从地下水赋存运移规律的再认识谈北京平原 地面沉降发生的另一原因

刘元章1、武强2、林沛1、刘久荣1、高志辉1、邢立亭2

(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)

摘 要:通过主要对分层专门监测并进行取样,从水位、水质、水温及氘、氧-18、碳-14 等方面进行分析, 认为本区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;运用氘、氧-18 稳定 同位素方法及碳-14 定年确定出 15 个古水点,认为扇缘以下冲洪积平原区平均大致 250m 深度以下多 出现古水点,表明深部水交替整体非常缓慢,局部滞留。据此分析,产生分层、深部交替缓慢及局部滞留 的主要原因是由于黏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。并认为地下水交替缓慢及局部滞留而不能及时获得补给是本区地面沉降发生的另一重要原因。 关键词:北京平原;分层监测井;同位素;滞留含水层;地面沉降原因

中图分类号:P641.12;P641.69 文献标识码:A 文章编号:1000-0852(2013)04-0037-08

地面沉降发生机理较为复杂,包括地质构造因素、 土层次固结、工程建设及超量开采地下水等^[1-3]。北京 地区主要表现为黏性土层压密,一般认为过量抽取地 下水是主因,水位下降形成降落漏斗,漏斗区一般为沉 降中心区^[4]。这似乎与流场理论仍存在一定的矛盾:局 部水位下降形成降落漏斗,此时漏斗区的地下水水力 梯度会增大很多,水力梯度大则会引发地下水向此处 汇流速度增大,汇流速度增大则会引发地下水向此处 汇流速度增大,汇流速度增大则会很快补偿水位的下 降,而不至于使不平衡状态持续多久。另外本区的一些 地面沉降中心,如顺义天竺地区,地下水抽取量相对并 非特别大。

本文试图在进一步分析本区地下水赋存及运移规 律的基础上,从另一角度探讨本区地面沉降的发生机 理,提出沉降发生的另一原因。

传统的关于地下水赋存及运移模式的研究大都以 流场理论为基础,认为在一水文地质单元中,存在着稳 定的地下水流场,地下水沿"流线"在不断地自上游流 至下游,完成循环演化^[5-7]。近些年,越来越多的实践对 传统的地下水流场理论提出了一些质疑。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年以上, 属于古水(Palaeowater)^[8-9],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,已有较多的研究注意到深层地下 水循环近乎滞留这一特点^[10-16]。

以往的相关研究所取水样大都是取自民用井^[17-21], 则所取水样大多为上下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。而本研究主要针对本区地下水分层专门监测 井进行取样分析,来加深对与地面沉降相关的地下水 赋存及运移规律的认识。

1 材料与方法

1.1 研究区

研究区北京平原主体主要由永定河和潮白河两大 冲洪积扇构成,第四系沉积由山前到平原区一般依次 为: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,

收稿日期:2012-09-10

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

作者简介:刘元章(1973-),男,山东临沂人,博士,主要从事水文地质、环境地质等方面研究。E-mail:yuanzhangliu@163.com

平均沉积粒径逐渐减小,粘土类地层层数增多,总厚度 增加⁽⁴⁾。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(²H和¹⁸O)分析,以及地下水定年(¹⁴C)等。

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δ¹⁸O之间存在着线性关系,即δD=8δ¹⁸O+10,称为全 球大气降水线(GMWL)^[22]。不同地区也存在类似的线性 关系,称为"当地降水线"(LMWL)。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的 主要因素,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。这些不同 特征,可以用来解释地下水补给水源的一些特征。

地下水¹⁴C 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¹⁴C 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 CO₂ 隔绝 后便停止了与外界¹⁴C 的交换,所以地下水¹⁴C 年龄一 般指地下水和土壤 CO₂ 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。 本次研究在大兴区瀛海和采育共取 6 个 ¹⁴C 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 取样测试和数据

本次研究在北京平原进行了广泛取样,包括氘、 氧-18 水样各 78 个,碳-14 水样 6 个,所有水样同时 都做了水质全分析。

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 和 ¹⁸O 水样取样量分别为 1 000 ml、200 ml 和 200 ml, ¹⁴C 水样取 5 000 ml, 溶解 无机碳(DIC)用氯化锶 SrCl₂ 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, 氘和¹⁸0 由中国地质科学院矿产资源研 究所测定,¹⁴C 由中国地震局地震动力学国家重点实验 室分析测试。

