300年以来太行山前平原地下水补给演化特征与趋势

张光辉 费宇红 王金哲

(中国地质科学院水文地质环境地质研究所,河北石家庄,050061) 陈宗宇 哥振龙

(国土资源部环境地质开放研究实验室,河北石家庄.050061)

摘 要 从近 300 a 来太行山平原典型区地下水入渗补给演化特征、机制和未来 50 a 区域水循环中水分通量演化趋势 3 个方面 ,阐明了山前平原地下水补给能力的周期可变性和该区现状资源型缺水的客观性。在此基础上 ,提出了进一步开展百年尺 度水循环演化趋势基础研究的建议。

关键词 山前平原 地下水入渗补给 补给演化特征与趋势 MCB方法

Evolution Characteristics and Trend of Shallow Groundwater Recharge in Taihangshan Piedmont Plain over the Last 300 Years

ZHANG Guanghui FEI Yuhong WANG Jinzhe (Institute of Hydrogeology and Environmental Geology ,CAGS ,Shijiazhuang ,Hebei ,050061) CHEN Zongyu NIE Zhenlong (Open Laboratory of Environmental Geology ,MGMR ,Shijiazhuang ,Hebei ,050061)

Abstract The periodic variability of shallow groundwater recharge capacity and the deficiency of water resources in Taihangshan piedmont plain are expounded from the evolutionary characteristics and mechanism of shallow groundwater recharge over the last 300 years. The evolutionary trend of the regional hydrologic cycle from 2000 to 2050 is predicted. According to the results of the research, the quantity of the groundwater recharge in Taihangshan piedmont plain in the last 300 years is not the smallest in the whole period since Early Holocene, and is not the smallest during the last 1 000 years ; the quantity of the groundwater recharge in the 20th century is not the smallest during the last 300 years , and the period with the least groundwater recharge must have been from 1820 to 1847. The groundwater recharge in Taihangshan piedmont plain from 2001 to 2010 will probably increase. It is therefore suggested that the trend of the regional hydrologic cycle in a period of a hundred years should be studied as soon as possible.

Key words piedmont plain groundwater recharge evolution characteristics and trend of recharge MCB method

海河流域平原水资源已经处于严重紧缺状态, 20世纪80年代以来,由于长期超采地下水,形成常 年性浅层地下水漏斗13个以上,漏斗区面积达 1.42×10⁴km²,第I含水层组疏干面积达1.05× 10⁴km²,主要分布在太行山前平原[●]。

太行山前平原地下水环境劣变,除了受人类活动影响之外,与区域水循环演化周期性也有一定的 关系。众所周知,降水是陆地水资源形成的源泉,降 水量的变化直接影响着一个地区的总水资源量。近 40 a 以来,海河流域降水量减少,引起了该流域山区 地下水资源量减少了 6.2%(7.88×10⁸ m³/a);平原 减少了 18.4%(38.6×10⁸ m³/a)。研究干旱化过程 在百年尺度水循环中自然属性,有利于预测未来海 河流域平原区地下水资源形成能力演化趋势和有利 于指导水资源的合理开发利用。

通过应用"氯化物质量平衡方法"估算近 300 a 以来太行山前平原典型区地下水入渗补给量的变化 过程,以及对百年尺度的丰、平和枯期的分析,在此 对近 40 多年来海河流域旱化过程的自然属性提出 了新认识。

本文由国土资源部重点基础研究项目(200010301),国家科技部公益项目(2000-163)和国家自然科学基金项目(49871079)资助。 改回日期 2002-1-7 ,责任编辑:宫月萱。

第一作者 张光辉 ,男 ,1959 年生 ,研究员 ,长期从事地下水资源评价和区域水循环演化规律研究 Æ-mail Huanjing@heinfo.net。 ●水利部海河游数兼示会.2001.海河流域水资源基本评价.14~19.

