

中国北方第四系地下水同位素分层及其指示意义

陈宗宇^{1,2}, 张光辉², 聂振龙², 南云驹²

(1. 吉林大学地球科学学院, 吉林长春 130026; 2. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北石家庄 050061)

摘要: 中国北方第四系地下水中的 D, ¹⁸O, ³H 和 ¹⁴C 含量存在明显的分层现象, 这种现象与末次冰期以来的古气候变化有着较好的对应性, 反映了全新世和末次冰期气候条件的差别以及地下水不同的形成机制. 深层地下水为晚更新世末次冰期时期形成, 其 $\delta(D)$ 和 $\delta(^{18}O)$ 值与全新世补给形成的浅层地下水相比, 分别贫 $4 \times 10^{-3} \sim 16 \times 10^{-3}$ 和 $1 \times 10^{-3} \sim 2 \times 10^{-3}$, 说明末次冰期时期年均气温较低. 古地下水中 D 和 ¹⁸O 的大陆梯度与全新世以来地下水中的梯度基本相同, 说明在过去 30 000 a 来尽管气温发生变化, 但中国北方大陆的大气循环模式没有发生实质性的改变. 地下水同位素分层现象反映了 3 种不同的补给机制及参与现代水循环程度. 这些信息对大陆尺度上的水循环研究和地下水的可持续开发利用有着重要的意义.

关键词: 地下水的同位素; 古气候和古水文; 补给机制; 地下水可持续利用; 中国北方.

中图分类号: P641.3; P597 **文献标识码:** A

文章编号: 1000-2383(2002)01-0097-08

作者简介: 陈宗宇(1963-), 男, 研究员, 1986 年毕业于长春地质学院水文地质及工程地质系, 现为吉林大学博士研究生, 从事地热及水文地质研究工作.

1 我国北方第四系地下水的基本特征

本文所指的中国北方大致为昆仑山—秦岭—淮河以北, 大兴安岭以西地区 ($35^{\circ} \sim 45^{\circ}N$, $80^{\circ} \sim 120^{\circ}E$). 该区是我国典型的干旱及半干旱区. 由于构造运动在这一地区形成了一系列的盆地, 这些盆地是地下水的主要赋存场所. 在目前情况下, 广泛作为供水水源的含水层是中上更新统一全新统的潜水—承压水系统, 水文地质条件主要受第四纪地质条件控制, 这些盆地各自的水文地质特征表现某种相似性, 特别在西北干旱区的几个内陆盆地, 都是以河流为主导串联盆地构成河流—含水层系统.

潜水分布在山前平原地区及各大河流两岸地带, 主要为淡水, 盆地中部和河流下游平原主要为咸水, 地下水与现代降水及地表水联系密切, 循环交替较快. 山前倾斜平原或戈壁带为大厚度的潜水带, 是地下水的主要补给区, 含水介质为第四纪洪积、冲积相卵砾石, 含水层单一, 水位埋深较大, 富水性强, 水质好. 山前带尾缘至盆地中心冲积平原, 地下水由补

给带过渡到径流排泄带, 含水层介质过渡到粗中砂、细砂和粉细砂, 厚度数 m 至数十 m, 甚至大于 100 m, 水位埋深 1~5 m, 含水层由单层变为多层, 矿化度由盆地边缘向中心升高, 由 1 g/L 增加到 10 g/L. 潜水含水层的主要补给源是大气降水、冰雪融水、地表水及灌溉回归水, 主要排泄途径是人工开采及蒸发.

承压含水层主要分布在冲积平原, 以中粗砂和细砂为主, 埋深一般在 100~200 m 以下, 承压水头较高, 部分地区高于地表, 含水层具有多层性, 厚度较大, 富水性一般向下游变弱, 水质好, 矿化度一般小于 1 g/L. 含水层埋藏条件较好, 地下水与现代降水联系较弱, 循环交替缓慢, 多为古滞留水. 地下水的主要补给源是山区及山前入渗及地下径流, 局部地区存在含水层之间的垂向补给. 主要排泄途径是人工开采.

2 第四系地下水的同位素分层现象

近些年来针对不同的研究目的, 对我国北方各盆地地下水进行了大量的同位素研究工作^[1~7], 积累了大量的研究数据, 使从大尺度空间上研究地下水的同位素分布特征成为可能. 本次研究所采用的

数据是根据已发表的和正在开展的工作所采集的数据。本次工作采集的样品由中国地质科学院水文地质环境地质研究所实验测试中心分析测试。所选用样品分为浅层地下水和深层地下水,其中浅层地下水以积极参与现代水循环的潜水为主,其基本特征是高氦和 ^{14}C 含量的淡水;深层地下水以未被目前天然水循环严重影响的深层承压水为主,其基本特征是低氦和 ^{14}C 含量的淡水。地下水的 ^{14}C 年龄以引用资料给出的数据为准,或者以 85% 现代碳含量作为初始浓度进行计算,因此, ^{14}C 年龄在某种程度上存在一定的差别。对于一些 ^{14}C 年龄较大而氦含量较高的样品,说明现代水混合影响较大,不予考虑。

