2007 年 8 月
28 卷 4 期:396-404

地 球 学 报
ACTA GEOSCIENTICA SINICA

Aug. 2007
28(4):396-404

华北平原地下水年龄校正

郭 娇 石建省 王 伟
中国地质科学院水文地质环境地质研究所,河北石家庄 050803

摘 要 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。地下水测年在地下水水文学中占有特殊的位置,地下水测年可以用来确定补给区,估算地下水流速度、流量、补给速率、水力传导系数和有效孔隙度,而且年龄数据还可以用来完善地下水流模型。本研究选择华北平原为重点研究区,利用地下水中的同位素和化学组分的测试结果,应用水文地球化学及同位素水文学等相关知识,通过六种传统模型和反向质量平衡模型(NETPATH)对华北平原地下水年龄进行校正。根据年龄校正结果,分析了深层地下水的年龄变化特点,确定了水流路径上发生的水文地球化学反应,并认识到华北平原深层地下水资源具有不可再生资源的属性。

关键词 地下水,年龄校正,传统模型,水流路径,反向质量平衡模型,NETPATH,华北平原

Age Correction of the Groundwater in North China Plain

GUO Jiao SHI Jiansheng WANG Wei
Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, CAGS, Shijiazhuang, Hebei 050803

Abstract The groundwater ^{14}C age generally refers to the years since the isolation of groundwater from soil gas CO_2. Radiometric ^{14}C dating of groundwater possesses a special position in groundwater hydrology because of enormous potential rewards afforded by the age data. The age data can be used to locate the recharge area and estimate such parameters as groundwater flow directions and velocities, fluxes, recharge rates, hydraulic conductivities and effective porosities. Besides, any additional constraints derived from ^{14}C data can improve flow models based on the hydraulic data alone. With the North China plain as a key study area, the authors, using the measuring and testing results of isotopic and chemical compositions in groundwater, carried out age correction studies on the basis of the knowledge of hydrogeochemistry and isotopic hydrogeology. The groundwater age of the North China plain was corrected with six traditional models and the inverse mass-balance model(NETPATH). The results can be used to analyze the age variation of groundwater in deep confined aquifers and decide the hydrogeochemical reactions along the flow path. It is held that groundwater in the deep confined aquifer beneath the central and littoral plain is a nonrenewable resource.

Key words groundwater, age correction, traditional model, flow path, inverse mass-balance model, NETPATH, North China plain

众所周知,华北平原是我国三大平原之一,也是我国政治、经济和文化的中心区域及重要的工农业基地。华北平原近 40 年来大规模地下水开采已引发了诸如地表沉降、海水入侵、水质恶化等一系列严重的环境问题,不利于当地经济可持续发展(范鹏飞,1998),因此,本文通过测定地下水年龄来推算地下水循环速度,进一步认识了深层地下水资源的属性,从而为确定开采强度及合理规划开发方案提供了重要依据,对保持该地区的水资源可持续利用具有重要意义。

1 研究区概况

本文由国土资源部项目(编号:2005DIB3J068)资助。
责任编辑:刘志强;收稿日期:2006-06-30;改回日期:2006-12-20。
第一作者简介:郭娇,女,1981 年生,硕士,研究方向为环境地质;通讯地址:050803,河北省石家庄市新华区石岗大街 406 号;E-mail:guojiao1220@sina.com。

万方数据

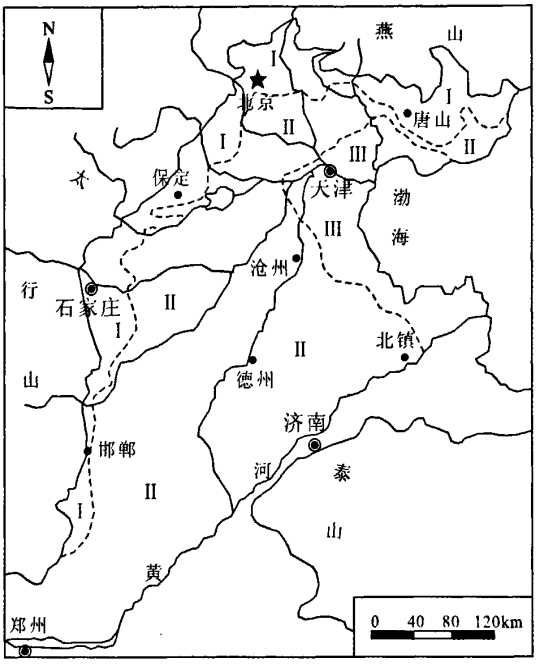

图 1　研究区位置及地理分区

Fig. 1　Location and geographic division of the study area

Ⅰ-山前平原; Ⅱ-中部平原; Ⅲ-滨海平原

Ⅰ-piedmont plain; Ⅱ-central plain; Ⅲ-littoral plain

1.1　自然地理概况

研究区西起太行山,东临渤海,北依燕山,南到黄河。该区气候属中纬度大陆性半干旱季风气候,多年平均气温 10 ~ 14℃,极端最高气温 45.8℃,极端最低气温 -28.2℃,气温年差变化 27 ~ 32℃。年平均降水量 500 ~ 600 mm,年降水分配不均,其中 6 ~ 8 月份降水量占全年总降水量的 60% 以上。年均蒸发量 1100 ~ 1800 mm。根据本区的地貌成因,华北平原分为三个自然环境区:山前洪积扇平原区,中部冲积扇—冲积平原区,滨海三角洲平原区(图 1)。