研究方法与背景 1

1.1 研究方法

氯化物质量平衡方法(MCB)是研究地质历史 时期地下水入渗补给的方法之一 国外多用于干旱-半干旱区估算局部规模地下水入渗补给量,也有用 于估算区域入渗补给量的例子(Wood 1999)。MCB 方法由 Eriksson 于 1969 年提出 Allison 等(1978)和 Ellvn 等(1996)对其进行了改进。经过修正的 MCB 方法 需要采集包气带(非饱和带)岩芯 氯化物浓度 是借助以固定间隔采集样品中孔隙水确定。MCB 方法的基本点是认为大气中氯化物是一个恒定的示 踪剂,应用的前提条件可概括为:①适用于干旱-半 干旱区 降水入渗补给较少,包气带厚度较大,入渗 水以非饱和流入渗为主:②包气带剖面上或地下水 中的氯化物只来源于降水直接降落 是唯一补给来 源 ③氯化物在系统中持恒 ④入渗水流以垂向一维 流活塞式入渗为主 ⑤氯化物通量不随时间而变 在 相关地质时期内可视为均匀分布 :⑥水流及边界条 件是稳定的。若满足上述条件,可线性概化平均估 算入渗补给量。Ellyn 等(1996)把 MCB 方法扩展到 随时间瞬态变化的降水情况下氯化物剖面估算地下 水补给量的应用中,即 GMCB 法,该方法可反演确 定氯化物剖面所代表的古补给过程和古降水量。 Wood 1999 认为 MCB 方法在适用条件范围使用, 是估算地下水入渗补给量时间累计值的极为有效的 方法 因其直接取自降水入渗过程记录在地层中的 信息:成本低是其他方法无以可比的。但是若适用 条件得到满足时,使用该方法应谨慎。由于此次研 究的时间尺度较大,为距今300 a 以下的精确降水 量资料难以取得,所以采用 MCB 方法。若研究近 50 a 或更短时间尺度的地下水入渗补给演化过程, 由于已经存在精确的降水观测资料,所以采用 GM-CB 法或人工核爆氚示踪法 结果会更为理想。

MCB和 GMCB 方法的基本原理是 岩土水分 中氯化物仅来源于降水,其浓度反映雨水中氯化物 因蒸发作用而浓缩的程度。于是,根据年降水量和 雨水中的氯化物含量,可估算出降水入渗补给地下 水量。即进入单位截面积包气带剖面或地下水中的 氯化物通量 为

 $q_{\rm Cl} = -D_b (\theta v) \partial C / \partial Z + Cl_{\rm sw} R$ (1)实测资料表明(陈宗宇等,2001),式(1)可近似等于 $q_{\rm Cl} = P {\rm Cl}_P$ (2)在实际应用中,由于降尘中氯化物有限而可忽略,是

取降水中氯化物的加权平均值作为大气降落的氯通

万方数据

量即

研究区位于太行山前最大的冲洪积扇中部石家 庄地区,地面高程 60~110 m,地面坡度 1.0‰~ 2.0‰。包气带岩性多为层状非均质黄色、黄褐色亚 砂土、粉细砂、中粗砂及亚粘土等组成,其下伏含水 层为上更新统—全新统砂卵石层。研究区地形坡度 较小,天然条件下地下水主要接受大气降水入渗补 给。近 300 a 以来研究区处于半干旱气候,第四系 沉积物为陆相 氯化物主要来源于降水 降水入渗是 以一维垂直向下非饱和运移为主。

根据张光辉等(2001)研究表明 300 a 以来石家 庄地区的水循环演化周期性与华北平原的规律一

$$\operatorname{Cl}_P = \sum_{i=1}^n P_i \operatorname{Cl}_i / \sum_{i=1}^n P_i$$

在非饱和流入渗条件下,弥散作用的影响微弱 至可以忽略不计,于是由式(1)则有

$$R = q_{\rm Cl}/{\rm Cl}_{\rm sw} \tag{3}$$

将式2)代入式3)中有

$$R = (Cl_p/Cl_{sw}) \cdot P \qquad (4)$$

式中 , q_{CI} 为平均年氯化物通量(mg/a); $D_{h}(\theta, v)$ 为 弥散系数 ;C 为降水中的氯化物浓度(mg/cm³);Z 为取样深度(m);Claw为包气带剖面取样深度范围内 某点或剖面上某一段岩土水的氯化物平均浓度 (mg/cm³); R 为进入包气带的累计入渗补给量 (mm/a);P 为多年平均年降水量(mm/a);Clp 为用 平均降水量加权的氯化物浓度(mg/cm^3); P_i 为第 i 次降水样品的降水量(mm);Cl;为第 i 次样品中的 氯化物浓度(mg/cm³);R₄为多年平均降水入渗补 给地下水量(mm/a)。

