

DOI:10. 3880/j. issn. 1004 - 6933. 2018. 03. 01

苏北盆地地下水补给源问题讨论

陈建生^{1,2}, 马芬艳¹, 张 茜¹, 詹泸成², 王 涛³

(1. 河海大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210098; 2. 河海大学水利水电学院, 江苏 南京 210098;
3. 河海大学土木与交通学院, 江苏 南京 210098)

摘要:分析对比地下水和地表水中的碳酸氢根含量,推测深部 CO₂ 释放造成碳库中的“死碳”混入地下水中,因此¹⁴C 定年不适用于苏北盆地。通过氚分析确定地下水的循环周期约为 40 a,氘与氢氧同位素数据都不支持地下水来自长江渗漏水侧向补给的结论。结合水文地质证据,推断苏北承压水可能接受深循环地下水越流补给,隐伏火山口与断裂带可能是地下水的排泄通道。

关键词:地下水年龄;HCO₃⁻ 来源;补给源;苏北盆地

中图分类号:P641 文献标志码:A 文章编号:1004 - 6933 (2018) 03 - 0001 - 08

Discussion on recharge source of groundwater in Subei Basin

CHEN Jiansheng^{1,2}, MA Fenyan¹, ZHANG Xi¹, ZHAN Lucheng², WANG Tao³

(1. School of Earth Sciences and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;
2. College of Water Conservancy and Hydropower Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;
3. College of Civil and Transportation Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: Analyzing and comparing the concentration of bicarbonate in groundwater and surface water, the author of this paper presumed that the release of deep CO₂ causes the dead carbon in the carbon stock to be mixed into underground water, suggesting that the ¹⁴C dating method is not suitable for groundwater dating in the Subei Basin. The cycle of groundwater determined by tritium analysis is about 40a, and the hydrogen and oxygen isotopes also do not support the hypothesis that the groundwater originates from lateral recharge of groundwater from the Yangtze River. Combined with the evidence of hydrogeology, it is concluded that confined groundwater in the Subei Basin is probably recharged by deep circulation groundwater and the concealed craters and faults may act as the paths for groundwater discharge.

Key words: groundwater age; bicarbonate source; recharge source; Subei Basin

苏北盆地是全新世以来长江、淮河与黄河及黄海潮流等多种因素综合作用下沉积形成,苏北地区的含水层由潜水与多层承压水构成,潜水层主要由晚更新世及全新世的粉细砂组成,中间夹有弱透水的亚黏土、黏土层,承压水层一般分为 4 层,承压层之间被亚黏土、黏土等弱透水层隔开。靠近海岸的第一、二承压层受海水入侵影响,溶解总固体(TDS)最高达到 25 g/L,远离海岸的承压水基本上都为

TDS 小于 1 g/L 的淡水。苏北平原位于长江、淮河等河流的下游,人口众多,地下水是生活用水与农业灌溉用水的重要来源。20 世纪 70 年代以来,由于过度地开采地下水用于农业灌溉,已经造成下水位普遍下降了 10 ~ 20 m,部分地区形成了漏斗。苏北地区的地表水已经被严重污染,深层承压水水质仍然保持优质,承压地下水能否可持续进行开采利用,是江苏省各级政府所关注的重大问题,所以,有关苏

基金项目:国家自然科学基金(51578212)
作者简介:陈建生(1955—),男,教授,博士生导师,主要从事地下水深循环方面的研究。E-mail:jschen@hhu.edu.cn

北地区地下水的补给、径流与排泄方式的研究始终受到高度重视。

前人对苏北平原地下水的补给、径流与排泄进行了一些研究,通过氢氧同位素与水化学分析确定地下水的补给源区,并且通过氡与¹⁴C 确定出承压水的补给周期。对于苏北地区承压地下水的补给、径流与排泄方式存在 3 种不同的观点:①承压水来自河流的渗漏补给,承压水的补给方式以侧向径流为主,扬州、泰州、靖江、南通与盐城等地区的承压水来自长江的渗漏补给,补给周期为 10 000 ~ 40 000 a^[1-2];②南通地区第 I、第 II 承压含水系统地下水同时接受来自侧向地下水和当地局部地下水流的人渗补给。第 III、第 IV 承压含水层水主要来自西部区域地下水的侧向径流补给和越流补给,属于不易更新的水资源^[3];③苏北地区“三沟一河”酒厂酿酒用水都属于火山玄武岩地下水,承压水来自从隐伏火山口上涌的外源水,地下水的补给年龄约为 40 a,地下水的径流通道为孔洞型玄武岩,地下水在径流过程中与玄武岩中的硅酸盐矿物发生了水岩反应,形成了富偏硅酸与富锶型地下水^[4]。

本文首先对¹⁴C 定年的适用性问题展开分析,讨论承压水究竟是“古水”还是现代水。根据长期观测得到的长江水及秦淮河水的氢氧同位素关系,判断长江及当地降水对苏北承压水是否存在补给。通过地下水中氡分布及水位变化讨论断裂构造与火山玄武岩地下水对承压水的补给关系。