1.2　水文地质概况

1.2.1　第四系含水层空间结构及地下水循环特征

第四系含水层由冲洪积扇、湖相沉积物组成,根据岩性特征、沉积年代、含水层和隔水层分布以及水动力条件,将其划分为四个含水组(含水层组Ⅰ至Ⅳ),分别对应于全新世到更新世地层(Q_4 ~ Q_1),该水文地质剖面从西到东横穿平原(图 2)。本文所研究的目标含水层为深层承压水,包括第三和第四含水层组。

第Ⅰ含水组为潜水含水层,属于全新统地层(Q_4),厚度约 60 m。从山前到滨海,含水层沉积物粒度由山前砂砾石变为滨海平原的细砂;山前为淡水区,自中部平原向沿海广泛分布咸水。

第Ⅱ含水组是浅部承压水,属于上更新统地层(Q_3),厚度 60 m 左右,底界深度一般为 120 ~ 170 m。含水层由砂砾石、中砂和细砂组成,与第一含水层组相似,从中部平原到滨海平原,地下水为咸水,矿化度 >2 g/L。

第Ⅲ含水组是承压含水层,属于中更新统地层(Q_2),厚度大于 90 m。含水层岩性以含砾中粗砂、中砂和细砂为主,底界埋深一般为 170 ~ 350 m,但该组在山前地带底界埋深小于 100 m,以砾卵石为主,中部和沿海平原含水层埋深大于 170 m,岩性以中细砂、细砂为主。地下水类型从山前到渤海为 HCO_3-Na-Ca、Cl-HCO_3-Na 和 Cl-Na 型,矿化度0.3 ~ 0.5 g/L。单位涌水量 50 $m^3/h \cdot m$。

第Ⅳ含水组是深层承压含水层,埋深 350 m 以下,属于早更新统地层(Q_1),厚度 50 ~ 60 m。山前平原地区埋深小于 300 m,由胶结砂砾及薄层风化砂组成,厚度 20 ~ 40 m,单位涌水量 5 ~ 10 $m^3/h \cdot m$,地下水矿化度小于 1 g/L;中部平原含水层以中细砂、细砂为主,埋深大于 350 m,一般厚度为 10 ~ 30 m,单位涌水量 2 ~ 3 $m^3/h \cdot m$;沿海平原含水层由细砂、粉砂组成,厚度 20 m 左右,中部和沿海地下水的矿化度分别为 0.5 ~ 1.5 g/L、1.5 ~ 2.0 g/L。第三和第四含水层组为目前主要的开采层。

1.2.2　地下水系统分布特征

前人(张宗祜等,1997,2000)的研究表明华北平原地下水是一个统一连续的水流系统,它包括两个特征不同的子系统,即浅部地下水循环系统和深部地下水循环系统。浅层地下水的补给是大气降水、河渠回渗等垂向补给,主要排泄途径是开采和天然蒸发。天然条件下,深层承压水的补给区为山前倾斜平原,主要补给来源是出露区降水入渗,其次是山区基岩裂隙水的侧向补给,中部平原上游是地下水径流区,由于深层承压水水头高于浅层地下水,存在向上的越流;中部平原下游及沿海平原是主要排泄区,地下水更新缓慢。总体说来,地下水是以活塞流的方式从西部山前平原向东部沿海平原运动。