一年中存在雨季和旱季,在地质历史时期也存 在几年尺度、几十年尺度、百年尺度和千年尺度的 " 雨季 '和' 旱季 "。在雨季地下水获得的补给较多, 而在旱季地下水获得的补给较少,所以不同时期地 下水获得的补给量不是恒定的,以至包气带剖面上 不同位置的氯化物浓度呈波状分布(图1)。为此, 包气带剖面上任意一点 Z 处的氯化物年龄 A(z)等 于到 Z 点的累积氯化物浓度除以氯化物的年沉降 量(PCla) Stone 等, 1992; Allison 等, 1978)即

$$A(z) = \int_0^z \theta_i \operatorname{Cl}_{SW} \mathrm{d}z / P \operatorname{Cl}_0 \qquad (5)$$

A(z) 也可以根据包气带剖面取样间隔来近似

$$A(z) \approx \Sigma_i (\operatorname{Cl}_i Z_i \gamma_i) \mathcal{V} \operatorname{PCl}_0 \qquad (6)$$

式中 ,A(z)为 Z 点的土壤水年龄(a B. P.); θ; 为土 壤含水量 ; Z_i 为第 i 个样品的长度(cm), γ_i 为样品 的密度(mg/cm^3); Σ ($Cl_iZ_i\gamma_i$)为到第 i 个样品所处 深度的氯化物累计量(mg/cm³)。

1.2 研究背景





致 加之此次研究的时间尺度较大,且侧重地下水入 渗补给演化特征和规律方面的研究,2个剖面所提 供的降水入渗补给地下水演化信息,基本反映太行 山前平原区域水循环演化规律(图2)。根据周炼等 (1998,2001)对研究区地下水中³⁶Cl和³⁶Cl/Cl比值 的研究表明,地下水中 Cl⁻主要来源于大气成因和 淋滤作用。综上所述,研究区具备了应用 MCB 方 法的基本条件。

取样剖面分别位于石家庄地区西北部及北部 2 个剖面相距 15 km。样品是全岩心原状样,两孔深 度分别为 18.2 m(ZK1) 18.9 m(ZK2),其中 ZK2 达到地下水位(埋深 18.7 m)。 2 个剖面的含水量和氯化物浓度分布如图 1 所 示。根据上述方法和剖面氯化物浓度分布规律,取 研究区多年平均降雨量为 564 mm/a,7~8 月份的 北京、天津、河北等采集的降水样品中氯化物的平均 含量为 5.0 mg/L,降水中氯化物的平均通量每年为 0.41 mg/cm²。于是,确定 2 个剖面的最大氯化物 年龄分别为 ZK1 剖面 185 a 和 ZK2 剖面 295 a(表 1)。

按照 Allisor(1978)的解释,图1中两个剖面上 出现的多期峰值表明过去295 a 以来研究区曾有过 至少2次明显的补给周期变化过程,与过去区域气候干湿变化有关。从图2可见,两个剖面氯化物浓

表 1 近 300 a 来包气带剖面记录的地下水补给演化信息

 Table 1
 The data of groundwater recharge in the profiles of ZK1 and

| ZK2 in Taihangshar | ı piedmont plair | over the last | t 300 years |
|--------------------|------------------|---------------|-------------|
|--------------------|------------------|---------------|-------------|

| 剖面 | 深度/m | 记录长度/a | 净补给量/mm·a ⁻¹ | 标识长度/m | 分辨率∕a | 总含水量/ m | 氯总量/g·m ⁻² |
|-----------|--------------------|--------|-------------------------|--------|-------|----------------|-----------------------|
| ZK1 | 18.2 | 185 | 9.09 | 0.5 | 5 | 1.68 | 757.84 |
| ZK 行方数 | b据 ^{18.9} | 295 | 6.72 | 0.6 | 10 | 2.02 | 1209.90 |



图 2 太行山前平原包气带氯化物浓度分布(ZK1和ZK2)与干旱指数对比 Fig. 2 Relationship between chloride distribution of ZK1 and ZK2 profiles and arid index in Taihangshan piedmont plain

