 推导出面积 - 高程积分的近似计算公式:

$$HI = (H_{\text{mean}} - H_{\text{min}}) / (H_{\text{max}} - H_{\text{min}}) \quad (2)$$

式中: H_{mean} 、 H_{max} 和 H_{min} 分别为流域地表的平均

高程、最大高程和最小高程。

Strahler (1952) 认为, 流域地形演化时间越长, 侵蚀程度越高, 面积-高程积分值较低 ($HI < 0.4$); 地形演化时间越短, 受侵蚀程度越低, 大部分的地形高程相对高于平均高程, 面积-高程积分值较高 ($HI > 0.6$); 介于中间的面积-高程积分值 ($0.4 \leq HI \leq 0.6$), 代表流域已发展至壮年期。

类比可见, 流域地形的变化与人工开采环境

下的地下水表面变化相似, 地表侵蚀动态则对应地下水储存量动态, HI 值从高到低的变化反映了区域地下水开发强度由弱到强的演化以及储存量的衰减。面积-高程积分对描述与分析地下水区域分布状况是十分有效的, 为不同时期动态数据做比较从而研究演化特征提供了图形分析方法与定量化分析指标。对于同一地区不同时期的地下水动态数据, 绘制等水位线曲线并按上述方法计算面积积分, 可以直观呈现地下水的动态特征。

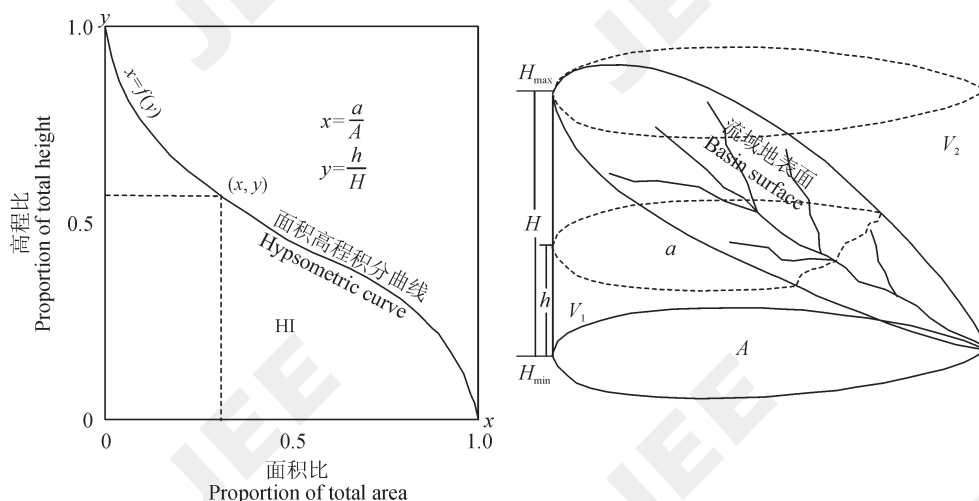


图2 面积-高程积分曲线 (Strahler, 1952)

Fig.2 Definition of the hypsometric integral (Strahler, 1952)

2.2.2 地下水动态分析过程

面积-高程积分可以通过地下水水位栅格数据、GIS 和统计分析工具进行计算。该研究选择使用 ArcGIS 空间分析工具 (spatial analysis tool) 和 Excel 2003 完成数据处理、计算与图形绘制, 具体分析包括如下步骤:

(1) 面积-高程积分计算

统计不同时期地下水水位的最小值 $H'_{\min}$ 、最大值 $H'_{\max}$ 和平均值 H'_{mean} , 综合统计在分析时段内的地下水水位最小值 $H_{\min}$ 、最大值 $H_{\max}$, 根据各个时期的平均值 H'_{mean} , 使用 Excel 2003 按照公式 (2) 计算该时期的面积-高程积分 HI' 。

(2) 面积-高程分区统计

①根据 $H_{\min}$ 、 $H_{\max}$ 确定水位分区的范围与水位间距;

②使用切片工具 (slice) 按照设定的水位间距对地下水水位栅格数据划分为 N 个区间;

③使用分区统计工具 (zonal) 统计每个水位区间面积 a_i ;