 氘同位素分析方法:锌法,以 V-SMOW 为标准, 质谱仪(型号 MAT253)测定,分析精度±2‰;¹⁸O 分析 方法:平衡法,以 V-SMOW 为标准,质谱仪(型号 MAT253)测定,分析精度±0.2‰;¹⁴C 测定所用液闪仪 型号 Quantulus-1220(LKB),标准采用中国糖碳。

表1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)的氘、氧-18分析数据。

2 赋存规律分析

通过对相关数据的分析,可以得出本区地下水以 下两个重要特征,与以往认识较为不同。

2.1 垂向上具有分层性

大多数分层监测井都存在着较为明显的垂向分层 特征,这可反映出这些地点的层间水力联系较弱。体现 在以下4个方面:

(1)水位方面:水位是地下水系统较为宏观的特征。分层监测组并各层的水位及变化规律一般都表现 出分层性。以通州潞河中学分层监测并为例,其各层水 位多年变化如图1所示。

从图中可以看出,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



图 1 潞河中学分层监测井水位变化曲线图

Fig. 1 The variation curves of the stratified water levels in the monitoring wells at the Luhe high school

表1 氘氧同位素分析数据

样品编号	位 置	深度 / m	$\delta D \qquad \delta^{18}O$		样品编号	位 置	深度 / m	\$D	\$180
								OD (V.SM(0 0 W (% a)
71	日亚区沙河	151	(7-5)) w / /00)	740	胡阳区挖丛改	102	(1-5)	97
Z1	日十匹沙河	151	-0/	-9.4	Z40	的阳区均口陷	192	-01	-0./
Z2	自平区 <i>沙</i> 河 昆亚区地区地	250	-/0	-10.0	Z41	朝阳区符首路	256	-/5	-10.8
Z3	<u> </u>	10	-56	-7.7	Z42	<u> </u>	30	-68	-8.9
Z4	昌平区小汤山	124	-70	-10.1	Z43	昌平区 <u>立</u> 水桥	63	-82	-11.7
Z5	昌平区小汤山	202	-72	-9.8	Z44	昌平区立水桥	98	-81	-11.0
Z6	朝阳区东郊牛场	235	-79	-11.3	Z45	昌平区立水桥	158	-81	-11.6
Z7	朝阳区楼梓庄	121	-74	-10.6	Z46	昌平区立水桥	180	-80	-11.3
Z8	朝阳区楼梓庄	167	-71	-9.5	Z47	朝阳区定福庄	90	-66	-9.4
Z9	顺义区河南村	25	-57	-8.0	Z48	朝阳区定福庄	185	-68	-9.3
Z10	顺义区河南村	67	-68	-9.1	M1	大兴区芦城	54	-57	-7.8
Z11	顺义区牛栏山	45	-69	-9.3	M2	大兴区芦城	85	-59	-7.6
Z12	顺义区高丽营	100	-59	-8.6	M3	大兴区刘家铺村	60	-67	-8.8
Z13	大兴区西麻各庄	138	-68	-9.0	M4	大兴区南小营	80	-68	-9.1
Z14	大兴区西麻各庄	242	-71	-9.6	M5	昌平区下苑村	70	-55	-7.2
Z15	朝阳区大鲁店	60	-66	-8.8	M6	怀柔范各庄村	70	-46	-5.6
Z16	朝阳区大鲁店	112	-67	-9.9	M7	顺义区红寺村	90	-60	-7.8
Z17	朝阳区大鲁店	185	-70	-9.9	M8	大兴区青云店	40	-70	-9.1
Z18	朝阳区大鲁店	230	-77	-10.7	M9	昌平区西贯村	100	-68	-9.6
Z19	朝阳区八里桥	238	-72	-10	M10	昌平区城市学院	80	-65	-9.4
Z20	朝阳区青年路	120	-72	-10.3	M11	房山区篱笆房村	30	-52	-6.9
Z21	通州潞河中学	43	-68	-9.4	M12	房山区焦村	34	-67	-9.5
Z22	通州潞河中学	83	-71	-9.5	M13	房山区南尚乐	56	-60	-8.4
Z23	通州潞河中学	143	-74	-10.2	M14	房山区长沟村	10	-56	-7.8
Z24	通州区张家湾	30	-66	-8.6	M15	房山区石楼村	36	-52	-7.4
Z25	通州区张家湾	160	-71	-9.6	M16	房山区窦店牛场	38	-62	-8.2
Z26	通州区张家湾	280	-75	-10.1	M17	平谷区东双营村	90	-63	-8.6
Z27	顺义李家桥	30	-62	-8.3	M18	平谷区靠山集村	12	-59	-8.4
Z28	顺义李家桥	100	-68	-9.2	M19	平谷区南独乐河	50	-61	-8.6
Z29	顺义李家桥	200	-78	-10.7	M20	平谷区东高村	110	-64	-9.0
Z30	通州区牛堡屯	97	-63	-8.2	M21	平谷区门楼村	105	-64	-9.1
Z31	通州区牛堡屯	194	-71	-9.6	M22	平谷区峪口镇	100	-67	-8.8
Z32	昌平区马池口	116	-66	-8.9	M23	房山区朱岗子村	43	-58	-7.6
Z33	通州区宋庄	100	-65	-9.1	M24	房山区窑上村	27	-62	-8.3
Z34	通州区宋庄	211	-71	-9.3	M25	房山区窑上村	100	-61	-8.5
Z35	大兴区海子角	37	-57	-7.4	M26	大兴安定镇煤厂	90	-68	-9.4
Z36	大兴区海子角	77	-66	-8.8	M27	大兴区采育二村	300	-74	-9.7
Z37	大兴区海子角	123	-65	-9.0	M28	大兴区小海字村	370	-82	-11.2
Z38	朝阳区将台路	53	-61	-8.8	M29	大兴区永乐店	280	-84	-11.3
Z39	朝阳区将台路	112	-63	-8.7	M30	大兴区康营村	150	-81	-11.2

