



论文

北京市平原区第四系地下水赋存及运移模式的再认识

刘元章^{①②*}, 武强^②, 林沛^①, 刘久荣^①, 邢立亭^②, 高志辉^①

① 北京市水文地质工程地质大队, 北京 100195;

② 中国矿业大学(北京)水害防治与水资源研究所, 北京 100083

* E-mail: yuanzhangliu@163.com

收稿日期: 2011-10-28; 接受日期: 2012-03-27

北京市平原区地下水污染调查项目(编号: PXM2009-158305-074498)资助

摘要 通过主要对分层专门监测井进行取样, 结合相关资料, 从水位、水质、水温及氘、氚、 ^{18}O 和 ^{14}C 等方面进行分析研究, 认为在扇缘及以下的冲洪积平原区地下水具有明显的呈层性, 层间联系较差. 据氦值分析, 得出现代降水补给影响的大致平均深度为 120 m. 通过对运用氘、 ^{18}O 稳定同位素方法及 ^{14}C 定年所确定的 22 个古水点的综合分析, 认为冲洪积平原区平均大致 180 m 深度以下多出现“古水”点. 认为产生分层、深部交替缓慢及局部滞留的主要原因是由于粘土类地层的阻隔及地层的沉积压实, 尤其是差异性压实, 会形成相对封闭的“滞留含水层”. 并认为“滞留含水层”中的地下水, 在某种程度上属非可再生资源, 应该从水资源管理战略上进行重新认识与调整.

关键词北京市平原区
分层监测井
同位素
滞留含水层
非可再生资源

传统的关于地下水赋存形式及运移模式的研究及论述大都以流场理论为基础, 认为在水文地质单元中, 存在着稳定的地下水流动, 地下水沿“流线”在不断地自上游流至下游, 完成循环演化^[1~4]. 近些年来, 随着研究程度的加深, 越来越多的实践与研究提出了对传统的地下水流线理论的一些质疑. 例如随着定年数据的不断增多, 人们发现很多地点的地下水, 尤其是深层的承压水, 年龄较老, 往往会在 13000 a 以上, 属于古水(Palaeowater)^[5,6], 即末次冰期期间或之前补给的水. 这就表明, 这些点的地下水是基本不流动的, 近乎“死水”. 近些年来, 已有较多的研究认为深层地下水循环较慢^[7~10], 对深层地下水资源的属性近年来也有很多人提出应属非可再生资

源^[11~13], 并展开了一些争论^[14]. 这就需要对地下水的赋存形式及运移模式进行进一步的研究与认识. 以有助于加深对地下水赋存运移规律及其资源属性的认识, 指导对深层地下水的可持续开发利用.

以往的研究所取水样大都是取自民用水井^[1~4], 则所取水样大部分为上、下部多层含水层的混合水. 这就使得同位素及化学成分混杂不清, 而无法进行细致的分析研究. 而本研究主要针对北京市地下水分层专门监测井进行取样, 结合资料收集, 利用水化学分析、环境同位素(^3H , ^2H 和 ^{18}O)及地下水定年(^{14}C)等方法进行分析, 来加深对本区地下水赋存及运移规律的认识.

中文引用格式: 刘元章, 武强, 林沛, 等. 北京市平原区第四系地下水赋存及运移模式的再认识. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 108-119

英文引用格式: Liu Y Z, Wu Q, Lin P, et al. Restudy of the storage and migration model of the Quaternary groundwater in Beijing Plain area. Science China: Earth Sciences, 2012, 55: 1147-1158, doi: 10.1007/s11430-012-4417-0

1 研究区、研究方法及取样测试

1.1 研究区

研究区北京平原区主要由永定河和潮白河两大冲洪积扇构成主体(图 1), 第四系沉积由山前到平原区一般依次为: 山麓坡积群地带, 冲洪积扇顶部, 扇中部, 扇缘及冲洪积平原区. 含水层扇顶部为单一的卵砾石含水层; 扇中部为 2~3 层结构的砂卵砾石含水层; 扇缘及冲洪积平原区逐渐过渡到多层结构的粗、中砂及细砂、粉细砂. 由上游至下游, 随着平均沉积粒径的逐渐减小, 粘土层(或粘土类地层)层数增多, 总厚度增加^[15]. 含水层的富水性也逐渐变差.

1.2 研究方法

主要包括分层取样, 资料收集, 水文地球化学及环境同位素 (^3H , ^2H 和 ^{18}O) 分析, 以及地下水定年 (^{14}C) 等. 需要特别指出的是, 以往的研究所取水样大都是取自民用水井上、下多层含水层的混合水, 而本次则重点是对分层封井、分层观测的北京市地下水分层专门监测井进行取样分析.

1951 年 5 月到 1976 年为全球热核爆炸试验时代, 到 1963 年使得大气降水中氡值出现明显峰值. 至 1990 年前后, 由于放射性衰减和海洋的吸收, 大气中的氡含量已接近核爆前的水平^[6]. 大气降雨中的天然氡浓度随地区和季节不同而不同, 北半球可达