度分布特征与近 300 a 来太行山前平原区干旱指数 分布规律具有较好的对应性,这表明两个基本剖面 反映了太行山前平原区域水循环演化规律。

2 地下水入渗补给机制

对于山前平原而言,大量实验表明,降水入渗补 给浅层地下水具有"活塞"特征(Ellyn等,1996)。 降水或地表水进入地下后,以活塞流从新至老(指水 的¹⁴C年龄)依次推进入渗水流的质点,通过水动力 传递补给浅层地下水。地下水同位素实测结果也表 明,当年进入地下含水层中的水是多年之前的,甚至 是百年之前进入包气带的(张光辉等,2000)。在包 气带中,以"年轻的新水"向下推移'老龄水",依次推 进,不断使较'老龄水"进入浅层地下水,即水质点 (Siegel,1991;张光辉等,2000)。但是,从水量转化 与均衡角度分析,决定当年地下水补给量多寡,取决 于当年降水进入包气带中水量的多少。

在地质历史时期的干旱-半干旱地区,包气带中 化学溶质的扩散作用较弱,由此在岩土中较好地保 存了与降水相关的地下水演化信息(Allison,1978), 为采用 MCB 方法研究地下水补给演化规律提供了 基础信息源。

- 3 300 a 来地下水补给演化特征
- 3.1 300 a 来地下水补给的自然属性 从 ZK1 和 ZK2 剖面识别结果表明 ,185 a 以来

的地下水平均补给量为 9.09 mm/a 295 a 以来的平 均补给量为 6.72 mm/a(表 1)。从全新世尺度考 虑,近 300 a 以来的地下水补给处于偏枯阶段(图 3)⁹。在距今 5 000 ~ 4 000 a 和距今 7 900 ~ 5 600 a 的千年尺度多年平均补给量分别为 20.1 mm/a 和 16.5 mm/a,百年尺度多年平均补给量曾达到 57.8 mm/a(距今 6 000 a 前后)⁹。从图 3 可见,近 300 a 来不是最枯阶段。距今 2 900 a 前后和距今 380 a 前后曾出现地下水量负均衡,百年尺度多年平均消 耗地下水储存量分别为 15.3 mm/a 和 16.4 mm/ a⁹。



Fig. 3 The evolution course of groundwater recharge in Taihangshan piedmont plain since since the Holocene

3.2 300 a 来地下水补给的演化特征 从 ZK1 和 ZK2 两个剖面不同深度氯化物浓度

[●] 中国地质科学院状文地质环境地质研究所.2000.层圈间水循环中区域地下水演化过程.(6):46~51.

与对应含水量之间关系分析,300 a 来在公元1702~ 1725年、1761~1825年和1876~1892年期间太行 山前平原地下水曾获得了较多的补给,分别达到 10.3 mm/a、7.97 mm/a和10.0 mm/a,其他时段补 给较少(表2),最枯阶段是1820~1847年,多年平 均补给量为3.59 mm/a。若以ZK2 剖面295 a 的平 均补给量 6.72 mm/a 作为基值 则可清晰地划分出 近 300 a 以来地下水补给的" 丰"、" 枯"变化 3 个周 期性旋回(表 2)。

4 演化趋势分析

从表 2 可见 在过去的近百年中研究区地下水

表 2 近 300 a 来太行山前平原不同时期多年平均地下水补给量

| Table 2 | Mean recharge of shallow groundwater in Taihangshan piedmont |
|---------|--|
| | plain in different stage over the last 300 years |

