

文章编号: 1007-4929(2006)03-0016-05

氯离子示踪法在河北平原 地下水垂向入渗补给量评价中的应用

汪丙国, 靳孟贵, 王文峰, 杨磊

(中国地质大学环境学院, 湖北 武汉 430074)

摘要:采用氯离子示踪技术确定干旱—半干旱地区地下水垂向入渗补给量对于揭示地下水补给的空间变化规律,完善地下水资源评价的理论与方法,具有重要理论与现实意义。利用天然环境氯离子示踪法评价了河北平原典型区地下水垂向入渗补给量,结果表明该方法在山前冲洪积平原水位埋深大的淡水区应用效果较好,鹿泉和栾城的补给量分别为 44.72mm/a 和 31.31mm/a,占多年平均降雨量的 8.2%和 5.8%,以扩散流入渗为主;在中部冲湖积平原和滨海冲积海积平原由于天然环境氯离子浓度背景值高、水位埋深浅以及近海输入氯离子的波动性较大,该方法的应用受到一定程度的限制。

关键词:氯离子;示踪技术;河北平原;地下水垂向入渗补给

中图分类号:TV138 **文献标识码:**A

Application of Chloride Ion Tracer Method in Estimation of Vertical Infiltration Recharge of Groundwater in Hebei Plain

WANG Bing-guo, JIN Meng-gui, WANG Wen-feng, YANG Lei

(School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: Using chloride ion tracer method to estimate the vertical infiltration recharge of groundwater in arid and semi-arid region has important theoretic and practical value for exploring spatial variation rule of groundwater recharge and improving evaluating theory and method for groundwater resources. The method was adopted to estimate the vertical infiltration recharge of groundwater in representative region of Hebei plain in this paper. The results showed that the method had good application effect in fresh water zone with deep groundwater depth in piedmont alluvial plain. Recharge rates in Luquan city and Luancheng city are 44.72mm/a and 31.31mm/a, which account for 8.2% and 5.8% of the mean annual rainfall, respectively. The flow is mainly diffusion flow. While application of this method is limited to some extent in central alluvial lacustrine plain and coastal alluvial plain because of the high background of chloride ion concentration, shallow groundwater depth, and the larger fluctuation of the input chloride in coastal plain.

Key words: chloride ion; tracer method; Hebei plain; vertical infiltration recharge of groundwater

0 引言

我国西北、华北干旱—半干旱地区水资源紧缺,地下水是大多地区的主要供水水源,准确评价地下水的补给量是制定水资源规划和地下水可持续利用方案的基础。目前,确定地下水补给量的方法很多,大致可概括为:直接测定、水均衡法、土壤

水动力学方法(Allison 1994)、地下水位动态法、示踪法以及数值模拟法等^[1~5]。由于地下水补给过程及其时空变化十分复杂,地下水补给量的确定存在很大的不确定性。因此,选择可信度高的评价方法准确评价地下水补给量,对于揭示地下水补给的时空变化规律,完善地下水资源评价的理论与方法,具有重要理论与现实意义^[6~7]。

收稿日期:2005-10-15

基金项目:中国地质调查局项目(20031040035-1);国家自然科学基金项目(40472123);中国地质大学(武汉)优秀青年教师资助计划资助项目(CUGQNL0631)。

作者简介:汪丙国(1973-),男,讲师,主要从事饱和、非饱和水流及溶质运移的教学和科研工作。

用天然环境氯离子示踪法确定干旱—半干旱地区地下水垂向入渗补给量,具有方便、经济,且不污染环境等优点。目前在国内外已广泛地用来计算干旱、半干旱气候条件下降水入渗补给量以及包气带中水分运移过程,如澳大利亚、美国、墨西哥、以色列及非洲的博茨瓦纳等地^[8]。在我国,关于天然环境氯离子示踪的研究,则甚少报道,仅见 Jin Menggui 等(1998)在河北王瞳作了初步尝试^[9]。

1 研究区概况

河北平原地理位置东经 114°20′~119°25′、北纬 36°03′~39°56′。它北靠燕山、西依太行山、东临渤海、环绕京津,包括石家庄、唐山、秦皇岛、邯郸、邢台、保定、沧州、廊坊、衡水等 9 市 119 县(市),面积 73 129 km²,耕地约 400 万 hm²,人口约 0.5 亿人,是我国北方重要的粮棉产区和工业基地。区内交通发达,京广、京九、京沪铁路纵贯南北,已形成以铁路为骨干,与公路、航空、水运相结合的综合运输网,地理位置十分重要(图 1)。