④按照各区间起始高程值递减顺序 (1— N), 计算各水位区间面积 a_i 与研究区总面积 A 的比例 a_i/A 、水位区间累积面积比例 $\sum_{k=1}^i a_k/A$ (面积-高程积分曲线 x)。

(3) 面积-高程积分曲线绘制

根据面积-高程积分曲线定义, 使用 Excel 2003 将水位区间上限值换算为 y , 以水位区间累积面积比为 x , 绘制各个时期的面积-高程积分曲线。

3 结果与分析

3.1 地下水动态

对 1978—2012 年不同时期的地下水水位数据进行描述统计分析, 得到灌区在该时段的水位最小值与最大值, 分别为 342.51 和 446.19, 按照公式 (2) 计算各时期的面积-高程积分, 结果如表 1 所示。

表 1 1978—2012 年地下水水位描述统计与面积 - 高程积分
Tab.1 Descriptive statistics and hypsometric integral of groundwater in the period of 1978—2012

时间 Time	水位 Groundwater level /m			面积 - 高程积分 Hypsometric integral
	最小值 Min	最大值 Max	平均值 Mean	
1978	346.76	446.19	390.06	0.46
1991	347.82	427.58	388.20	0.44
2001	342.51	425.38	382.39	0.38
2012	342.94	423.31	383.17	0.39

通过调用 ArcGIS 空间分析中的切片工具 (slice), 对不同时期的地下水水位数据按照 10 m 水位间距进行分区, 范围为 342.51—446.19 m, 划分为 11 个水位区间; 对每个水位区间内的面

积进行统计, 分别计算区间面积占总面积的百分比, 记为区间面积; 根据面积 - 高程积分曲线定义, 计算各水位区间面积比例 (表 2), 绘制 1978—2012 面积 - 高程曲线 (图 3)。

表 2 1978—2012 年地下水面积 - 高程统计数据
Tab.2 Statistical data of area-altitude for hypsometric integral calculation in the period of 1978—2012

水位区间 Groundwater level class /m	高程比 Proportion of total height	区间面积比例 Class proportion of total area /%			
		1978	1991	2001	2012
(440.00, 446.19]	1.00	0.82	0.00	0.00	0.00
(430.00, 440.00]	0.94	1.72	0.00	0.00	0.00
(420.00, 430.00]	0.84	9.74	9.47	2.69	2.09
(410.00, 420.00]	0.75	12.43	13.47	11.21	8.80
(400.00, 410.00]	0.65	12.65	12.46	11.16	14.99
(390.00, 400.00]	0.55	11.11	11.65	11.77	14.15
(380.00, 390.00]	0.46	14.45	12.52	11.96	14.81
(370.00, 380.00]	0.36	12.98	13.11	16.66	13.09
(360.00, 370.00]	0.27	13.89	13.87	13.26	12.54
(350.00, 360.00]	0.17	8.78	12.23	15.96	14.57
[342.51, 350.00]	0.07	1.43	1.22	5.35	4.96

根据面积 - 高程积分的物理意义, 面积 - 高程积分值的波动对应面积 - 高程积分曲线下方面积的变化, 反映了流域物质体积的演变, 应用于地下水动态研究, 表征含水层体积即地下水储存量的增减。由表 1、图 3 可知: 1978—2001 年, 面积 - 高程积分呈下降趋势, 表明地下水储存量持续减少, 其中 1991—2001 年下降幅度最大, 该时期地下水开发利用强度较高; 2001—2012 年面积 - 高程积分略有回升, 地下水储存量有所恢复。将面积 - 高程积分值换算为体积进行量化分析, 1978—1991 年、1991—2001 年含水层疏干体积为 $28.97 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $97.40 \times 10^8 \text{ m}^3$, 2001—2012 年含水层饱和状态体积增加 $15.18 \times 10^8 \text{ m}^3$; 以 1978 年为基准, 至 2012 年

含水层疏干体积为 $101.19 \times 10^8 \text{ m}^3$, 按照平均给水度 0.07 计算, 地下水储存量减少约 $7.08 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

分析表 2、图 3 可知: 1978—2012 年, 410.00—446.19 m 高水位区间的面积比例呈明显下降趋势, 其中 1991 年、2001 年、2012 年的面积比例均下降为 0, 342.51—360.00 m 低水位区间的面积比例呈上升趋势, 其它水位区间的面积比例基本呈现以 2001 年为界线的先下降后上升趋势。1978 年到 1991 年期间, 360.00—430.00 m 水位区间面积比例差异较小, 反映其地下水开发强度较为稳定, 而自 2001 年, 该水位区间内不同水位范围面积比例发生不同程度变化, 反映出地下水开发强度的空间演变。