| 研究区平均降水状况 | | ZK1 | | ZK2 | | 刘公宫//#*/丁 |
|------------------|-------------------------------------|------------------------|------------------------|------------------|------------------------|-----------|
| 时段/ A D a | 降水量/ _{mm} ·a ⁻¹ | 时段/ADa | 降水量/mm·a ⁻¹ | 时段/ A D a | 降水量/mm·a ⁻¹ | 补结供化特征 |
| 1706~1710 | 574* | — | _ | 1702~1725 | 10.25 | 丰 |
| 1710 - 1725 | 635* | — | — | 1702 - 1725 | 10.25 | 丰 |
| 1726~1759 | 651 | — | _ | $1726 \sim 1760$ | 6.69 | 偏枯 |
| 1760 - 1829 | 668 | — | — | 1761~1825 | 7.97 | 偏丰 |
| 1830 - 1849 | 529 | $1820 \sim 1847$ | 3.59 | 1826 - 1875 | 4.17 | 枯 |
| 1850 - 1869 | 594 | $1848 \! \sim \! 1868$ | 7.72** | 1826 - 1875 | 4.17 | 枯 |
| 1870~1899 | 622 | 1869~1897 | 15.65 | 1876~1892 | 10.00 | 丰 |
| 1900 - 1949 | 514 | 1898 - 1945 | 4.59 | — | — | — |
| 1949~1969 | 628 | 1946~1997 | 9.36 | 1893~1997 | 5.41 | 偏枯 |
| $1970 \sim 1995$ | 470 | 1946~1997 | 9.36 | _ | — | _ |

注:*-估算值;**-校正值。

入渗补给处于偏枯阶段;从近千年以来研究区区域 降水量变化过程来看 20 世纪的平均降水量也是处 于偏枯阶段(图4),进一步印证了表 2 的结果。根 据地下水补给量大小与区域平均年降水量呈正比的 关系和图4、表 3 中降水量变化趋势,不难看出未来 10 a 太行山前平原将进入偏丰期(施雅风等,1995; 徐国昌等,1997;张光辉等,2001)。据前人研究表 明,在 2003~2007年期间降水量将比现今增加 25%。模拟研究结果[●],若多年平均降水量增加 25%,则太行山前平原地下水入渗补给量可增加 (26~35)×10⁸ m³/a。



图 4 1 000 a 来研究区降水量演化过程❶

Fig. 4 The evolution course of precipitation in Taihangshan piedmont plain over the last 1 000 years $^{\textcircled{0}}$

表 3 未来 40 a 研究区夏季降水

 Table 3
 Variation percentage of precipitation

 in Taihangshan piedmont plain in the summer
 of future 40 years

| | | or rutu | ie 40 years | | 7 /0 |
|-----------|-----------|-----------|-------------|-----------|-----------|
| 1998~2002 | 2003~2007 | 2008~2012 | 2 2013~2022 | 2023~2032 | 2033~2042 |
| 0 | 25 | 5 | 10 | - 5 | 5 |
| | | | | | |

注:基准年为1997年。

5 结论与建议

(1)从全新世尺度来看,近300 a 以来不是太行 山山前平原地下水补给最枯的时期;在千年时间尺 度上,也不是最枯期(图4)。

(2) 立足于百年尺度,虽然 20 世纪是近 300 a 以来太行山平原地下水补给的偏枯阶段,但是,不是 近 300 a 以来最枯的时期;最枯时期发生在 1820~ 1847 年阶段。

(3)未来 10 a 随着降水量的增加,客观上地下 水资源补给存在增大的条件。若降水量比现今增加 25%,则太行山前平原地下水入渗补给量可增加

265

 $(26 \sim 35) \times 10^8 \text{ m}^3/a_{\circ}$

(4)由于目前对百年时间尺度的地下水形成和 演化规律认识还不够,以至对区域地下水资源形成 (承载)能力的自然属性和演化规律的认识尚不足, 因此,建议从流域地下水补给规律、区域水循环演化 趋势和开采现状角度出发,进一步开展太行山前平 原百年尺度水循环演化过程和趋势的基础研究工 作,这对于该区未来多源水资源科学调配和合理利 用具有重要作用,特别是南水北调客水资源的优化 调配具有重要意义。