Table 1 The isotopic data of Deuterium and Oxygen-18 of the samples

(取样时间为 2006 年 6~8 月)

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,层间黏土类地层的阻水作用较强。

(2)水温方面:100多组监测井的资料显示每组各

层之间一般都存在有不同的水温差^[23-24],甚至有较大 温差者,如顺义小薛各庄村监测井,29.2~47.2m 段含水 层水温为 14~14.5℃,63.2~79.3m 段为 16℃,89.3~ 103.3m 段为 17.5~18℃;顺义区西水泉村监测井 87m 深度水温 19℃,80~140m 段为 14~15℃。这表明这些地 点的上下含水层之间的水力联系较弱。

(3)水质方面:以下为两个分层观测井分层水质的 水化学三线图(见图 2~图 3)。

可以看出、同一地点不同层位水质一般有较明显



图 2 潞河中学分层水质三线图(1982,2006) Fig. 2 Piper diagram of the samples of the stratified monitoring wells at the Luhe high school (1982, 2006)

的差异。以潞河中学 1982 年数据为例,43m 深度水质为 HCO₃-Ca·Mg 型,83m 深度水质为 HCO₃-Ca·Na·Mg 型,143m 深度则为 HCO₃-Na·Ca 型。其他组监测井也 类似,样点在 Piper 图上的位置一般存在着一定的距离。这表明这些地点的黏土类地层上下含水层之间没有明显的混合作用。

(4)同位素方面:从表 1 中本次所取分层监测井 (编号标 Z)的同位素分析数据可看出,同一地点各 层位的稳定同位素数据一般具有较明显的呈层性。 以潞河中学为例 (Z21,Z22,Z23),δ¹⁸O 值在 43m 处 为-9.4‰,83m 处为-9.5‰,143m 处为-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,即层间水力联系微弱。天 津、河北等一些地区存在咸、淡水分层的现象^[25],也体 现出这一特征。当然不排除在一些地点会存在上、下含 水层间的沟通。

2.2 深部水交替缓慢,局部滞留

稳定同位素及¹⁴C数据均能证实一些古水点的广 泛存在。古水的存在表明这些地点的水循环非常慢甚 至是滞留的。

(1)氘、氧-18 方面: Dansgaard 等^[26]对格陵兰北部 世纪营一根长为1 387m 的冰芯进行了氧-18 含量测 定,得出在过去 8 000 年间δ¹⁸O 值变化不大,而在距今 13 000~60 000 年的末次冰期内,δ¹⁸O 值比现在平均低 10‰左右(见图 4)。