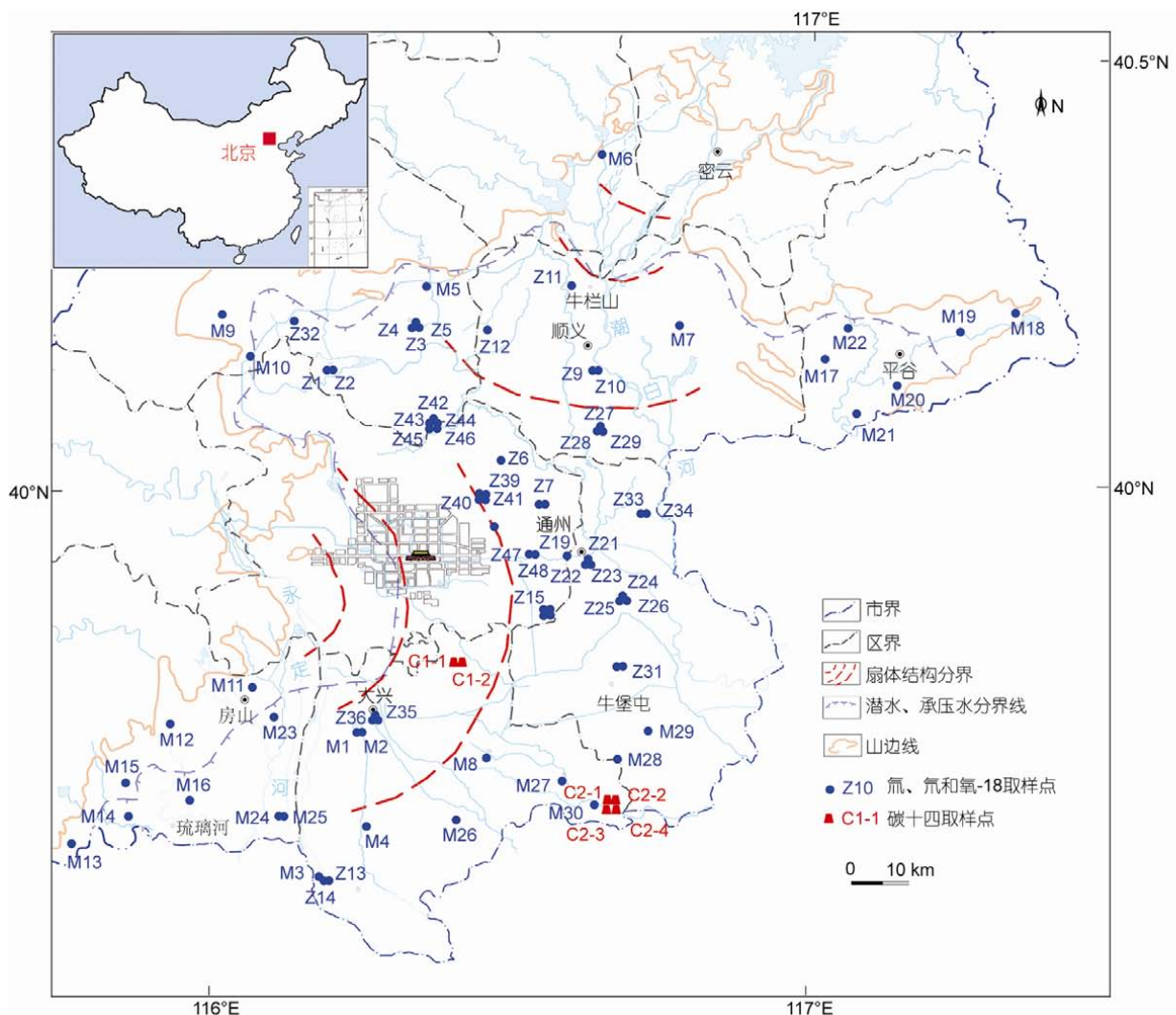


图 1 研究区及取样点分布图

5~10 TU^[16]. 氡的半衰期仅为 12.43 a, 因此它常被用来确定地下水的现代补给.

大多数地下水是由大气降水补给形成的, 氢氧稳定同位素在水文地质研究中的应用主要是依据其在大气降水中的组成特征. 全球大气降水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 之间存在着线性关系, 即 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, 称为全球大气降水线(GMWL)^[17]. 不同地区也存在类似的线性关系, 称为“当地降水线”(LMWL). 蒸发与凝结过程中的瑞利蒸馏过程影响着降水中的同位素组成特征, 而温度是影响这一过程主要影响因素, 在温度效应的基础上还可推导出纬度效应、大陆效应、高程效应、季节效应、雨量效应等. 利用氢氧稳定同位素的这些不同特征, 可以用来解释地下水的补给水源的一些特征.

地下水 ^{14}C 测年的基本原理是应用地下水中的溶解无机碳作为示踪剂, 以 ^{14}C 测定地下水中溶解无机碳的年龄. 一般认为地下水中的无机碳与土壤 CO_2 隔绝后便停止了与外界 ^{14}C 的交换, 所以地下水 ^{14}C 年龄一般指地下水和土壤 CO_2 隔绝至今的年代. 因此此方法要求地下水系统是封闭的, 没有其他放射性碳的补充. 另外, 还有其他一些因素会影响到溶解无机碳的浓度, 因此地下水 ^{14}C 测年还是具有一定的局限性的. 本次研究在大兴区瀛海和采育两处分层监测井取了 2 组共 6 个 ^{14}C 水样, 这两处地点沉积粒径较细, 地下水封闭性相对较好.

1.3 取样测试

本次研究对北京市地下水分层专门监测井及部分民井进行了广泛取样, 包括放射性同位素氡、 ^{14}C 、稳定同位素氡、 ^{18}O . 其中共取氡、氡氧水样各 78 个, ^{14}C 水样 6 个, 所有水样同时都做了水质全分析. 取样点分布如图 1 所示.

一般在出水电导率达到稳定后开始取样, 一般需抽水 30 min. 水质分析、 2H , ^{18}O 和 3H 水样按常规采样方法采集, 取样量分别为 1000, 200, 200 和 100 mL. ^{14}C 水样取 5000 mL, 溶解无机碳(DIC)用氯化锶 $SrCl_2$ 沉淀法采集. 样品在野外采集后立即密封保存并尽快送往实验室.

本次样品水质全分析由北京市地质工程勘察院测试中心测定, 氡由中国地质科学院水文地质环境地质研究所测定, 氡和 ^{18}O 由中国地质科学院矿产资

源研究所测定, ^{14}C 由中国地震局地震动力学国家重点实验室分析测试.

放射性同位素氡分析采用电解浓缩法, 使用 1220 Quantulus 型超低本底液体闪烁谱仪测定, 精密密度 $\sigma \leq 0.6TU$; 氡同位素分析方法采用锌法, 以 V-SMOW 为标准, 质谱仪(型号 MAT253)测定, 分析精度 $\pm 2\%$; ^{18}O 分析方法采用平衡法, 以 V-SMOW 为标准, 质谱仪(型号 MAT253)测定, 分析精度 $\pm 0.2\%$; ^{14}C 测定所用液闪仪型号 Quantulus-1220(LKB), 标准采用中国糖碳. 测出样品现代碳百分比 PMC(%)后, 用 LKB 公司提供的软件计算出年代. ^{14}C 半衰期采用 5568 a, 起始计年为 1950 年.

2 数据分析与讨论

2.1 垂向上具有分层性

(1) 水位 水位是地下水系统较为宏观的特征. 分层观测组井各层的水位及变化规律一般都表现出分层性. 以通州一中分层监测井为例, 其各层水位多年变化如图 2 所示, 地质剖面及分层监测井结构如图 3 所示.

从图 2 和 3 中可以看出, 不同含水层的水位及变化均不同, 表现出明显的呈层性. 上部三层的多年变化不大, 较为稳定, 而下部两层的下降趋势明显. 这是因为现代饮水井一般都会对上部进行封井以保证水质. 由于上部层位水基本被封掉不取, 开采量较小, 所以水位变化较小; 而下部取水严重所以下降明显. 其次, 较浅层的最低水位一般是在每年的 5~6 月, 而深部两层最低水位一般在 7~9 月, 可见, 前者主要是受春季农田灌溉的影响, 后者主要受夏季生活用水量大的影响.

当下部两含水层水位多年持续下降时, 上部三个含水层水位仍能维持相对稳定. 这也反映出上下含水层层间联系较弱, 层间粘土类地层的阻水作用较强.

另外, 还可看出各层水位同降水量的相关性均不明显, 即使是最上层的潜层. 经查该井的地层资料发现, 最上部为 12 m 厚的粘土质粉砂层(图 3). 这就体现出了粘土类地层的隔水作用.