本次研究选用浅层水样品 94 个,深层水样品 59 个(表 1),基本上代表了整个研究区的宏观特征,其统计结果见表 2。由表 2 可见:各盆地浅层和深层地下水表现出不同的同位素特征,各盆地浅层地下水的 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 比深层地下水分别平均重 $4 \times 10^{-3} \sim 16 \times 10^{-3}$ 和 $1 \times 10^{-3} \sim 2 \times 10^{-3}$ 。这些盆地浅层地下水的氦含量高,多大于 5TU,氢氧稳定同位素含量较高, $\delta(\text{D})$ 平均为 -78.98×10^{-3} (准噶尔盆地)至 -64.17×10^{-3} (河北平原), $\delta(^{18}\text{O})$ 平均为 -10.75×10^{-3} (准噶尔盆地)至 -8.77×10^{-3} (河北平原), ^{14}C 年龄小于 10 000 a。深层地下水氦含量很低或基本不含氦,氢氧同位素含量相对较低, $\delta(\text{D})$ 平均为 -95.43×10^{-3} (准噶尔盆地)至 -76.13×10^{-3} (河北平原), $\delta(^{18}\text{O})$ 平均为 -12.67×10^{-3} (准噶尔盆地)至 -10.71×10^{-3} (河北平原), ^{14}C 年龄为距今 10 000 a~30 000 a。上述特征充分说明在我国北方地下水中普遍存在氢氧稳定同位素及年龄分层现象。造成这种现象的原因是由于冰期和全新世的气候条件不同,导致降水的同位素组成发生变化,从而在合适的地质条件下保存在含水层中。

3 地下水同位素分层的指示意义

3.1 古气候变化及古水文循环状况

Dansgaard^[8]提出的北半球中高纬度地区降水的 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 与年均气温关系是古气候应用中最重要关系,并被用于解释极地冰心中的古气候变化记录。Rozanski 等^[9]研究进一步证实了 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 作为古气候因子的可行性。同时发现,中高纬度地区降水的同位素特征仅仅由区域尺度的气候过程控制,如水汽源区状态及其传输模式等,而局部

及地表现象如“热岛”的影响较小。大多数地下水是古大气降水,因此埋藏较好的含水层可以作为古气候变化的档案^[10]。我国北方深层地下水 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 明显偏低现象类似于极地冰心中的同位素变化,尽管地下水的弥散作用影响同位素的含量,但仍可以象冰心中保存的同位素信息那样解释古气候变化,即:较高的同位素值指示了较高的年均气温,而低同位素值指示年均气温较低。

图 1 是根据地下水的氢氧稳定同位素数据建立的古气候记录曲线,虽然数据有限,但氢氧稳定同位素含量还是表现出 2 个不同的阶段,距今 10 000 a 以来的同位素含量比距今 10 000 a 以前偏重,这种趋势说明:距今 10 000~30 000 a 气温较低,对应于末次冰期气候;距今 10 000 a 以来气温较高,对应于全新世气候。根据我国大气降水的 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 与年均气温的关系^[11]: $\delta(\text{D})=3.0t-92$, $\delta(^{18}\text{O})=0.4t-13$,地下水中的同位素表明末次冰期后期北方年均气温在河北平原为 5°C 左右,在准噶尔为 $-1 \sim 2^\circ\text{C}$,这一结果与其他古气候记录研究的结果相近^[12]。需要说明的是降水的高程效应和季节效应都可以造成地下水同位素含量的这种差别,但二者都是温度的函数。地下水的 ^{14}C 测年资料为上述不确定性提供了确定的信息,同位素较低的深层水均是距今 10 000 a 以前冰期形成的。尽管冰期时因为蒙古冷高压占据绝对优势,来自太平洋的暖湿气流萎缩,降水量大幅度减少,而且从理论上讲,准噶尔盆地西北部地区在冰期会受到来自北冰洋气流的影响,可能会出现较多的降水^[12],但在北方地区降水的季节性变化不大。我国现代大气降水的同位素监测结果说明,在上述地区无论是季节性还是年尺度上,降水的同位素组成都与年均气温密切相关。因此,相对于地下水补给高程和季节性降水的变化,深层地下水同位素较贫现象反映气温变化的可信度是较高的。

图 1 中的 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 变化表明河北平原大约在距今 12 000~13 000 a 气候开始转暖,而在青藏高原的柴达木盆地和西北地区准噶尔盆地大约在距今 10 000~11 000 a 气候才开始转暖。由于研究数据的局限,这种气候变化的滞后性仅仅是一种定性的推测。除此之外,河北平原地下水的同位素记录充分表明,末次冰期向全新世过渡时期大约自距今 13 000~10 000 a(图 1),当然,含水层的水动力弥散使这一时间间隔增大,但研究说明^[14,15]:在大多数砂岩含水层中,滞留时间在 10^4 时间尺度上的气候