1 苏北承压水年龄

苏北地下水是否接受现代水补给,关系到该地

区水资源可持续发展问题,受到国家及各级政府的高度重视。对苏北地下水补给、径流与排泄问题存在不同的看法。赵琪^[1]认为,苏北沿海地区承压地下水的补给源区为长江,长江水渗漏后向东北方向流动,通过侧向补给到承压含水层中, I、II、III、IV 承压水补给时期在核爆试验(1952 年)前,不受现代水补给。 I、II、III、IV 承压水的¹⁴C 年龄分别为: 9 100 ~ 10 400 a、8 400 ~ 15 000 a、12 500 ~ 30 000 a、16 700 ~ 30 000 a,均为古水,接受晚更新世至全新世早期降水补给。南通地区¹⁴C 定年的错误是显而易见的,因为南通地表以下 50 m 沉积层形成的年龄距今 4 800 ~ 15 000 a,大部分 I 承压地层是在距今 10 000 a 之后开始沉积^[5],由于 10 000 a 前南通地区 I 承压层还是海水或刚开始沉积,所以, I 承压层地下水的年龄不可能超过含水层形成的年代。赵琪采用¹⁴C 测出南通地区 III、IV 承压水¹⁴C 年龄自西向东逐渐增大,并认为 III、IV 承压水的补给区位于研究区西侧,根据区域水文地质条件推测补给区位于扬州—镇江一带,参见图 1 与图 2。李云^[2]则认为,扬州、泰州与靖江承压地下水的年龄在 5 000 ~ 30 000 a 之间,参见图 1。杨峰田等^[6]采用¹⁴C 测定了盱眙老子山地下水的年龄,也得到地下水为“古水”的结论。

扬州—泰州—靖江一带通过钻孔揭露做出的剖面图参见图 2^[7],地表以下 5 ~ 30 m 为潜水层,50 ~ 130 m 为 I 承压层。承压层之间存在亚黏土等相对隔水层,相对隔水的亚黏土层厚度不等,有些呈透镜体状,承压水之间并没有完全被隔水层隔断。由于

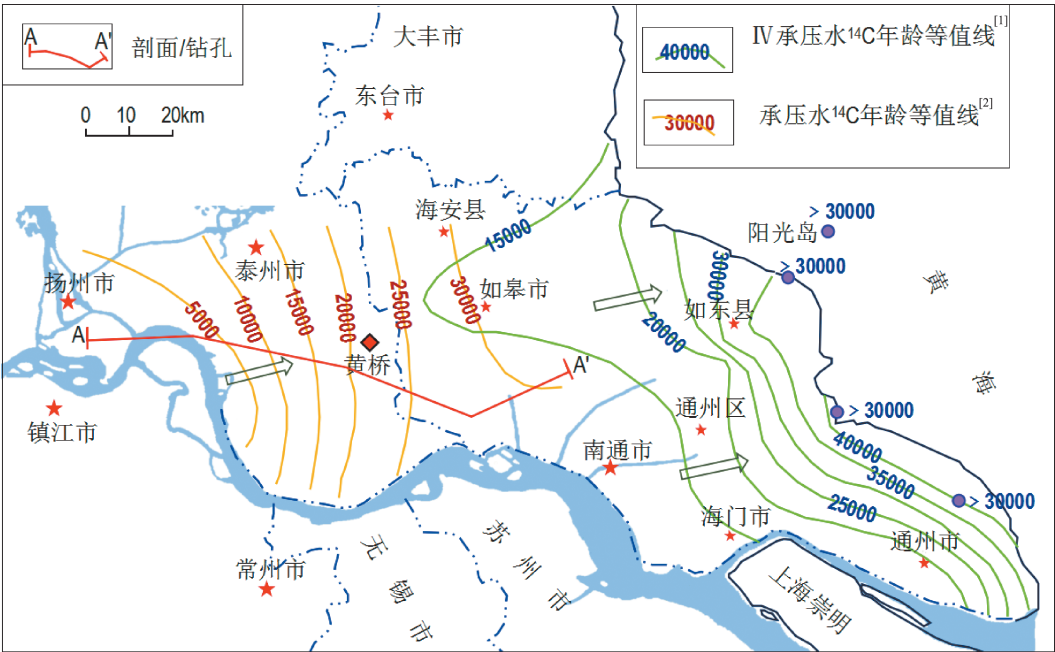


图 1 ¹⁴C 测定苏北泰州、南通一带承压水年龄分布(单位:a)

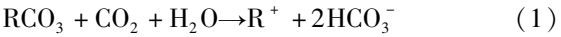
勘查钻孔数量有限,承压层与隔水层之间亚黏土层的厚度及破缺的情况并不是十分清楚,所以,通过地质剖面不可能很清晰地判断地下水的补给、径流与排泄关系。

虽然赵琪等^[1-2]认为承压水为“古水”,但是测定的结果还是存在较大的差异。李云^[2]测定到的如皋市承压水年龄为30000 a,而赵琪^[1]测的结果只有15000 a,定年结果存在较大的不确定性。¹⁴C能否适用于测定地下水年龄^[8],最关键的问题在于,地下水中的HCO₃⁻、CO₂与CO₃²⁻是否存在除了大气、土壤和海相碳酸盐溶解之外的来源,因为只有地下水中没有除上述3种来源之外的CO₂等含碳气体混入才能符合定年的基本条件^[9]。但是,研究发现,全球范围内地震带和新生造山带等区域存在大量来自地幔的不含¹⁴C的CO₂气体,这些CO₂气体通过断裂带向地表和含水层中排泄^[10]。国内学者采用¹⁴C定年几乎都没有核实地下水中是否存在“死碳”混入,这是导致存在“死碳”混入地区的地下水被测定为“古水”的根本原因^[11-13]。

1.1 地下水中HCO₃⁻来源

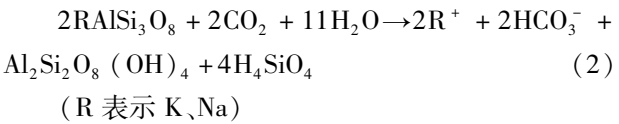
¹⁴C定年方法是根据地下水HCO₃⁻中¹⁴C/C的比值计算出地下水的年龄。该方法假定了地下水的运动满足活塞模型,地下水中的C都必须来自地表水(大气),如果有其他非大气来源的C源混入到地下水中,就不满足¹⁴C定年的基本条件,通过¹⁴C衰变确定的地下水年龄将偏大,所以,确定地下水中含碳化合物的来源极为重要。

