

关中平原灌区地下水电导率时间变化特征分析

刘 刚^{1,2}, 李占斌^{1,3}, 徐国策¹, 杨媛媛¹, 成玉婷¹, 姚京威¹

(1. 西安理工大学 西北旱区生态水利工程国家重点实验室培育基地, 西安 710048;

2. 陕西省引汉济渭工程建设有限公司, 西安 710010;

3. 中国科学院 水利部 水土保持研究所 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100)

摘 要:不合理的灌溉方式使我国干旱半干旱地区土壤次生盐渍化问题加重,已成为该地区灌溉农业发展和生态环境质量的制约因素,研究地下水电导率的时间变化对指导灌区农业灌溉具有重要意义。基于对洛惠渠灌区 51 个观测井地下水电导率的长期监测结果,利用 Spearman 秩相关系数法和相对差分法分析了地下水电导率的时间稳定性特征。结果表明:洛惠渠灌区地下水主要是微含盐水和中含盐水,其电导率随时间呈现出一定的变化,电导率值越大,其值随时间的变化也相对越大。51 个井点的地下水平均电导率在整个监测期间没有呈现增大的趋势,但地下水电导率呈中等变异,变异系数的范围为 61%~72%。地下水电导率的 Spearman 相关系数变化范围为 0.81 到 0.98 ($p < 0.01$),这表明监测井点地下水电导率时空格局的稳定性较强。2[#] 井点是洛惠渠灌区地下水平均电导率的代表性位置点,基于 2[#] 井点的电导率预测值与研究区地下水平均电导率的实际值差异不大。因此,基于洛惠渠灌区地下水的电导率在时间上的稳定性,通过确定地下水电导率代表性位置及该点平均电导率可以快速有效地监测该区地下水平均电导率变化,从而为确定灌溉时间提供科学指导。

关键词:洛惠渠;地下水;电导率;时间稳定性

中图分类号:S273.4

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2018)06-0216-05

Analysis on Variation of Groundwater Electrical Conductivity over Time in Guanzhong Plain Irrigation District

LIU Gang^{1,2}, LI Zhanbin^{1,3}, XU Guoce¹, YANG Yuanyuan¹, CHENG Yuting¹, YAO Jingwei¹

(1. State Key Laboratory Base of Eco-Hydraulic Engineering in Arid Area, Xi'an University of Technology,

Xi'an 710048, China; 2. Hanjiang-to-Weihe River Valley Water Diversion Project Construction Co., Ltd.,

Shaanxi Province, Xi'an 710010, China; 3. State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on

the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, CAS&MWR, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: Soil salinization is the current constraint on agriculture development in the irrigation areas throughout the world. To study the temporal and spatial variation of groundwater electrical conductivity (EC) is of importance for guiding agricultural irrigation in irrigation districts. Based on the long term monitoring data of EC in the 51 observation wells in Luohuiqu Irrigation District, relative difference analysis and non-parametric Spearman's rank correlation test were used to check the EC temporal stability. The results indicated that 21 wells were slightly saline and 30 wells were moderately saline. The bigger the EC was, the greater the EC changed during the entire measurement period. The mean groundwater EC of the 51 wells did not show the increasing trend in the entire measurement period, but demonstrated moderate spatial variability with coefficient of variation (CV) values ranging from 61% to 72%. The groundwater EC exhibited strong spatial and temporal stability patterns with Spearman correlation coefficients ranging from 0.81 to 0.98 ($p < 0.01$). The mean EC representative location in the study area was well 2[#]. It was little difference between the predictive groundwater EC values based well 2[#] and the actual mean groundwater EC values of the study area. In conclusion, the groundwater EC is strong temporal stability in Luohuiqu Irrigation District. It is feasible to obtain the mean groundwater EC of the study site through the mean groundwater EC representative location. The method is of great

收稿日期:2018-01-04

修回日期:2018-02-27

资助项目:国家自然科学基金(41330858,41401316,41471226,41271290);陕西省青年科技新星计划项目(2016KJXX-68);陕西省教育厅重点实验室科研计划项目(15JS065)

第一作者:刘刚(1982—),男,陕西渭南人,工程师,博士生,研究方向为水文水资源和非点源污染。E-mail:liug06200052@163.com

通信作者:徐国策(1985—),男,河南洛阳人,副教授,博士,主要从事水土流失和非点源污染模拟与调控等方面的研究。E-mail:xuguoce_x@163.com

importance to monitor the mean groundwater EC and to determine the correct irrigation time.