2　华北平原深层地下水 ^{14}C 年龄校正

2.1　样品的采集和测试

本区研究程度较高,积累了大量的水文地质和

万方数据

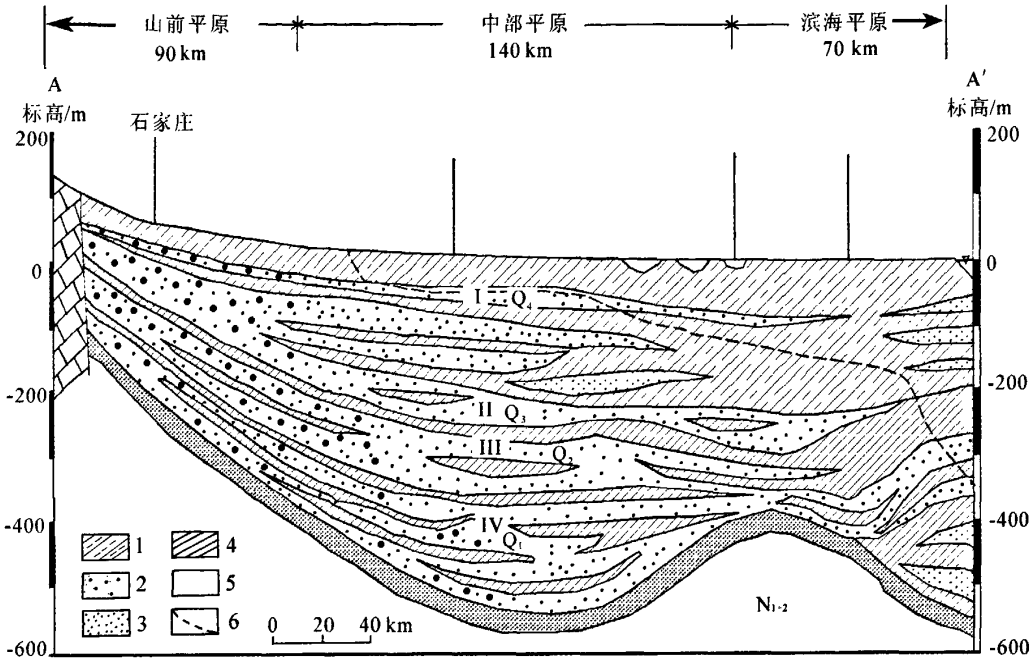

图 2 华北平原水文地质剖面图

Fig. 2 Hydrogeological section of the North China plain

1-亚粘土；2-砂砾石；3-砂层；4-粘土；5-第三系；6-淡水和咸水界线

1-clayey soil; 2-sandy gravel; 3-sand layer; 4-clay; 5-Tertiary; 6-boundary between fresh water and salt water

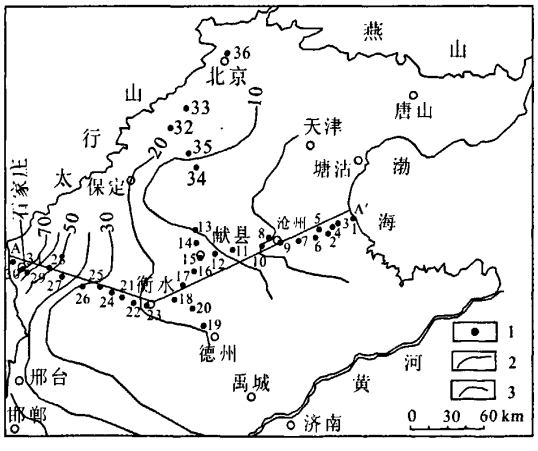

图 3 研究区及采样点位置

Fig. 3 Location of the study area, showing sampling sites

1-取样点；2-深层地下水开发前(1959)的等水头线(据张宗祜等,2000)；3-自流水区

1-sampling point; 2-water head contour before deep groundwater exploitation(from Zhang et al., 2000); 3-artesian water area

水化学、同位素资料，为本次研究工作提供了强大的数据支持。在充分分析已有资料的基础上，重点对第四系深层承压水样品进行分析，样品是沿着流动途径从深层承压含水层的36个井中于1999年8月采集的，采样点分布位置见图3。多数水井在采样前几个星期已经连续进行抽水，少部分水井在采样前抽水半个小时以上，排除井筒中的水。温度、pH、碱度等参数在现场测定，化学和同位素分析是由国土资源部环境地质开放研究实验室和国土资源部水文地质专业测试中心完成。稳定同位素样品采集在0.5 L的玻璃瓶中，$^{18}O/^{16}O$ 比值采用 CO_2 平衡方法测定，D/H 比值采用锌还原法测定，$^{13}C/^{12}C$ 用质谱仪测定，$\delta^{13}C$、δD 和 $\delta^{18}O$ 的测试精度分别为 ±0.2‰、±1.0‰ 和 ±0.1‰。放射性氚及氢氧稳定同位素样品采集1 L置于玻璃瓶中，放射性碳样品的采集是在120 L水中加入NaOH使pH值大于12，然后加入过量的 $BaCl_2$ 以 $BaCO_3$ 的沉淀形式获得。^{14}C 是将样品转化成苯后通过液体闪烁计数器来测定，并以现代碳百分数(pmc)形式给出。氚是

万方数据

表 1　华北平原地下水同位素测试结果

Table 1　The isotope composition of groundwater in North China Plain

分区	采样点	深度 /m	$\delta^{18}O$ /‰	δD /‰	^{14}C /pmc	^{3}H /TU	$\delta^{13}C$ /PDB
山前平原	36	50	-9.25	-64.40	81.58 ±0.84	28.2	-7.61
	31	40	-8.28	-62.70	111.07 ±0.70	32.3	-6.98
	30	70 -	7.73	-63.89	59.05 ±0.56	26.5	-6.58
	29	150	-8.86	-67.18	62.31 ±0.96	6.4	-7.14
	32	110	-9.4	-68.90	66.16 ±0.95	47.7	-7.6
	33	150	-9.23	-66.60	63.87 ±0.70	44.3	-7.12
	27	200	-8.94	69.37	62.4 ±0.84	1.1	-7.45
	25	265	-9.71	-70.18	56.30 ±4.4	1.1	-9.30
	28	251	-8.95	-65.68	24.50 ±0.46	<1.0	-7.3
	26	310	-	-	37.37 ±0.42	-	-9.36
中部平原	24	350	-11.01	-73.78	18.40 ±0.42	1.1	-9.83
	35	150	-10.42	-79.30	31.35 ±0.53	<1.0	-9.26
	34	300	-11.58	-79.27	6.66 ±0.24	1.1	-12.39
	23	310	-11.14	71.63	16.42 ±0.40	1.2	-8.72
	22	340	-10.77	-84.93	10.93 ±0.27	<1.0	-9.85
	21	380	-10.78	-82.49	10.22 ±0.28	<1.0	-9.32
	20	330	-10.49	-78.05	12.84 ±0.38	<1.0	-10.76
	18	280	-10.76	-72.98	15.25 ±0.35	<1.0	-8.93
	17	300	-10.76	-75.99	12.23 ±0.24	<1.0	-8.93
	14	280	-10.55	-82.77	11.65 ±0.27	<1.0	-5.50
	13	300	-10.29	-82.4	6.85 ±0.17	<1.0	-8.54
	12	310	-10.48	-82.05	11.10 ±0.49	<1.0	-8.83
	11	320	-10.52	-80.44	9.94 ±0.17	<1.0	-9.06
	10	300	-10.38	-76.8	13.47 ±0.33	1.1	-9.76
	8	345	-10.05	-79.21	18.38 ±1.2	3.1	-12.46
	9	370	-10.16	-70.04	7.12 ±0.17	1.6	-11.83
	16	400	-10.65	-80.01	13.56 ±0.38	<1.0	-9.36
	19	380	-10.45	-71.91	8.03 ±0.13	<1.0	-9.36
	15	370	-10.71	-80.1	6.29 ±0.19	<1.0	-10.64
滨海平原	7	360	-10.21	-81.16	7.25 ±0.24	5.1	-11.11
	6	350	-10.02	-78.16	10.33 ±0.22	6.0	-10.53
	5	378	-10.09	-78.45	11.10 ±0.26	6.9	-12.50
	4	380	-9.58	-72.03	18.52 ±1.08	5.0	-8.22
	3	412.4	-9.57	-79.66	10.26 ±0.37	1.6	-11.77
	2	437	-9.87	-74.29	14.08 ±0.20	4.5	-8.71
	1	500	-9.39	-76.81	2.44 ±0.17	<1.0	-12.39