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^[22]。很明显,越



图 3 通州区张家湾分层水质三线图(1988,2006)

Fig. 3 Piper diagram of the samples of the stratified monitoring wells at Zhangjiawan in Tongzou district (1988, 2006)





Fig. 4 The full records of the δ^{18} O of the Camp Century

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、罗马尼亚等^[9,27-29]。我国 东部沿海地区地下水的该差值也大概在 2%左右^[30]。

浅层地下水的稳定同位素值能够大致体现出当地 多年大气降水的平均同位素构成^[9]。本次共取 3 个浅 水井水样(Z3,10m;M14,10m;M18,12m), δ^{18} O 值的范 围为-8.4‰~-7.7‰,这可大致代表本区多年大气降水 的 δ^{18} O 平均值。因此,我们可选取 δ^{18} O \leq -10.4‰作为 界定古水的标准。据此,根据 δ^{18} O,本次取样中共可以 确定出 12 个古水点(Z6,Z7,Z18,Z29,Z41,Z43,Z44, Z45,Z46,M28,M29,M30),如表 1、图 5 所示。

对于这 12 个样点,还有一种可能是来自于平原 周边高山地区的河水补给,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δ¹⁸O并非较低,如拒马河水的δ¹⁸O 为-8.2‰^[31]。这表明本区山区河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补偿。 因此这些样点并非来自于高山地区降水补给。

(2)碳-14方面:本次对大兴区的两组分层监测井 (瀛海、采育)共取6个¹⁴C水样,分析数据见表2。可以 看出,采育的4个分层水样中,到100m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。

			^ 		
绾巳	取样地占	井;図 /	现代碳浓度	距今年代	
5	坝什地品	ታተ <i>ነ</i> ቚ / m	百分比(PMC/%)	(a BP)	
C1-1	大兴区瀛海	50	75.69±0.60	2240±60	
C1-2	大兴区瀛海	100	56.45±0.73	4590±100	
C2-1	大兴区采育	50	55.26±0.68	4760±100	
C2-2	大兴区采育	100	5.27±0.16	23650±240	
C2-3	大兴区采育	180	4.42±0.30	25050±535	
C2-4	大兴区采育	300	1.58±0.17	33320±860	

表2 ¹⁴C数据 Table 2 The isotopic data of ¹⁴C

(由中国地震局地震动力学国家重点实验室分析测试,取样时间为 2008.10)

通过对以上所确定的 15 个古水样点综合分析,深 度因地而异,整体大致平均深度为 250m。这表明本区 深层地下水水交替整体非常缓慢,甚至局部滞留。

上述分析表明,在本区沉积粒径较小扇缘及以下 冲洪积平原区,地下水存在着垂向分层,深部水交替缓 慢及局部滞留两个特点。 3 讨论

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:

(1)水力坡度非常小。本区海拔较低,平均在 40m 左右,距海约 100km,水力坡度很小,天然状态下水平 径流速度不可能很快。

(2)黏土类地层较小的渗透系数。以淤泥类土为例, 渗透系数一般为10⁻⁶~10⁻⁸cm/s^[32],而纯黏土则小于 10⁻⁹cm/s^[33],压实的黏土层的渗透系数应该会更小^[34]。如 按 10⁻⁷cm/s 计,则1年的渗透量约为 3cm,如有一 30m 厚的黏土层的话,则需要1 000 年才能完成渗透。而被 厚层地层覆盖、压实的黏土层的渗透系数还会更小,可 见具有很强的阻水效果。

黏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,黏土类沉积 在水平方向会不时出现。

(3)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实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^[11]。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^[35]。例如我国浙江舟山群 岛 2007 年在泗礁岛北部约 20km 的海域打出了一眼 淡水井^[36]。另外上述分析也能够很好地解释卤水以及 某些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。

上述分析表明,冲洪积平原区深层地下水的循环 运移速度整体较慢,甚至会较普遍地存在着一些孤立 的滞留含水层。这一特征便可以较好地解释开始提出 的问题:在一些循环更新速度非常缓慢的地区,当地下



图 5 古水样点在本区 1955~2005 年地面累计沉降量图上的分布

Fig. 5 Distribution of the the paleowater sample points in the cumulative amount of land subsidence in Beijing plain from 1955 to 2005