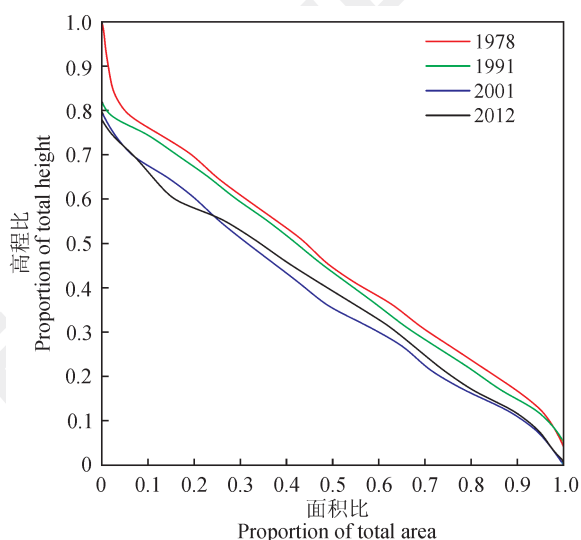


图3 不同时期地下水面积-高程曲线

Fig.3 Hypsometric curves of groundwater in different periods

综上, 1978—2012年, 灌区在整体上呈现地下水水位下降趋势, 高水位区间面积比例下降, 低水位区间面积增加, 中等水位区间则发生了不同程度演化, 反映了不同时期地下水开发强度具有空间变异性, 地下水储量随地下水水位下降

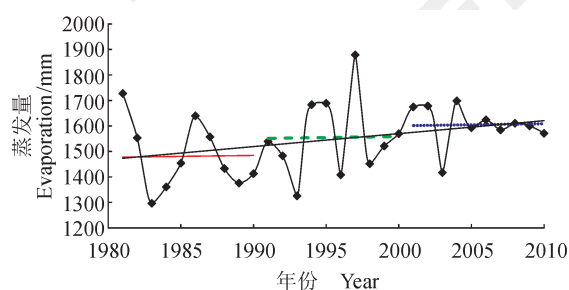
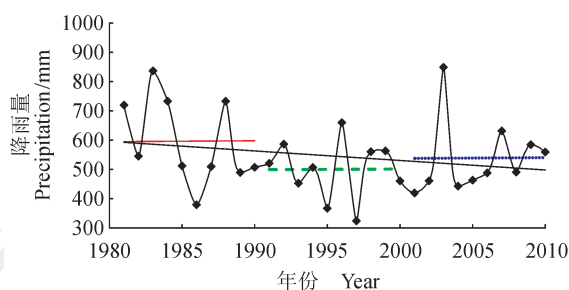


图4 气候因素年际变化趋势

Fig.4 Interannual variations and trends of climate factor

灌区主要引用泾河水进行灌溉, 受泾河径流量减少、泾河水质污染等因素影响, 泾河引水量逐年减少。由图5可知: 1978—2012年灌区渠首灌溉引水量呈现整体下降趋势, 其中20世纪80年代期间为快速下降期, 年均引水量为 $2.63 \times 10^8 \text{ m}^3$, 1991年以后趋于平稳, 年均引水量为 $1.53 \times 10^8 \text{ m}^3$, 下降幅度为41.83%。分析图6可知: 随着灌区地表灌溉引水量的减少, 灌区灌溉入渗补给量在20世纪80年代经历了快速下降期后趋于平稳发展,

而不断减少。

3.2 影响因素分析

从水文循环角度, 灌区地下水补给量减少、排泄量增加是灌区地下水储量下降的主要成因。灌区浅层地下水补给主要为降水入渗、田间入渗和渠系渗漏, 分别占年总补给量的32.80%、29.16%和24.98%, 其它补给方式仅占13.06%; 地下水排泄以井灌和蒸发为主, 分别占年总消耗量的46.5%和26.5%。