表 1 地下水同位素测试结果

Table 1 Summary of isotopic compositions for groundwater in northern China

样号	位置	含水层	$\delta(D)/10^{-3}$	$\delta(^{18}O)/10^{-3}$	$q(^3H)/TU$	$t(^{14}C)/ka$	资料来源	样号	位置	含水层	$\delta(D)/10^{-3}$	$\delta(^{18}O)/10^{-3}$	$q(^3H)/TU$	$t(^{14}C)/ka$	资料来源
44	新疆阜康	潜水	-92.6	-10.58	-	-		28	太原	潜水	-70.1	-9.19	41.0	-	②
基 2	新疆阜康	潜水	-89.4	-10.49	-	-		29	太原	潜水	-70.1	-9.15	38.6	-	②
2	新疆阜康	潜水	-70.51	-9.88	-	-		52	太原	潜水	-67	-9.29	1.5	-	②
74	新疆阜康	潜水	-67.31	-9.68	-	-		73	太原	潜水	-67.9	-9.17	4.3	-	②
JK2	新疆阜康	承压水	-91.3	-10.92	-	18.72		87	太原	潜水	-68.5	-9.35	6.2	-	②
34	新疆奎屯	潜水	-72.0	-11.0	-	-	[1]	65	太原	潜水	-67	-9.37	6.0	-	②
22	新疆奎屯	潜水	-69.0	-9.9	-	-	[1]	74	太原	潜水	-65.9	-9.35	16.6	-	②
11	新疆奎屯	潜水	-75	-11.4	0.29	4.58	[1]	79	太原	潜水	-66	-9.28	28.8	-	②
14	新疆奎屯	潜水	-78	-11.5	0.18	4.324	[1]	51	太原	潜水	-68.7	-9.6	30.9	-	②
16	新疆乌苏	潜水	-97	-12.3	-	-	[1]	88	太原	潜水	-67.7	-9.67	37.2	-	②
26	五泵站	承压水	-85	-12.2	-	-	[1]	58	太原	潜水	-67.6	-9.5	38.6	-	②
S5	沙尔隆	承压水	-110.0	-14.9	0.19	24.08	[1]	Ty19	太原	潜水	-67.7	-9.54	35.8	-	②
G49	格尔木	潜水	-68	-9.4	16.22	-	[1]	75	太原	潜水	-66	-9.55	34.7	-	②
G46	格尔木	潜水	-74	-10.4	115.9	-	[1]	83	太原	承压水	-71	-9.81	1.0	-	②
G39	格尔木	潜水	-81	-10	93.93	-	[1]	72	太原	承压水	-83.9	-11.85	<1	15~20	②
G47-5	格尔木	潜水	-71.2	-10.23	128.0	-	[1]	3	武威	潜水	-54.8	-9.02	36.89	-	[1]
G47-6	格尔木	潜水	-76	-10.11	124.3	-	[1]	5	武威	潜水	-60.6	-9.28	42.33	-	[1]
G47-7	格尔木	潜水	-76	-10.26	120.0	-	[1]	6	武威	潜水	-61.6	-9.16	-	-	[1]
G47-8	格尔木	潜水	-77.1	-10.38	110.0	-	[1]	7	武威	潜水	-59.4	-9.32	7.51	-	[1]
G20	格尔木	潜水	-70	-10.1	119.1	-	[1]	8	武威	潜水	-59.3	-8.88	7.99	-	[1]
G5	格尔木	潜水	-77	-10.4	117.7	-	[1]	19	民勤	潜水	-63.2	-8.74	20.97	-	[1]
G23	格尔木	潜水	-74	-10.5	3.43	-	[1]	23	民勤	潜水	-65.2	-9.22	12.06	-	[1]
G54-2	格尔木	承压水	-74	-11.1	0.62	-	[1]	24	民勤	潜水	-63.9	-9.14	4.94	-	[1]
G54	格尔木	承压水	-81	-11.8	0.85	28.16	[1]	25	民勤	潜水	-58.3	-8.91	0.84	-	[1]
雷达团	格尔木	承压水	-88	-12	0.61	-	[1]	26	民勤	潜水	-55.6	-8.66	1.63	-	[1]
G16	格尔木	承压水	-80	-10.7	0.28	11.16	[1]	28	武威	潜水	-58.9	-8.12	11.06	-	[1]
G16-1	格尔木	承压水	-76	-10.7	0.72	-	[1]	16	民勤	承压水	-70.8	-10.29	1.07	-	[1]
G53	格尔木	承压水	-82	-11.1	0.76	17.48	[1]	9	武威	承压水	-70.3	-10.58	0.68	-	[1]
G17-1	格尔木	承压水	-74	-10.1	1.76	-	[1]	10	武威	承压水	-76.8	-10.9	0.12	-	[1]
18-1	格尔木	承压水	-72.2	-10.72	0.73	-	[1]	15	民勤	承压水	-69.5	-10.04	-	-	[1]
9	宁夏吴忠	潜水	-72.76	-9.6	7.46	-		CK2	渭南	潜水	-76.5	-10.59	15.0	-	[3]
12	青铜峡	潜水	-74.96	-9.86	10.51	-		H2	渭南	潜水	-71	-9.4	11.1	<200	[4]
13	宁夏平罗	潜水	-75.11	-10.01	14.46	-		H12	渭南	潜水	-79.9	-10.99	12.3	-	[4]
x006	银川新区	潜水	-76.6	-10.42	173.4	-	①	H13	渭南	潜水	-76	-10.2	<6	5.73	[4]
Y064	贺兰山*	潜水	-89.2	-10.42	84.9	-	①	H15	渭南	潜水	-73.1	-10.21	7.4	-	[3]
H1-1	贺兰山*	潜水	-81.3	-10.76	93.6	-	①	XL7	西安	潜水	-70.25	-9.3	-	-	
K057	贺兰县*	承压水	-89.6	-11.22	<4	5.2	①	H6	渭南	承压水	-78	-10.7	<6	6.21	[4]
Z1	工学院*	承压水	-83.8	-11.75	<4	13	①	H8	渭南	承压水	-86.1	-11.77	3.8	9	[3]
K002	银川	承压水	-75.8	-11.31	3.86	13.54	①	XL2	西安	承压水	-79.61	-10.76	-	-	
K070	银川	承压水	-76.3	-10.34	14.7	11.3	①	XL4	西安	承压水	-85.71	-11.56	-	-	
X084	银川	承压水	-87.3	-11.74	<4	11.4	①	一亩泉	保定	潜水	-63.7	-9	-	1.69	[6]
G026	贺兰山*	承压水	-77.2	-10.72	<4	12.02	①	32	高碑店	潜水	-68.89	-9.4	44.3	2.07	
S1	银川	承压水	-95.5	-11.67	<4	15.7	①	33	涿州	潜水	-66.58	-9.23	<1.1	2.36	
14	银川	承压水	-99.8	-12	<1	-	①	29	石家庄	潜水	-67.18	-8.86	6.4	2.57	
K001	贺兰县	承压水	-87.3	-11.70	<4	-	①	2-2	束鹿	潜水	-64.6	-9.06	2	6.16	[6]
S5	工学院*	承压水	-80.8	-12.13	<4	15.7	①	35	保定	潜水	-73.37	-10.2	<1.0	8.25	
X116	银川	承压水	-87.3	-12.43	<4	17	①	28	藁城	潜水	-65.68	-8.95	<1.0	10.29	
11	呼和浩特	潜水	-61	-8.73	-	-	[2]	31	石家庄	潜水	-62.5	-8.49	32.3	现代	
13	呼和浩特	潜水	-64.5	-8.88	94.5	-	[2]	Nc1	石家庄	潜水	-61.1	-8.39	96.4	-	
14	呼和浩特	潜水	-65.1	-9.4	-	-	[2]	Nc7	石家庄	潜水	-62.8	-8.5	95.99	-	[5]
15	呼和浩特	潜水	-65.6	-8.73	60.5	-	[2]	Nc9	石家庄	潜水	-61.3	-8.53	89.1	-	[5]