水被过量抽取后便不能及时获得补给,便会形成水位 降落漏斗,会使得黏性土层脱水压密,于是导致地面沉 降的发生。换句话说,循环更新速度缓慢是地面沉降发 生的另一重要原因。

图 5 所示的是 15 个古水点在本区地面沉降累积 量(1955~2005 年)图上的分布。图中的地面沉降累积 量数据来自于沉降专业监测,包括 InSAR、GPS、水准 测量和基岩标等码。可以看出,沉降中心区大都位于扇 缘及以下的冲洪积平原区,这些地区沉积粒径较细、循 环更新能力较差。同时也可看出,古水点大都分布在沉 降中心区。这在某种程度上也可大致证明循环运移速 度缓慢甚至局部滞留是这些沉降中心区地面沉降发生 的另一个重要因素。

4 结论

(1)在北京平原细沉积颗粒区,如扇缘及以下冲洪积平原区,水位、水质、水温及稳定同位素等方面均表现出明显的垂向上的呈层性;

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

(3)由于黏土类地层的阻断及地层的沉积压实,尤 其是差异性局部压实作用,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,这是水交替缓慢及局部滞留的主要原因;

(4)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 250m 以下局部易出现古水点,局 部滞留;

(5)古水样点在图上的分布,同地面沉降中心区较 为一致,据此初步认为,地下水水交替缓慢及局部滞留 是本区地面沉降发生的重要原因之一。

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:

 CUI Zhendong, TANG Yiqun. Land subsidence and pore structure of soils caused by the high-rise building group through centrifuge model test [J]. Engineering Geology, 2010, 113(1-4): 44 - 52

- [2] Rick G. Allis. Review of subsidence at Wairakei feld, New Zealand [J]. Geothermics, 2000, 29(4-5): 455-478.
- [3] XUE Yuqun, ZHANG Yu, YE Shujun, et al. Land subsidence in China [J]. Environmental Geology, 2005, 48(6): 713-720.
- [4] 谢振华,许苗娟,邢国章,等.北京地下水[M]. 北京:中国大地出版 社,2008. 325-348.(XIE Zhenhua, XU Miaojuan, XING Guozhang, et al. Groundwater of Beijing [M]. Beijing: China Land Press, 2008, 325-348. (in Chinese))
- [5] Larson K J., H. Başağaoğlu, M.A. Mariño. Prediction of optimal safe ground water yield and land subsidence in the Los Banos – Kettleman City area, California, using a calibrated numerical simulation model [J]. Journal of Hydrology, 2001, 242(1-2):79 - 102.
- [6] Phien-wej N., Giao P., Nutalaya P., Land subsidence in Bangkok, Thailand [J]. Engineering Geology, 2006, 82(4): 187 - 201.
- [7] Wilson A. M, Gorelick S. The effects of pulsed pumping on land subisdence in the Santa Clara valley, California [J]. Journal of Hydrology, 1996, 174(3-7): 375 - 396.
- [8] Edmunds W M, Shand P. Geochemical baseline as basis for the European groundwater directive [M]. In Wanty R B & Seal ll R R Eds., Water-Rock Interaction. London: Taylor & Francis Group, 2004. 393–397.
- [9] Clark I D, Peter F. Environmental Isotopes in Hydrogeology [M]. New York: Lewis Publishers. 1999.280-330.
- [10] Mazor E. Stagnant aquifer concept Part 1. Large-scale artesian systems?Great Artesian Basin, Australia [J]. Journal of Hydrology, 1995, 173(1-4): 219-240.
- [11] Mazor E, Giladb D, Fridman V. Stagnant aquifer concept Part 2. Small scale artesian systems-Hazeva, Dead Sea Rift Valley, Israel [J]. Journal of Hydrology, 1995, 173(1-4): 241-261.
- [12] Fridman V., Mazor E., Becker A., et al. Stagnant aquifer concept Part 3. Stagnant miniaquifers in the stage of formation, Makhtesh Ramon, Israel [J]. Journal of Hydrology, 1995, 173(1-4): 263–282.
- [13] 张宏仁.中国的淡水资源问题 [J].上海地质,2001,(3):1-9.
 (ZHANG Hongren. Problems of freshwater resource in China [J].
 Shanghai Geology, 2001, 3: 1-9. (in Chinese))
- [14] 张宏仁. 正确认识"深层水"[J]. 国土资源,2002, (1): 17-19.
 (ZHANG. Hongren. Correctly recognize "deep-layered water" [J].
 Land and Resources, 2002, 1: 17-19. (in Chinese))
- [15] 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 [J]. 地质论评, 2002, 48 (6): 651-658. (ZHANG Guanghui, FEI Yuhong, CHEN Zongyu, et al. Recharge characteristics and utilization of confined groundwater in the Haihe basin [J]. Geological Review, 2002, 48(6): 651-658. (in Chinese))
- [16] 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[J].地球科学—中国地质大学学报, 2002, 27(1): 97-104. (CHEN Zongyu, ZHANG Guanghui, NIE Zhenlong, et al. Groundwater isotopic stratification and its implications in Northern China [J]. Earth Science - Journal of China University of Geosciences, 2002, 27(1): 97-104. (in Chinese))
- [17] 郇环, 王金生, 翟远征, 等. 北京平原区永定河冲洪积扇地下水水