降水入渗补给量以夏秋季最大, 分别占年降水入渗补给量的36.6%和36.5%。由图4可知: 灌区20世纪80年代年平均降水量为596.60 mm, 年均蒸发量为1481.11 mm; 20世纪90年代年平均降水量为500.30 mm, 相比20世纪80年代减少了96.30 mm, 年均蒸发量为1554.90 mm, 增加了73.79 mm; 21世纪初的年平均降水量为539.00 mm, 相比20世纪90年代有小幅回升, 年均蒸发量为1605.22 mm, 增加了50.32 mm; 经Spearman检验降水量整体呈下降趋势, 有效降水入渗补给量减少, 而蒸发量整体呈上升趋势, 灌区蒸发排泄量增加。

补给量由早期年均 $0.92 \times 10^8 \text{ m}^3$ 下降至年均 $0.28 \times 10^8 \text{ m}^3$, 加剧了灌区地下水位的下降。

分析图7可知: 灌区井渠灌水比例变化剧烈, 范围为0.25—1.31, 20世纪90年代以及21世纪近期年代平均值分别为0.90、0.83, 均已经超过了灌区适宜的井渠灌水比例0.35—0.70(代锋刚等, 2012)。灌区近40年地下水埋深降幅达11.83 m, 平均降速为 $0.347 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。在地表水灌溉总量下降的同时, 井渠灌水比例显著增加, 地下

水埋深逐年增大, 表明灌区地下水采补失衡的问题日趋严峻。

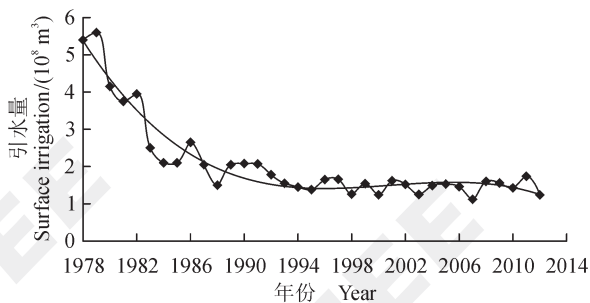


图 5 渠首灌溉引水量年际变化趋势

Fig.5 Interannual variations and trends of surface irrigation from canal head

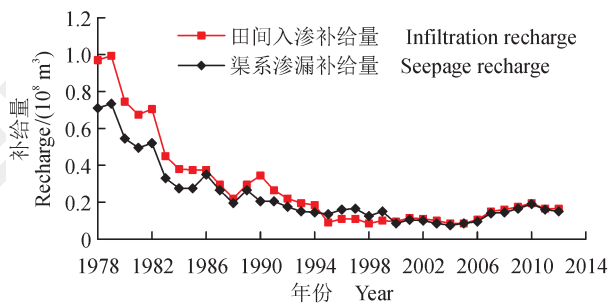


图 6 地表水灌溉入渗补给量年际变化趋势

Fig.6 Interannual variations and trends of total infiltration recharge from surface irrigation

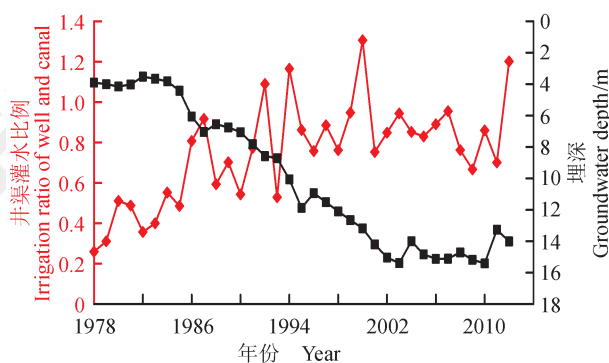


图 7 井渠灌水比例、埋深变化趋势

Fig.7 Interannual variations and trends of irrigation ratio of well and canal, groundwater depth

此外, 灌区农业种植结构中蔬菜、果树比例逐年增加, 进一步加大了地下水的开采量, 灌区经济工业园发展速度加快导致工业生产对地下水

的消耗量上升。而盲目建设机井、节水意识薄弱和监管缺失也是造成灌区地下水补排失衡的原因(王建莹等, 2015; 程军, 2016)。

3.3 方法可靠性分析

根据农田水利建设中的单井控制面积概念, 按照面积 - 高程积分划分的水位区间, 统计水位属于各区间内的监测井数量, 计算其占灌区全部监测井的百分比, 其数值可近似反映地下水位的空间结构特征(表 3)。通过对比表 2 和表 3 可知: 使用面积 - 高程积分区间面积比与区间监测井比例在整体变化趋势上一致, 对 1978—2012 各年数据进行相关性检验, 其 Pearson 相关系数为 0.98、0.96、0.97 和 0.94, 呈现为高度相关, 表明面积 - 高程积分能够表征地下水位的空间结构及变化特征。