Keywords: Luohuiqu; groundwater; electrical conductivity; temporal stability

土壤盐渍化是指土壤底层或地下水的盐分通过毛管水上升到地表,最终积累在表层土壤中的过程。土壤盐渍化会增大土壤溶液的渗透压,降低土体的通气性、透水性和养分有效性,使植物不能正常生长。土壤盐渍化是干旱半干旱区土地退化的主要形式之一,近年来,因灌溉引起的土壤次生盐渍化问题逐步影响着我国干旱、半干旱地区生态环境发展^[1-2],日益引起人们的重视。灌溉农业约占世界粮食生产的1/3,而且其比重正在不断增大^[3]。土壤盐渍化对气候、土壤、地形和水文地质等自然条件非常敏感,数据统计表明,每年全球约有1 000万 hm^2 土地因盐渍化而不能耕种而最终弃耕抛荒^[4]。土壤盐渍化作为一个世界性的生态问题,得到了国内外众多学者的极大关注,并从其分布、成因、危害、预防及其评价技术方法等方面进行了深入研究^[5-6]。地理信息技术和遥感技术也在土壤盐渍化识别和监测中得到了广泛应用^[7]。

Vachaud等^[8]在1985年首次提出了土壤水分时间稳定性的概念,即土壤水分的空间格局随时间相对稳定的现象。时间稳定性概念最有用的应用之一是能够找出可靠代表整个研究区平均水分含量的采样位置,这与多点随机采样相比降低了时间和劳动力成本,因此受到了极大关注,如Gao^[9]和Gao^[10]等通过研究土壤水分在时间上的稳定性规律,对土壤含水量和不同土层深度土壤储水量进行了估算。鉴于此,一些学者将时间上的稳定性引入对土壤中离子的分析研究,如Douaik等^[11]研究了匈牙利东部土壤中盐分空间格局,结果发现高盐点和低盐点的时间稳定性强弱存在差异;Castrignanò等^[12]研究了土壤钠离子的时间稳定性;徐国策等^[13]研究了洛惠渠地下水电导率的时间稳定性和周期性,认为通过选取代表性位置点进行监测,可以有效反映研究区地下水电导率的变化。

近年来,洛惠渠灌区存在的不合理灌溉和种植使土壤盐渍化面积不断扩大,可耕地面积逐年萎缩,已对该区粮食安全产生了巨大威胁^[14]。刘海波^[15]、张霞^[16]、李瑛^[17]等研究表明,洛惠渠灌区地下水位变化受降水和灌溉为主的多重因素影响,地下水电导率与水位变化存在紧密联系。由于地下可溶性盐层影响,灌区地下水电导率整体呈现出与水位相反的变化趋势。因此,通过研究洛惠渠灌区地下水电导率时间稳定性以及选取该区地下水电导率代表性位点,可以对洛惠渠灌区地下水的平均电导率快速进行评估,这对合理安排灌溉制度具有重要的指导意义。

1 研究区概况

洛惠渠灌区地处陕西省关中平原的东部地区($109^{\circ}43'—110^{\circ}19'E$, $34^{\circ}36'—35^{\circ}02'N$),是陕西省重要的粮食产区,主要种植作物是小麦、玉米、棉花和果树等^[14-16]。该区面积约750 km^2 ,属于温带大陆性半干旱气候区,气候干燥,年均气温为13.5 $^{\circ}\text{C}$ 。该区海拔高度为329~533.5 m,年均蒸发量和降雨量分别为1 690 mm和480 mm,年均浅地下水埋深为4~12 m。降雨和引水灌溉作为主要来源,为灌区地下水提供了大量补充,塬区潜水和微承压水也是灌区地下水补给的重要来源。灌区从澄城县状头村引水,通过3条干渠进行灌溉,灌溉范围主要包括大荔、蒲城等渭洛河阶地耕地。灌区地形大致为西北高、东南低,由于地形限制和影响,灌区地下水也呈现西北到东南的流向,并主要通过洛西和洛东排水系统进行沟排,部分汇入大荔县朝邑的盐湖,部分流入黄河滩。灌区地下水的可溶性盐类主要来源于地下40~50 m以下的古湖沉积物中,在蒸散发作用驱动下,可溶盐随着地下水不断上升,潜水矿化度增高,这对引水灌溉极为不利。该研究涉及的观测井的位置分布如图1所示。