HCO₃⁻主要来自于CO₂与碳酸盐、硅酸盐等矿物发生的水岩反应,碳酸岩层中水岩反应的主要矿物为碳酸钙(CaCO₃)与碳酸镁(MgCO₃),其化学反应式(其中R表示Ca、Mg)如下:



硅酸盐层中水岩反应的主要矿物为钾长石

(KAlSi₃O₈)与钠长石(NaAlSi₃O₈),其化学反应式如下:



地下水中的HCO₃⁻有3个来源:①直接来自地表水,降水形成的径流在补给河水与湖泊的过程中,水中来自土壤或大气的CO₂(用C_aO₂表示)与碳酸盐、硅酸盐等矿物发生水岩反应形成HC_aO₃⁻,由于地表水中的C_aO₂在水岩反应被消耗后还能从土壤或大气中得到补充,地表水中C_aO₂与碳酸盐、硅酸盐的反应能够持续下去,所以,地表水中HC_aO₃⁻的浓度较高;②来自地表水携带的C_aO₂与含水层中的碳酸盐等矿物的水岩反应;③来自深部的CO₂(用C_dO₂表示)与地层中碳酸盐岩的水岩反应。事实上,满足定年条件的HCO₃⁻来源只能是①和②,如果地下水存在来源③,则不可以用来定年。当深部的C_d进入到地下水中,¹⁴C_a与水中总C的比为:¹⁴C_a/(C_a+C_d),即使¹⁴C没有发生衰变减少,¹⁴C/C比值已经减小了,如果不进行“死碳”混入的研究,仅依据C比值就可能将现代水当作“古水”,参见图3。如何确定地下水中的HCO₃⁻是否含有深部来源的C_dO₂,这是可否采用¹⁴C定年的关键。实际应用中,很多学者都没有分析地下水中是否混入了深部来源的C_dO₂,造成定年结果不可信。

中国东部受太平洋板块俯冲以及印度-欧亚板块碰撞的远程效应使中国东部形成大量高CO₂含量的源区,中国东部松辽、渤海湾、苏北、三水、东海、珠江口、莺歌海等盆地无机CO₂气藏发育广泛,板块俯冲导致大规模岩浆喷发、地热升高,并控制了深大断裂系统,有利于无机CO₂运移储集^[14]。由于深部的CO₂通过断裂构造不断向地表释放,在承压水与潜水中都溶解了大量的来自深部的C_dO₂,由于深部

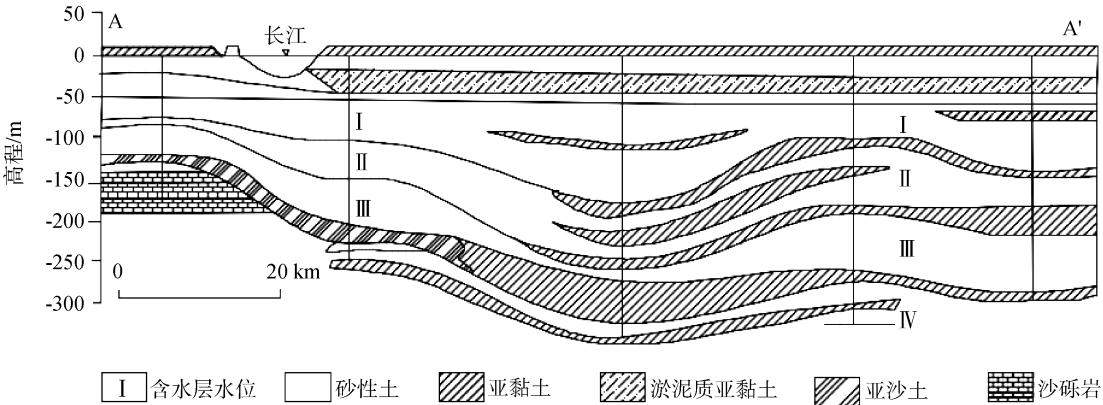


图2 扬州-泰州-靖江地区水文地质剖面

C_dO₂中的 C 是几乎不含¹⁴C 的“死碳”C_d。“死碳”的混入必然要影响¹⁴C 定年的精度。

我国目前储量最大的 CO₂气田位于江苏省泰兴市黄桥镇附近,见图 1,现已探明 CO₂地质储量大约为 200 × 10⁸ m³,截至 2004 年,黄桥 CO₂气田累计采出量已达 4.15 × 10⁸ m³,为目前世界上开发 CO₂最多的气田^[15]。从图 1 可知,黄桥正好位于¹⁴C 定年采样的核心区域,显然,前人在应用¹⁴C 技术定年的研究都没有考虑深层的 C_dO₂气田的影响。

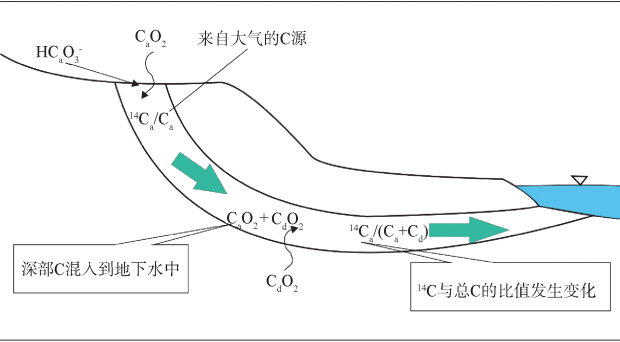


图 3 苏北地区不满足¹⁴C 定年条件概念示意图

1.2 长江水与河水中 HCO₃⁻ 浓度

从地表水中究竟携带了多少 HCaO₃⁻ 及 C_aO₂进入到地下水是问题的关键。世界河流平均 TDS 为 97 mg/L,而长江干流的 TDS 在 164.19 ~ 268.36 mg/L 之间,平均值大约 200 mg/L,长江水的 TDS 为世界河流平均矿化度的 2 倍之多,属于典型的碳酸盐风化类型,HCO₃⁻ 可占离子总量的 50%;补给长江的河水 TDS 均值为 205.03 mg/L,略高于长江干流^[16]。如果地下水来自长江水的入渗补给,则直接进入地下水的 HCaO₃⁻ 大约是 100 mg/L。

