

doi: 10.12029/gc20190209

苏晨, 程中双, 郑昭贤, 陈宗宇. 2019. 穆兴平原北部地下水年龄及更新性[J]. 中国地质, 46(2): 328–336.

Su Chen, Cheng Zhongshuang, Zheng Zhaoxian, Chen Zongyu. 2019. Groundwater age and renewability in the north of Muling–Xingkai plain[J]. Geology in China, 46(2): 328–336(in Chinese with English abstract).

穆兴平原北部地下水年龄及更新性

苏晨^{1,2}, 程中双^{1,2}, 郑昭贤^{1,2}, 陈宗宇^{1,2}

(1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所; 2. 自然资源部地下水科学与工程重点实验室)

摘要: 地下水年龄结构是了解一个地区地下水资源开采可持续性的重要基础。穆兴平原地下水开采量增加以及地下水环境恶化, 对该地区可持续发展有一定制约, 为此在 2016 年采集 CFCs 样品 31 组和 ³H 样品 60 组, 估算了研究区地下水年龄。结果表明, 穆兴平原北部地下水年龄为 21 年到大于 65 年, 由西北部和穆棱河向平原中部及乌苏里江逐渐变老, 更新性变差, 主要受到大气降水和地表河水补给, 但是由于地表覆盖一层黏性土, 地下水中缺失小于 10 年的水; 不同井深样品中二者及 NO₃⁻ 浓度的变化, 表明在 60 m 以上地下水的防污性能较差, 而在 100 m 以下则较好, 饮用水源井深需超过 100 m。

关键词: 放射性氚; 氟利昂 CFCs; 地下水年龄; 更新能力; 穆兴平原

中图分类号: P641

文献标志码: A

文章编号: 1000-3657(2019)02-0328-09

Groundwater age and renewability in the north of Muling–Xingkai plain

SU Chen^{1,2}, CHENG Zhongshuang^{1,2}, ZHENG Zhaoxian^{1,2}, CHEN Zongyu^{1,2}

(1. *Institute of Hydrogeology & Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang, 050061, Hebei, China*; 2. *Key Laboratory of Groundwater Science and Engineering, Ministry of Natural Resource, Shijiazhuang, 050061, Hebei, China*)

Abstract: The age structure of aquifer is an important basis for understanding the sustainability of groundwater exploitation. Increasing groundwater pumping with deteriorate groundwater environment in the Muling–Xingkai Plain (MXP) has restricted to some extent the sustainable development of the region. 31 groups of CFCs and 60 groups of ³H samples were collected to delineate groundwater flow systems. Estimated groundwater age ranges from 21 years to more than 70 years in the northern part of the MXP. Younger water occurs in northwest piedmont and hilly areas as well as Muling River, while older water occurs in the central part of the plain and the Wusuli River. This reflects long flow paths associated with regional flow. Although groundwater is mainly recharged by rain and surface water, ground water younger than 10 years was not found for the unsaturated zone consisting of silty clay. The variations of ³H and CFCs combined NO₃⁻ with wells depth indicate that the aquifer sensitivity of groundwater system above 60m is low and it is high below 100m. Wells for drinking water should exceed 100m.

Key words: radioactive tritium; chlorofluorocarbons; groundwater age; renewability; Muling–Xingkai plain

收稿日期: 2018-09-04; 改回日期: 2019-03-15

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(DD20160311)和国家自然科学基金(41702283)资助。

作者简介: 苏晨, 1985 生, 男, 硕士, 助理研究员, 主要从事地下水资源评价研究; E-mail: sc.1219@163.com。

通讯作者: 程中双, 1989 年生, 男, 硕士, 研究实习员, 主要从事水同位素水文学研究; E-mail: zshuangcheng@hotmail.com。

About the first author: SU Chen, male, born in 1985, associate researcher, engages in groundwater resource assessment; E-mail: sc.1219@163.com.

About the corresponding author: CHENG Zhongshuang, male, born in 1989, assistant researcher, engages in the study of isotope hydrology; E-mail: zshuangcheng@hotmail.com.

Fund support: Supported by China Geological Survey Project (No. DD20160311), National Natural Science Foundation of China (No. 41702283).