(2) 水温 据 100 多组监测井的资料, 每组各层

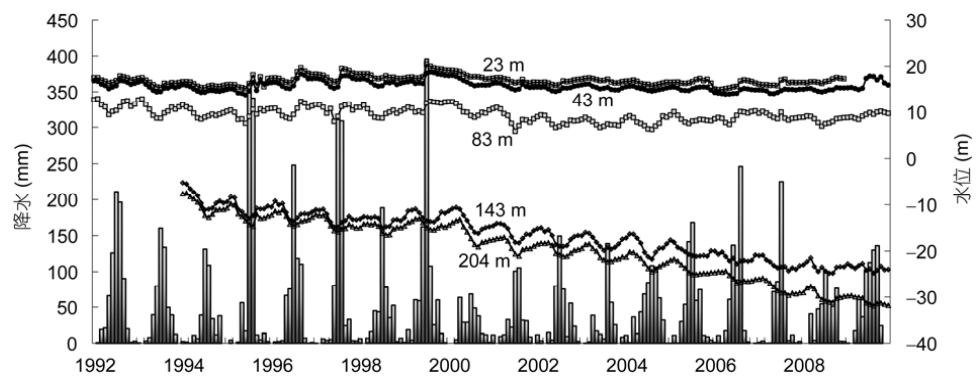


图 2 通州一中分层监测井水位变化曲线图

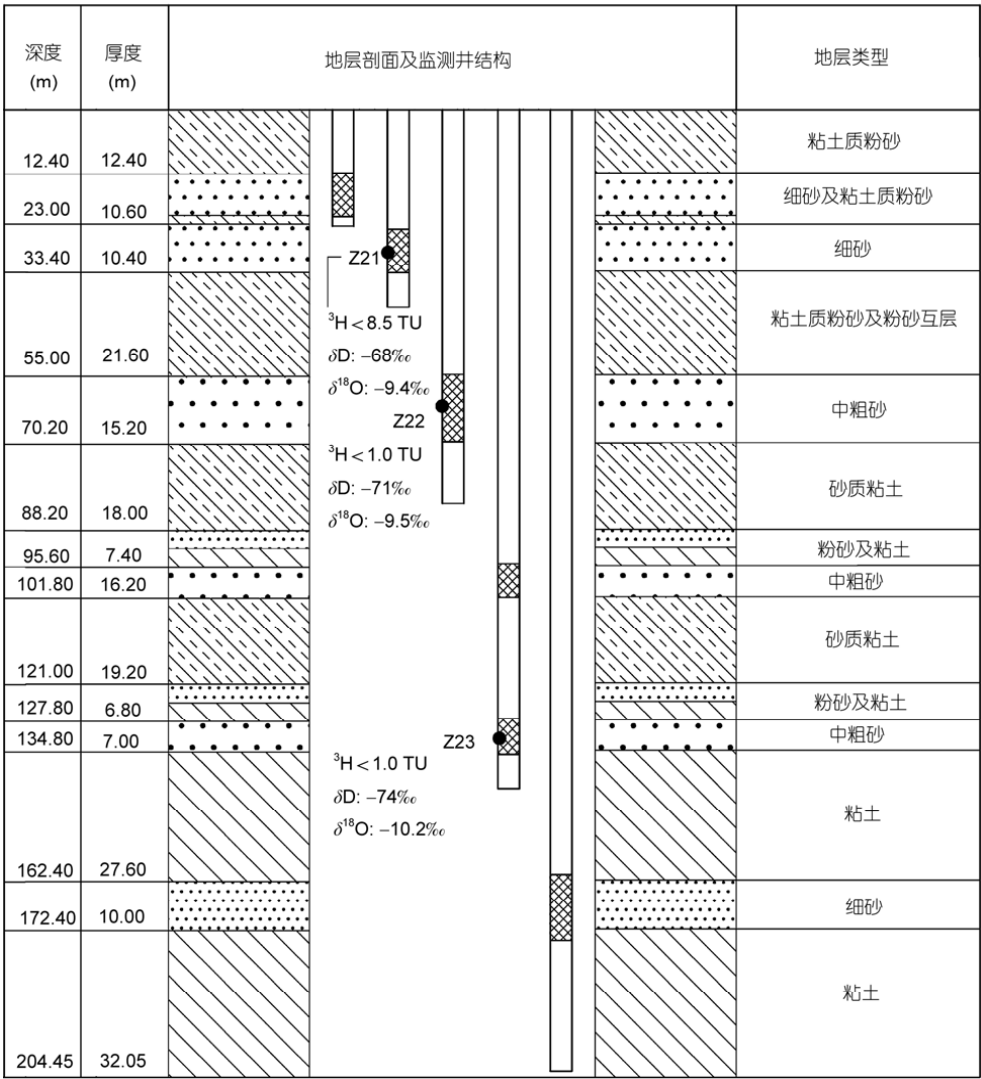


图 3 通州一中分层监测井结构及地质剖面图

之间一般都存在有不同的水温差^{1)~4)}, 甚至有较大温差者, 如顺义小薛各庄村监测井, 29.2~47.2 m 段含水层水温为 14~14.5℃, 63.2~79.3 m 段为 16℃, 89.3~103.3 m 段为 17.5~18℃; 顺义区西水泉村监测井 87m 深度水温 19℃, 80~140 m 段为 14~15℃。

(3) 水质 以下为几个分层观测井分层水质的水化学三线图 (2006 年数据来自于本次取样, 其他数据收集于该井的成井报告) (图 4~7)。可以看出, 同一地点不同层位水质一般有较明显的差异。以张家湾 1988 年数据为例, 30 m 深度水质为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Na}$ 型水, 160 m 深度为 $\text{HCO}_3\text{-Mg}\cdot\text{Ca}$ 型水, 280 m 深度则为 $\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Mg}$ 型。其他组监测井也类似, 样点在 Piper 图上的位置之间一般存在着一定的距离。这表

明这些地点的粘土类地层上下含水层之间没有明显的混合作用。

(4) 同位素 下表为本次所取分层监测井 (编号标 Z) 及部分民用井样品 (编号标 M) 的同位素分析数据 (表 1)。可看出同一地点各层位的稳定同位素数据具有明显的呈层性。以通州一中为例 (Z21, Z22, Z23), 如图 3 所示, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 43 m 深井为 -9.4‰, 83 m 井为 -9.5‰, 143 m 井为 -10.2‰。

上述 4 方面的数据可以较充分地表明, 这些地点的地下水具有明显的分层性, 即具有明显的层间水力联系微弱性。天津、河北等一些地区存在咸、淡水分层的现象^[18], 也体现出这一特征。当然不排除在一些天窗处会存在上、下含水层间的沟通。