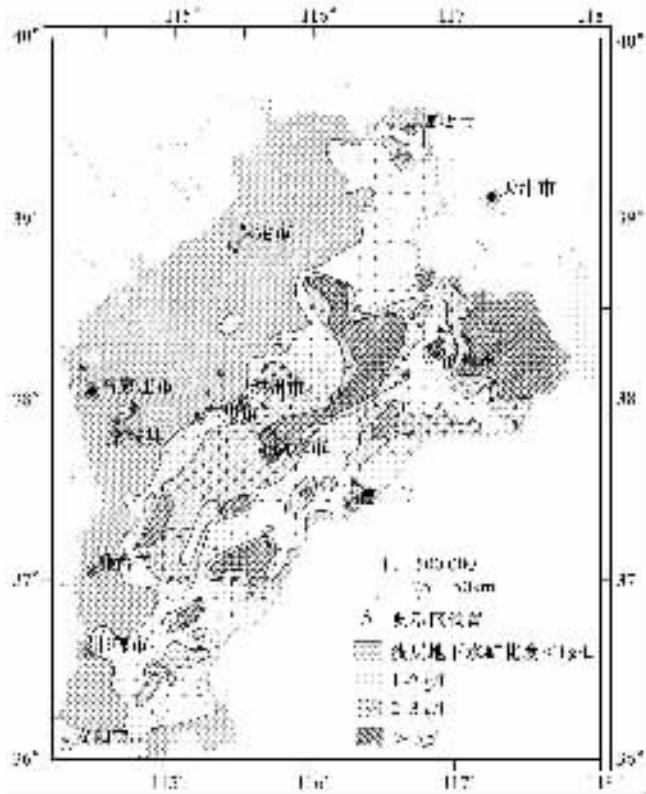


图 1 研究区位置图

(据 Zhang Renquan, Jin Menggui et al. 修改,1994)

河北平原属暖温带半湿润半干旱大陆性季风气候区,夏热冬寒,气温年较差、日较差大。年降水量较少,时空分布不均,年降水量自东南向西北减少,降水年内分配不均匀,夏雨冬干,全年降水量的 60%~70%集中于夏季,冬季仅占 5%~10%,暴雨多,强度大,降水频率大是本区降水的突出特点。本区属我国水资源供需矛盾较为突出的地区。

河北平原地势较平缓,西北略高,东部稍低,浅碟状洼地、岗地、河间洼地、交接洼地、决口扇纵横交错。区内第四系堆积厚度较大,一般为 400~600 m;自北而南(冀东平原)和自西而

东(京津以南平原)含水层岩性颗粒逐渐由粗变细,厚度逐渐变薄。根据地形地貌和水文地质条件,可把河北平原分为山前冲洪积平原区、中部冲湖积平原区和滨海冲海积平原区。

根据区域水文地质条件和地下水系统特征,从山前到滨海沿地下水流向在山前冲洪积平原区选择鹿泉、栾城,中部冲湖积平原区选择辛集、深州、衡水、德州,滨海冲海积平原区选择沧州等作为典型区开展细致研究(图 1),各典型区概况见表 1。

表 1 典型区概况

地貌类型	典型区及具体位置	水位埋深/m	包气带岩性
山前冲积洪积平原区	鹿泉市获鹿镇小毕村	10~15	粉土
	栾城县聂家庄 185 试验场	30~35	粘性土与砂性土互层
中部冲积湖积平原区	辛集市旧城镇	20~25	粉土
	深州市护驾迟乡南张庄村	10~15	粘性土
	衡水市城西后铺村	3~5	粉土
滨海冲积海积平原区	德州市宋官屯乡郭家庵村	3~5	粉土
	沧州市小赵庄乡王御史村	2~4	粉土

2 天然环境氯离子示踪的原理和方法^[8~11]

该方法的基本假设:①氯离子表现稳定,它不会被岩土所吸附,也不会被植被所吸收。②氯离子的大气输入由湿和干沉积组成,通常被认为是一个不随时间而改变的常数(在较长的时段内)。③土壤水分的运动遵循活塞流机制,但受降雨、蒸腾发以及地形起伏的影响,土壤水分在垂向和侧向上容易发生复杂的运移,因此通常选择在根系区以下最深零通量面以下而且地形相对平坦的位置。

