

开孔河流域浅层地下水矿化度时空变异及特征分析

王水献<sup>1</sup>, 王云智<sup>2</sup>, 董新光<sup>1</sup>, 刘 丰<sup>1</sup>

(1. 新疆农业大学水利与土木工程学院, 新疆 乌鲁木齐 830052;

2. 新疆兵团勘测规划设计研究院地质勘察分院, 新疆 石河子 832000)

**摘 要:**以地统计学经典理论分析了开孔河流域不同时期和不同地貌单元地下水矿化度在时间和空间的变异特征,揭示其浅层地下水含盐量的时空变异规律。对流域平原区约 9 725 km<sup>2</sup> 面积浅层地下水矿化度不同时期 (1999、2003 和 2005 年)的实测数据为基础,应用地质统计学方法,对取得的实测数据进行了半方差函数分析,得出该地区地下水矿化度在时间和空间上都存在明显的变异性。在空间尺度上,地下水矿化度在开都河中下游地区及其两岸灌区有增加的趋势,在孔雀河灌区沿流域方向自上而下逐渐加重,整体上看,孔雀河流域的地下水盐化要比开都河流域严重。在时间尺度上,研究区地下水随时间推移正向盐渍化加重方向发展。利用地学统计 VARIWIN2.2 和 MAPGIS6.5 软件绘制了地下水矿化度时空分布图,为该地区地下水盐分的管理以及今后防止土壤盐渍化提供理论依据,也为干旱区地下水水质时空演变研究探索新方法。

**关键词:**地统计学; 地下水矿化度; 时空变异; 半方差函数; 开孔河流域  
**中图分类号:** X523 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-3409(2007)02-0293-04

Study on the Spatio-temporal Variation of Shallow Groundwater

Mineralization Degree and Its Characteristic in Kaikong River Basin

WANG Shu-xian<sup>1</sup>, WANG Yun-zhi<sup>2</sup>, DONG Xin-guang<sup>1</sup>, LIU Feng<sup>1</sup>

(1. College of Water Conservancy and Civil Engineering, Xinjiang Agriculture University, Urumqi 830052;  
2. Geological Investigation Branch of Institute of Survey, Planning and Design of Xinjiang Corps, Shihezi 832000, China)

**Abstract:** Based on classic theory of geo-statistics, the authors analyze the variation characteristic of groundwater mineralization degree in time and space in view of different periods and different geomorphic units in Kaikong river basin, and reveal the rule of groundwater content salt spatio-temporal variation. According to the observed data of shallow groundwater mineralization degree in different periods (1999, 2003 and 2005) in the 9 725 km<sup>2</sup> of Kaikong River basin, Xinjiang and semi-variance function analysis is made afterwards on the data obtained by the application of geo-statistics. Results show that the mineralization degree varies both temporally and spatially in the area. In the spatial scale, the mineralization degree of groundwater tends to increase in the medium-lower reaches of Kaidu River basin and its bank irrigation area, while the groundwater salinity is aggravation from top to bottom and as a whole, the groundwater salinity in Kongque River basin is more serious than in Kaidu River basin. And the groundwater salinity is aggravating with the elapse of time. VARIWIN2.2 and MAPGIS6.5 software are used to work out a spatio-temporal distributing map of groundwater mineralization degree, thus providing theory basis for make on groundwater-salt management and salinization prevention in this area.

**Key words:** geo-statistic; degree mineralization of groundwater; spatio-temporal variation; semi-variograms function; KaiKong River basin

1 研究区域背景资料

开都河-孔雀河(简称开孔河)流域位于巴音郭楞蒙古自治州境内,天山南麓,塔克拉玛干沙漠北缘,地理坐标为东经 85°20′~87°30′,北纬 41°10′~42°30′之间,流域面积约 3.14 万 km<sup>2</sup>。该流域主要由开都河流域(或者焉耆盆地)、博斯腾湖和孔雀河流域三部分组成。流域由于天山支脉阿克塔格的阻隔,形成焉耆盆地平原区和孔雀河冲洪积平原区两大地形地貌单元。

焉耆盆地是南天山褶皱断块山系中的一个大型山间盆地,北部高山区降水充沛,并具有一定面积的冰川和永久性积雪,河网较为发育,径流量大,盆地中的大小河流均发源于此,成为盆地地下水的主要来源。博斯腾湖位于焉耆盆地东南部海拔 1 048 m 以下的低凹区,是焉耆盆地的侵蚀基准面,由开都河等河流汇入而成。孔雀河发源于博斯腾湖,经库尔勒、尉犁注入罗布泊(目前仅至尉犁阿克苏甫长 362 km)全长 785 km<sup>[1]</sup>。平原区下部与塔里木盆地边缘绿洲相连。