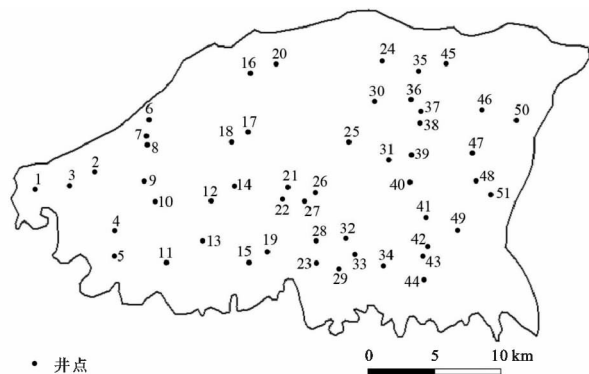


图1 洛惠渠灌区观测井点分布

2 研究方法

2.1 数据采集

通过实地考察,从洛惠渠灌区现有观测井中确定了51个观测井作为地下水特征监测点位,水样取至水面下2 m处,利用哈西HQ30d三参数分析仪测量水温 and 电导率,采用GPS记录采样点位置。观测自2004年开始,共持续观测7 a, 18次。

2.2 样品测定与分析方法

相对差分法和Spearman秩相关系数法被用来鉴定地下水电导率的时间稳定性^[14]。

相对差分 δ_{ij} 是基于测量点 i ($i=1, \dots, 51$) 在时间 j ($j=1, \dots, 18$) 的电导率值 (EC_{ij}), 减去时间点 j 的所有测量值的均值 ($\overline{EC_j}$) 的差, 再与 $\overline{EC_j}$ 的比值:

$$\delta_{ij} = \frac{EC_{ij} - \overline{EC_j}}{\overline{EC_j}} \tag{1}$$

相对差分在时间上的均值 (MRD) $\overline{\delta_i}$ 和标准差 (SDRD) $\sigma(\overline{\delta_i})$ 的计算公式分别为:

$$\overline{\delta_i} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \delta_{ij} \tag{2}$$

$$\sigma(\overline{\delta_i}) = \sqrt{\frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^m (\delta_{ij} - \overline{\delta_i})^2} \tag{3}$$

式中: m 为测定的次数。

MRD 和 SDRD 可作为判断一个监测点是否具有代表性的指标。一般认为, MRD 值处于 ± 0.05 范围内时可认为趋于 0 值^[18]。确定位置点时间稳定性有两个必要条件: 一是该样点的 MRD 值应处于 ± 0.05 之间, 其次是 SDRD 值较小^[10]。

Spearman 秩相关系数法, 即主要利用基于非参数 Spearman 秩的相关系数 (r_s) 来进行鉴定:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (R_{ij} - R_{ik})^2}{n(n^2 - 1)} \tag{4}$$

式中: R_{ij} 为在位置点 i 在时间 j 的观测值的秩; R_{ik} 为在不同时间 k 相同位置点 i 进行观测而得到的值的秩; n 为观测点的总数。

r_s 值处于 ± 1 之间, $r_s > 0$ 和 $r_s < 0$ 分别表示正负相关, 越远离 0, 时间稳定性说明越好, 时间稳定性越差则越接近于 0^[14]。