对面积 - 高程积分估算地下水储存量变化量的可靠性进行验证。以监测井为顶点进行三角剖分将灌区划分为若干子区, 分别计算各个子区面积与水位差值, 再利用地下水储量公式计算各子区储存量变化量, 求和获得灌区地下水储存量变化值。三角剖分法受监测井实测数据严格约束, 计算过程复杂, 但结果可靠度较高, 故将其计算值作为参考值。使用三角剖分法和面积 - 高程积分计算 1978—1991 年、1978—2001 年和 1978—2012 年地下水储存量变化量(表 4), 除 1978—2012 年, 面积 - 高程积分计算值均高于三角剖分计算值, 两种方法反映的地下水储存量变化趋势一致。

进一步, 通过地下水储存量变化量反演地下水水位变幅, 结果见表 5。1978—1991 年和 1978—2001 年的三角剖分反演水位变幅接近实测值, 表明其地下水储存量变化量计算值可靠, 面积 - 高程积分反演水位变幅误差为 15% 左右; 对于 1978—2012 年, 三角剖分与面积 - 高程积分的反演误差均在 10% 左右。根据两种方法的计算原理, 监测井数量是直接影响三角剖分计算正确率的主要原因, 而面积 - 高程积分计算依赖于地下水水位栅格数据, 空间插值过程会带来额外的误差, 此外, 给水度均值化处理也是影响面积 - 高程积分计算储存量变化量精度的主要因素。

综上, 面积 - 高程积分方法可以表征地下水水位空间结构特征和储存量的变化情况, 利用面积 -

高程积分值能够近似估算地下水储存量变化量, 在实际使用中可以通过增加监测井数量、控制空

间插值精度等措施来提高面积 - 高程积分方法计算精度。

表 3 1978—2012 年地下水监测井统计数据
Tab.3 Statistical data of monitoring well in the period of 1978—2012

水位区间 Groundwater level class /m	高程比 Proportion of total height	区间面积比例 Class proportion of total area /%			
		1978	1991	2001	2012
(440.00, 446.19]	1.00	0.83	0.00	0.00	0.00
(430.00, 440.00]	0.94	1.24	0.00	0.00	0.00
(420.00, 430.00]	0.84	7.88	6.28	1.18	2.04
(410.00, 420.00]	0.75	14.11	14.49	8.88	10.20
(400.00, 410.00]	0.65	11.20	12.56	12.43	10.20
(390.00, 400.00]	0.55	12.45	13.53	13.61	18.37
(380.00, 390.00]	0.46	16.18	14.49	15.38	14.29
(370.00, 380.00]	0.36	12.86	14.01	17.16	14.29
(360.00, 370.00]	0.27	14.94	13.53	13.61	14.29
(350.00, 360.00]	0.17	7.88	9.18	14.79	14.29
[342.51, 350.00]	0.07	0.41	1.93	2.96	2.04

表 4 地下水储存量变化量数据比较
Tab.4 Comparison of groundwater storage variation

时期 Period	储存量变化量 Groundwater storage variation / 10^8 m^3		误差 Error /%
	三角剖分 Delaunay triangulated	面积 - 高程积分 Hypsometric integral	
1978—1991	-1.72	-2.03	18.02
1978—2001	-6.92	-8.15	17.77
1978—2012	-7.17	-7.08	-1.26

表 5 地下水水位变幅反演误差比较
Tab.5 Error comparison of groundwater level variation inversion

时期 Period	监测井数量 Monitoring well count	水位变幅 Groundwater level variation /m			水位变幅误差 Groundwater level variation error /%	
		实测值 Observed	三角剖分反演 Inversion of Delaunay triangulated	面积 - 高程积分反演 Inversion of hypsometric integral	三角剖分 Delaunay triangulated	面积 - 高程积分 Hypsometric integral
1978—1991	207	-1.85	-1.85	-2.18	-0.27	17.57
1978—2001	169	-7.67	-7.44	-8.76	-2.96	14.23
1978—2012	49	-6.89	-7.71	-7.62	11.85	10.50