在样品电解富集后,通过低本底液体计数器来测定,并以氚单位(TU)形式给出,误差是 ±1 TU。Cl 是利用滴定法测定,以 mg/L 给出。样品的测试结果(陈宗宇,2001)见表 1 和表 2。

本研究中利用了大量前人的研究成果,包括已经公开发表和中国地质科学院水文地质环境地质研究所以前工作积累的数据。

2.2 ^{14}C 含量区域分布特征

对地下水中^{14}C 含量分布的讨论以 1999 年采集的样品分析数据为主,同时参考和引用前人发表的数据,总体特征是沿流线随着深度和距补给区距离的增加而减小。

第一含水层组埋深小于 50 m,^{14}C 现代碳百分数 80% ~90%;第二含水层组埋深 60 ~170 m,地下水^{14}C 为 10% ~62%;第三含水层组深度 170 ~350 m, ^{14}C 含量 4% ~56%;第四含水层组地下水深度在 350 m 以下,^{14}C 含量 2% ~18%。

深层承压水总的趋势是:地下水埋深越大,其^{14}C 现代碳百分数越低。另外,地下水^{14}C 百分数距补给区距离增加也有减小的趋势。^{14}C含量低值区

万方数据

表 2 华北平原地下水的水化学测试结果

Table 2 The chemical composition of groundwater in North China Plain

编号	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3	NO_3	F	Br	I	H_2SiO_3	温度 /℃	PH
	/mg·L^{-1}													
1	4.2	497.2	12.97	4.18	432.9	193.9	329.5	0.37	2.23	1.06	0.39	24.84	34	7.9
2	3.7	507.3	17.84	25.82	522.7	184.1	360	0.32	4.1	1.4	0.49	18.46	21.7	7.8
3	3.7	485	18.89	14.21	530.9	131.3	241	0.3	1.98	0.6	0.4	25.53	25.5	7.9
4	3.8	538.3	20.27	21.15	514.6	232.2	387.5	0.96	3.43	2.2	0.81	18.88	24	7.8
5	2.8	362	12.16	9.84	326.7	141.2	277.6	0.3	2.94	0.46	0.22	17.22	22	8
6	3.1	415.1	13.38	12.05	380.6	153.2	300.8	0.55	2.99	0.2	0.29	17.97	24.5	8
7	2.7	344.9	13.78	15.25	240.1	198.2	335.6	0.32	5.57	0.46	0.1	16.81	21	7.8
8	2.6	346.9	10.54	6.15	298.9	103.3	314.3	0.3	2.56	0.46	0.18	17.14	23	8
9	2.3	290.7	9.73	7.87	161.7	153.9	335.6	0.3	2.9	0.2	0.14	16.39	20	8
10	2.9	342.9	30.81	30.98	302.2	194.4	341.7	0.3	5.04	0.46	0.059	19.79	18	7.7
11	2	210.7	13.78	10.08	119.2	128.6	263.6	0.3	3.83	0.1	0.039	17.63	18.8	7.9
12	1.6	178.6	6.49	2.7	105.4	117.3	146.4	0.3	1.07	0.1	0.012	14.65	18.9	8.2
13	1.5	138.8	4.05	0.98	90.7	81.4	140.3	0.3	0.86	0.1	0.0054	15.65	24	8.2
14	1.5	136.3	6.49	2.46	65.3	112	143.4	0.3	1.13	0.1	0.016	15.98	20.5	8.2
15	1.7	168.4	4.86	0.98	125.8	100.8	144	0.39	0.76	0.36	0.0082	18.96	31.8	8.2
16	1.7	210.7	8.76	4.03	128.2	164	169	0.3	0.85	0.1	0.027	13.41	18	8.1
17	1.7	180	10.95	5.56	96.38	146.3	162.3	0.3	1.61	0.1	0.024	16.23	22	8
18	1.7	177.9	8.92	6.15	122.5	142.4	161.7	0.3	1.24	0.1	0.025	14.24	18.5	8
19	2.8	428.8	21.08	39.59	404.3	193.4	466.8	0.3	2.45	0.56	0.29	16.31	19	7.7
20	1.9	218.2	8.92	5.41	134.8	158	213.6	0.3	1.3	0.1	0.03	15.73	20.5	7.9
21	3.8	138	53.11	31.97	168.3	198.7	103.7	7.25	0.37	0.1	0.0012	18.46	23.1	7.7
22	3.8	170.4	54.32	35.65	200.9	267.6	94.6	7.39	0.37	0.1	0.0041	17.39	22	7.7
23	2	174.1	21.08	11.56	161.7	125	111.1	1.7	0.9	0.16	0.016	15.5	21	8
24	4.1	183.2	39.08	19.47	187.9	201.1	112.3	11.39	0.25	0.12	0.0022	18.38	20.5	8
25	3	72	30	15.25	15.7	35.9	265.4	4.55	0.34	0.1	0.002	25.92	21.3	7.4
27	2	18.5	54.73	20.66	17.97	55.1	201.4	0.53	0.49	0.1	0.0006	24.68	13	7.3
28	1.5	18.2	61.62	17.95	21.24	66.6	198.3	0.3	0.37	0.1	0.001	20.53	13	7.3
29	1.6	27.3	103.78	28.62	65.3	101	241	22.71	0.27	0.2	0.0008	22.11	13.5	7.4
30	2.3	28.9	109.46	27.79	41.49	123.5	271.5	25.18	0.19	0.1	0.0033	18.71	13	7.4
31	1.7	27.1	123.24	34.92	47.4	138.8	289.8	42.04	0.19	0.1	0.0005	19.71	12	7.2
32	1.1	6.8	52.7	18.2	6.53	7.66	227	7.18	0.14	0.1	0.0005	22.19	14	7.3
33	1.2	6.2	56.76	22.62	7.84	9.34	242.9	8.43	0.02	0.1	0.0005	20.62	13	7.3
34	1.5	116.3	3.65	1.23	18	32.8	228.8	8.96	0.4	0.1	0.0012	18.21	30	7.5
35	1.5	25.1	32.03	14.75	1.63	10.8	216.6	0.33	0.2	0.1	0.0008	25.92	12	7.5