质量守恒是氯离子示踪方法应用的基本原理,即根据降水输入的氯离子浓度与土壤水中氯离子浓度之比值反求降水的入渗补给量。在实际应用中,较普遍见到的有氯离子质量平衡法和氯离子累积法。

2.1 氯离子质量平衡法

氯离子质量平衡法是最简单、最经济、最普遍的方法。该方法最初由 Eriksson 于 1969 年提出,可以用来计算土壤水分通量和补给量,也可以用来检查水分通过非饱和带的运移方式。根据质量守恒定律,降水量大小和降水输入的氯离子浓度与入渗补给量及土壤水中氯离子浓度存在下列关系:

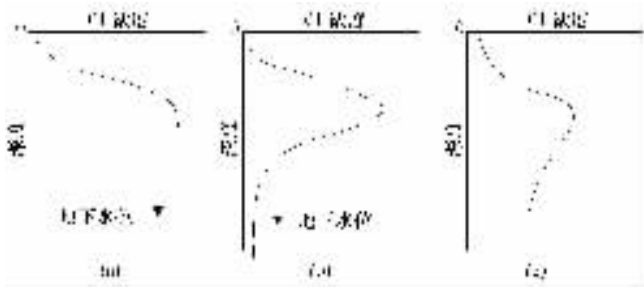
$$P Cl_p = R Cl_{sm} \quad (1)$$

式中: P 为当地多年平均降水量, mm/a; Cl_p 为降水输入的多年平均氯离子浓度, mg/L, 包括干、湿沉降 2 部分; R 为多年平均的入渗补给量, mm/a; Cl_{sm} 为植物根系带之下土壤水的氯离子浓度, mg/L。

一般而言,若土壤水的 Cl_{sm} 与地下水的氯浓度近似一致,则说明垂向入渗补给是地下水唯一的或最主要的补给来源。当土壤水的 Cl_{sm} 明显大于地下水氯离子浓度时,地下水的补给除垂向入渗补给外,还存在其他补给来源。

不同类型的入渗补给机制可以通过氯离子浓度剖面来解

释。在干旱、半干旱气候条件下,包气带中土壤水氯离子浓度随深度变化曲线有 3 种基本类型(图 2)。



(a) 活塞式入渗补给过程模型;

(b) 捷径式入渗补给过程或存在其他补给来源;

(c) 某一场地反映补给条件变化的剖面

图 2 土壤氯离子浓度剖面(Allison, 1988)

图 2(a) 代表一个简化的活塞式入渗补给过程模型,入渗水分初始氯离子浓度 Cl_p , 因蒸发和植物蒸腾的浓缩作用,土壤水中氯离子浓度增加,经过植物根系带之后稳定为一相对定值 Cl_{sm} , 此时,地下水的氯离子浓度 Cl_{gw} 与 Cl_{sm} 近似一致。图 2(b) 是一个单峰剖面,凸形特征认为是捷径式入渗补给的水分稀释了根系区以下的土壤水浓度,造成根系区以下土壤中氯离子含量的减少,或是存在其他补给来源造成土壤水氯离子浓度高于地下水氯离子浓度。图 2(c) 代表的是地下水位埋深大以活塞式入渗补给的一种情况。这时, Cl_{sm} 变化曲线反映了降水入渗补给的速度和历史变化过程(Allison 等, 1985)。

假设土壤水分运移既存在活塞流又有优先流,则总的补给量可以用 2 种方式的组合来计算,即土壤水分下移同时存在慢的扩散流和快的优先流。假设在这种流动模式下遵循质量守恒定律,总的补给量 R_T 可以分成 2 部分来计算(Sharma and Hughes 1985):

$$R_T = R_{pr} + R_{sm} \quad (2)$$

$$R_T Cl_{gw} = R_{pr} Cl_{pr} + R_{sm} Cl_{sm} \quad (3)$$

式中: R_{sm} 为扩散流贡献的补给量, mm/a; R_{pr} 为优先流贡献的补给量, mm/a; Cl_{gw} 为地下水中氯离子的浓度, mg/L; Cl_{pr} 为优先流中氯离子的浓度, mg/L; Cl_{sm} 为扩散流中氯离子的浓度, mg/L。