流域深居欧亚大陆腹地,呈现出明显的干旱大陆性气候

\* 收稿日期: 2005-04-26  
基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40261008); 世界银行贷款项目(TBZJ-005)  
作者简介: 王水献(1975-),男,河南临颍县人,在读博士,主要从事于内陆干旱区水资源利用与环境保护研究; 通讯作者: 董新光(1957-),男,新疆石河子人,教授,博士生导师,主要从事水资源利用与保护研究。

特征。总的特点是干旱少雨,蒸发量大,日照时间长,光热资源丰富。从流域上游到下游多年平均降水量由 75.0~47.3 mm,集中于 6~8 月份。多年平均蒸发量约由 1 887~2 777 mm。

2 研究方法及资料来源

2.1 水样采集

分别于 1999 年、2003 年和 2005 年调查共完成了 390 个调查点(观测井)的地下水矿化度(包括  $K^+ + Na^+$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Cl^-$ 、 $SO_4^{2-}$ 、 $HCO_3^-$  的质量浓度)测定。各观测井的位置见图 1。

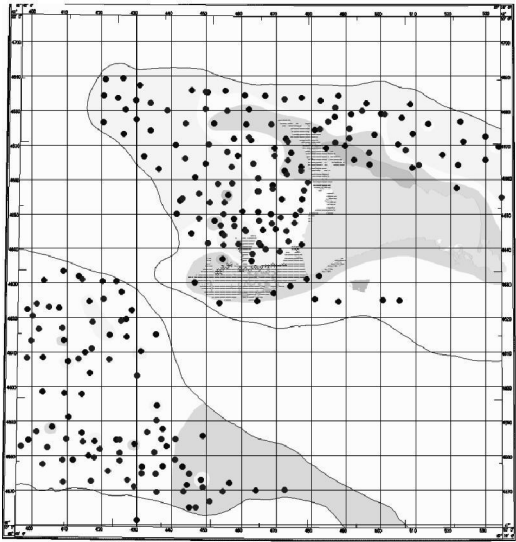


图 1 新疆开孔河流域地下水矿化度采样点分布图

2.2 研究方法

应用取样数据,采用统计软件 SPSS13.0 和专业地学统计软件 VARIWIN2.2 进行汇总分析和半方差函数分析。分析不同时期、不同地貌单元地下水水质变化趋势。

3 结果分析与讨论

3.1 半方差函数分析

区域化变量  $M$  是以空间点为  $x$  的 3 个直角坐标变量的随机场,观测前把  $M(X)$  看作是随机场,而观测后则被看作是一个三元实值函数或空间点函数<sup>[2]</sup>。由于随机性因素(非区域性因素)的影响,地下水矿化度既是空间的函数,也是时间的函数。区域化变量  $M(X)$  具有结构性和随机性二重性。结构性又称系统性或组织性,是水体受区域化因素的影响程度,即水体在小尺度上与空间数据具有一定的相关性,而在大尺度上存在局部相关的特性。随机性是水体受非区域化因素影响的程度,即在细节上不可预测但具有可测定的统计属性<sup>[3,4]</sup>。地质统计学是研究空间变异最常用的方法,而变异函数是地质统计学分析的主要内容,它既能描述区域化变量的结构性,也能描述其随机性。地下水矿化度  $M(X)$  是取样点  $x$  的函数,同样,与  $x$  点相距  $h$  点的地下水矿化度记作  $M(x+h)$ ,  $h$  为滞后距(指相对测定位置的间距);这样可以组成位差为  $h$  的若干组数据。地下水矿化度的平均值为常数,它与取样位置无关,即:  $E[M(x)] = \mu$ ; 理论上,随机变量的半方差函数为:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E[M(x) - M(x+h)]^2 \tag{1}$$

实际工作中,半方差的计算公式为:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [M(x_i) - M(x_i+h)]^2 \tag{2}$$

式中:  $\mu$ ——样本均值;  $E$ ——对样本取均值的函数符号;  $\gamma(h)$ ——间距为  $h$  的半方差,该值随  $h$  的增大而增大;  $N(h)$ ——间距为  $h$  的计算对数。