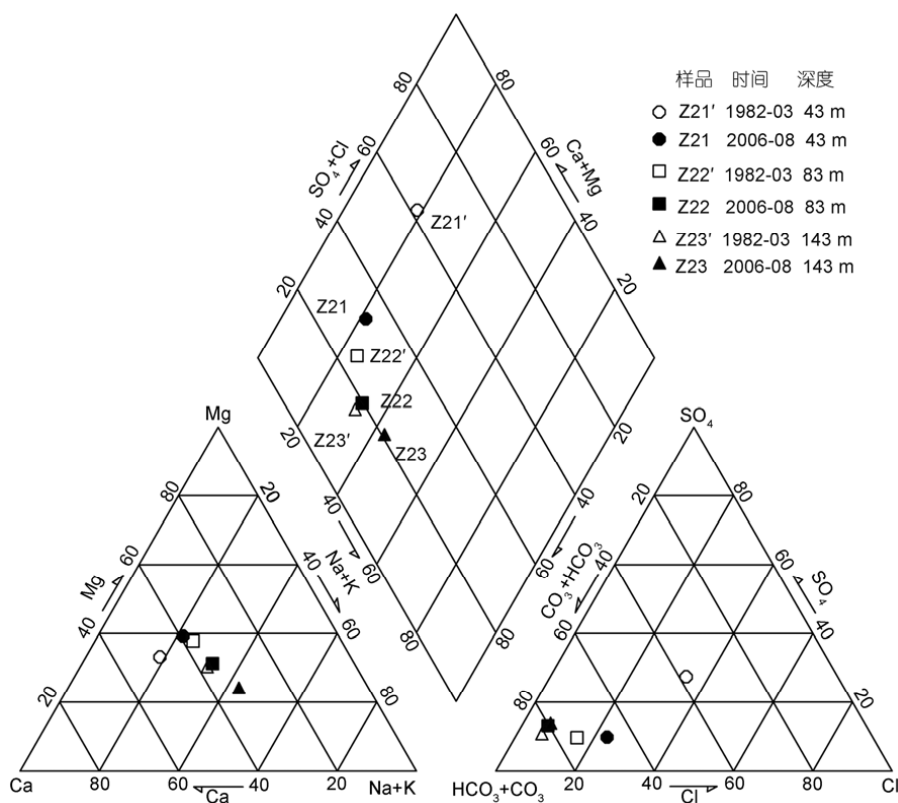


图 4 通州区一中分层水质三线图(1982, 2006)

1) 刘宗明, 刘世成, 路明, 等. 北京市平原区地下水环境监测与初步整治方案项目 2008 年度监测井竣工报告. 北京市水文地质工程地质大队, 2008. 103~153

2) 刘佑睿, 杨贞福, 侯井岩. 北京市大兴县农田供水水文地质勘探报告. 地质部水文地质工程地质第一大队, 1964. 29~72

3) 杨期隆, 毛嘉华, 王光录. 北京市通县农田供水及盐渍土改良水文地质勘察报告. 地质部水文地质工程地质第一大队, 1964. 10~13

4) 杨期隆, 毛嘉华, 王光录. 北京市密怀顺平原地区农田供水水文地质勘察报告. 地质部水文地质工程地质第一大队, 1965. 12~33

表 1 氡及氡氧同位素分析数据^{a)}

样品 编号	位置	深度 (m)	$T(\text{TU})$	δD (V-SMOW, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW, ‰)	样品 编号	位置	深度 (m)	$T(\text{TU})$	δD (V-SMOW, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW, ‰)
Z1	昌平区沙河	151	1.1±0.4	-67	-9.4	Z40	朝阳区将台路	192	6.9±0.5	-61	-8.7
Z2	昌平区沙河	250	1.0±0.5	-70	-10.0	Z41	朝阳区将台路	256	<1.0	-75	-10.8
Z3	昌平区小汤山	10	7.1±0.5	-56	-7.7	Z42	昌平区立水桥	30	3.7±0.5	-68	-8.9
Z4	昌平区小汤山	124	<1.0	-70	-10.1	Z43	昌平区立水桥	63	<1.0	-82	-11.7
Z5	昌平区小汤山	202	<1.0	-72	-9.8	Z44	昌平区立水桥	98	<1.0	-81	-11.0
Z6	朝阳区东郊牛场	235	<1.0	-79	-11.3	Z45	昌平区立水桥	158	<1.0	-81	-11.6
Z7	朝阳区楼梓庄	121	<1.0	-74	-10.6	Z46	昌平区立水桥	180	<1.0	-80	-11.3
Z8	朝阳区楼梓庄	167	<1.0	-71	-9.5	Z47	朝阳区定福庄	90	1.3±0.5	-66	-9.4
Z9	顺义区河南村	25	12.5±0.7	-57	-8.0	Z48	朝阳区定福庄	185	<1.0	-68	-9.3
Z10	顺义区河南村	67	1.0	-68	-9.1	M1	大兴区芦城	54	10.9±0.5	-57	-7.8
Z11	顺义区牛栏山	45	6.3±0.6	-69	-9.3	M2	大兴区芦城	85	9.3±0.5	-59	-7.6
Z12	顺义区高丽营	100	<1.0	-59	-8.6	M3	大兴区刘家铺村	60	13.2±0.7	-67	-8.8
Z13	大兴区西麻各庄	138	<1.0	-68	-9.0	M4	大兴区南小营	80	4.7±0.6	-68	-9.1
Z14	大兴区西麻各庄	242	<1.0	-71	-9.6	M5	昌平区下苑村	70	15.6±0.6	-55	-7.2
Z15	朝阳区大鲁店	60	2.8±0.5	-66	-8.8	M6	怀柔范各庄村	70	13.6±0.6	-46	-5.6
Z16	朝阳区大鲁店	112	1.0±0.5	-67	-9.9	M7	顺义区红寺村	90	19.7±0.6	-60	-7.8
Z17	朝阳区大鲁店	185	<1.0	-70	-9.9	M8	大兴区青云店	40	10.6±0.6	-70	-9.1
Z18	朝阳区大鲁店	230	<1.0	-77	-10.7	M9	昌平区西贯村	100	8.6±0.5	-68	-9.6
Z19	朝阳区八里桥	238	<1.0	-72	-10	M10	昌平区城市学院	80	16.0±0.6	-65	-9.4
Z20	朝阳区青年路	120	2.1±0.6	-72	-10.3	M11	房山区篱笆房村	30	13.0±0.5	-52	-6.9
Z21	通州一中	43	8.5±0.7	-68	-9.4	M12	房山区焦村	34	17.7±0.6	-67	-9.5
Z22	通州一中	83	<1.0	-71	-9.5	M13	房山区南尚乐	56	16.1±0.6	-60	-8.4
Z23	通州一中	143	<1.0	-74	-10.2	M14	房山区长沟村	10	10.6±0.5	-56	-7.8
Z24	通州区张家湾	30	6.7±0.6	-66	-8.6	M15	房山区石楼村	36	16.7±0.6	-52	-7.4
Z25	通州区张家湾	160	1.2±0.5	-71	-9.6	M16	房山区窦店牛场	38	18.9±0.6	-62	-8.2
Z26	通州区张家湾	280	<1.0	-75	-10.1	M17	平谷区东双营村	90	<1.0	-63	-8.6
Z27	顺义李家桥	30	3.4±0.6	-62	-8.3	M18	平谷区靠山集村	12	10.4±0.5	-59	-8.4
Z28	顺义李家桥	100	<1.0	-68	-9.2	M19	平谷区南独乐河	50	14.8±0.6	-61	-8.6
Z29	顺义李家桥	200	<1.0	-78	-10.7	M20	平谷区东高村	110	6.8±0.5	-64	-9.0
Z30	通州区牛堡屯	97	3.4±0.4	-63	-8.2	M21	平谷区门楼村	105	<1.0	-64	-9.1
Z31	通州区牛堡屯	194	1.1±0.3	-71	-9.6	M22	平谷区峪口镇	100	9.6±0.7	-67	-8.8
Z32	昌平区马池口	116	5.0±0.5	-66	-8.9	M23	房山区朱岗子村	43	14.3±0.7	-58	-7.6
Z33	通州区宋庄	100	7.3±0.6	-65	-9.1	M24	房山区窑上村	27	<1.0	-62	-8.3
Z34	通州区宋庄	211	5.4±0.5	-71	-9.3	M25	房山区窑上村	100	1.1±0.5	-61	-8.5
Z35	大兴区海子角	37	10±0.6	-57	-7.4	M26	大兴安定镇煤厂	90	<1.0	-68	-9.4
Z36	大兴区海子角	77	1.5±0.5	-66	-8.8	M27	大兴区采育二村	300	<1.0	-74	-9.7
Z37	大兴区海子角	123	1.3±0.5	-65	-9.0	M28	大兴区小海字村	370	<1.0	-82	-11.2
Z38	朝阳区将台路	53	8.3±0.6	-61	-8.8	M29	大兴区永乐店	280	<1.0	-84	-11.3
Z39	朝阳区将台路	112	4.1±0.6	-63	-8.7	M30	大兴区康营村	150	2.4±0.6	-81	-11.2