在枣强、河间、沧州一带，表明深层地下水由西、西南向东及东北方向流动。

2.3 传统方法校正华北平原地下水^{14}C年龄

应用地下水中放射性碳同位素（张人权等，1983）进行测年的方法，自 Munnich 1957 年的早期工作以来，经过不断探索，目前已有较完善的理论基础并建立了各种模型以适应不同的地质背景和水文地质背景，使得这一方法能普遍采用（王恒纯，1991）。该方法主要是应用地下水中的溶解无机碳 DIC（Dissolved Inorganic Carbon）作为示踪剂，通过测定溶解无机碳中^{14}C的浓度并应用^{14}C放射性衰变原理来推断地下水年龄。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。地下水中的 DIC 可能来自补给区大气 CO_2、固体碳酸盐的溶解、微生物对溶解有机碳（DOC）的降解等多种地球化学过程。

地下水中大多数碳起源于包气带中的气相 CO_2 的溶解，但是，这种大气起源的 CO_2 常常由于在地下水补给中碳酸岩矿物的溶解而稀释。传统的对地下水初始浓度的校正模型主要有以下六种：Vogel（1967，1970）；Tamers（1967，1975）；Pearson 等

万方数据

表 3　地下水^{14}C的模型校正年龄一览表

Table 3　The ^{14}C model correction age of groundwater

位置	No.	^{14}C /pmc	视年龄 /aB. P.	Vogel /aB. P.	Tamers /aB. P.	Pearson /aB. P.	Gonfiantine /aB. P.	Mook /aB. P.	Fontes /aB. P.
山前平原	33	63.87	3673.8	2342.0	Modern	Modern	Modern	Modern	Modern
	32	66.16	3385.1	2053.3	Modern	Modern	Modern	Modern	Modern
	31	111.07	Modern	Modern	Modern	Modern	Modern	Modern	Modern
	30	59.05	4316.7	2985.0	Modern	Modern	Modern	Modern	Modern
	29	62.31	3876.4	2544.6	Modern	Modern	Modern	Modern	Modern
	28	24.50	11525.6	10193.8	6675.8	1438.1	5734.1	Modern	Modern
	27	62.40	3864.6	2532.8	Modern	Modern	Modern	Modern	Modern
	26	37.37	8137	6793	Modern	Modern	2770	Modern	Modern
	25	56.30	4707.5	3375.8	Modern	Modern	900.3	Modern	Modern
中部平原	35	31.35	9505.3	8173.5	4481.5	1366.7	5662.7	Modern	Modern
	34	18.40	22400	21056	17256	16595	19492	17186	17225
	24	6.66	13871.8	12540.1	8405.7	6222.8	10518.7	Modern	5649.8
	23	16.42	14804.8	13473.0	9340.9	6173.9	10469.8	Modern	6260.3
	22	10.93	18139.8	16808.1	12797.0	10507.4	14803.4	Modern	10293.0
	21	10.22	18690.2	17358.5	13336.6	10604.6	14900.6	Modern	11582.5
	20	12.84	16820.1	15488.3	11379.5	9911.8	14207.7	Modern	8522.8
	19	8.03	20666.4	19334.7	15298.5	12615.9	16911.9	Modern	4049.6
	18	15.25	15410.5	14078.8	9947.2	6770.2	11066.2	Modern	7271.2
	17	12.23	17218.9	15887.2	11754.9	8783.0	13079.0	Modern	9356.0
	16	13.56	16373.0	15041.2	10895.3	7751.5	12047.4	Modern	7865.1
	15	6.29	22864	21520	17262	15804	15993	Modern	16093
	14	11.65	17617.1	16285.3	12135.3	5209.5	9505.5	Modern	5126.6
	13	6.85	21968.8	20637.1	16488.0	13167.0	17462.9	Modern	14968.9
	12	11.10	18013.4	16681.6	12530.8	9485.2	13781.1	Modern	10981.8