实际上,观测点的分布是散乱的,对平稳区域化变量  $M(x)$  先算出每个观测点与其它观测点之间的距离  $h_{is}$ ,若观测点有  $N$  个,则有  $N(N-1)/2$  个  $h_{is}$ ,然后把观测点间距分成  $P$  个级别,取其可能点数据对数  $(x_i, x_{is}) = (x_i, x_i + h_{is})$ ,并算出该距离的平均距离  $h_s$ 、点对数  $N(h_s)$  和观测值平方和的平均值,则变异函数  $\gamma(h_s)$  为:

$$\gamma(h_s) = \frac{1}{2N(h_s)} \sum_{i=1}^{N(h_s)} [M(x_i+h_{is}) - M(x_i)]^2 \quad (s=1, 2, \dots, P) \tag{3}$$

式中:  $h_s$ ——第  $s$  级空间不同点之间的样本距,又称滞后距(lag distance)。

这样就可得到  $P$  组数据  $h_s$ 、 $N(h_s)$  和  $\gamma(h_s)$ ,由此可以画出  $\gamma(h)$   $h$  图。

半方差函数的理论模型有多种,常用的有 Gauss 模型、线形模型、球状模型、指数模型和双曲线模型等<sup>[5,6]</sup>。本文主要采用的是指数模型和球形模型。

3.2 地下水矿化度描述性统计分析

表 1 是新疆开孔河流域地下水矿化度的统计特征值,可以看出,无论在焉耆盆地内或是在孔雀河灌区,其浅层地下水矿化度变化趋势是逐年增大的,通常认为变异系数  $C_v \leq 10\%$  时为弱变异,  $10\% < C_v \leq 100\%$  为中等变异,当  $C_v > 100\%$  为强变异<sup>[7]</sup>。

由表 1 可见,在开都河灌区浅层地下水矿化度具有较强的变异性,其中 2003 年变异最大;孔雀河灌区内不同年之间变异性中等,差别不大。原因分析,由于在开都河流域中,其独特的水文地质条件及其地形地貌特征造就了其明显的水文地球化学场的分带性,总体上看,在山地倾斜平原(处于或靠近地下水系统的补给区)地下水水质好,主要为  $HCO_3-Ca(Mg)$  和  $HCO_3-Ca-Na$  型,矿化度一般  $< 0.5$  g/L。向盆地中部平原区区域地下水流动系统排泄区或局部流动系统强烈蒸发的排泄区水质变差,矿化度增大。如从开都河上游向下游,矿化度由 0.2 g/L 依次增加到 10 g/L,水化学类型依次为  $HCO_3$ 、 $HCO_3-SO_4$ 、 $SO_4-Cl$ 、 $Cl-SO_4$  型。因此,流域内其明显的水质分带性和人类灌溉排水的影响导致盆地内矿化度空间变异性强烈,而在孔雀河流域,其水文地质条件对矿化度的分区其影响不大,而多受人类的灌溉活动的影响,则其空间变异性较开都河流域弱。

由于经典统计学方法只能反映矿化度变化的总体,不能反映样本的独立性,解决这一问题的方法是进一步研究其空间变异的结构性,即应用地质统计学的方法研究地下水矿化度空间变异结构。

3.3 地下水矿化度时空变异特征分析

表 2 是根据地下水矿化度变异函数理论模型得出的相应参数。块金值与基台值之比表示随机性因素引起的空间变异性占系统变异的比值,若该比值高,则说明随机性因素引起的空间变质性程度起主要作用。反之,则说明结构性因素引起的空间变质性程度其主要作用。由此可见,块金值与基台值比例可以表明系统变量的空间相关性的程度。如果比值小于 25%,说明系统具有强烈的空间相关性,如果比值在 25%~75% 之间,说明系统为中等空间相关;如果比值大于 75%,说明系统具有较弱的空间相关性<sup>[4,8]</sup>。从表 2 可以看出,在焉耆盆地内,1999 年、2003 年和 2005 年地下水矿化度的块金值和基台值之比依次为 12%、23% 和 47%。其空间相关性在 1999 和 2003 年表现强烈,2005 年空间相关性属于中等;在孔雀河流域,1999 年、2003 年和 2005 年地下水矿化度的块金值和基台值之比依次为 26%、35% 和 26%,