除了地表水中的 HCaO₃⁻ 被直接带入地下水之外,地下水中的 CO₂与碳酸盐等矿物发生的水岩反应也可以产生 HCO₃⁻。地表水中溶解了一定量的 C_aO₂,由地表水带入的 C_aO₂及所形成的 HCaO₃⁻、C_aO₃²⁻ 都可以通过测定¹⁴C_a/C_a 的比值来确定地下水的年龄。由于海相碳酸岩一般不含¹⁴C,人们通过测定¹³C 对水岩反应中的 C 同位素交换进行年龄校正^[17]。

河水中溶解的 C_aO₂很少,因为在 25℃ 标准条件下,1L 水中溶解的 CO₂ 体积比为 1:0.759,于是溶解在水中的 CO₂ 质量等于 1491 mg (0.759L ÷ 22.4 L/mol × 44 g/mol)。由于空气中的 CO₂ 仅占空气总量的 0.04%,溶解在水中的 CO₂ 气体只有 0.6 mg/L。由于土壤 CO₂ 的浓度较高,在河流下渗过程中土壤中的 CO₂ 可能释放到渗漏水中,所以,长江水或河水

中的 CO₂ 的含量一般高于空气中的平均值,即便如此,溶解在地表水中的 CO₂ 气体的含量还是很小,由此估算,通过长江水或河水渗漏进入到承压含水层的 HCaO₃⁻ 及 C_aO₂ 的总量不超过 110 mg/L。

1.3 苏北承压地下水¹⁴C 定年问题

扬州、泰州、靖江、南通等地区地表水、潜水与承压水中 HCO₃⁻ 浓度参见表 1^[1,15]。这些地区的承压水被认为是扬州、镇江一带的长江水渗漏补给的^[1,16],但是从表 1 可以看出,无论是承压水还是潜水,其 HCO₃⁻ 浓度都远远大于长江水。

表 1 扬州、泰州、靖江、南通等地区地表水、潜水与承压水中 HCO₃⁻ 质量浓度及¹⁴C 所定年龄

地点	类型	$\rho(\text{HCO}_3^-)$ (mg · L ⁻¹)	$\Delta e(\text{HCO}_3^-)$ (mg · L ⁻¹)	¹⁴ C 所定 年龄/a
长江	地表水	110	0	—
扬、泰、 靖地区	潜水	417	307	5 292
	I 承压	484	374	5 883
	III 承压	413	303	5 253
	潜水	368	258	4 795
扬、泰、 靖顶部	I 承压	490	380	5 932
	II 承压	352	242	4 619
	潜水	562	452	6 477
南通	I 承压	553	443	6 413
	II 承压	561	451	6 470
	III 承压	447	337	5 567
	IV 承压	377	267	4 891

表 1 中,各层地下水中 HCO₃⁻ 的平均质量浓度在 352 ~ 562 mg/L 之间,而长江水带来的 HCaO₃⁻ 小于 110 mg/L,如果扬州、泰州、靖江及南通一带的地下水接受长江水渗漏补给且不存在其他形式的 CO₂ 输入,根据 1.2 分析,地下水中的 HCO₃⁻ 不可能大于 110 mg/L,所以,地下水中超出 110 mg/L 部分的 HCO₃⁻ 是来自于深部 C_dO₂与地层中碳酸岩的水岩反应,深部 C_dO₂几乎不含¹⁴C,属于“死碳”。¹⁴C 的半衰期 T 为 5 730 a,地下水年龄 t 的计算公式为

$$t = \frac{5730}{0.693} \times \ln \frac{a}{b} \tag{3}$$

式中: a 为¹⁴C_{ao}值,表示从地表带入地下水的¹⁴C 含量; b 为¹⁴C_{ac}值,为当前地下水中的¹⁴C 含量。

显然,式(3)是建立在地下水中所有的 C 都来自地表水的条件之上。但事实上,在中国东部地区,深部存在大量不含¹⁴C 的 C_dO₂混入,导致地下水中仍然有大量来自深部的 C_d,所以,式(3)的表达应该为

$$t' = \frac{5730}{0.693} \ln \frac{a/c}{b/(c+d)} \tag{4}$$

式中: c 为 C_{ao}值,是入渗初期地下水中的 C 量; d 为

C_d值,是来自深部岩石圈的 C 量。只有满足: $d = 0$ 的条件下,式(4)才能变成式(3)。由于地下水中存在深部岩石圈来源的 C_d O₂,所以,通过式(4)计算出的年龄 t' 是虚假的,即使地下水是现代水,¹⁴C 没有发生衰变,即¹⁴C_{ao}值 $\approx$ ¹⁴C_{ac}值,但是根据式(3)仍然可以求出地下水的年龄 t' 在 4 619 ~ 5 599 a 之间,见表 1。深部“死碳”混入地下水,根据式(4)计算出地下水的年龄属于“假年龄”,“死碳”与原始碳的比值与“假年龄”之间的关系见图 4,最初地表水带入的 C_{ao}值越少,C_d值的影响越大,事实上,深部混入的 C_{ao}值(死碳)是无法用模型校正的。根据图 4,如果“死碳”的混入量是地表水带入 C 量的 40 倍,通过式(3)计算出的地下水“年龄”就可达到 3 万 a,所以,地下水是“古水”的结论不可信。