致谢 感谢国土资源部环境地质开放研究实验 室协助完成各项测试工作。

参 考 文 献

- 陈宗宇,毕二平,聂振龙等.2001.包气带剖面中古水文-古气候的初步研究.地球学报 22(4)336~339.
- 李克让等.1990.华北平原旱涝气候.北京 科学出版社 80~111.
- 施雅风等.1995.气候变化对西北华北水资源的影响.济南:山东科学 出版社,216~220.
- 徐国昌等.1997.中国干旱-半干旱区气候变化.北京:气象出版社,3 ~113.
- 张光辉,费宇红,聂振龙等.2000.全新世以来太行山前倾斜平原地下 水演化规律.地球学报 21(2):121~127.
- 张光辉 陈宗宇,费宇红等.2000.华北平原地下水形成与区域水文循 环演化的关系.水科学进展,11(4):415~420.
- 张光辉,聂振龙,陈宗宇等.2001.全新世以来华北平原层圈间水循环 演化过程与区域地下水演变周期性.地球学报,22(4):293~ 297.
- 周炼,刘存富等.1998.河北平原第四系咸水同位素组成.水文地质工 程地质 23(3)4~8.
- 周炼,刘存富等.2001.河北沧州地区第四系地下水³⁶Cl示踪.矿物岩 石地球化学通报 20(4):418~420.

References

- Allison G B ,Hughes M W. 1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. Aust. J. Soil Res. (16):181~195.
- Chen Zongyu , Bi Erping , Nie Zhenlong et al. 2001. A tentative discussion on paleohydrological and paleoclimatical information from unsaturated zone profile. Acta Geoscientia Sinica ,22(4):336~339 (in Chinese with English abstract).
- Eriksson E V. Khunak Sen. 1969. Chloride concentration in groundwater recharge rate and rate of deposition of chloride in Israel coastal

plain. J. Hydrol. (7):78~197.

- Ellyn M Murpy et al. 1996. Geothemical estimates of paleorecharge in the Pasco basin evaluation of the chloride mass balance technique. Water Resources Research $32(9)2853 \sim 2868$.
- Kazimierz Rozanski et al. 1992. Relationship between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. Science 258(6) 981~984.
- Li Keyang , Xu Suying , Gouqiyun et al. 1995. Drought or excessive rain climatic in the North China. Beijing :Scientific Press $,80 \sim 111$ (in Chinese with English abstract).
- Siegel D I. 1991. Evidence for dilution of deep , confined ground water by vertical recharge of isotopically heavy Pleistocene water. Geology (19) 433~436.
- Shi Yafeng. 1995. Influence of climatic change on the Northwest and North China. Jinan Shandong Scientific Press House $,216 \sim 220$ (in Chinese with English abstract).
- Stone W J et al. 1992. Paleohydrological implications of some deep soil water chloride profiles, Murray basin, South Australia. J. Hydrol. 13(2) 201~223.
- Tyler S W et al. 1996. Soil-water flux in the Southern Great Basin ,united states :temporal and spatial variations over the last 120 ,000 years. Water Resources Research 32(6):1481~1499.
- Valenza A ,Grillot J C ,Dazy J. 2000. Influence of groundwater on the degradation of irrigated soils in a semi-arid region , the inner delta of the Niger River. Mali. Hydrogeology Journal. & (4):417~429.
- Wood W W. 1999. The use and misusage of chloride concentration in groundwater recharge rate. Ground Water (37) $2\sim 3$.
- Xu Gouchang et al. 1997. Climatic change on arid-semiarid area of China. Beijing : Meteorological Press $,3 \sim 113$ (in Chinese with English abstract).
- Zhang Guanghui, Chen Zongyu, Fei Yuhong. 2000. Relationship between the formation of groundwater and the evolution of regional hydrological cycle in North China Plain. Advances in Water Science, 11(4):415~420(in Chinese with English abstract).
- Zhang Guanghui , Fei Yuhong , Nie Zhenlong et al. 2000. The evolution regularity of groundwater in piedmont clinoplain of Taihang mountains since Holocene. Acta Geoscientia Sinica 21(2):121~127(in Chinese with English abstract).
- Zhang Guanghui, Nie Zhenlong, Chen Zongyu et al. 2001. Evolutionary process of hydrological cycle and periodicity of groundwater change in North China. Acta Geoscientia Sinica 22(4):293~297(in Chinese with English abstract).
- Zhou Lian , Liu Cunfu , Wang Peiyi. 1998. The composition of salt water in Hebei plain. Hydrogeology and Engineering Geology 23(3): $4 \sim$ % in Chinese with English abstract).
- Zhou Lian , Liu Cunfu , Jiang Shanet et al. 2001. The tracing of ³⁶Cl in Quaternary groundwater of Cangzhou area , Hebei plain. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry 20(4) 418~420.