4 结论

本文介绍了面积 - 高程积分法应用于地下水动态分析的基本原理, 以陕西省泾惠渠灌区为例, 利用 ArcGIS 空间分析工具计算了不同时期的地下

水面积 - 高程积分数据, 分析了灌区地下水动态特征, 得出以下结论:

(1) 1978—2012 年, 四期泾惠渠灌区地下水面积 - 高程积分值为 0.46、0.44、0.38、0.39,

表明地下水水位呈整体下降趋势;高水位区间面积减小,低水位区间面积增大,中等水位区间存在演化差异性,反映出不同时期地下水开发强度具有空间变异性;面积-高程积分值的下降表明地下水储存量相应亏缺,以 1978 年为基准,至 2012 年地下水储存量减少约 $7.08 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

(2) 1978—2012 年,灌区降水、地表水引水量均呈现下降趋势,井渠灌水比例失调,地下水补给量减少而排泄量增加,补排失衡是引起地下水储存量下降的主要原因。建议加强地下水、地表水的统一管理,合理配置井渠灌水比例;注重节水与养水相统一,充分开发雨水与洪水资源潜力,提高水资源综合利用效率,减小地下水开发利用强度,逐渐恢复地下水补排平衡。

(3) 面积-高程积分曲线可以表征地下水水位空间结构特征和储存量的变化情况,利用面积-高程积分值能够近似估算地下水储存量变化量,面积-高程积分分析在地下水动态研究中具有一定的实用性。

致谢: 本文在撰写过程中得到了中国工程院李佩成院士的帮助与指导,深表感谢。

参考文献

安芷生,符淙斌. 2001. 全球变化科学的进展 [J]. *地球科学进展*, 16(5): 671–680. [An Z S, Fu C B. 2001. The progress in global change science [J]. *Advance in Earth Sciences*, 16(5): 671–680.]

常直杨,王 建,白世彪,等. 2015. 面积高程积分值计算方法的比较 [J]. *干旱区资源与环境*, 29(3): 171–175. [Chang Z Y, Wang J, Bai S B, et al. 2015. Comparison of hypsometric integral methods [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 29(3): 171–175.]

程 军. 2016. 泾惠渠灌区地下水过度开采的原因及治理浅析 [J]. *科技经济导刊*, (26): 81–82. [Cheng J. 2016. Analysis on the causes and control of groundwater overexploitation in Jinghuiqu irrigation district of China [J]. *Technology and Economic Guide*, (26): 81–82.]

代锋刚,蔡焕杰,刘晓明,等. 2012. 利用地下水模型模拟分析灌区适宜井渠灌水比例 [J]. *农业工程学报*, 28(15): 45–51. [Dai F G, Cai H J, Liu X M, et al. 2012. Analysis of suitable irrigation water ratio of well to channel based on groundwater model [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 28(15): 45–51.]

郭 娇,王 伟,石建省. 2015. 陕北洛河流域地貌演化阶段的定量分析 [J]. *干旱区地理*, 38(6): 1161–1168. [Guo J, Wang W, Shi J S. 2015. A quantitative analysis of the stage of geomorphologic evolution in Luohe drainage basin, north of Shaanxi Province [J]. *Arid Land Geography*, 38(6): 1161–1168.]

李佩成,李启奎,王金凤,等. 2013. 论灌区水文生态禀赋及建设生态文明 [J]. *中国水利*, (6): 10–12. [Li P C, Li Q L, Wang J F, et al. 2013. The characteristic of hydroecology irrigation area and ecological civilization construction [J]. *China Water Resources*, (6): 10–12.]

刘 燕,朱红艳. 2011. 泾惠渠灌区水环境劣变特征及地下水调蓄能力分析 [J]. *农业工程学报*, 27(6): 19–24. [Liu Y, Zhu H Y. 2011. Characteristics of inferior variation of water environment and regulating capacity of groundwater reservoir in Jinghui canal irrigation district of China [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 27(6): 19–24.]