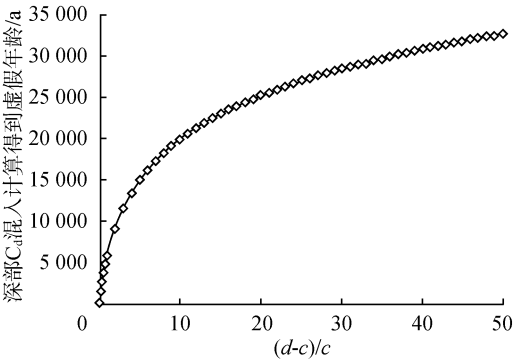


图 4 ¹⁴C 定年得到的“年龄”与“死碳”混入量的关系

1.4 苏北地下水中的氡分析

2008 年李云^[2]测定了苏北扬靖泰潜水与承压水中的¹⁴C 与氡,见表 2。所有的地下水中都有氡,表明地下水接受现代水的补给。最大的氡值达到 22.43TU,该值高出南京地区同期大气降水中的氡值一倍以上,氡值大于降水的值有 6 个,高氡值显然是来自核试验,对应着 1963 年的峰值,由此估算地下水的年龄约为 40 a。其他承压水的氡值小于 6TU,年龄大于 40 a。

Vogel^[18]认为最初进入地下水的¹⁴C 在 80 ~ 90 pMC 之间,扬靖泰地区地下水中¹⁴C 的范围在 1.64 ~ 57.47 pMC 之间,在 1.3 中分析了“死碳”混入地下水也可造成¹⁴C/C 计数率下降,在如皋Ⅲ承压水中¹⁴C 测量值为 1.64 pMC,但同时地下水中的氡值达到 22.43TU,如果没有“死碳”的混入,不可能出现这种氡值最大而¹⁴C 值最小的情况^[9]。扬靖泰地下水中同时测定到明显的氡与¹⁴C 低值,矛盾的出现是由于 C_d进入到了地下水中。由于氡(³H)是 H 的同位素,H 在水中属于多数元素,由深部带

表 2 扬靖泰地下水中¹⁴C 及氡值

采样位置	层位	¹⁴ C 值/pMC	氡值/TU
大桥自来水厂	Ⅱ 承压	33.85	2.25
大桥自来水厂	Ⅲ 承压	54.82	3.07
江都大桥镇	潜水		10.82
仪征朴席镇	Ⅰ 承压		4.71
仪征朴席镇	潜水		8.47
江都币女镇	Ⅱ 承压	9.09	1.10
江都头桥镇	Ⅰ 承压	35.81	3.13
泰兴瑞泰化工	Ⅱ 承压	38.08	8.26
泰兴百力化工	Ⅰ 承压	38.81	0.03
泰兴泰兴镇	潜水		1.51
泰兴黄桥镇	Ⅲ 承压	3.84	6.06
泰州吉泰毛纺	Ⅱ 承压	9.54	10.21
泰州刁铺啤酒	Ⅰ 承压	57.47	4.02
如皋石庄镇	潜水		1.17
如皋市康比电子	Ⅲ 承压	12.28	4.19
如皋伴今镇	Ⅰ 承压	4.13	2.80
靖江江光镇宏泰化工	Ⅰ 承压	46.54	8.83
靖江新桥镇合成化工	Ⅱ 承压	13.54	4.76
靖江八牙镇矿泉水厂	Ⅲ 承压	2.68	3.78
靖江长安三纺厂	Ⅲ 承压	3.11	23.00
如皋石庄镇恒祥化工	Ⅲ 承压	1.64	22.43

来 H_d的量与水中 H 的相比是很小的量,几乎对氡的测定没有影响。而水中的 C 属于微量元素,容易受到外来 C 的影响。¹⁴C 值/(C_{ao}值 + C_d值)比值的减小是由于地下水中混入了 C_d的结果,所以,苏北地下水来自“古水”的结论是不可靠的,而氡值是可信的,即承压水接受现代水补给。

笔者于 2016—2017 年在苏北地区分析了 42 个承压水样和 1 个河水样中的氡及 δD、δ¹⁸O、TDS 等参数,采样点分布见图 5。河水中的氡值 8.31 TU,基本上代表了当地降水中的氡值。所有的承压水中都测到了氡,氡值在 4.43 ~ 6.49 TU 之间,平均值为 5.5 TU,地下水的年龄比较接近,表明地下水具有集中的补给区与径流通道。结合李云^[2]在 2008 年的分析结果,大部分承压水中的氡值在降低,表明 1963 年降水中的峰值已经过去了,据此可知,苏北地下水的年龄大约为 40 a。

2 苏北承压水氢氧同位素分析

笔者在 2012 年 8 月至 2014 年 12 月,每周定期采集长江水与秦淮河水进行氢氧同位素分析,2016—2017 年笔者采集了苏北淮安、连云港、宿迁、南京一带地下水及河水样,同位素结果见图 6。苏北的河水与承压水中氢氧同位素关系点落在不同的区域,苏北河水中的氢氧同位素关系点落在蒸发线 EL 上,显示为富集。秦淮河水来自南京周边山区降