续表 1

样号	位置	含水层	$\delta(D)/10^{-3}$				资料来源	样号	位置	含水层	$\delta(D)/10^{-3}$				资料来源
			$\delta(D)/10^{-3}$	$\delta(^{18}O)/10^{-3}$	$q(^3H)/TU$	$t(^{14}C)/ka$					$\delta(D)/10^{-3}$	$\delta(^{18}O)/10^{-3}$	$q(^3H)/TU$	$t(^{14}C)/ka$	
16	呼和浩特	潜水	-66.1	-8.8	-	-	[2]	Nc11	石家庄	潜水	-63.6	-8.61	26.28	-	[5]
18	呼和浩特	潜水	-67.8	-9.05	-	-	[2]	Nc12	石家庄	潜水	-66.4	-9.07	9.60	-	[5]
19	呼和浩特	潜水	-68.4	-9.84	-	-	[2]	Nc14	石家庄	潜水	-62.6	-8.4	-	-	[5]
20	呼和浩特	潜水	-71.5	-10.02	62.9	-	[2]	Nc15	石家庄	潜水	-63.3	-8.44	-	-	[5]
21	呼和浩特	潜水	-71.7	-9.82	-	-	[2]	Nc16	石家庄	潜水	-63.4	-8.72	12.65	-	[5]
22	呼和浩特	潜水	-71.9	-9.86	-	-	[2]	Nc17	石家庄	潜水	-62.4	-8.38	-	-	[5]
23	呼和浩特	潜水	-72.9	-10.11	-	-	[2]	Nc18	石家庄	潜水	-65.6	-9	1.5	1906	[5]
24	呼和浩特	潜水	-73	-10.32	-	-	[2]	Nc33	沧州	潜水	-61.6	-8.4	-	-	[5]
25	呼和浩特	潜水	-74.2	-10.31	30.6	-	[2]	Nc36	沧州	潜水	-62.7	-8.41	-	-	[5]
27	呼和浩特	潜水	-78.2	-10.62	26.0	-	[2]	Nc42	献县	潜水	-61.9	-8.29	12.3	-	[5]
29	呼和浩特	承压水	-71.2	-10.72	2.4	-	[2]	Nc62	束鹿	潜水	-61.7	-8.44	-	-	[5]
30	呼和浩特	承压水	-72.5	-10.55	-	-	[2]	T17	唐山	潜水	-63.00	-9.00	-	5.66	
31	呼和浩特	承压水	-74	-10.78	12.7	-	[2]	24	辛集	承压水	-73.78	-11.01	<1.1	12.65	
32	呼和浩特	承压水	-75.1	-10.75	6.4	-	[2]	23	衡水	承压水	-78.63	-11.14	<1.2	13.6	
33	呼和浩特	承压水	-75.6	-10.55	2.3	-	[2]	18	沧州	承压水	-74.98	-10.76	<1.0	14.2	
34	呼和浩特	承压水	-75.6	-10.84	2.4	-	[2]	10	沧州	承压水	-76.8	-10.38	<1.1	15.23	
35	呼和浩特	承压水	-81.3	-10.86	13.4	-	[2]	17	武邑	承压水	-75.99	-10.76	<2	16.03	
36	呼和浩特	承压水	-84.1	-11.66	-	-	[2]	11	沧州	承压水	-80.44	-11.72	<1	17.74	
37	呼和浩特	承压水	-85.4	-11.42	3.9	-	[2]	G1	高阳	承压水	-81.8	-11.1	-	18.94	[6]
38	呼和浩特	承压水	-86.7	-11.92	8.8	-	[2]	34	雄县	承压水	-79.27	-11.58	<1.1	21.06	
39	呼和浩特	承压水	-88.1	-12.27	-	-	[2]	13	河间	承压水	-77.5	-10.55	0	20.8	
40	呼和浩特	承压水	-90.8	-12.35	<3	-	[2]	15	衡水	承压水	-80.3	-10.77	-	21.52	
41	呼和浩特	承压水	-91.3	-12.5	<3	-	[2]	Nc53	衡水	承压水	-80.6	-10.94	0	-	[5]
28	呼和浩特	承压水	-80.8	-11.1	9.5	-	[2]	Nc60	束鹿	承压水	-67.6	-9.68	0.2	13.76	[5]
62	太原	潜水	-59.8	-8.96	35.6	-	②	T16	唐山	承压水	-62.09	-8.92	-	-	
82	太原	潜水	-65.2	-8.74	33.4	-	②								

* : Y064. 贺兰山军马场; H1-1. 贺兰山农牧场; Z1. 宁夏工学院; G026. 贺兰山农牧场; S5. 宁夏工学院. $q(^3H)$ 为 3H 的浓度, $1TU = 1.183 \times 10^{-4} Bq/mL$. ①宁夏回族自治区地质调查院. 宁夏回族自治区银川市地热田普查报告, 2000; ②中国科学院. 环境同位素在地下水资源评价中的应用, 1987.