刘槁漪,程维明,郭 良,等. 2017. 北天山流域地貌特征及其构造活动分析 [J]. *地理与地理信息科学*, 33(4): 79–85. [Liu Q Y, Cheng W M, Guo L, et al. 2017. Geomorphology of northern Tianshan and its structural analysis [J]. *Geography and Geo-Information Science*, 33(4): 79–85.]

邵崇建,李 勇,赵国华,等. 2015. 基于面积-高程积分对龙门山南段山前河流的构造地貌研究 [J]. *现代地质*, 29(4): 727–737. [Shao C J, Li Y, Zhao G H, et al. 2015. Tectonic geomorphology analysis of piedmont rivers in the southern section of Longmenshan based on hypsometric integral [J]. *Geoscience*, 29(4): 727–737.]

石扬旭,张友静,李鑫川,等. 2017. 流域下垫面特征对多年平均径流系数的影响 [J]. *西北农林科技大学学报(自然科学版)*, 45(12): 138–147. [Shi Y X, Zhang Y J, Li X C, et al. 2017. Influence of underlying surface characteristics of river basin on annual runoff coefficient [J]. *Journal of Northwest A&F University (Natural Science Edition)*, 45(12): 138–147.]

苏 琦,袁道阳,谢 虹,等. 2015. 祁连山西段党河流域地貌特征及其构造指示意义 [J]. *第四纪研究*, 35(1): 48–59. [Su Q, Yuan D Y, Xie H, et al. 2015. Geomorphic features of the Danghe river drainage basin in western Qilian Shan mountain and its tectonic implications [J]. *Quaternary Sciences*, 35(1): 48–59.]

- 王建莹, 刘 燕, 姚阿漫. 2015. 泾惠渠灌区地下水位动态分析 [J]. *灌溉排水学报*, 34(2): 67–70. [Wang J Y, Liu Y, Yao A M. 2015. Dynamics of the groundwater table in Jinghui canal irrigation district of China [J]. *Journal of Irrigation and Drainage*, 34(2): 67–70.]
- 徐 斌. 2015. 基于空间分析建模的地下水环境演化分析系统 [D]. 西安: 长安大学. [Xu B. 2015. Groundwater environment evolution analysis system based on spatial analysis and modeling [D]. Xi'an: Chang'an University.]
- 叶遇春. 1991. 泾惠渠志 [M]. 西安: 三秦出版社. [Ye Y C. 1991. Records of Jinghuiqu [M]. Xi'an: Sanqin Press.]
- 张敬春, 李川川, 张 梅, 等. 2011. 格尔木河流域面积-高程积分值的地貌学分析 [J]. *山地学报*, 29(3): 257–268. [Zhang J C, Li C C, Zhang M, et al. 2011. Geomorphologic analysis of the Golmud river drainage basin based on hypsometric integral value [J]. *Journal of Mountain Science*, 29(3): 257–268.]
- Béjar-Pizarro M, Ezquerro P, Herrera G, et al. 2017. Mapping groundwater level and aquifer storage variations from InSAR measurements in the Madrid aquifer, Central Spain [J]. *Journal of Hydrology*, 547: 678–689.
- Gao M X, Zeilinger G, Xu X W, et al. 2013. DEM and GIS analysis of geomorphic indices for evaluating recent uplift of the northeastern margin of the Tibetan Plateau, China [J]. *Geomorphology*, 190(439): 61–72.
- Langbein W B. 1947. Topographic characteristics of drainage basins [J]. *US Geological Society Water Supply Paper*, 968: 125–157.
- Lorenzo-Lacruz J, Garcia C, Morán-Tejeda E. 2017. Groundwater level responses to precipitation variability in Mediterranean insular aquifers [J]. *Journal of Hydrology*, 552: 516–531.
- Mahmood S A, Gloaguen R. 2011. Analyzing spatial autocorrelation for the hypsometric integral to discriminate neotectonics and lithologies using DEMs and GIS [J]. *Mapping Sciences & Remote Sensing*, 48(4): 541–565.
- Ntokos D, Lykoudi E, Rondoyanni T. 2016. Geomorphic analysis in areas of low-rate neotectonic deformation: South Epirus (Greece) as a case study [J]. *Geomorphology*, 263: 156–169.
- Pike R J, Wilson S E. 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 82(4): 1079–1084.
- Strahler A N. 1952. Hypsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography [J]. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117–1142.