3 结果与分析

3.1 地下水电导率的时间变化特征

51 个位置井点在 2004—2010 年共监测 18 次, 监测的地下水电导率特征值如表 1 所示。天然水的电导率, 如饮用水或地表水, 通常为 $0.01 \sim 0.1$ S/m。18 个时间点下 51 个井点地下水平均电导率的变化范围为 $0.28 \sim 0.36$ S/m, 均大于饮用水的电导率范围。根据对地表水和地下水管理盐水电导率分类办法, 电导率为 < 0.07 S/m, $0.07 \sim 0.2$ S/m, $0.2 \sim 1.0$ S/m, $1.0 \sim 2.0$ S/m, $2.0 \sim 4.5$ S/m 和 > 4.5 S/m 对应的类别分别是纯水、微含盐水、中含盐水、高含盐水、极高含盐水、卤水^[19]。由此判断, 其中微含盐水的井点有 21 个, 中含盐水的井点有 30 个。表 1 表明 51 个井点地下水电导率最小值变化范围为 $0.08 \sim 0.11$ S/m, 最大值变化范围为 $0.79 \sim 1.00$ S/m, 相同监测时期各站点电导率平均值最小值为 0.28 S/m, 最大值为 0.36 S/m。此外, 比较发现, $34^\#$ 和 $36^\#$ 井

点地下水电导率为最小值和最大值的频度最大。据此判断, 51 个井点的地下水电导率均为中等变异, 变异系数的变化范围为 $61\% \sim 72\%$ 。地下水电导率最小值、最大值和平均值的变异系数分别为 8% , 7% 和 6% , 均为弱变异。此外, 51 个井点在整个监测期间的电导率平均值和变异系数均未呈现增大的趋势。

表 1 51 个井点地下水电导率在不同时间的统计特征

日期 (年-月)	最小值/ ($S \cdot m^{-1}$)	最大值/ ($S \cdot m^{-1}$)	平均值/ ($S \cdot m^{-1}$)	变异 系数/%
2004-01	0.09(34 [#])	0.91(36 [#])	0.28	66
2004-03	0.10(34 [#])	0.92(36 [#])	0.30	64
2004-06	0.10(34 [#])	0.96(36 [#])	0.30	69
2004-08	0.10(34 [#])	0.99(36 [#])	0.30	72
2005-03	0.10(34 [#])	0.92(36 [#])	0.29	64
2005-05	0.10(34 [#])	0.91(36 [#])	0.31	63
2005-08	0.11(34 [#])	0.93(29 [#])	0.33	71
2005-09	0.10(34 [#])	0.94(36 [#])	0.32	68
2006-03	0.11(4 [#])	0.89(36 [#])	0.30	64
2006-08	0.11(4 [#])	0.90(36 [#])	0.32	65
2007-03	0.11(34 [#])	0.87(36 [#])	0.29	65
2008-03	0.11(34 [#])	0.87(36 [#])	0.30	62
2008-09	0.10(34 [#])	0.87(36 [#])	0.30	65
2009-03	0.11(34 [#])	0.82(36 [#])	0.30	62
2009-09	0.11(4 [#])	0.79(19 [#])	0.31	64
2009-12	0.11(4 [#])	0.79(26 [#])	0.30	64
2010-03	0.11(34 [#])	0.81(26 [#])	0.30	61
2010-09	0.08(34 [#])	1.00(19 [#])	0.36	66

3.2 典型位置点的地下水电导率变化特征

根据对 18 个不同时间点下 51 个井点地下水电导率统计特征的分析, 分别选择了能代表地下水电导率最大值、最小值和平均值的井点进行了典型分析, 7 个井点在整个监测期间的地下水电导率变化特征见表 2。19[#], 26[#] 和 36[#] 井点代表地下水电导率高值位置点, 其在整个监测期间的地下水电导率最大值和最小值差异最大, 标准差也最大。2[#] 和 40[#] 井点的电导率均值接近整个研究区地下水的电导率均值, 其标准差相对较小。4[#] 和 34[#] 井点代表地下水电导率低值位置点, 其标准差最小。由此可以看出, 地下水电导率随时间呈现出一定的变化, 电导率值越大, 其值随时间的变化也相对越大。

表 2 监测期典型井点的地下水电导率变化特征

井号	S/m			
	最小值	最大值	平均值	标准差
2	0.28	0.34	0.31	0.02
4	0.10	0.16	0.11	0.01
19	0.63	1.00	0.76	0.07
26	0.69	0.98	0.78	0.06
34	0.09	0.15	0.11	0.01
36	0.76	0.99	0.88	0.06
40	0.24	0.39	0.31	0.04