如果雨水中氯离子的浓度与优先流中氯离子的浓度近似相等,则表明植被吸收造成的土壤溶质的富集可以忽略不计。

如果 Cl_{gw} 、 Cl_{sm} 已知,且有 $Cl_{pr} \ll Cl_{gw} < Cl_{sm}$, 根据公式(2)和(3),优先流(或扩散流)对总补给的贡献率可以用下式来计算:

$$f(R_{pr}) = \left(\frac{Cl_{sm} - Cl_{gw}}{Cl_{sm} - Cl_{pr}} \right) \approx \left(\frac{Cl_{sm} - Cl_{gw}}{Cl_{sm}} \right) \quad (4)$$

$$f(R_{sm}) = 1 - f(R_{pr}) \quad (5)$$

式中: $f(R_{sm})$ 、 $f(R_{pr})$ 分别为扩散流和优先流的百分数。

式(2)~式(5)都是假设 2 种流态的水分完全混合补给地下水含水层。根区以下氯离子浓度的急剧降低则可以表明有优先流存在;如果氯离子浓度不随深度而变化,土壤水分通量可以用式(1)来计算。以上的计算尽管是近似的,但提出了考虑土壤水分运移机制的影响计算地下水垂向补给量的方法。

2.2 土壤氯离子累积法

1985 年,Allison 提出了利用氯离子浓度剖面计算入渗补给量的另一种方法——土壤氯离子累积法。

该方法假设氯离子行为稳定、土壤水分的垂向运移遵循活塞流机制,某一深度 z 的土壤氯离子累积总量 TC_z (mg/m²) 根据下式来计算:

$$TC_z = \sum_{i=1}^z h_i C_i \frac{\omega_i b_i}{\rho_i} = \sum_{i=1}^z h_i C_i \theta_i \quad (6)$$

$$\omega_i b_i / \rho_i = \theta_i$$

式中: h_i 为剖面上每一层的指定高度, mm; C_i 为土壤水 Cl^- 的含量, mg/L; ω_i 为重量含水量; b_i 为体积密度, g/cm³; θ_i 为体积含水量; ρ_i 为深度 h_i 处水的密度, g/cm³, 其值约等于 1。

同样,某一深度 z 的土壤水分累积总量 TM_z (mm/m²) 可以用下式来表示:

$$TM_z = \sum_{i=1}^z h_i \frac{\omega_i b_i}{\rho_i} = \sum_{i=1}^z h_i \theta_i \quad (7)$$

从长时间尺度来看,土壤表面的多年平均总氯离子输入 TD [mg/(m²·a)] 保持恒定,则垂向的土壤水分通量 q_{sm} (mm/a) 可以用下式来表达:

$$q_{sm} = \frac{TD TM}{TC} \quad (8)$$

根据式(1),实际的土壤水分运移速率 V_{sm} 为:

$$V_{sm} = \frac{q_{sm}}{\theta} \quad (9)$$

当环境条件随时间而变化,土壤氯离子累积总量 TC 与土壤水分累积总量曲线不一致,在这种情况下,土壤水分通量 q_{sm} 变为下式:

$$q_{sm} = TD \left(\frac{\partial TM}{\partial TC} \right)_{z_i} \quad (10)$$

如果总氯离子沉积是一个不随时间而变化的常量,剖面上任意点土壤水分的年龄 t_{sm_z} (年) 可以用下式来计算:

$$t_{sm_z} = \frac{TC_z}{TD} \quad (11)$$

3 应用

土壤氯离子取样选择在受人为因素影响小、没有浇水的裸地或荒地。取样间隔为 0.1~0.3 m, 地下水位浅, 取样间隔小, 水位埋深大, 取样间隔大, 取样深度尽量达到或接近地下水位。所取土样用离心机分离土壤水溶液或现场取土壤水溶液, 采用滴定和离子色谱法测土壤氯离子浓度, 测得的土壤氯离子浓度剖面分布如图 3 所示, 计算时采用土壤氯离子浓度剖面较为稳定段的氯离子浓度平均值, 文中取 2 m 或接近 2 m 以下土壤氯离子浓度平均值。同时取雨水样(分旱季和雨季)分析雨水氯离子浓度(包括干沉降)和地下水氯离子浓度。