表 2 中国北方地下水同位素统计特征

Table 2 Statistical characteristics of isotopic compositions for groundwater in northern China

盆地	含水层	$\delta(D)/10^{-3}$			$\delta(^{18}O)/10^{-3}$			氡过量/ 10^{-3}	样品数/ 个	$t(^{14}C)/ka$
		范围	均值	差值	范围	均值	差值			
准格尔盆地	浅层	-97.00~-67.31	-78.98±11.13	16.45	-12.30~-9.68	-10.75±0.88	1.92	7.01	9	< 5
	深层	-110.00~-85.00	-95.43±13.00		-14.9~-10.92	-12.67±2.03		5.95	3	10-25
青海格尔木	浅层	-81.00~-68.00	-74.43±3.85	3.97	-10.50~-9.40	-10.18±0.32	0.85	7.00	10	< 10
	深层	-88.00~-72.20	-78.40±5.31		-12.00~-10.00	-11.03±0.62		9.82	8	10-30
武威-民勤	浅层	-65.20~-54.80	-60.07±3.27	11.78	-9.32~-8.12	-8.95±0.35	1.5	13.19	11	
	深层	-76.80~-69.50	-71.85±3.34		-10.90~-10.04	-10.45±0.37		11.77	4	> 10
银川盆地	浅层	-89.20~-72.76	-78.32±6.05	7.2	-10.76~-9.60	-10.17±0.43	1.38	3.1	6	< 5
	深层	-99.80~-75.80	-85.52±7.77		-12.43~-10.34	-11.55±0.61		7.96	11	10-20
关中盆地	浅层	-79.90~-70.25	-74.46±3.67	7.89	-10.99~-9.30	-10.11±0.66	1.08	6.46	6	< 6
	深层	-85.71~-78.00	-82.35±4.15		-11.56~-10.70	-11.19±0.55		7.23	4	6-10
呼和浩特	浅层	-78.20~-61.00	-69.42±4.67	11.47	-10.62~-8.73	-9.61±0.66	1.7	7.43	14	
	深层	-91.30~-71.20	-80.89±6.93		-12.50~-10.55	-11.31±0.71		9.54	14	5-12
太原盆地	浅层	-70.10~-59.80	-67.01±2.46	10.44	-9.67~-8.74	-9.31±0.25	1.52	7.50	15	
	深层	-83.90~-71.00	-77.45±9.12		-11.85~-9.81	-10.83±1.44		9.19	2	> 10
河北平原	浅层	-73.37~-61.10	-64.17±2.90	11.97	-10.20~-8.29	-8.77±0.45	1.94	6.01	23	< 10
	深层	-81.80~-62.09	-76.13±5.65		-11.72~-8.92	-10.71±0.75		9.59	13	10~30

信号, 并未被地下水动力弥散过程严重影响. 因此上述的时间间隔说明了过渡时期的大致范围.

由表 1 数据拟合得到我国北方地下水的同位素 $\delta(D) - \delta(^{18}O)$ 关系 (图 2). 浅层水的 $\delta(D) - \delta(^{18}O)$

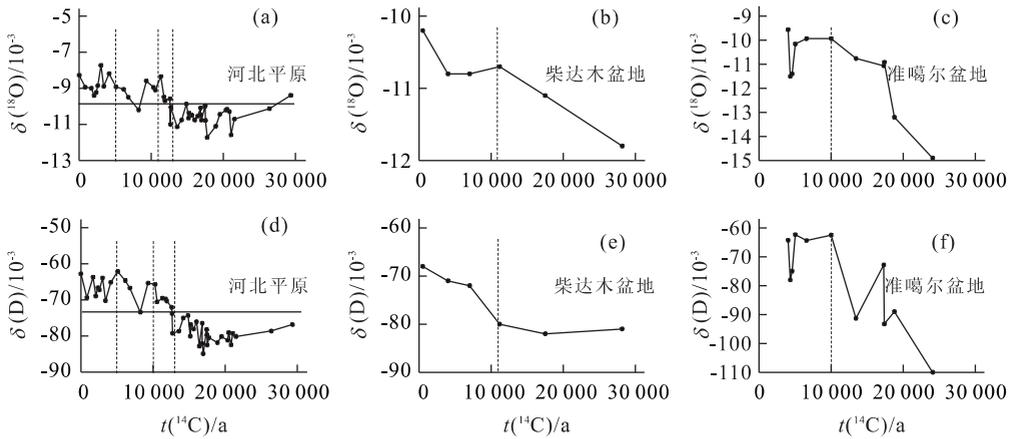


图 1 地下水中 $\delta(^{18}\text{O})$, $\delta(\text{D})$ 和 ^{14}C 校正年龄的关系

Fig. 1 $\delta(^{18}\text{O})$ and $\delta(\text{D})$ versus ^{14}C age in groundwater

河北平原部分数据引自张之淦等[5]和刘存富等[6];柴达木盆地数据和准噶尔盆地部分数据引自李文鹏等[1]

关系直线为 $\delta(\text{D}) = 7.8\delta(^{18}\text{O}) + 6$, 深层水的 $\delta(\text{D}) - \delta(^{18}\text{O})$ 关系直线为 $\delta(\text{D}) = 7.9 a\delta(^{18}\text{O}) + 9$, 无论深层还是浅层地下水样品的 $\delta(\text{D}) - \delta(^{18}\text{O})$ 关系均接近全球降水线 $\delta(\text{D}) = 8\delta(^{18}\text{O}) + 10$, 并向全球雨水线右侧偏移, 说明地下水起源于大气降水, 表明了地下水补给过程中经过了不同程度的蒸发影响. 全新世和末次冰期地下水 $\delta(\text{D}) - \delta(^{18}\text{O})$ 直线几乎平行, 但直线截距——氘过量值 ($d = \delta(\text{D}) - 8\delta(^{18}\text{O})$) 相对偏小. 氘过量值减小一般解释为湿度增加, 研究发现[16], 北非地区冰期古地下水的氘过量接近 5×10^{-3} , 反映了末次冰期大气湿度增加, 降水丰沛. 我国北方地区目前的气候条件与北非地区冰期气候完全不同, 因此浅层地下水 6×10^{-3} 氘过量并不完全反映全新世以来的大气湿度增加. Allison 等[17]指出天然土壤蒸发可能造成入渗水的 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 动力学型富集, 因此导致 $\delta(\text{D}) - \delta(^{18}\text{O})$ 平行现代大气降水线向低氘过量偏移. 根据这种观点, 全新世相对较低的氘过量可能是降水在补给区蒸发所致, 因此, 末次冰期气候虽然寒冷干燥, 但其蒸发强度比现今要小, 这可能与末次冰期植被、温度和土壤湿度等条件相关. 另外, 无论是在末次冰期还是在现在, 河西走廊地区地下水的同位素含量都明显高于其他地区, 说明这一地区过去和现在都比较干旱, 蒸发作用强烈, 太平洋气流和大西洋气流的影响都很弱.