a) 取样时间为 2006 年 6~8 月

2.2 深部水交替缓慢, 局部滞留

(1) 氡值 地下水有氡、无氡可作为时间标, 此界限深度即为现代降水补给的影响深度。根据当前的氡浓度及氡的半衰期(12.43 a)^[6], 选取氡值 1 TU(当前氡值的检出限)作为界值, $T < 1.0$ TU, 则为核爆炸之前的降水补给, 即 1952 年之前的水, 至今已 50 多年没有受后来补给的影响, 认为参与现代水

(Modern water)^[5]循环较弱, 交替时间长; $T \geq 1.0$ TU, 则认为参与现代水循环积极, 交替时间短。

所取样中有 29 个氡值 <1.0 TU(表 1)。这些样点的深度差异较大, 其中最浅的为 27 m (M20, 房山区窑上村), 最深的为 370 m (M28, 民用井), 即水力联系强弱程度各点会不同, 因地层而异。总体来看, 有氡、无氡的界线深度大致为 120 m, 即 120 m 为这些

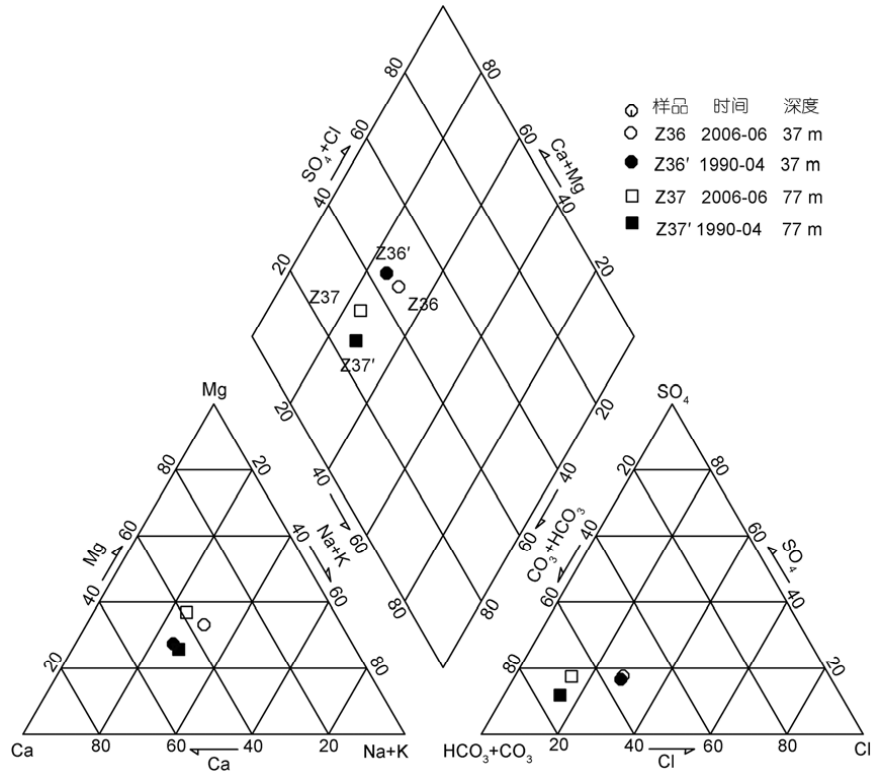


图5 大兴区海子角分层水质三线图(1990, 2006)

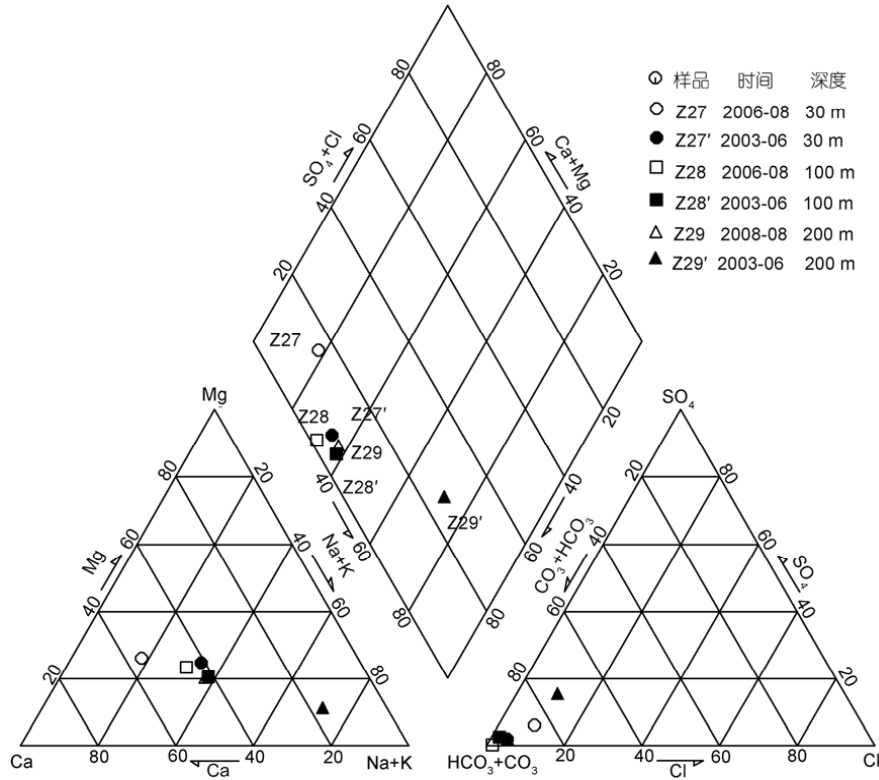


图6 顺义区李桥分层水质三线图(2003, 2006)