	11	9.94	18917.9	17586.1	13484.2	10600.4	14896.3	Modern	6768.2
	10	13.47	16427.6	15095.8	11051.5	8720.0	13015.9	Modern	3687.5
	9	7.12	21652.0	20320.3	16199.0	15520.6	19816.6	13113.6	13077.4
	8	18.38	13880.7	12549.0	8429.3	8174.5	12470.4	7940.0	6493.8
滨海平原	7	7.25	21503.8	20172.0	16094.2	14857.8	19153.7	7936.5	11728.7
	6	10.33	18602.5	17270.7	13185.1	11517.1	15813.1	Modern	8447.8
	5	11.10	18013.4	16681.6	12564.5	12333.4	16629.3	12230.4	11238.5
	4	18.52	13818.6	12486.8	8403.7	4703.8	8999.7	Modern	Modern
	3	10.26	18658.2	17326.5	13216.3	12485.1	16781.1	9370.4	Modern
	2	14.08	16064.6	14732.9	10651.4	7424.3	11720.3	Modern	Modern
	1	2.44	30690	29346	25209	24889	26693	23212	25714

(1967);Mook(1972,1976);Fonte 等(1979)。这些方法的原理和计算方法在《核技术在水文学中的应用指南》(李大通,1990)中有专门介绍。

对于华北平原地下水的^{14}C测试数据,采用不同的模型计算^{14}C年龄,表 3 是计算结果。其中,第 1、15、26、34 号样品的^{14}C年龄校正结果是引用陈宗宇博士的计算结果。由表 3 可看出,山前平原地下水滞留时间小于 10 ka,中部平原地下水滞留时间在 12.54 ~ 20.64 KaB. P. 之间,滨海平原地下水滞留时间在 12.94 ~ 29.35 KaB. P. 之间。^{14}C校正年龄表现为由山前至滨海呈年轻—年老变化,中部平原区地下水年龄较老,垂向上^{14}C校正年龄则随深度增加而变老。

各种模型计算出的^{14}C年龄存在一定差异,其原因是由于各种模型考虑的化学反应不同,除了 Mook(1972,1976)模型,其它模型的年龄基本相近。Mook 模型对于年龄较老的样品,年龄偏低,这可能是由于该模型对于 $\delta^{13}C$ 值的变化非常敏感。Vogel (1967,1970)方法计算的年龄偏老,可以认为是地下水^{14}C年龄的上限,Pearson 等(1967)模型给出的

万方数据

年龄相对偏小，而 Tamers(1967,1975)模型年龄和 Gonfiantine 模型年龄比较接近，并且接近于各种模型年龄的平均值，可以认为代表了地下水的真实年龄。

利用简单的公式进行^{14}C年龄校正不仅计算简单、易行，而且还可以容易地比较不同模型的年龄校正结果。但传统校正模型都是建立在以下前提上：①仅考虑两种碳源(土壤 CO_2 和含水层介质中碳酸盐矿物)；②仅考虑了一些典型的无机地球化学反应，如地表 CO_2 的溶解、碳酸盐矿物的溶解和沉淀反应。显而易见，这些前提并不能完全代表一个具体含水层地下水所处的水文地质条件及水文地球化学作用过程。在地下水补给过程中和在不同的含水层中(张光辉等,2000)，由于地下水赋存条件的不同可能就会产生不同的水文地球化学反应和同位素传输反应，从而影响地下水初始^{14}C浓度的确定。

利用年龄校正公式对地下水年龄进行校正，只考虑了单一的化学反应，而实际上地下水中存在许多化学反应，因此，计算所得的结果是令人怀疑的，同时也易造成年龄计算结果的不确定性和使用上的混乱。针对传统模型存在的这些缺点，下面就用联合考虑同位素混合和地下水化学演化的 NETPATH (NET geochemical reactions along the flow PATH)模型对地下水年龄进行校正。

2.4 NETPATH 校正华北平原地下水年龄

2.4.1 起点和终点的确定

如图 3，所选的水流路径是 AA′，并把水流路径在其转折点处分成两段，根据图中的等水位线得知地下水流向由 A 到 A′，模型中所选的起点应位于终点水的上游。为了完整考虑本区地下水的年龄特点，起点应尽量靠近研究区的边界。30 号采样点最靠近研究区的边界，而且符合 $\delta^{13}C$ 值变化规律，因此，选用 30 号采样点作为起始点，23 号采样点是第一段水流路径的排泄处，且 $\delta^{13}C$ 值没有出现异常变化，所以，23 号采样点可以作为第一段水流路径的终点；对于第二段水流路径，4 号采样点在其排泄区，但由于其 $\delta^{13}C$ 值突然增大，说明从 3 号到 4 号采样点的水流路径上，又发生了一个新的水文地球化学反应，3 号和 4 号采样点不在同一水流路径上。因此，选 4 号采样点作为终点不合适，而应选用 3 号采样点作为第二段水流路径的终点。