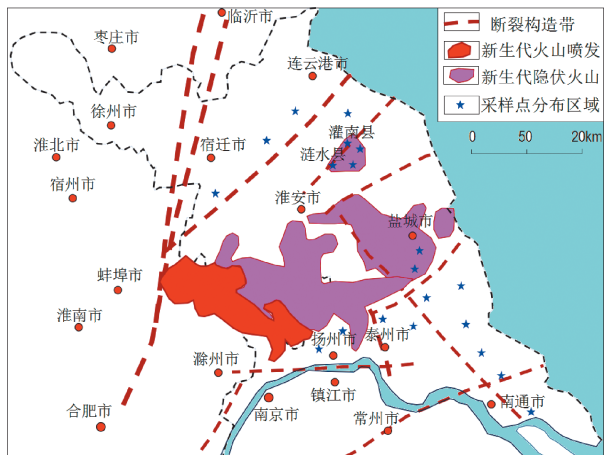


图5 苏北地区新生代火山断裂构造带分布及承压水采样点区域

水,所有的氢氧同位素关系点都分布在 EL 蒸发线周围,与地下水的同位素关系点存在明显差异,二者之间不存在补给关系。李云^[2]进行的硫同位素分析也证实,苏北承压水不是来自于地表水的入渗补给,氢氧同位素与硫同位素的分析结果相一致。

苏北淮安、连云港、宿迁等地地下水的氢氧同位素关系点落在较为集中的范围(图6),与南京地区的降水加权平均值存在较为明显的差异,显示为贫化性质,表明地下水补给源区的降水同位素具有贫化特征。不同时期的长江水与秦淮河水都分布在较为宽泛的区间。长江水 δD 变化范围在 $-68.2\text{‰} \sim -35.7\text{‰}$ 之间,平均值为 -51.5‰ , $\delta^{18}O$ 的变化范围在 $-9.72\text{‰} \sim -4.73\text{‰}$ 之间,平均值为 -7.52‰ 。秦淮河水 δD 变化范围在 $-51.6\text{‰} \sim -30.8\text{‰}$ 之间,平均值为 -40.6‰ ; $\delta^{18}O$ 的变化范围在 $-7.64\text{‰} \sim -3.95\text{‰}$ 之间,平均值为 -5.66‰ 。秦淮河的氢氧关系点均值落在当地降水的蒸发线 EL 上,与地下水差异明显,显然,南京等附近地区的降水不是地下水的补给源。长江水的氢氧关系均值与苏北地下水也存在明显差异,淮安、连云港与宿迁地下水的同位素明显贫化,长江水与秦淮河水都不可能为苏北盆地的补给源。赵琪^[1]分析了苏北沿海盐城承压Ⅲ~Ⅳ淡水的氢氧同位素,同位素关系点落在涟水—灌南等区域的上部,部分区域重合(图6),盐城地下水的补给源与涟水与灌南等地存在一些差异,与长江水也存在明显的差异。

3 苏北承压水补给源讨论

上述分析表明,苏北盆地的承压水的补给源如果是周边山区的降水或河流的入渗,那么地下水中就不可能测到氡,因为地下水在松散层中的流速非常缓慢,从长江或山区补给到沿海的距离

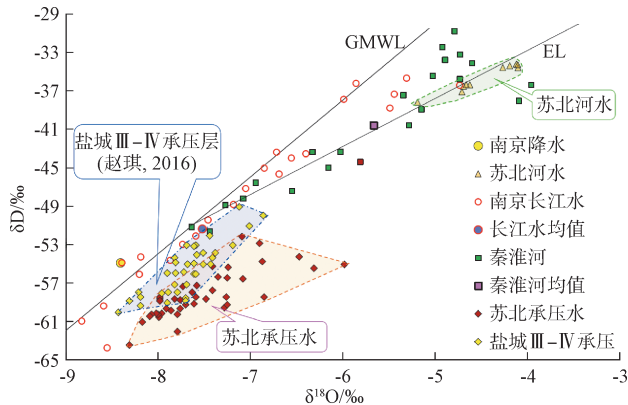
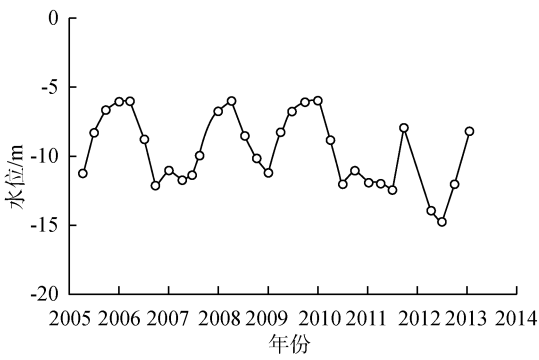


图6 苏北承压水及长江、秦淮河、南京降水氢氧关系点

超过 300 km,在冲积平原松散层中地下水最大的流速小于 1 m/d ,补给到沿海地区将超过 1000 a。在苏北盆地承压水中普遍测量到了氡,表明地下水属于 40 a 左右的现代水。在苏北盆地分布着一些大型的断裂带构造与新生代火山玄武岩(图5),研究证实,新生代玄武岩地下水非常丰富^[19]。

对玄武岩地下水的研究始于 20 世纪 20 年代。新生代玄武岩分布在我国东部地区,江苏盱眙、六合等苏北地区都有分布,水质好,富水性强^[20]。研究认为,玄武岩地下水是一种新类型的地下水,不属于孔隙水、裂隙水和岩溶水。玄武岩地下水的储水与导水构造以熔岩原生孔洞为主,次生构造裂隙与风化裂隙为辅的熔岩裂隙孔洞水^[18]。新近纪期间,南京及苏北地区发生了早晚两期火山岩喷发^[21],扬州、泰州、盐城、涟水等火山玄武岩是同期喷发的,由于喷发发生在海底,所以称为隐伏火山群^[22-24]。研究证实,新生代隐伏火山群玄武岩地下水丰富,而且水中的偏硅酸与锶的含量达到了矿泉水标准,矿物质含量极为丰富,是汤沟、高沟等白酒的酿酒用水^[5]。位于隐伏火山附近承压水的氢氧同位素关系点分布在相对集中的范围内(图6),表明地下水的补给源区比较稳定,而且应该来自较为集中的导水通道。据此推断,地下水可能来自隐伏火山群以及导水的断裂构造。郑欣虹等^[4]通过对苏北灌南地区的深层地下水分析讨论,发现灌南的隐伏火山玄武岩地下水补给源不是当地降水。灌南与苏北地区的深层地下水在氢氧同位素、氡浓度及水化学特征相似,苏北深层地下水的补给源区可能和灌南一样,位于青藏高原东南及云贵高原一带。