据式(1)计算的各典型区多年平均地下水垂向补给量见表 2, 由表 2 可以看出各典型区多年平均地下水的垂向补给量的变化规律, 处于山前冲洪积平原的栾城和鹿泉的总补给量大, 分别为 44.72 mm/a 和 31.31 mm/a, 分别占多年平均降雨量的 8.2% 和 5.8%, 扩散流的份额分别占 81.97 和 70.01%, 以扩散流为主。但由于鹿泉的水位埋深(10~15 m) 比栾城(30~35 m) 的小, 而且鹿泉的包气带岩性(粉土) 比栾城(粘土土与

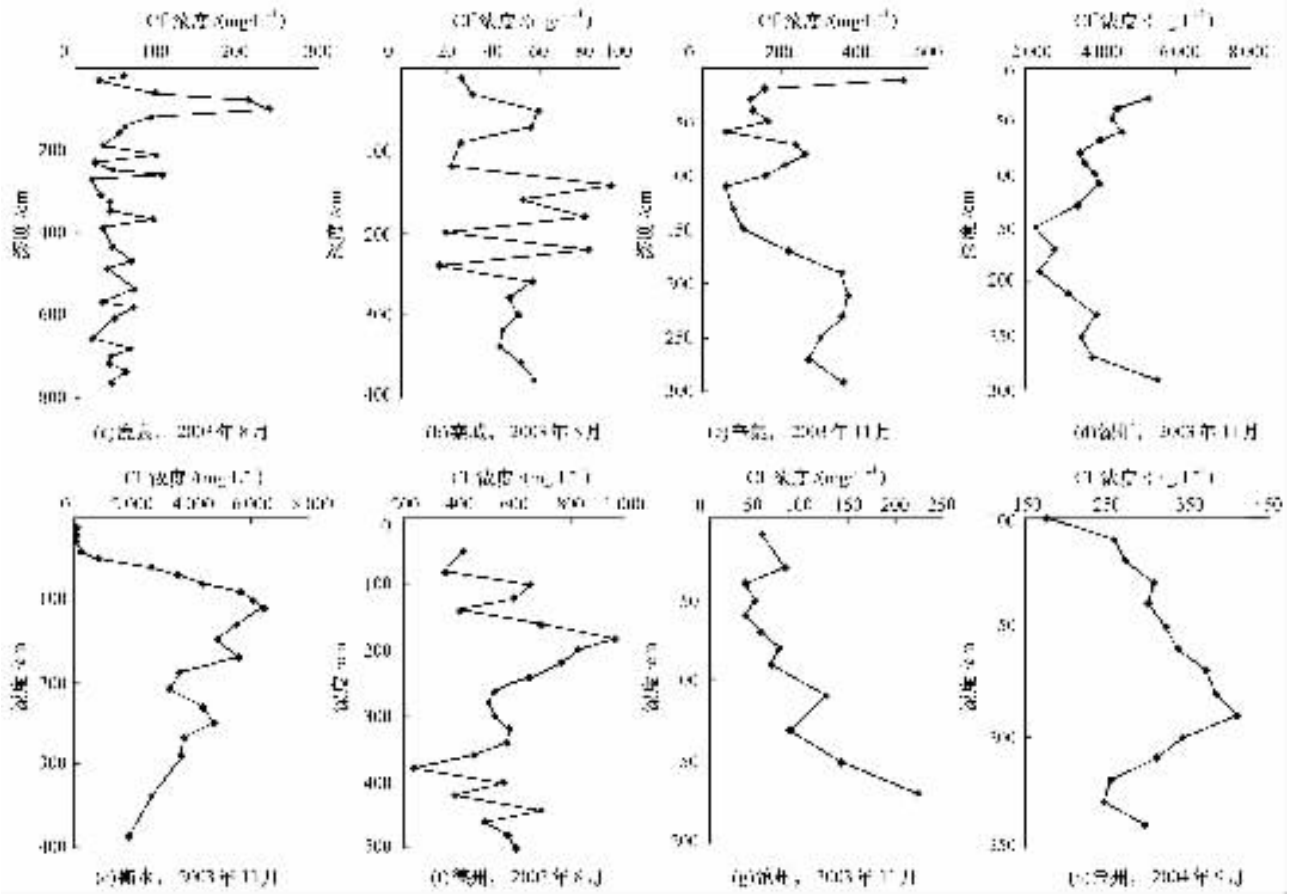


图3 典型区土壤氯离子浓度剖面(Allison,1988)