3.3 地下水电导率时间稳定性分析

由表 3 可以看出, r_s 最小值出现在 2004 年 8 月, 除了 2004 年 8 月, 几乎所有的 r_s 值均大于 0.90。 r_s 的变化范围为 0.81~0.98, 其值均接近于 1, 而

且, Spearman 秩相关系数值水平极显著相关 ($p < 0.01$), 这表明 51 个井点的地下水电导率时间稳定性较强, 且整个监测期间也表现出时空上的强稳定格局。

表 3 不同时间的地下水电导率 Spearman 秩相关系数

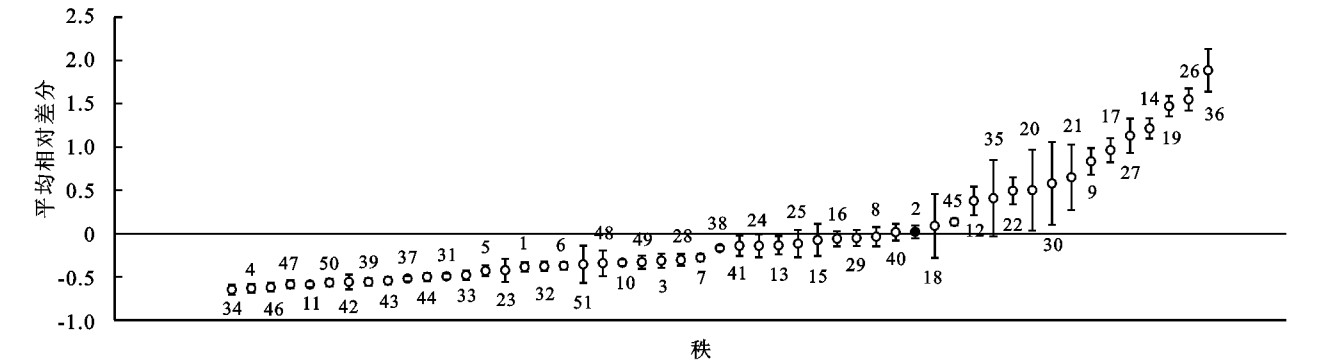
时间点	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q
B	0.90																
C	0.93	0.96															
D	0.84	0.87	0.87														
E	0.93	0.96	0.97	0.85													
F	0.94	0.95	0.97	0.88	0.96												
G	0.94	0.95	0.96	0.83	0.97	0.97											
H	0.93	0.94	0.95	0.89	0.93	0.95	0.97										
I	0.94	0.93	0.93	0.83	0.96	0.94	0.96	0.94									
J	0.95	0.91	0.93	0.81	0.94	0.95	0.98	0.94	0.96								
K	0.93	0.94	0.92	0.85	0.93	0.94	0.91	0.90	0.93	0.92							
L	0.94	0.92	0.94	0.83	0.95	0.95	0.96	0.94	0.97	0.96	0.95						
M	0.94	0.94	0.96	0.87	0.96	0.97	0.97	0.96	0.96	0.96	0.93	0.97					
N	0.93	0.94	0.95	0.87	0.96	0.96	0.95	0.95	0.96	0.94	0.95	0.97	0.98				
O	0.93	0.92	0.94	0.87	0.94	0.96	0.94	0.93	0.95	0.94	0.95	0.97	0.97	0.98			
P	0.92	0.92	0.93	0.89	0.93	0.94	0.93	0.92	0.95	0.93	0.97	0.98	0.95	0.98	0.98		
Q	0.92	0.89	0.91	0.82	0.94	0.92	0.92	0.90	0.92	0.92	0.93	0.95	0.93	0.95	0.97	0.98	
R	0.94	0.89	0.92	0.84	0.94	0.94	0.94	0.91	0.94	0.94	0.95	0.95	0.94	0.94	0.96	0.96	0.95