化学特征与演化规律[J]. 地球学报, 2011, 32(3): 357-366. (HUAN Huan, WANG Jinsheng, ZHAI Yuanzheng, et al. Chemical characteristics and evolution of groundwater in the Yongding river alluvial fan of Beijing plain [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2011, 32 (3): 357-366. (in Chinese))

- [18] 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[J]. 地球学报, 2008, 29(2): 161-166. (LIU Feng, LI Yanhe, LIN Jian. A hydrogen and oxygen isotope study of groundwater in the Yongding river drainage of Beijing and its environmental significance [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2008, 29 (2): 161-166. (in Chinese))
- [19] 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 [J]. 地理研究, 2007, 26 (1):11-21. (SONG Xianfang, LI Fadong, YU Jingjie, et al. Characteristics of groundwater cycle using deuterium, oxygen-18 and hydrochemistry in Chaobai river basin [J]. Geographical Research, 2007, 26(1):11-21. (in Chinese))
- [20] 王新娟,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 [J]. 勘察科学技术, 2006, (1): 48-51. (WANG Xinjuan, CUI Yali, SHAO Jingli, et al. Analysis of groundwater isotopes in Yongdinghe alluvial plain, Beijing [J]. Site Investigation Science and Technology, 2006, 1: 48-50. (in Chinese))
- [21] 翟远征, 王金生, 滕彦国, 等. 北京平原区永定河地下水系统地下 水化学和同位素特征[J]. 地球学报, 2011, 32(1): 101-106. (ZHAI Yuanzheng, WANG Jinsheng, TENG Yanguo, et al. Chemical and isotopic characteristics of groundwater in the Yongding river groundwater system of Beijing plain [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2011, 32(1): 101-106. (in Chinese))
- [22] Craig Harmon. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 1961, 133(3465): 1702–1703.
- [23] 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[R]. 北京:北京市水文地 质工程地质大队, 2008, 103-153. (LIU Zongming, LIU Shicheng, LU Ming, et al. Completion report of monitoring wells construction of groundwater monitoring and primary regulation scheme project for Beijing plain in 2008 [R]. Beijing: Beijing Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, 2008, 103-153. (in Chinese))
- [24] 刘佑睿,杨贞福,毛嘉华,等.北京市密怀顺平原、大兴和通县地 区农田供水水文地质勘察报告[R].北京:地质部水文地质工程地 质第一大队,1964,12-33. (LIU Yourui, YANG Zhenfu, MAO Jiahua, et al. Hydro-geological exploration report of agriculture water supply in the districts of Miiyun, Huairou, Shunyi, Daxing and Tongzhou, Beijing [R]. Beijing: First Brigade of Hydrogeology and Engineering Geology of Ministry of Geology, 1964, 29-72.(in Chinese))
- [25] 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[J]. 资源科学,2010, 32(6): 1188-1195. (WANG Yabin, SHAO Jingli, WANG Jiabing, et al. Recoverability of deep fresh groundwater resources in the saline water area of Tianjin Municipality [J]. Resources Science, 2010, 32(6): 1188-1195. (in Chi-