实际上, 氘过量现象是大气水蒸气从海洋向内陆输送过程中不平衡的动力学条件所致, 在大多数情况下, 入渗过程对氘过量参数影响较小, 因此这一参数可以作为过去海洋区湿度变化的指示剂, 并且

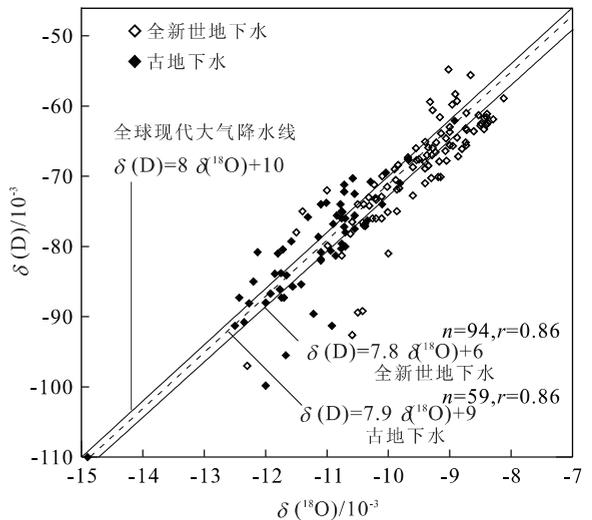


图 2 中国北方第四系地下水的 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 的关系

Fig. 2 $\delta(\text{D})$ versus $\delta(^{18}\text{O})$ in groundwater from northern China

被应用于推测欧洲地区过去的大气循环变化[18]. 统计资料表明(表 2), 我国北方全新世和更新世地下水的氘过量差别不大, 说明过去 30 000 a 来热带源区的相对湿度基本保持不变. 图 3 是各盆地地下水的 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 平均值与距海洋距离的关系, 可见, $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 的大陆梯度在古地下水和现代水中很相似, 说明北方大陆上空的水汽传输模式没有发生重大的变化.

3.2 地下水的形成机制及资源开发的可持续性

深层地下水大多是末次冰期时期形成的, 这其中固然有 ^{14}C 测年范围的限制, 但更为重要的还是气候条件和地质条件变化所致.

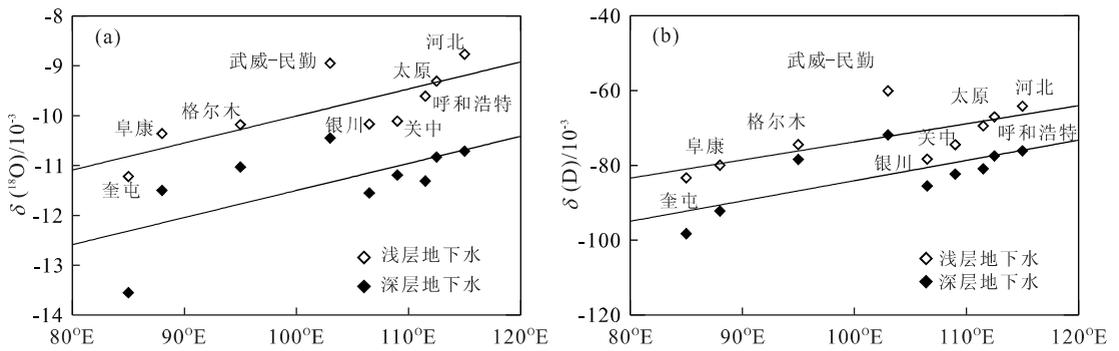


图 3 中国北方第四系地下水 $\delta(D)$ 和 $\delta(^{18}O)$ 的大陆效应

Fig. 3 Continental effect of $\delta(D)$ and $\delta(^{18}O)$ in groundwater from northern China

在末次冰期时期,由于不存在全新世地层,现在的深层承压含水层埋藏较浅,地下水为潜水或承压水,与大气降水和地表水联系密切,水循环交替积极,地下水流动速度快,补给条件好,降水及地表水的补给有足够长的时间交替出含水层中老的地下水,使含水层中保存有距今 30 000~10 000 a 的地下水。另外在向全新世过渡时期气候波动频繁,冰川退缩过程中的融水通过山前入渗或洪水补给进入含水层,增加了含水层中冰期水的体积。随着全新世大暖期^[19]的到来,降水量增加,湖泊发育,伴随着地层的沉积形成,使当时的地下水补给增加,在水平流之上,普遍在垂向上叠加有这一时期形成的潜水,这在客观上使下部早期形成的地下水交替减缓。另外,冰期气候及构造运动使地下水的排泄基准面下降,如湖泊水位和海平面下降,地下水流动较快,大量冰期地下水在冰期后乃至全新世早期进入含水层,随着全新世地表水体的发育及海平面升高,排泄基准面抬升,地下水流动减缓,冰期的地下水滞留于含水层之中而得以保存。