其空间相关性均属中等。

表 1 开孔河流域地下水矿化度统计特征值						
统计值	开都河流域			孔雀河灌区		
	1999	2003	2005	1999	2003	2005
样本个数	80	90	62	46	47	44
极 差	7.39	11.37	19.729	6.75	10.43	20.482
最小值	0.23	0.23	0.517	0.35	0.37	0.697
最大值	7.62	11.6	20.246	7.1	10.8	21.179
均 值	1.76	2.96	4.00	2.26	2.69	6.43
标准差	1.90	3.58	4.32	1.52	2.10	5.02
方 差	3.62	12.79	18.70	2.31	4.43	25.15
变异系数/%	107.94	120.67	108.04	67.26	78.11	78.01
偏 度	1.73	1.40	2.17	1.53	2.06	1.21
峰 度	2.17	0.43	4.75	2.65	4.95	0.82

块金值通常表示由实验误差和小于试验取样尺度引起的变异,它一般是通过对方方差散点图的曲线拟和求得<sup>[9]</sup>。从表 2 中可以看出,无论在焉耆盆地或是在孔雀河流域其块金反差都较小,说明在最小间距内变异过程引起的误差较小。变程是指地下水矿化度的空间自相关范围,变程的变化意味着地下水矿化度均匀性的强弱。从表 2 中可以看出,在焉耆盆地内,1999 年、2003 年和 2005 年其变程依次为 24.85 km、22.07 km 和 19.35 km,变程在依次下降,2005 年的变程比 1999 年的变程缩短了 5.5 km,这意味着其地下水矿化度分布的均匀性减弱了;在孔雀河流域内,1999 年、2003 年和 2005 年其变程依次为 10.69 km、23.08 km 和 24.49 km,变程在依次增加,2005 年的变程比 1999 年的变程增加了 13.8 km,这意味着其地下水矿化度分布的均匀性增强了。根据地统计学的原理可知,开孔河流域地下水矿化度实测数据的分布都服从正态分布,变异曲线除了在 2003 年焉耆盆地符合球状模型,其他时间都符合指数模型。

表 2 地下水矿化度的时空变异参数						
区域	时间	块金方差 / $C_0$	基台值 ( $C+$ $C_0$ )	块金方差/基台 值 $C_0/C+$ $C_0$	最大相关 距离/km	模型
开都河流域	2005	1.802	3.816	0.47	19.35	指 数
	2003	2.761	11.809	0.23	22.07	球 状
	1999	0.4	3.42	0.12	24.85	指 数
孔雀河流域	2005	7.26	28.46	0.26	24.49	指 数
	2003	3.465	9.872	0.35	23.08	指 数
	1999	0.49	1.901	0.26	10.69	指 数

3.4 地下水矿化度时空变化格局及原因分析

通过 1999 年、2003 年和 2005 年的调查结果,利用

MAPGIS 软件绘制地下水矿化度分区图,各项分区面积统计结果如表 3,从表中可以看出,在时间尺度上,在开都河流域中矿化度小于 1 g/L 的面积逐渐减少,从 1999 年的 42% 减少到 2005 年 31%,而矿化度 1~ 3 g/L 的分区面积逐渐增加,已经从 1999 年的 26% 增加到 2005 年的 46%,高矿化度分区面积已由原来的 13% 减少到现在的 2%;而在孔雀河流域中,在 1999 年地下水矿化度小于的分区面积有成片区域,到 2005 年只剩下星星点点的分布,比例减少了 13%,1~ 3 g/L、3~ 10 g/L 的矿化度分区面积由原来的 42%、30% 分别增加到现在的 49% 和 40%。在空间尺度上,在开都河流域内,由于波斯腾湖为流域的聚集地,其地下水矿化度分带较为明显,沿湖边及其湖滨湿地一般为高矿化区。1999 年其山前冲积扇部位和开都河两岸灌区基本为矿化度小于 1 g/L 区域,到 2005 年,开都河中下游两岸灌区地下水矿化度已经在 1~ 3 g/L 范围内,而高矿化区域沿湖滨周围也逐渐缩小。在孔雀河流域内,从图 2、图 3、图 5 中明显可以看出,沿流域方向从上到下部地下水矿化度逐渐加重。

原因分析,由于在近几年地表的不合理灌溉,使得焉耆盆地内地下水水位普遍升高,农田受到盐渍化危害,灌区的排水排盐的增大不但导致博湖盐化也加重了灌区内的地下水矿化度。波斯腾湖作为孔雀河的源头,波斯腾湖盐化之水经孔雀河进入孔雀河灌区,在孔雀河灌区内,排水系统措施较差,最终导致了灌区的地下水的盐化。根据新疆农业大学钟瑞森所做的研究表明,在焉耆盆地内多年进出盐量基本处于均衡状态,而波斯腾湖 1999~ 2004 年平均入盐量 151.5 万 t,其中灌区排水排盐量 58 万 t,波斯腾湖多年平均出盐量 205 万 t,多年平均脱盐 54 万 t;而孔雀河流域多年平均总入盐量为 205 万 t,总出盐量 127 万 t,总体处于积盐状态<sup>[10]</sup>。这一点与以上分析是一致的。