表2 典型区的地下水垂向补给量

典型区	Cl_{sn} ($mg \cdot L^{-1}$)	$Cl_p /$ ($mg \cdot L^{-1}$)	$Cl_{gw} /$ ($mg \cdot L^{-1}$)	$P /$ ($mm \cdot a^{-1}$)	$R_{sn} /$ ($mm \cdot a^{-1}$)	$f(R_p) /$ %	$f(R_{sn}) /$ %	$R /$ ($mm \cdot a^{-1}$)
鹿泉	52.97	3.55	43.42	547	36.66	18.03	81.97	44.72
栾城	60.76	2.48	42.54	537	21.92	29.99	70.01	31.31
辛集	336.81	2.48	—	488.2	3.59	—	—	—
深州	3 601.8	3	—	510	0.42	—	—	—
衡水	3 454.5	2.66	—	522.5	0.40	—	—	—
德州	514.26	4.43	292.46	522.3	4.50	43.13	56.87	7.91
沧州1	145.69	8.86	343.86	554.3	33.64	0	100	33.64
沧州2	292	8.86	343.86	554.3	16.82	0	100	16.82

注:沧州1取样时间为2003年11月,水位埋深约2 m;沧州2取样时间为2004年9月,水位埋深约2.5 m;土壤水氯离子浓度是计算深度(沧州1除外)为2 m以下氯离子剖面浓度平均值,沧州1为1.1~1.8 m深度的平均值; Cl_{sn} 表示土壤水氯离子浓度; Cl_p 表示雨水中氯离子平均浓度,包括干沉降和湿沉降2部分; Cl_{gw} 表示地下水氯离子浓度; R_{sn} 表示扩散流补给量,根据式(1)计算; $f(R_p)$ 和 $f(R_{sn})$ 分别表示优先流和扩散流所占的份额,根据式(4)、式(5)计算; R 表示总补给量,根据 R_{sn} 和 $f(R_{sn})$ 计算;—表示无资料无法计算。

砂性土互层)的粗且均匀,故鹿泉的补给量比栾城要大。处于中部冲湖积平原的辛集、深州、衡水和德州扩散流补给量小,为0.40~4.50 mm/a,深州和衡水其土壤水中氯离子浓度最高,其补给量也最低,而辛集和德州土壤水中氯离子浓度较低,其补给量也相对较高,由此可见补给量的大小受土壤氯离子浓度背景值大小的影响显著。

补给量偏小,究其原因主要有以下两点:一是这些研究区岩性主要为粘性土和粉土,氯离子浓度剖面与图2(b)基本吻合,说明存在捷径式补给或是有其他的补给来源;二是这些典型区基本上都处于河北平原区广泛分布的咸水区($>1 g/L$)或盐渍区(图1),土壤中的氯离子浓度背景值很高,降水输入携带的氯离子浓度与其相比很小,高背景值的存在掩盖了因蒸发、蒸腾作用引起土壤水中氯离子浓度的改变,故在此种情况下不宜直接

中部冲洪积平原辛集、深州、衡水、德州计算出地下水垂向

采用氯离子质量平衡法进行地下水补给量评价。

在滨海冲海积平原沧州典型区,由于土壤氯离子背景值较高,地下水位埋深浅,近海输入氯离子的动态变化大,土壤剖面氯离子浓度波动较大,从2次取样结果来看,氯离子浓度相差2倍,计算的多年平均补给量分别为33.64 mm/a和16.82 mm/a,说明氯离子示踪方法在该区的可靠性差,不宜应用。

4 结 语

(1)氯离子示踪法在河北平原的山前倾斜平原水位埋深大的淡水区应用效果较好;采用氯离子示踪平衡法求得鹿泉和栾城多年平均地下水垂向补给量为44.72 mm/a和31.31 mm/a,分别占多年平均降雨量的8.2%和5.8%,以扩散流入渗为主。

(2)在河北中部冲洪积平原和滨海冲海积平原浅层咸水分布区或盐渍化地区氯离子示踪法应用受到一定限制,建议在这些地方应用时人为增加氯离子的输入,以消除氯离子高背景值的影响。

(3)土壤氯离子取样尽可能选择在人为活动影响小的地区,尽量减少人为输入氯离子的影响(如未灌溉的荒地),在有人为输入氯离子时(如灌溉),则须把灌溉输入的氯离子一并考虑到氯离子质量平衡中,以提高评价的精度^[1];