注: A 到 D 对应时间点分别是 2004 年的 1 月、3 月、6 月、8 月, E 到 H 对应的时间点为 2005 年的 3 月、5 月、8 月、9 月, I 到 J 分别对应时间点为 2006 年的 3 月和 8 月, K 对应时间点为 2007 年的 3 月, L 和 M 分别对应时间点为 2008 年的 3 月和 9 月, N, O 和 P 分别对应时间点为 2009 年的 3 月、9 月、12 月, Q 和 R 分别对应时间点为 2010 年的 3 月和 9 月; 相关系数均极显著相关 ($p < 0.01$)。

3.4 地下水电导率代表性位置点识别

北洛河灌区地下水电导率平均相对差分在时间上的均值(MRD)及其相应的标准差(SDRD)见图 2。MRD 和 SDRD 的变化范围分别为-0.65~1.89, 0.04~0.25。MRD 值呈现出相对较大的变化。具体来说, 19[#]、26[#] 和 36[#] 井点的 MRD 值较大, 4[#] 和 34[#] 井点的 MRD 值较小, 这与表 1 中的地下水电导率最大值及最小值井点相一致。灌溉、补给源的不稳定, 再加上井水和补给源之间的电导率差异是引起 MRD 值较大变化的主要原因。分析相对差分结果可以看出, 19[#]、26[#] 和 36[#] 井点的地

下水电导率值较高且一直高于区域地下水电导率的平均值, 而也有部分井点(4[#] 和 34[#])却表现出总是低于区域地下水电导率平均值的现象。2[#]、8[#]、29[#] 和 40[#] 井点的 MRD 值均在±0.05 范围内, 其 SDRD 值分别为0.07, 0.11, 0.09, 0.10, 但是 2[#] 井点的 MRD 值最小, 满足了成为代表性位置点的另一必要条件。因此, 洛惠渠灌区平均地下水电导率的代表性位置点为 2[#] 井点, 这与其他学者研究结果基本一致^[13]。究其原因, 这可能与 2[#] 井点靠近支渠, 抽水次数少, 补给源多样且主要补给源较为稳定有关。



注: 竖线代表±1 标准差, 标黑的为代表性位置点。

图 2 地下水电导率平均相对差分

3.5 地下水平均电导率的预测分析

地下水平均电导率实际值与预测值的差异见图

3, 地下水平均电导率的实际值是通过计算 18 个时间点下 51 个井点地下水电导率的平均值得到; 预测值

为洛惠渠灌区平均地下水电导率代表性位置点 2[#] 井点在 18 个时间点下的测定值。由图 3 可以看出, 基于 2[#] 井点的电导率预测值与研究区地下水平均电导率的实际值差异不大, 18 个时间点下预测值和实际值的残差平方和仅为 0.008, 标准差最大值为 0.03。这表明可以通过 2[#] 井点的地下水电导率变化, 用以代表研究区地下水平均电导率实际值。

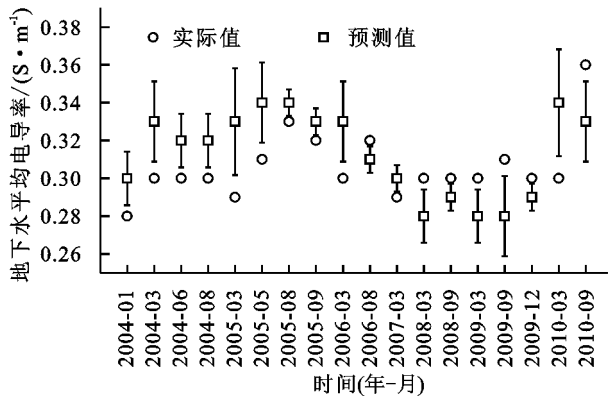


图 3 地下水平均电导率实际值与预测值的差异

4 结论

洛惠渠灌区地下水主要是微含盐水和中含盐水, 选择低含盐量的井点进行灌区农业灌溉有利于降低土壤盐碱化的风险。51 个井点的地下水电导率变异系数的范围为 61%~72%, 变化不大, 且均属于中等变异。同时, 随着时间的变化, 地下水电导率值越大的井点, 越表现出变化相对越大的现象和特征。地下水电导率空间格局具有很强的时间稳定性, 51 个井点地下水电导率在 18 个时间点的 Spearman 秩相关系数数值均在 $p < 0.01$ 水平极显著相关。2[#] 井点可以作为洛惠渠灌区地下水平均电导率的代表性位置点, 且基于 2[#] 井点的电导率预测值与研究区地下水平均电导率的实际值差异不大, 故可以应用于指导灌区的合理灌溉。