总之,随着时间推移,由于受农田施肥,灌区排水排盐等其他人为因素的影响,研究区地下水矿化度超盐渍化方向发展。变化趋势是孔雀河灌区的盐化要比开都河灌区严重的多。

表 3 开孔河流域地下水矿化度面积分区统计												km <sup>2</sup>
矿化度分区  /(g·L <sup>-1</sup> )	开都河流域						孔雀河流域					
	1999		2003		2005		1999		2003		2005	
	面积	比例	面积	比例	面积	比例	面积	比例	面积	比例	面积	比例
< 1	2416	42	2307	40	1796	31	680	17	124	3	168	4
1~ 3	1483	26	2472	43	2651	46	1679	42	2755	70	1943	49
3~ 10	1130	20	849	15	1157	20	1186	30	1078	27	1596	40
10~ 50	731	13	131	2	159	3	420	11			256	6
合 计	5760	100	5760	100	5764	100	3965	100	3957	100	3961	100

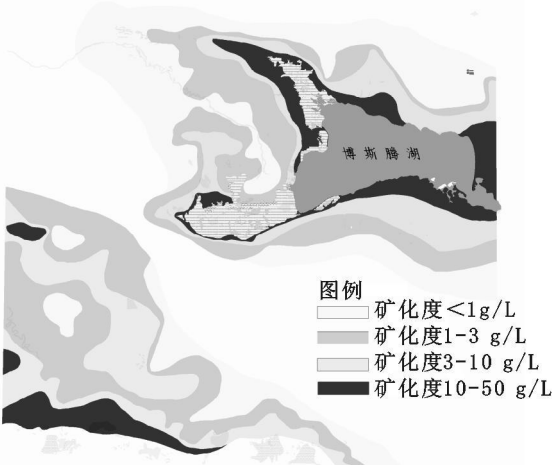


图 2 1999 年开孔河流域地下水矿化度分区图

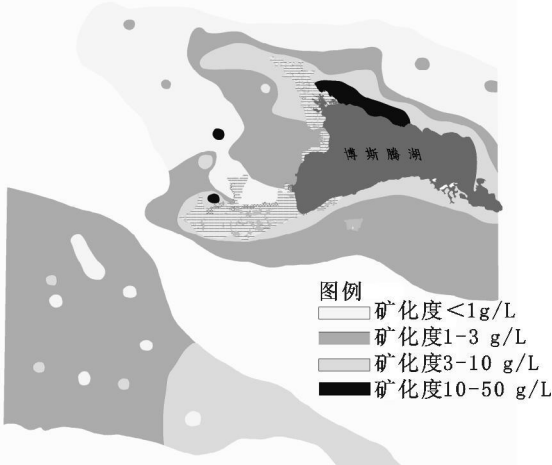


图 3 2003 年开孔河流域地下水矿化度分区图

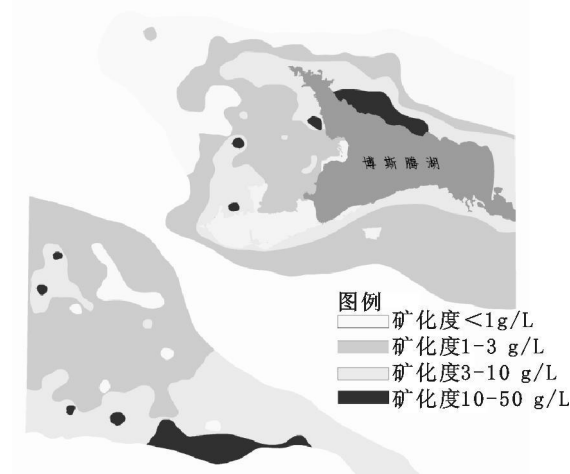


图 4 2005 年开孔河流域地下水矿化度分区图

参考文献:

[ 1 ] 董新光, 江涛, 姜卉芳. 新疆焉耆盆地水资源利用与环境保护模式研究[ J ]. 灌溉排水学报, 2001, 20(2): 61– 65.