水文地质研究表明,各盆地浅层地下水不同季节的补给主要是来自山区降水及河渠渗漏,在准噶尔盆地、柴达木盆地及河西走廊诸盆地,山区降水及冰雪融水,在山前强入渗带入渗后在中下游细土平原溢出,通过河流多次相互转化;深层地下水的补给主要来自山前地下径流^[20]。盆地地下水的同位素分布特征表明:浅层地下水的氢氧稳定同位素含量接近于现代降水或河水的含量,氦含量较高,山前平原地下水氦年龄表明是近 50 a 来形成的,在下游地区地下水¹⁴C 年龄距今可达 5 000 a,是中晚全新世以来形成。这些特征说明浅层水参与现代水循环积极,地下水交替快,地下水资源形成受现代气候变化影响较大;深层承压水氦含量很低或基本不含氦,氢氧

稳定同位素含量随水流方向逐渐减小,¹⁴C 年龄距今为 10 000 a~30 000 a,说明现代水循环在天然条件下影响较小,为末次冰期时期形成的古滞留水。

从广义上讲,北方盆地地下水的补给有如下 3 种不同的机制:(1)在山前地区的潜水含水层,补给通常是降水或地表径流垂直入渗,地下水氦含量大于 20 TU,¹⁴C 含量大于 80%, $\delta(D)$ 和 $\delta(^{18}O)$ 含量较高,多为近 50 a 来的补给。(2)中下游地区的潜水含水层,补给以洪水期河流侧渗为主,地下水氦含量相对较低,¹⁴C 年龄为 0~5 000 a, $\delta(D)$ 和 $\delta(^{18}O)$ 含量较高,蒸发作用较强。补给多发生在强降水季节。(3)深层承压含水层,补给通常发生在露头区,地下水氦含量很低或不含氦,¹⁴C 年龄一般在距今 10 000~30 000 a, $\delta(D)$ 和 $\delta(^{18}O)$ 明显偏低。没有充分证据说明这种补给机制现在的活动性较强。它可能发生在气候寒冷时期由于植被缺乏补给量增加而成。

在目前情况下,上述补给机制中的前 2 个是局部性的,并且比较明显,垂直入渗除在山前强入渗带发生外,在地下水位较浅的地区,由于降水量减少而较弱。洪水期的补给是相当重要的,但它仅对含水层与河床相联系的地区有意义。水质较好的深层承压水的补给可能是区域性的,被目前的水循环交替影响较小,大规模开发这些不可更新的资源应该仔细地规划和管理。

自更新世末期以来,伴随冰退、海平面上升及海洋性气候的温度变化,深层地下水的循环调整到目前的模式。在过去几十年里,大量开发深层地下淡水,天然流场被干扰,原始水流方向和水质出现某种程度的变化,导致深层地下水的补给条件发生变化,如果在水均衡计算中不考虑这些因素,可更新资源将会估计过高,因此古地下水的研究对水资源的开发和管理是相当重要的。实际上,深层水形成时间

长,埋藏条件较好,循环交替较慢,从某种程度上来说这部分资源是不可更新的.因此,应该从地下水形成演化的角度来重新认识这部分地下水的属性.在地下水资源开发管理中,应充分考虑形成年代较老地下水参与现代水循环的特点及其变化趋势,通过对古地下水的同位素特征的监测,可以对抽水造成的水流动态变化进行预警,从而确定不同形成年代地下水的分布及其变化,进而确定现行开采量的可持续性.

4 结论

(1)中国北方第四系地下水普遍存在氢氧稳定同位素及年龄分层现象.这种现象说明末次冰气候比全新世寒冷干燥.在过去的30 000 a间,中国北方大陆的大气循环模式基本保持不变.(2)地下水的形成受气候条件和地质条件的影响,地下水的补给机制有3种:山前入渗带直接补给;洪水期河床渗漏补给;区域地下径流补给.(3)浅层地下水是近期形成的,参与现代水循环积极,交替时间较短;深层地下水是末次冰期时期形成的,参与现代水循环较弱,交替时间长,因此,可以看作是“不可更新”的地下水资源.开采深层承压水应该考虑到地下水的形成特点,充分利用地下水的同位素所反映的信息,确定可持续发展的开采量.

致谢:中国地质科学院水文地质环境地质研究所范鹏飞研究员、孙继朝研究员对本文的研究及写作提供了有益的建议与帮助,在此表示感谢.

参考文献:

[1] 李文鹏,周宏春,周仰效,等.中国西北典型干旱区地下水流系统[M].北京:地震出版社,1995.
Li W P, Zhou H C, Zhou Y X, et al. Groundwater flow system in typical arid area, of northwestern China [M]. Beijing: Seismological Press, 1995.

[2] 邵益生.内蒙古呼和浩特盆地地下水的环境同位素地球化学[J].工程勘察,1989,(4):41-43.
Shao Y S. Geochemistry of environmental isotopes of groundwater in Hohhot basin, Inner Mongolia [J]. Engineering Reconnaissance, 1989, 4: 41-43.

[3] 张茂生,齐加林.环境同位素方法在白杨水源地勘探中的应用[A].见:王东生,徐乃安,主编.中国同位素水文地质学之进展(1988-1993)[C].天津:天津大学出版社,1993.174-179.

Zhang M S, Qi J L. Application of environmental isotopes on exploration of groundwater resources in Baiyang [A]. In: Wang D S, Xu N A, eds. Advance on isotope hydrogeology in China [C]. Tianjin: Tianjin University Press, 1993. 174-179.

[4] 黎兴国,常丕兴,高文义,等.渭河平原地下水分布特征与环境同位素研究——以白杨水源地为例[J].地球学报,1994年,(1-2):177-188.
Li X G, Chang P X, Gao W Y. A study on the distribution and environment isotope of underground water in the Weihe plain — evidence from Baiying sources region of water [J]. Acta Geoscientia Sinica, 1994, (1-2): 177-188.