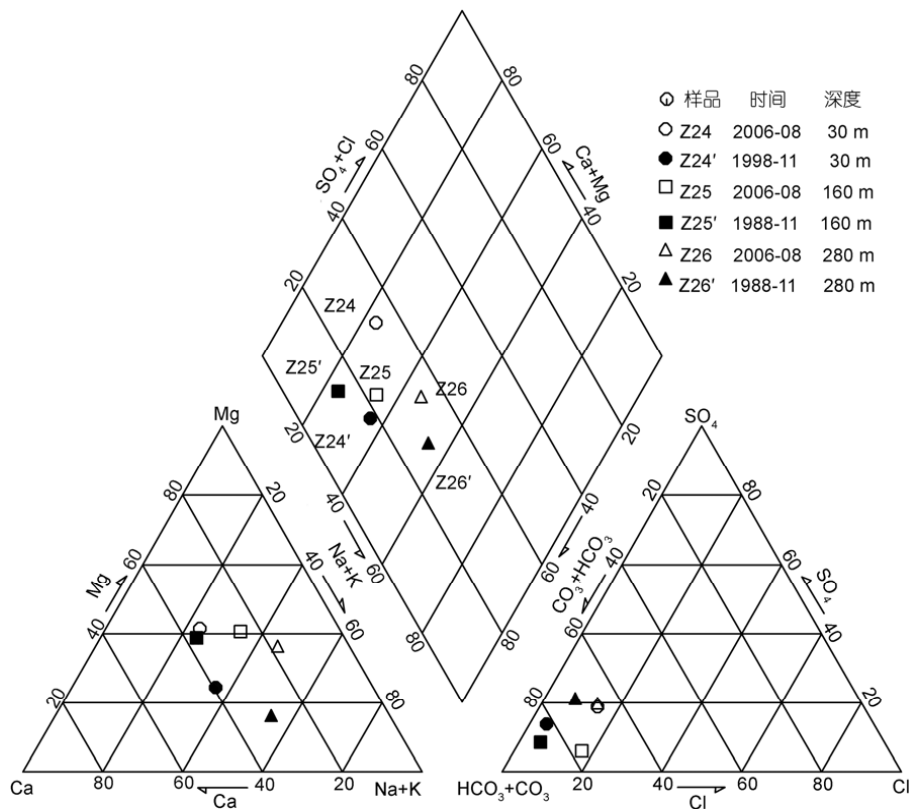


图7 通州区张家湾分层水质三线图(1988, 2006)

地区现代降水补给影响的大致平均深度. 当然, 这很可能已受到人为建井而引起上下含水层的贯通的影响.

(2) 氦和 ^{18}O Dansgaard 等^[19]对格陵兰北部世纪营一根长为 1387 m 的冰芯进行了 ^{18}O 含量测定, 得出在过去 8000 a 间 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化不大, 而在距今 13000~60000 a 的威斯康辛冰期内, $\delta^{18}\text{O}$ 值比现在平均低 10‰左右 (图 8).

这个差值代表了全新世和晚更新世不同时期降水中同位素含量的不同, 体现了温度效应^[17]. 很明显, 越靠近地球南极或北极, 差值越大; 越靠近赤道, 差值越小. 在中纬度地区, 此差值大约是 2.0‰, 如英国、德国、波兰、法国、澳大利亚、匈牙利、罗马尼亚^[6,20~22].

一般来说, 在我国东部沿海地区地下水样品的差值也大概在 2‰左右^[23], 所以在相同位置不同深度上下含水层中如出现以下情况: ①上层地下水的稳定同位素值证实为当地全新世降水入渗补给, ②下层比上层 $\delta^{18}\text{O}$ 值低 2‰以上, 则即可大致证明下层地下水为古水^[24]. 据此可确定出 8 个古水点(Z4, Z5,

Z29, Z41, Z43, Z44, Z45, Z46)(表 1, 图 9).

据郑跃军等^[25]的研究认为北京平原区降水入渗补给的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般大于 -8.4‰, 据此, 对于民井及分层取样不足的监测井, 选取 $\delta^{18}\text{O} \leq -10.4‰$ 作为界定古水的标准. 据此可确定出 6 个古水点(Z6, Z7, Z18, M28, M29, M30) (表 1, 图 9).

因此, 根据氦氧值, 本次所取样中共可确定出 14 个古水点(图 9).

对于这 14 个样点, 还有一种可能是来自于平原周边高山地区河水补给, 因为高程效应也会使得重同位素贫化. 但是通过同位素取样测试显示, 来自周边山区的河流水其 $\delta^{18}\text{O}$ 并非较低, 如拒马河河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -8.2‰^[24]. 这表明本区山区河流水的高程效应并不明显, 也许是流动过程中又受到了蒸发作用的一定的补偿. 因此这些样点并非来自于高山地区降水补给.

(3) ^{14}C 本次对大兴区的两组分层监测井(瀛海、采育)共取 6 个 ^{14}C 水样 (图 1), 分析数据见表 2, 表

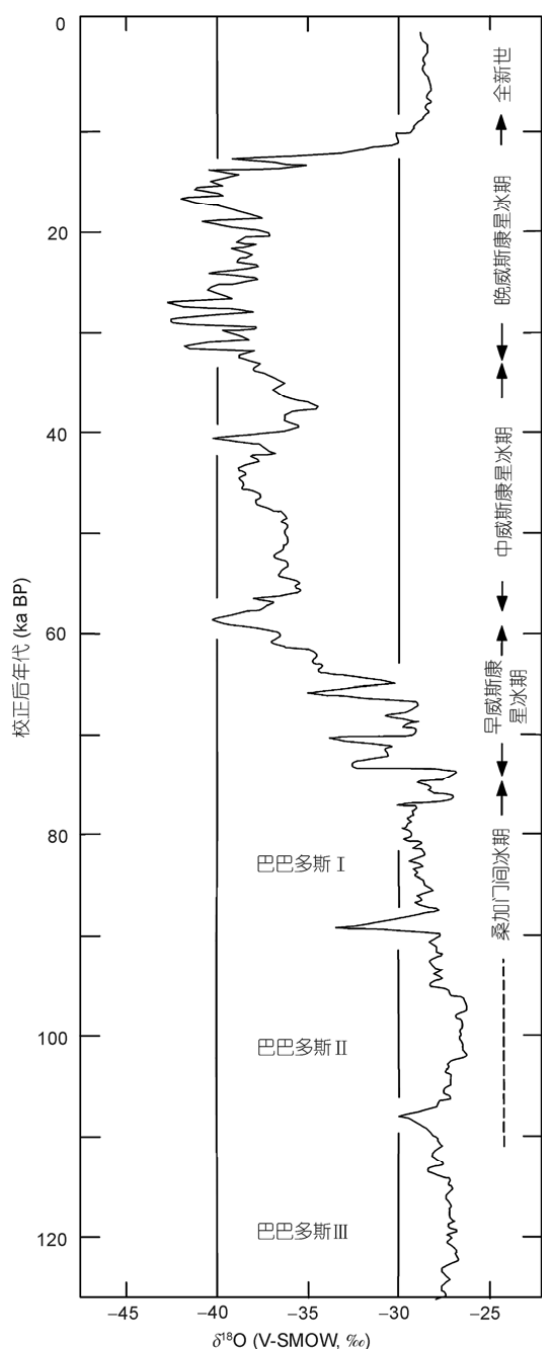


图8 世纪营冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 的完整记录

中年数据为未校正数据. 可以看出, 采育的 4 个分层水样中, 到 100 m 深度就已是古水, 共有 3 个古水点. 且深度越大, 年龄越老, 即水交替越加缓慢.

本次研究还收集了近来本区相关研究的 47 个水

样 ^{14}C 数据⁵⁾. 由于其全部是对民用井进行的取样, 所取水样全部为混合水, 故代表层位不清. 因此对其数据只在有限的范围内使用. 如即使是混入了上部层位较年轻的水, 数据显示还是古水的话, 则此井最底部层位的水肯定是古水. 按此标准, 可确定出以下 5 个古水点(TW5~15)及其深度(表 2, 图 9).

通过对以上各方法所确定的 22 个古水样点综合分析, 深度因地而异, 最浅深度为 63 m(Z43, 昌平区立水桥), 整体大致平均深度为 180 m.