2.4.2 变量和相的确定

华北平原在长期沉积过程中经历了不同的地质时期，每一个时期给华北平原的形成带来不同的结果，更新世的早中期湿润的气候条件，有利于易移动元素的迁移，如 Ca、Mg、K、Na 等元素随流水进入湖泊，归入海洋。至更新世晚期，气候逐渐干旱，沉积物中 Ca、Mg 等元素残留下来，形成广泛分布的钙结核，还可出现石膏和芒硝(周福俊等,1993)。

太行山地、燕山山地、鲁中山地、黄土高原是华北平原化学物质的主要来源地，由这些山地岩石风化过程中提供的化学元素在各种条件的影响下，都要向平原集中，并有一部分元素累积在平原中。华北山地岩石种类繁多，有花岗岩、白云岩、石灰岩、凝灰岩、页岩、石英岩、流纹岩、粗面岩、玄武岩、紫色砂岩、紫色页岩、千枚岩等(王景华等,1990)。另外，在滨海平原，地下水中盐分增加，地下水中还可能发生有离子交换反应，因此，计算时选用的变量包括 C、S、Cl、Na、Ca、K、Mg，选用的相包括云母、方解石、钙蒙脱石、白云石、离子交换、石膏、角闪石、钾长石、钾蒙脱石、NaCl、斜长石。

2.4.3 模型的确定

在模型应用中，首先需要确定变量和相，但由于我们并不知道在水流路径上具体发生了哪些水文地球化学反应，因此，我们也只能根据本地区地下水形成和演化特点来推测模型中应包括的变量和相。选用的变量和相不同，所生成的模型也不同，生成的模型中，有的模型并不符合条件。因此，在确定模型时，需要考虑两个因素：①选用的相中，黑云母、钾长石、斜长石、角闪石都属于岩浆岩，它们都是在高温条件下形成的，而地下水的温度远远不到其形成时的温度，因此，这些相只能溶解，不能沉淀；(饱和指数为“+”表示溶解，“-”表示沉淀)；②模型中的两个 $\delta^{13}C$ 值(计算值和观测值)必须相接近，不能相差太大。

对于第一段水流路径上，有 11 个模型运行，其运行结果如表 4 所示。

从模型结果来看，11 个模型都满足化学组分质量平衡，但第一个模型的^{13}C 同位素传输结果与实际观测值相差较大，所以不能选用。而其余的十个模型都符合矿物学、热力学规律，且^{13}C 同位素传输结果与实际观测值都比较接近，所计算的年龄代表第一段水流路径的传输时间为 10566 a。

万方数据

表 4　模型运行结果一览表(第一段水流路径)

Table 4　The results of models running(first flow path)

Model	^{13}C		^{14}C 年龄
	计算值	观测值	
1	5.1094	-8.7200	6584
2	-7.4550	-8.7200	10566
3	-7.4550	-8.7200	10566
4	-7.4550	-8.7200	10566
5	-7.4550	-8.7200	10566
6	-7.4550	-8.7200	10566
7	-7.4550	8.7200	10566
8	-7.4550	-8.7200	10566
9	-7.4550	-8.7200	10566
10	-7.4550	-8.7200	10566
11	-7.4550	-8.7200	10566

表 5　模型运行结果一览表(第二段水流路径)

Table 5　The results of models running(second flow path)

Model	^{13}C		^{14}C 年龄
	计算值	观测值	
1	-9.3370	-11.770	13750
2	-8.3879	-11.770	12045
3	-8.3879	-11.770	12045
4	-7.6143	-11.770	10339
5	-9.3370	-11.770	13750
6	-9.4628	-11.770	13952
7	-9.4628	-11.770	13952
8	-9.4628	-11.770	13952
9	-9.4628	-11.770	13952
10	-8.4388	-11.770	12146
11	-8.4388	-11.770	12146
12	-9.4628	-11.770	13952
13	-9.4628	-11.770	13952

对于第二段水流路径,总共有 13 个模型运行,其运行结果如表 5 所示。

根据表中所示的结果,这 13 个模型都符合矿物学、热力学规律,其中,Model 6、7、8、9、12、13 的 ^{13}C 同位素传输计算结果与实际值最相近,因此,选用这些模型的运行结果作为第二段水流路径的传输时间,且传输时间为 13952 a。

由以上的计算结果可知,研究区内中部平原地下水的滞留时间是 10566 a,滨海平原地下水滞留时间是 13952 a。

2.5　传统方法和 NETPATH 模型校正地下水年龄的比较

通过传统方法和反向地球化学模型法(NETPATH)对华北平原地下水进行年龄校正,可以发现两种模型校正结果存在明显差异。在用传统方法进行地下水年龄校正时,我们只是假设在水流路径上发生了哪些水文地球化学反应,并没有一定的根据,因此,使得年龄校正结果具有不确定性,而 NETPATH 模型综合考虑了在水流路径上具体发生了哪些水文地球化学反应,因此,采用反向地球化学模型法得出的计算结果更具有说服力。