1 引言

地下水年龄结构对了解一个地区地下水资源的分布、补给流动状况及开采后的变化等具有重要的指示意义,是认识地下水循环流动及开发利用地下水资源的基础。环境同位素作为地下水运动的有效示踪剂,在地下水测年方面有着无可比拟的优势,其中应用较广泛最多的是 ^3H 和 ^{14}C 法(Clark and Fritz, 1997; 陈宗宇等, 2010)。 ^3H 方法主要用于浅层年轻地下水测年,确定年轻地下水的年龄,分析地下水的循环速度、形成环境、更新能力以及脆弱性等; ^{14}C 方法主要用于估算深层较老地下水的年龄和更新能力并分析地下水形成演化环境等(汪集旻等, 2015)。氡在地下水中几乎不会受到水化学反应的影响,能够准确地指示地下水径流状态。但是由于其在大气中的含量已经降到核爆前水平,在测年时需要结合CFCs(Chlorofluorocarbons, 氟利昂)、 SF_6 (六氟化硫)和 ^{85}Kr 等其他环境示踪剂进行补充佐证(IAEA, 2006; 涂乐义, 2015)。

穆棱河—兴凯湖平原(以下简称穆兴平原)是三江平原的重要组成部分,是重要的储备粮产区。第四系含水层作为穆兴平原主要供水水源,在穆兴平原经济社会发展及生态体系建设中起着举足轻重的作用。近来,随着城市化进程的加快推进和井灌稻面积的增加,地下水开采量增长迅速,出现了地下水位趋于下降,氮污染增加等水资源与环境问题,将会严重影响地下水资源的可持续开发管理。因此查明穆兴平原地下水的年龄结构,是了解变化环境下地下水的循环条件的基础,为该区地下水可持续开发管理与环境保护的科学依据。利用放射性测年可以追踪区域地下水系统的水动力条件变化(Santoni et al., 2016; Su et al., 2018),目前,已开展的相关研究多着眼于整个三江平原(张兵等, 2014),关于穆兴平原地下水年龄的研究较少,对该地区地

下水流动模式的同位素研究相对薄弱。本文在根据穆兴平原浅层地下水中 ^3H 、CFCs浓度,估算地下水年龄,并结合水文地质条件刻画地下水流动特征。

2 研究区概况

穆兴平原北部位于完达山东南、穆棱河以北和乌苏里江以西。主要由低山丘陵、岗地和冲洪积平原组成(图1)。平原区海拔一般为50~150 m,本区属中纬度寒温带湿润、半湿润大陆性季风气候,冬季漫长,严寒而干燥,夏季短促,温暖且湿润,年平均温度2.9~3.1 $^{\circ}\text{C}$ 。区内雨量充沛,多年平均降水量为526~710 mm,6—9月占全年总量70%;蒸发量为降水量1.5~2倍,5—9月占全年总量70%(刘芳芳, 2009)。乌苏里江是该区域主要水系,汇集穆棱河、七虎林河和阿布沁河。

研究区主要分布基岩裂隙水、碎屑岩类裂隙孔隙水和松散岩类孔隙水。基岩裂隙水主要分布于平原周边的低山丘陵区,风化裂隙发育,有着较丰富的基岩裂隙水,但其透水富水性极不均匀。碎屑岩类裂隙孔隙水分布于平原区边缘的台地区,含水层主要是亚黏土夹碎石层,厚度为10~20 m,地下水埋藏深度为10~20 m。松散岩类孔隙水主要分布在平原内河漫滩和一级阶地内。含水层主要是河流相的砂、砂砾石的单一结构含水层,含水层间无稳定隔水顶板,故视为一个含水体,均呈潜水性。仅在阿布沁河以北地区,含水层中存在连续分布厚度大于10 m的黏土层,使得下部含水层具有承压性,可分为上部潜水含水层和下部承压含水层。含水层厚度由山前1~3 m向平原中部凹陷区逐渐变为60~150 m,地下水位埋深通常在1~3 m。兴凯湖平原北部平原浅层地下水TDS普遍小于0.5 g/L的,未见TDS大于1 g/L的微咸水,全区地下水主要以 $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ 型水为主(崔小顺等, 2018),是最重要的供水水源。研究区地下水主要补给方式为大