从图 9 可以看出, 各古水点及氡值 <1.0 TU 的样点, 主要分布在沉积物颗粒较细的扇缘及以下冲洪积平原区. 综合上述分析, 可见在本区沉积粒径较小的地区, 如扇缘及以下冲洪积平原区, 地下水存在着垂向分层, 深部水交替缓慢及局部滞留等特点.

3 原因分析

对于呈层性、深部水交替缓慢及局部滞留的原因, 可从以下三方面进行分析:

首先应该是粘土类地层的较小的渗透系数. 以淤泥类土为例, 渗透系数一般为 $10^{-6} \sim 10^{-8} \text{ cm/s}$ ^[26], 而纯粘土则小于 10^{-9} cm/s ^[27], 压实的粘土层的渗透系数应该会更小^[28]. 如按 10^{-7} cm/s 计, 则 1 年的渗透量约为 3 cm, 如有 30 m 厚的粘土层的话, 则需要 1000 a 才能完成渗透. 而被厚层地层覆盖、压实的粘土层的渗透系数还会更小, 可见具有很强的阻水效果.

粘土的阻水作用不仅使得垂向上具有分层性, 在水平方向上就会使得地下水流产生局部的阻断而引起水交替缓慢. 因为陆相沉积非常复杂多变, 粘土类沉积在水平方向会不时出现.

其次, 是因为水力坡度非常小. 本区海拔较低, 平均在 40 m 左右, 距海约 100 km, 水力坡度很小, 天然状态下水平径流速度不可能很快.

第三个重要的原因是地层的压实作用. 地下含水层多由各期的古河道砂体组成, 主河道部分地层虽然贯通性好, 但是在上覆地层的不断加积压作用下通透性也会大大变小, 甚至会完全阻断. 就如同软管里的水流, 如果在水管施加外部压力(如放上一块石头), 水管将会被压扁, 水流减小, 如果外部压力足够大, 水流可能会完全停止. 另外, 上覆地层在不

5) 王新娟, 邢国章, 许苗娟. 华北平原地下水可持续利用调查评价(北京)报告. 北京市水文地质工程地质大队, 北京市地质调查研究院, 2005. 5-36

表 2 ¹⁴C 数据 a)

编号	采样地点	井深 (m)	PMC (%)	年代 (a BP)	取样 时间	编号	采样地点	井深 (m)	PMC (%)	年代 (a BP)	取样 时间
C1-1	大兴区瀛海	50	75.69±0.60	2240±60	2008-10	TW5	通州区师姑庄	80~180	7.21±0.20	21130±220	2004-05
C1-2	大兴区瀛海	100	56.45±0.73	4590±100	2008-10	TW10	大兴区凤河营	120~305	6.09±0.36	23135±290	2003-04
C2-1	大兴区采育	50	55.26±0.68	4760±100	2008-10	TW11	通州区张家湾	490~600	2.54±0.10	30365±450	2004-05
C2-2	大兴区采育	100	5.27±0.16	23650±240	2008-10	TW12	通州区张家湾	80~300	9.22±0.24	19707±170	2004-05
C2-3	大兴区采育	180	4.42±0.30	25050±535	2008-10	TW15	通州区觅子店	80~250	3.3±0.15	27390±350	2004-05
C2-4	大兴区采育	300	1.58±0.17	33320±860	2008-10						

a) 均由中国地震局地震动力学国家重点实验室分析测试

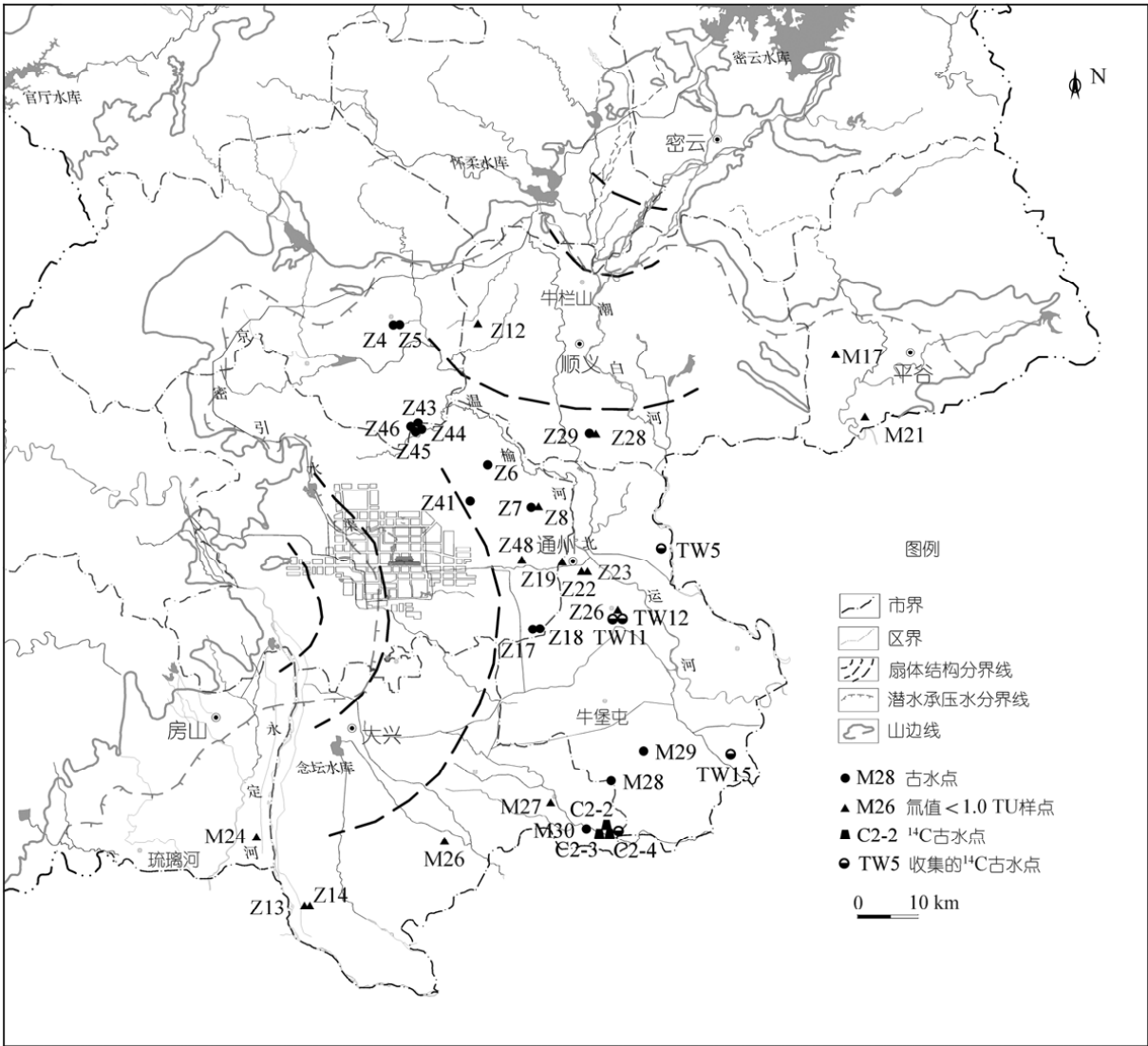


图 9 氡值<1.0 TU 样点及古水样点分布图

断沉积压实的过程中，地层总会有差异性压实，即有些地方压实地厉害，这些地方便会形成“瓶颈”或完

全封堵。这同沉积岩“香肠构造”的形成机理相似。这样就有可能会产生出一个个孤立的封闭“含水沙

体”,为滞留含水层^[8]。含水层中侧向流动的地下水由于地层的压实作用将受到阻碍,即使是在相对较浅的深度上也会如此。

这种封闭或相对封闭的含水层最明显的例子是海底淡水含水层的存在。部分地区海水下存在有淡水资源在世界很多地方都有例证^[29]。例如我国浙江舟山群岛2007年在泗礁岛北部约20 km的海域打出了一眼淡水井。在海底以下210 m范围内共发现3个淡水含水层,总厚度达60 m。其中位于海底41~57 m的第二含水层淡水水质非常接近饮用水标准^[30]。