[ 2 ] 侯景儒, 黄竟先. 实用地质统计学[ M ]. 北京: 地质出版社, 1998.

[ 3 ] 张乃明, 李保国, 胡克林. 太原污灌区土壤重金属和盐分含量的空间变异特征[ J ]. 环境科学学报, 2001, 21(3): 349– 353.

[ 4 ] 苏里坦, 宋郁东, 张振羽. 新疆渭干河流域地下含盐量的时空变异特征[ J ]. 地理学报, 2003, 58(6): 854– 860.

[ 5 ] 胡克林, 李保国, 林启美, 等. 农田土壤养分空间变异性特征[ J ]. 农业工程学报, 1999, 15(3): 33– 38.

[ 6 ] 苏里坦, 宋郁东, 张振羽. 新疆三工河流域地下水矿化度的时空变异及分形特征[ J ]. 地质科技情报, 2005, 24(1): 85– 90.

[ 7 ] 雷志栋, 杨诗秀, 许志荣, 等. 土壤特性空间变异性初步研究[ J ]. 水利学报, 1985, (9): 10– 21.

[ 8 ] 杨玉玲, 文启凯, 田长彦等. 土壤空间研究现状与展望[ J ]. 干旱区研究, 2001, 18(2): 50– 55.

[ 9 ] 秦耀东. 土壤空间变异的半方差问题[ J ]. 农业工程学报, 1998, 14(4): 42– 47.

[ 10 ] 钟瑞森. 博斯腾湖水盐平衡模型研究[ D ]. 乌鲁木齐: 新疆农业大学, 2005.

( 上接第 292 页)

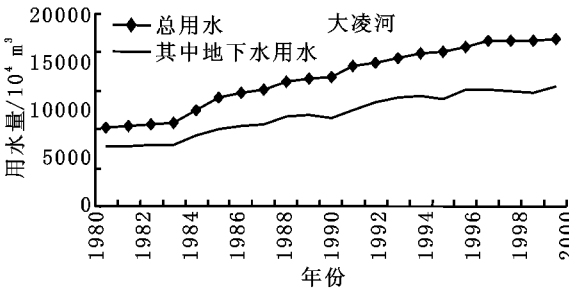
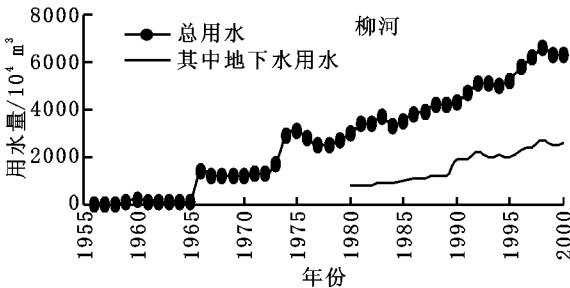


图 2 部分流域各年用水过程线

原因。

5 结 语

上述分析内容可以看出, 第二水资源评价结果与第一次相比地表水资源量偏少的原因如下:

- ( 2 ) 降雨量的递减趋势是产生这种现象的客观原因。
- ( 3 ) 人类用水过程的逐年递增是产生这种现象的主观因素。
- ( 4 ) 水土保持措施是造成这种现象的主要原因。

( 1 ) 水文资料系列的代表性不同是造成这种现象的计算

参考文献:

[ 1 ] 江行久. 阜新地区旱情分析及解决对策[ J ]. 东北水利水电, 2003, 21(3): 39.

[ 2 ] 江行久. 阜新地区农业水文气象特点及开发利用设想[ J ]. 东北水利水电, 2001, 19(11): 13.

[ 3 ] 江行久. 阜新经济转型期水资源开发潜力研究[ J ]. 地下水, 2005, 27(6): 424– 451.

[ 4 ] 江行久. 次降雨土壤吸收量推算方法研究[ J ]. 中国农村水利水电, 2006, (2): 44– 46.

[ 5 ] 江行久. 水文序列的灰色分析[ J ]. 东北水利水电, 2001, 19(10): 38– 40.

[ 6 ] 江行久. 辽宁西部地区土壤水预测模型与用例分析[ J ]. 东北水利水电, 2006, 24(2): 37– 40.

[ 7 ] 江行久. 暴雨资料推算设计洪水及参证流域校核方法研究[ J ]. 东北水利水电, 2005, 23(11): 30– 33.

[ 8 ] 江行久. 闸孔出流系数率定方法研究及个例分析[ J ]. 水利科技与经济, 2005, 11(12): 759– 761.