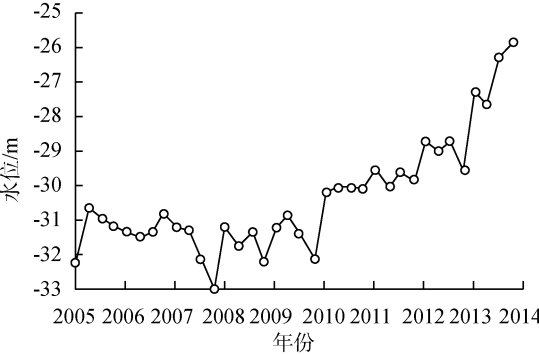
通过对苏北承压地下水的观测发现,除了盐分较高的含水层外,淡水承压水位随时间呈现周期性变化,见图 7^[24]。如果苏北盆地的承压水是“古水”,地下水被抽取后造成的水位下降不可能在年



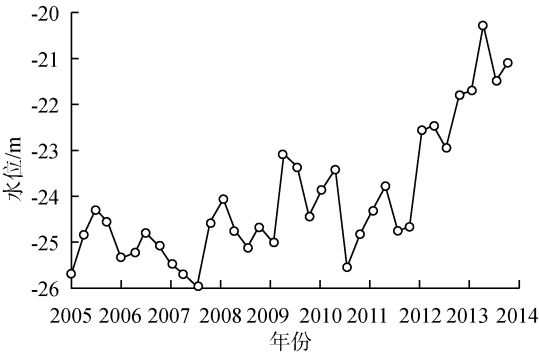
(a) 海安市地下水位变化



(b) 盐城大丰市地下水位历时



(c) 南通市Ⅲ承压地下水位历时



(d) 盐城大丰市Ⅲ承压地下水位历时

图7 2005—2014年苏北盆地海安、盐城、南通承压水位变化度内出现回升,因为“古水”的补给速率是非常小的。海安地下水位的年涨落幅度达到5 m,地下水位在短短几个月内就上升了5 m。2010年对Ⅲ承压水实行限制开采以来,南通市与盐城大丰市Ⅲ承压水位已经分别累计上升了7 m和6 m。地下水位的

上升表明承压水存在较强的补给,通过对比可知,不同地区的承压水位上升速率存在较大的差异,表明地下水的补给不是通过侧向流,而是通过垂向,补给通道应该位于新生代隐伏火山玄武岩与断裂带中。

4 结 论

a. 全新世以前苏北沿海地区还是海洋,潜水层及Ⅰ承压层仍然是海水或刚开始沉积,淡水的年龄不可能大于地层的年龄;苏北地下水中的 HCO_3^- 平均值大于350 mg/l,远远大于长江及周边的河流的 HCO_3^- 值,表明地下水中C主要来自于深部碳库。由于大量的“死碳”混入到了地下水中,造成了 $^{14}\text{C}/\text{C}$ 比值的减小,所以,苏北地区采用 ^{14}C 测定的地下水年龄不符合实际。

b. 氢氧同位素关系表明,长江及苏北的河流对承压水不存在补给,苏北地下水可能接受外源区补给,补给区具有同位素贫化的特征,根据全球降水同位素分布特征结合水文地质条件,推断地下水可能来自隐伏火山群以及导水的断裂构造,补给区可能位于青藏高原东南及云贵高原一带。

c. 苏北盆地地下水中普遍测到了氚,根据氚的时空分布特征,确定地下水中氚主要来自人工核试验,据此推测地下水的循环周期大约为40 a。长江与河流的水通过侧向补给到苏北盆地的时间超过1 000 a,地下水的年龄分布不支持地下水来自于河流渗漏侧向补给的观点。

参考文献:

[1] 赵琪. 长江下游沿海平原地下水补径排条件与水化学形成机理研究[D]. 长春: 吉林大学, 2016.

[2] 李云. 长江三角洲扬泰靖地区地下水同位素研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 2010.

[3] 周慧芳, 谭红兵, 张文杰. 南通地区地下水循环与水化学时空变化规律研究[J]. 人民长江, 2014 (23): 103-108. (ZHOU Huifang, TAN Hongbing, ZHANG Wenjie. Groundwater circulation and temporal and spatial variation of hydrogeological chemistry in Nantong area, Jiangsu province [J]. Yangtze River, 2014 (23): 103-108. (in Chinese))

[4] 郑欣虹, 陈建生. 苏北灌南地下水补给源同位素地球化学分析[J]. 水资源保护, 2018, 34 (1): 24-30. (ZHENG Xinhong, CHEN Jiansheng. Isotope geochemistry analysis of groundwater recharge source in Guannan, Northern Jiangsu Province [J]. Water Resources Protection, 2018, 34 (1): 24-30. (in Chinese))