(4)尽管天然氯离子示踪法的应用范围有局限性,但与其他方法相比仍然有其独特的优点。如方便、经济不污染环境等。该方法对我国地下水资源定量评价和环境地质研究等方面具有重要的实用价值。如何结合当地的实际条件,将氯离子示踪法巧妙应用,还需在实践中深入探讨。 □

参考文献:

- [1] Allison G B, Gee G W, Tyler S W. Vadose zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions[J]. Soil Science Society of America Journal, 1994, 58: 6-14.
- [2] Reilly T E, Plummer L N, Phillips P J, et al. The use of simula-

tion and multiple environmental tracers to quantify groundwater flow in a shallow aquifer[J]. Water Resources Research, 1994, 30: 421-433.

- [3] Scanlon, B R. Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an unsaturated zone[J]. Water Resources Research, 2000, 36: 395-409.
- [4] Healy R W, Cook P G. Using groundwater levels to estimate recharge[J]. Hydrogeology Journal, 2002, 10(1): 91-109.
- [5] Nimmo J R, Stonestrom D A, Akstin K C. The feasibility of recharge rate determinations using the steady-state centrifuge method[J]. Soil Science Society of America Journal, 1994, 58: 49-56.
- [6] Jacobus J. De Vries, Ian Simmers. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges[J]. Hydrogeology Journal, 2002, (10): 8-15.
- [7] Scanlon B R, Healy R W, Cook P G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge[J]. Hydrogeology Journal, 2002, 10(1): 18-39.
- [8] Jin Menggui, Simmers Ian, Zhang Renquan. Preliminary Estimation of Groundwater Recharge at Wangtong, Hebei, P. R. China [A]. Brahana et al, Gambling with Groundwater: Physical, chemical and biological aspects of aquifer-stream relations[C]. Las Vegas, Nevada, USA, 1998: 407-412.
- [9] 陈植华,徐恒力. 确定干旱一半干旱地区降水入渗补给量的新方法——氯离子示踪法[J]. 地质科技情报, 1996, 5(3): 87-92.
- [10] Edson T D. Tacer studies and groundwater recharge assessment in the eastern fringe of the Botswana Kalahari[M]. Gaborone, Botswana, Printing & Publishing Company Botswana (Pty) Limited, 1998: 19-26.
- [11] Cheh-Shyh Ting, Tienfuan Kerh, Chiu-Jung Liao. Estimation of groundwater recharge using the chloride mass-balance method, Pingtung Plain, Taiwan[J]. Hydrogeology Journal, 1998, 6: 282-292.

(上接第15页) 工程调蓄能力较低,伏旱和秋旱时常发生,农业季节性缺水较为突出,同时由于资金等方面原因,也存在一定的工程性缺水。干旱缺水和经济作物、蔬菜的灌溉问题还很严重,属干旱性缺水。

6 结 语

根据模糊聚类分析结果,并考虑地域完整性,将阜新县划分为西北低山丘陵水土保持、蓄、提灌区,南部低山蓄、提灌区,中部低丘平原蓄、提灌区,东部平洼排灌区4个分区。经以上分析西北低山丘陵水土保持、蓄、提灌区和中部低丘平原蓄、提灌区缺水最为严重,南部低山蓄、提灌区和东部平洼排灌区相对比较不缺水。其中,西北低山丘陵水土保持、蓄、提灌区由于缺少工程措施与植物措施,同时降水量和地下水资源占有量很少,造成水资源严重匮乏,属资源性缺水。中部低丘平原蓄、提灌区,工程调蓄能力较低,农业季节性缺水较为突出,同时也存

在一定的工程性缺水。

因此,各分区采用具体措施不同。对于缺水程度较高且以资源型缺水为主的地区,发展灌溉的难度相对较大。要扩大灌溉面积,保持农作物稳产高产,必须发展高效的节水型农业,还应注重旱地农业技术的发展。因此,阜新县目前发展节水灌溉最迫切的地区为西北低山丘陵水土保持、蓄、提灌区和中部低丘平原蓄、提灌区。

参考文献:

- [1] 黄修桥,李英能. 华北地区节水型农业分区和发展预测[J]. 灌溉排水, 1995, 14(3): 1-8.
- [2] 王 燕. 安徽省节水农业分区初步研究[J]. 中国农村水利水电, 2001, (7): 13-15.
- [3] 李素丽. 河北平原节水农业分区[J]. 河北水利科技, 2000, 21(84): 33-36.