另外上述分析也能够很好地解释卤水以及干旱沙漠地区地下水资源的大量存在,应是形成于地质历史时期的圈闭水体。照此分析,此类地下水类似于石油,在某种程度上应该属非可再生资源。

4 结论

(1) 在北京市平原区,在潮白河和永定河两大冲

洪积扇的扇缘及以下部位在水位、水质、水温及同位素等方面均表现出明显的垂向上的呈层性。

(2) 经对氡值的分析,认为扇缘及以下平原区有氡、无氡的界线深度大致为120 m,即现代降水补给影响的大致平均深度约为120 m。

(3) “呈层性”的主要原因应是由于渗透系数较小的粘土类地层的隔水作用,使得层间联系较为微弱;

(4) 由于粘土类地层的阻断及地层的沉积压实,尤其是差异性沉降产生的局部压实作用,使得含水层在水平方向上不断被阻断,并可能会产生出一些封闭或相对封闭的“含水砂体”,这是深层地下水交替缓慢及局部滞留的主要原因。

(5) 认为在冲洪积平原区深层地下水整体水交替非常缓慢,大致平均180 m以下局部易出现“古水”点。这种“滞留含水层”中的地下水在某种程度上为类似于石油的非可再生资源。为了保证深层地下水的可持续开发利用,应该从水资源管理战略上进行重新认识与调整。

致谢 中国地质环境监测院研究员王瑞久先生在本研究中给出了悉心的帮助与指导,在此致以诚挚的谢意!

参考文献

- 1 王新娉,崔亚利,邵景力,等.北京市永定河流域地下水的环境同位素分析.勘察科学技术,2006,1: 48-50
- 2 王新娉,周训.北京市永定河流域地下水¹⁴C年龄的初步分析.地质论评,2006,52: 283-288
- 3 刘锋,李延河,林建.北京永定河流域地下水氢氧同位素研究及环境意义.地球学报,2008,29: 161-166
- 4 宋献方,李发东,于静洁,等.基于氢氧同位素与水化学的潮白河流域地下水水循环特征.地理研究,2007,26: 11-21
- 5 Edmunds W M, Shand P. Geochemical baseline as basis for the European Groundwater Directive. In: Wanty R B, Seal II R R, eds. Water-Rock Interaction. London: Taylor & Francis Group, 2004. 393-397
- 6 Clark I D, Peter F. Environmental isotopes in Hydrogeology. New York: Lewis Publishers, 1999. 280-330
- 7 张宏仁.正确认识“深层水”.国土资源,2002,1: 17-19
- 8 Mazor E. Stagnant aquifer concept Part 1. Large-scale artesian systems—Great Artesian Basin, Australia. J Hydrol, 1995, 173: 219-240
- 9 Mazor E, Gilad D, Fridman V. Stagnant aquifer concept. Part 2. Small scale artesian systems—Hazeva, Dead Sea Rift Valley, Israel. J Hydrol, 1995, 173: 241-261
- 10 Fridman V, Mazor E, Becker A, et al. Stagnant aquifer concept. Part 3. Stagnant miniaquifers in the stage of formation, Makhtesh Ramon, Israel. J Hydrol, 1995, 173: 263-282
- 11 张宏仁.中国的淡水资源问题.上海地质,2001,3: 1-9
- 12 张光辉,费宇红,陈宗宇,等.海河流域平原深层地下水补给特征及其可利用性.地质论评,2002,48: 651-658
- 13 陈宗宇,张光辉,聂振龙,等.中国北方第四系地下水同位素分层及其指示意义.地球科学——中国地质大学学报,2002,27: 97-104
- 14 陈宗宇,皓洪强,卫文,等.华北平原深层地下水的更新与资源属性.资源科学,2009,31: 388-393
- 15 谢振华,许苗娟,邢国章,等.北京地下水.北京:中国大地出版社,2008. 325-348
- 16 卫万军,刘存富,晁念英,等.同位素水文学理论与实践.北京:中国地质大学出版社,2003. 195
- 17 Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 1961, 26: 1702-1703
- 18 王亚斌,邵景力,王家兵,等.天津市咸水区深层地下淡水资源可恢复性研究.资源科学,2010,32: 1188-1195
- 19 Dansgaard W, Johnsen S J, Møller J, et al. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. Science, 1969, 166: 377-380

- 20 Bath A H, Edmunds W M, Andrews J N. Palaeoclimatic trends deduced from the hydrochemistry of a Triassic sandstone aquifer. *Isotope Hydrology*, 2. Vienna: IAEA, 1979. 545–568
- 21 Huneau F, Blavoux B, Aeschbach-hertig W. Paleogroundwater of the Valreas Miocene aquifer (southeastern France) as archives of the LGM/Holocene transition in the western Mediterranean region. *Proceedings of the International Conference on the Study of Environmental Changes Using Isotope Techniques*, 13. Vienna: IAEA, 2001. 84–90
- 22 陈宗宇, 齐继祥, 张兆吉, 等. 北方典型盆地同位素水文地质学方法应用. 北京: 科学出版社, 2010. 148–152
- 23 徐彦泽, 田小伟, 郑跃军, 等. 沧州小山地区地下水的补给研究. *水文地质工程地质*, 2009, 3: 51–54
- 24 周仰效, 李文鹏. 地下水监测信息系统模型及可持续开发. 北京: 科学出版社, 2011. 41–42
- 25 郑跃军, 万利勤, 李文鹏, 等. 北京平原区基岩水地表水同位素水化学及同位素分析. *水文地质工程地质*, 2009, 36: 48–50
- 26 李智毅, 杨裕云. 工程地质学概论. 武汉: 中国地质大学出版社, 1994. 43
- 27 中国大百科全书总编辑委员会《土木工程》编辑委员会. 中国大百科全书·土木工程卷. 北京, 上海: 中国大百科全书出版社, 1987. 579
- 28 Neuzil C. How permeable are clays and shales? *Water Resour Res*, 1994, 30: 145–150
- 29 Edmunds W M. Significance of geochemical signatures in Sedimentary basin aquifer Systems. In: Cidu R, ed. *Proceeding of 10th Water-rock Interaction*, Balkema, 2001. 29–36
- 30 李珍, 李杰, 李贞, 等. 浙江嵊泗海域第四纪沉积层序及承压水层位特征初探. *上海地质*, 2008, 1: 7–13