总之, 基于洛惠渠灌区地下水的电导率在时间上的稳定性, 通过确定地下水电导率代表性位置及该点平均电导率可以快速有效地监测该区地下水平均电导率变化, 从而为确定灌溉时间提供科学指导。

参考文献:

- [1] 史晓霞, 李京, 陈云浩, 等. 基于 CA 模型的土壤盐渍化时空演变模拟与预测[J]. 农业工程学报, 2007, 23(1): 6-12.
- [2] 丁建丽, 姚远, 王飞. 干旱区土壤盐渍化特征空间建模[J]. 生态学报, 2014, 34(16): 4620-4631.
- [3] Wang Y, Li Y, Xiao D. Catchment scale spatial variability of soil salt content in agricultural oasis, Northwest China[J]. Environmental Geology, 2008, 56(2): 439-446.

- [4] Jalali M. Salinization of groundwater in arid and semi-arid zones: an example from Tajarak, western Iran[J]. Environ Geol., 2007, 52(6): 1133-1149.
- [5] Tikhonravova P I. Effect of the water content on the thermal diffusivity of clay loams with different degrees of salinization in the Transvolga Region[J]. Soil Physics, 2007, 40(1): 47-50.
- [6] Wang Y, Li Y. Land exploitation resulting in soil salinization in a desert-oasis ecotone[J]. Catena, 2013, 100: 50-56.
- [7] Ding J L, Wu M C, Tashpolat T. Study on soil salinization information in arid region using remote sensing technique[J]. Agricultural Sciences in China, 2011, 10(3): 404-411.
- [8] Vachaud G, De Silans A P, Balabanis P, et al. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function[J]. Soil Science Society of America Journal, 1985, 49(4): 822-828.
- [9] Gao X, Wu P, Zhao X, et al. Estimating spatial mean soil water contents of sloping jujube orchards using temporal stability[J]. Agric. Water Manage., 2011, 102(1): 66-73.
- [10] Gao L, Shao M. Temporal stability of soil water storage in diverse soil layers[J]. Catena, 2012, 95: 24-32.
- [11] Douaik A, Meirvenne M V, Tóth T. Temporal stability of spatial patterns of soil salinity determined from laboratory and field electrolytic conductivity[J]. Arid Soil Research & Rehabilitation, 2006, 20(1): 1-13.
- [12] Castrignano A, Lopez G, Stelluti M. Temporal and spatial variability of electrolytic conductivity, Na content and sodium adsorption ratio of saturation extract measurements[J]. European Journal of Agronomy, 1993, 3(3): 221-226.
- [13] 徐国策, 刘海波, 申震洲, 等. 洛惠渠灌区地下水电导率时间稳定性分析[J]. 农业工程学报, 2015, 31(10): 115-121.
- [14] 于国强, 李占斌, 张霞, 等. 土壤水盐动态的 BP 神经网络模型及灰色关联分析[J]. 农业工程学报, 2009, 25(11): 74-79.
- [15] 刘海波, 李占斌, 李鹏, 等. 洛惠渠灌区典型样区地下水位与电导率关系研究[J]. 水土保持通报, 2011, 31(2): 27-30.
- [16] 张霞, 李占斌, 李鹏. 洛惠渠灌区地下水动态变化规律研究[J]. 西北农林科技大学学报, 2007, 35(8): 223-226.
- [17] 李瑛, 郭效丁, 魏永强, 等. 洛惠渠灌区地下水电导率特征分析[J]. 地下水, 2012, 34(5): 64-67.
- [18] Nielsen D R, Bouma J. Soil Spatial Variability[M]. Wageningen: Pudoc, 1985.
- [19] Yadav S, Irfan M, Ahmad A, et al. Causes of salinity and plant manifestations to salt stress: A review[J]. J. Environ. Biol., 2011, 32(5): 667-685.