44

- [26] Dansgaard W, Johnsen S J, MØller J, et al. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet [J]. Science, 1969, 166: 377–380.
- [27] Bath A H, Edmunds W M, Andrews J N. Palaeoclimatic trends deduced from the hydrochemistry of a Triassic sandstone aquifer [A]. Proceedings of the International Conference on the Study of Environmental Changes Using Isotope Hydrology (2) [C]. Vienna: IAEA, 1979. 545–568.
- [28] 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[M].北京:科学出版社,2010.148-152. (CHEN Zong-yu, QI Ji-xiang, ZHANG Zhao-ji, et al. Applications of Isotope Hydro-geology Methods in typical basins of North China [M]. Science Press, Beijing: 2010, 148-152 (in Chinese))
- [29] Huneau F, Blavoux B, Aeschbach-hertig W. Paleogroundwater of the Valreas Miocene aquifer (southeatern France) as archives of the LGM/Holocene transition in the western Mediterranean region [A]. Proceedings of the International Conference on the Study of Environmental Changes Using Isotope Techniques (13) [C]. Vienna: IAEA, 2001. 84–90.
- [30] 徐彦泽,田小伟,郑跃军,等. 沧州小山地区地下水的补给研究[J]. 水文地质工程地质, 2009, 36 (3): 51-54. (XU Yanze, TIAN Xiaowei, ZHENG Yuejun, et al. Recharge of groundwater in the Xiaoshan area of Cangzhou [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2009, 3: 51-54. (in Chinese))

- [31] 周仰效,李文鹏. 地下水监测信息系统模型及可持续开发[M]. 北京:科学出版社, 2011, 41-42. (ZHOU Yangxiao, LI Wenpeng. Information System Model of Groundwater Monitoring and Sustainable Development [M]. Science Press, Beijing: 2011, 41-42. (in Chinese))
- [32] 李智毅,杨裕云. 工程地质学概论[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1994, 43. (LI Zhiyi, YANG Yuyun. Engineering Geology Introduction [M]. China University of Geosciences Press, Wuhan: 1994, 43. (in Chinese))
- [33] 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 [M].北京,上海:中国大百科全书出版社, 1987,579. (Editorial Committee of Civil Engineering Volume of the Chinese Encyclopedia. Chinese Encyclopedia Civil Engineering Volume [M]. Beijing, Shanghai: Chinese Encyclopedia Press, 1987, 579. (in Chinese))
- [34] Neuzil, C. How permeable are clays and shales [J] Water Resources Research, 1994, 30(2): 145–150.
- [35] Edmunds W. M. Significance of Geochemical Signatures in Sedimentary Basin Aquifer Systems [M]. In R. Cidu Eds., 2001. 29–36.
- [36] 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 [J]. 上海地质, 2008, (1): 7-14. (LI Zhen, LI Jie, LI Zhen, et al. The primary research on the quaternary stratigraphic sequence and the characteristics of the water-bearing stratum in the sea of Shengsi area, Zhejiang province [J]. Shanghai Geology, 2008,(1): 7-13. (in Chinese))

Discussion on Mechanism of Land Subsidence Based on Restudying Storage and Circulation Law of Quaternary Groundwater in Beijing Plain

LIU Yuanzhang¹, WU Qiang², LIN Pei¹, LIU Jiurong¹, GAO Zhihui¹, XING Liting²

(1. Beijing Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Beijing 100195, China; 2. Institute of Mine Water Disaster Prevention and Water Resources Management, China University of Mining and Technology, Beijing 100083, China)

Abstract: Through a wide–spread groundwater sampling mainly at nested monitoring wells in the Beijing Plain, this study analyzed the water level, hydrochemistry, temperature, deuterium, oxygen–18, ¹⁴C and other aspects. The result indicates that there exits an obvious stratification phenomenon of the groundwater in the alluvial plain area down in the middle part of alluvial –pluvial fans, and the hydraulic connection between layers is very weak. Based on the analysis of the 15 paleowater samples through the deuterium–oxygen–18 method and ¹⁴C isotopic dating, the deep groundwater circulation in the fine sediments area of Beijing Plain down in the fringe part of alluvial–pluvial fans is relatively slow and partly stagnant. The average depth of the paleowater points is about 250m. The main reasons for the formation of stratification and paleowater points are the water–blocking effect of the clay type strata and the compaction effect during the sedimentary process, especially the differential compaction, which could form closed or relatively closed stagnant aquifers. The deep aquifer could not get recharge timely because of the slow circulation and partly stagnant, which contributes significantly to the land subsidence of the Beijing Plain area.

Key words: Beijing plain; stratified monitoring well; isotope; stagnant aquifer; mechanism of land subsidence.