[5] 王涛. 南通地区冰后期泥沙沉积量和环境变化的初步

- 研究[J]. 长江流域资源与环境,2012(增刊1):111-118. (WANG Tao. Preliminary study on sediment flux and environmental changes in Nantong area since post-glacial [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2012(sup1):111-118. (in Chinese))
- [6] 杨峰田,庞忠和,王彩会,等. 苏北盆地老子山地热田成因模式[J]. 吉林大学学报(地球科学),2012,42(2):468-475. (YANG Fengtian, PANG Zhonghe, WANG Caihui, et al. Genesis model of Laozishan geothermal field, Subei Basin[J]. Journal of Jilin University(Earth Science Edition),2012,42(2):468-475. (in Chinese))
- [7] 李云,姜月华,周迅,等. 扬-泰-靖地区地下水系统水力联系与硫酸盐污染特征[J]. 地球学报,2014,35(2):183-190. (LI Yun, JIANG Yuehua, ZHOU Xun, et al. Characteristics of hydraulic connection and sulfate contamination within the groundwater system of Yangzhou-Taizhou-Jingjiang area [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2014,35(2):183-190. (in Chinese))
- [8] 汪集旻,陈建生,陆宝宏,等. 同位素水文学的若干回顾与展望[J]. 河海大学学报(自然科学版),2015,43(5):406-413. (WANG Jiyang, CHEN Jiansheng, LU Baohong, et al. Review and prospect of isotope hydrology [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2015,43(5):406-413. (in Chinese))
- [9] MEBUS A G. An overview of ^{14}C analysis in the study of groundwater[J]. Radiocarbon,2000,42(1):99-114.
- [10] WILLAM P I, IVAN B. Tectonic relations of carbon dioxide discharges and earthquakes [J]. Journal of Geophysical Research,1980,85(B6):3115-3121.
- [11] 陈建生,汪集旻. 阿尔金断裂中的地下河对北山修建核废物库的不利影响[J]. 水利经济,2005,23(1):9-13. (CHEN Jiansheng, WANG Jiyang. Adverse impact of Altun Fault's strong water delivery on nuclear disposal field of Beishan Mount [J]. Journal of Economics of Water Resoures,2005,23(1):9-13. (in Chinese))
- [12] 王华,张会领,覃嘉铭. “死碳”对 ^{14}C 年代测定影响的初步研究[J]. 中国岩溶,2004,23(4):299-303. (WANG Hua, ZHANG Huiling, QIN Jiaming. Study on the affection of dead carbon to ^{14}C dating [J]. Carsological Sinica,2004,23(4):299-303. (in Chinese))
- [13] 陈茜茜,陈建生,王婷. 我国北方地下水年龄测定问题讨论[J]. 水资源保护,2014,30(2):1-5. (CHEN Xixi, CHEN Jiansheng, WANG Ting. A discussion of groundwater dating in northern China [J]. Water Resources Protection,2014,30(2):1-5. (in Chinese))
- [14] 赵斐宇,姜素华,李三忠,等. 中国东部无机 CO_2 气藏与(古)太平洋板块俯冲关联[J]. 地学前缘,2017,24(4):370-384. (ZHAO Feiyu, JIANG Suhua, LI Sanzhong, et al. Correlation of inorganic CO_2 reservoirs in east China ti subduction of (paleo-) Pacific plate [J]. Earth Science Frontiers, 2017, 24 (4): 370-384. (in Chinese))
- [15] 戴金星. 非生物天然气资源的特征与前景[J]. 天然气地球科学,2006,17(1):1-6. (DAI Jinxing. Characteristic of abiogenic gas resource and resource perspective [J]. Natural Gas Geoscience,2006,17(1):1-6. (in Chinese))
- [16] 李丹. 中国东部若干入海河流水化学特征与入海通量研究[D]. 上海:华东师范大学,2009.
- [17] JASECHKO S, PERRONE D, BEFUS K M, et al. Global aquifers dominated by fossil groundwaters but wells vulnerable to modern contamination [J]. Nature Geoscience,2017,10(6):425-429.
- [18] VOGEL J C. Carbon 14 dating of groundwater, isotope hydrology [M]. Vienna:IAEA,1970:225-39.
- [19] 贾福海,秦志学,韩子夜. 对我国新生代玄武岩地下水的初步认识[J]. 中国地质,1988(3):22-24. (JIA Fuhai, QIN Zhixue, HAN Ziyue. Study on groundwater of cenozoic basalt in China [J]. Geology in China,1988(3):22-24. (in Chinese))
- [20] 贾福海,秦志学,韩子夜. 我国玄武岩地下水研究现状及今后研究的主要问题[J]. 水文地质工程地质,1988(5):5-8. (JIA Fuhai, QIN Zhixue, HAN Ziyue. Research status and main problems about groundwater of basalt in China [J]. Hydrogeology and Engineering Geology,1988(5):5-8. (in Chinese))
- [21] 高明,华致洁,林玉琴. 江苏省六合、盱眙玄武岩地区含偏硅酸矿泉水形成的水文地球化学机理[J]. 水文地质工程地质,1992(3):43-45. (GAO Ming, HUA Zhijie, LIN Yuqin. The hydrogeochemical mechanism in the formation of metasilicic mineral water in basaltic area of Liuhe and Xuyi districts, Jiangsu Province [J]. Hydrogeology and Engineering Geology,1992(3):43-45. (in Chinese))
- [22] 赵大升,肖增岳,王艺芬. 郯庐断裂带及其邻近地区新生代火山岩岩石特征及成因探讨[J]. 地质学报,1983(2):128-141. (ZHAO Dasheng, XIAO Zengyue, WANG Yifen. Petrological characteristics and genesis of the cenozoic volcanic rocks in Tancheng-Lujiang fault belt and the adjacent areas [J]. Acta Geological Sinica,1983(2):128-141. (in Chinese))
- [23] 郝艳涛,夏群科,Massimo Colotirti,等. 中国东部苏北盆地岩石圈地幔的岩石学特征以及与水含量的关系 [C]// 中国矿物岩石地球化学学会. 中国矿物岩石地球化学学会第13届学术年会论文集. 北京:中国矿物岩石地球化学学会,2011.
- [24] 王艺伟. 苏北沿海地区区域地面沉降模拟研究[D]. 南京:南京大学,2016.

(收稿日期:2017-12-20 编辑:彭桃英)