所以,反向地球化学模型法比传统方法应用更广泛。由于在每个含水层中反应路径不同,因此,没有确定的校正模型,同时,反向质量平衡模型能够考虑一个具体含水层的所有碳源和地球化学反应,因此在计算地下水运移时间时具有更大的灵活性。

3　结论

(1) 根据传统方法计算的地下水年龄结果可知,山前平原地下水滞留时间小于 10 ka,中部平原地下水滞留时间在 12.54 ~ 20.64 KaB. P. 之间,滨海平原地下水滞留时间 29.35 ~ 12.94 KaB. P.。^{14}C 校正年龄表现为由山前至滨海呈年轻—年老变化,中部平原区地下水年龄较老,垂向上 ^{14}C 校正年龄则随深度增加而变老。

(2) 由 NETPATH 模型计算地下水年龄可确定出水流路径上发生的具体水文地球化学反应。在所选的水流路径上,石膏发生溶解,方解石处于饱和状态,白云石发生沉淀反应。

(3) 由于中部平原和滨海平原地下水年龄都比较老,因此,可推测华北平原中东部深层地下水主要来源于古水补给,在某种程度上是一种不可再生资源。

参考文献

陈宗宇. 2001. 从华北平原地下水系统中古环境信息研究地下水资源演化. 吉林大学博士论文.

范鹏飞. 1998. 华北平原地下水演化及预测. 地球学报 - 中国地质科学院院报,19(4):346 ~ 352.

李大通. 1990. 核技术在水文学中的应用指南. 北京:地质出版社.

王景华,饶莉丽. 1990. 华北平原化学元素的表生迁移. 北京:科学出版社.

王恒纯. 1991. 同位素水文地质学概论. 北京:地质出版社.

张光辉,陈宗宇,费宇红. 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.

张人权,等. 1983. 同位素在水文地质学中的应用. 北京:地质出版社.

张宗祜,施德鸿,任福弘,等. 1997. 论华北平原第四系地下水系统之演化. 中国科学(D 辑),27(2):168 ~ 173.

万方数据

张宗祜,沈照理,薛雨群,等. 2000. 华北平原地下水环境演化. 北京:地质出版社.

周福俊,李绪谦,社全友. 1993. 水文地球化学. 吉林大学出版社.

References

Chen Zongyu. 2001. Study groundwater resources evolution from paleoenvironmental information of groundwater system in North China Plain. Jilin University Doctoral Dissertation (in Chinese with English abstract).

Fan Pengfei. 1998. Groundwater evolution and prediction in North China Plain. Acta Geoscientia Sinica, 19(4):346 ~ 352(in Chinese with English abstract).

Fontes J C, Garnier J M. 1979. Determination of intial ^{14}C activity of total dissolved C: a review of the existing models and a new approach. Water Resources Research, 12:399 ~ 413.

Li Datong. 1990. Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

Mook W G. 1972. On the reconstruction of the initial ^{14}C content of ground water from chemical and isotopic composition. Proceedings of the VII International Conference on ^{14}C. Lower Hutt, New Zealand, 18 ~ 25.

Mook W G. 1976. The dissolution-exchange model for dating groundwater with C-14. Interpretation of Environmental and Hydrchemical Data in Groundwater Hydrology. IAEA, Vienna, 212 ~ 225.

Pearson F J, White D E. 1967. C-14 ages and flow rates of water in Carrizo Sand, Atascosa County, TX. Water Resources Research, 3 (1):251 ~ 261.

Plummer L N, Prestemon E C, Parkhurst D L. 1994. An interactive code (NETPATH) for modeling Net geochemical reactions along a flow Path. U. S. Geological Survey.

Tamers M A. 1967. Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone unconfined aquifer. Iostope Techniques in the Hydrologic Cycle, Geophys. Monogr. Ser., Vol. 11. (Ed.). G. E. Stout. AGU, Washington, D. C., 143 ~ 152.

Tamers M A. 1975. Validity of radiocarbon dates on groundwater. Geophys Survey, 2: 217 ~ 239.

Vogel J C. 1967. Investigation of groundwater flow withradiocarbon. Isotopes in Hydrology, IAEA, Vienna, 225 ~ 239.

Vogel J C. 1970. Carbon-14 dating of groundwater. Isotope Hydrology 1970, IAEA, Vienna, 225 ~ 239.

Wang Hengchun. 1991. An introduction to isotope hydrogeology. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

Wang Jinghua, Rao Lili. 1990. The hypergene migration of chemical elements in North China Plain. Beijing: Science Press (in Chinese).

Zhang Guanghui, Chen Zongyu, Fei Yuhong. 2000. Relationship between the formation of groundwater and the evolution of regional hydrologic cycle in North China Plain. Advances in Water Science, 11(4):415 ~ 420(in Chinese with English abstract).

Zhang Renquan, et al. 1983. The application of isotope in hydrogeology. Beiing: Geological Publishing House (in Chinese).

Zhang Zonghu, Shen Zhaoli, Xue Yuqun, et al. 2000. Evolution of groundwater environment in North China Plain. Beiing: Geological Publishing House (in Chinese).

Zhou Fujun, Li Xuqian, She Quanyou. 1993. Hydrogeochemistry. Jilin University Publishing House (in Chinese).

万方数据