[5] 张之淦,张洪平,孙继朝,等.河北平原第四系地下水年龄、水流系统及咸水成因初探[J].水文地质工程地质,1987,(4):1-6.
Zhang Z G, Zhang H P, Sun J C, et al. Environmental isotope study related to groundwater age, flow system and saline water origin in Quaternary aquifer of Hebei plain [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1987, (4): 1-6.

[6] 刘存富,王佩仪,周炼.河北平原地下水氢、氧、碳、氯同位素组成的环境意义[J].地学前缘,1997,4(1-2):267-274.
Liu C F, Wang P Y, Zhou L. The environment significance of H, O, C and Cl isotopic composition in groundwater of Hebei plain [J]. Earth Science Frontiers, 1997, 4(1-2): 267-274.

[7] 陈宗宇,张光辉,徐家明.华北地下水古环境意义及古气候变化对地下水形成的影响[J].地球学报,1998,19(4):338-345.
Chen Z Y, Zhang G H, Xu J M. Paleoclimate record deduced from groundwater and climate change implications of groundwater resources in North China [J]. Acta Geoscientia Sinica, 1998, 19(4): 338-345.

[8] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation [J]. Tellus, 1964, 16: 436-468.

[9] Rozanski K, Arans-Araguas L, Gonfiantini R. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climates [J]. Science, 1992, 258: 981-984.

[10] Fontes J C, Stute M, Schiesser P, et al. Aquifers as archives of paleoclimate [J]. EOS Trans AGU, 1993, 74: 21-22.

[11] 王东生.中国大气降水氢氧同位素浓度场和环境效应[A].见:曲焕林,徐乃安,主编.环境地学问题论文集[C].北京:石油工业出版社,1996.200-207.

- Wang D S. Temporal-spatial distribution and environmental effect of $\delta(D)$ and $\delta(^{18}O)$ in precipitation of China [A]. In: Qu H L, Xu N A, eds. Proceedings of environmental geoscience facing the twenty-first century [C]. Beijing: Petroleum Industrial Press, 1996. 200–207.
- [12] 安芷生, 吴锡浩, 卢演侑, 等. 最近 2 万年中国环境变迁研究[A]. 见: 刘东生, 主编. 黄土·第四纪地质·全球变化[C]. 北京: 科学出版社, 1990. 1–26.
- An Z S, Wu X H, Lu Y C, et al. A preliminary study on the paleoenvironment change of China during the last 20 000 years [A]. In: Liu D S, ed. Loss, quaternary geology and global change [C]. Beijing: Science Press, 1990. 1–26.
- [13] 黄春长. 环境变迁[M]. 北京: 科学出版社, 1998. 209.
- Huang C C. Changes of environment [M]. Beijing: Science Press, 1998. 209.
- [14] Davidson M R, Airey P L. The effect of dispersion on the establishment of a palaeoclimatic record from groundwater [J]. J Hydrol, 1982, 58: 131–147.
- [15] Stute M, Schlosser P. Principles and applications of the noble gas paleothermometer [A]. In: Swart P K, Lohmann K C, Mckenzie J, et al, eds. Climate change in continental isotopic records [C]. Geophysical Monograph, 1993, 78: 89–100.
- [16] Kendall C, McDonnell J J. Isotope tracers in catchment hydrology [M]. Amsterdam: Elsevier Science BV, 1998. 839.
- [17] Allison G B, Barnes C J, Hughes M W, et al. The effect of climate and vegetation on oxygen-18 and deuterium profiles in soils [A]. Isotope hydrology 1983 [C]. Vienna: Int At Energy Agency, 1984. 105–125.
- [18] Rozanski K. Deuterium and oxygen-18 in European groundwaters — links to atmospheric circulation in the past [J]. Chemical Geology, 1985, 52: 349–363.
- [19] Shi Y F, Kong Z Z, Wang S M, et al. Climatic fluctuation and important events of Holocene megathermal in China [J]. Science in China (Series B), 1994, 37(3): 353–365.
- [20] 陈梦雄. 西北干旱区水资源与第四纪盆地系统[J]. 第四纪研究, 1997, (2): 97–103.
- Chen M X. The water resources related with Quaternary basin systems in arid area of Northwest China [J]. Quaternary Sciences, 1997, (2): 97–104.

Groundwater Isotopic Stratification and Its Implications in Northern China

Chen Zongyu^{1,2}, Zhang Guanghui², Nie Zhenlong², Nan Yunju²

(1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130026, China; 2. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang, Hebei 050061, China)

Abstract: The underground water compositions of $\delta(D)$, $\delta(^{18}O)$, 3H and ^{14}C are distinct in shallow and deep Quaternary aquifers in northern China and reflect differences in average paleoclimatic conditions between the Holocene and the last glacial period of Pleistocene. The recharge of the groundwater in deep confined aquifer during the last glacial period caused $\delta(D)$ and $\delta(^{18}O)$ to deplete by $4 \times 10^{-3} - 16 \times 10^{-3}$ and $1 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-3}$ when compared to shallow aquifer recharged in Holocene, which suggests that annual mean temperature was lower in the last glacial period than that in the Holocene. While the similarity of the continental gradient of $\delta(D)$ and $\delta(^{18}O)$ found in old groundwater to that in Holocene suggests that atmospheric circulation may not have gone substantial changes over northern China for the past 30 000 years even though the temperature had changed. The fact that groundwater isotopic stratification implies three different recharge mechanisms and influence of modern hydrological circulation is very important for understanding the continental hydrological circulation and sustaining development for groundwater resources.

Key words: isotope in groundwater; paleoclimate and paleohydrology; recharge mechanism; sustainable development for groundwater resources; northern China.