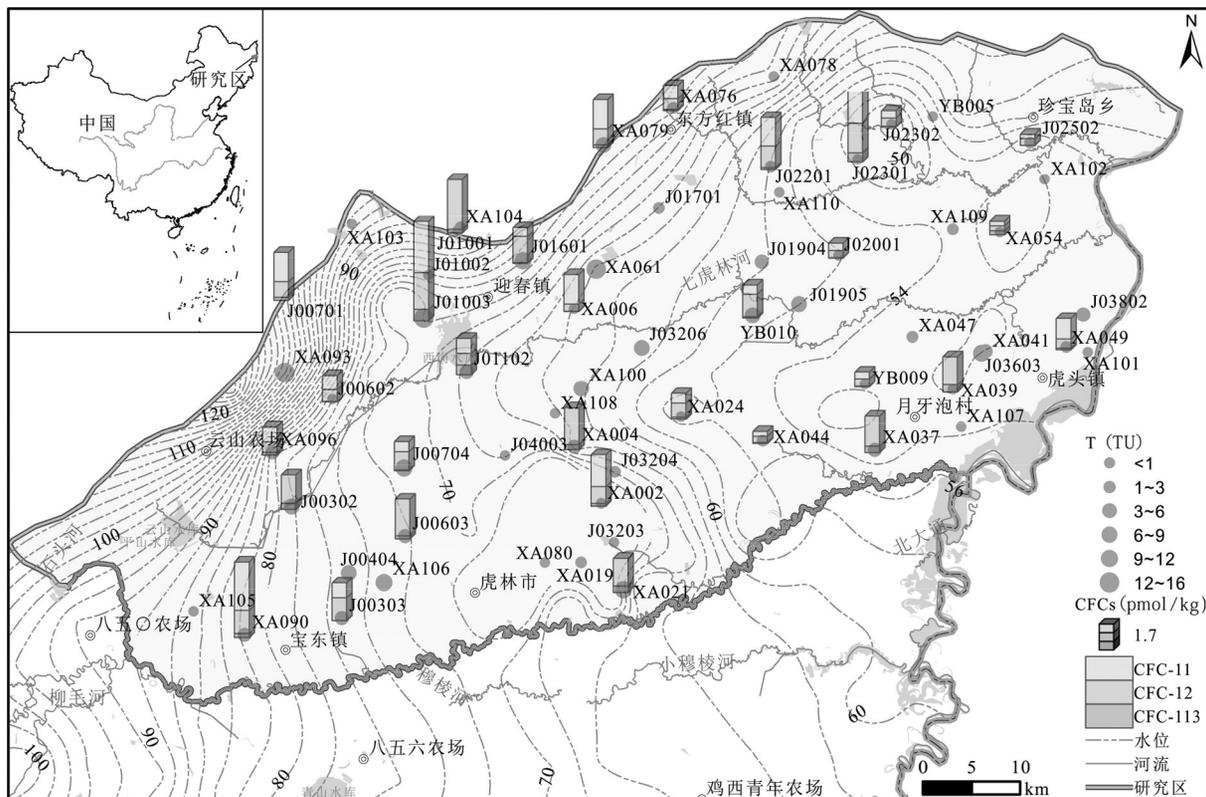


图1 穆兴平原北部地下水采样点分布

Fig.1 Distribution of groundwater sampling points in north of MXP

气降水入渗补给,其次为地表水入渗和灌溉回归入渗补给以及山区基岩裂隙水侧向径流补给,渠道渗漏和沼泽水的入渗等。主要排泄方式为蒸发、向地表水排泄,其次为人工开采。过去几十年地下水开采量持续增加,地下水位略有下降。目前地下水开采总量约为11亿 m^3 ,其中农业灌溉约占94.5%。地下水总体由西、西北向东、东南流向乌苏里江和穆棱河(图1)。

3 研究方法

3.1 样品采集与测试

依据均匀分布,控制全区的取样原则,于2016年8月在穆兴平原北部共采集CFCs样品31组, 3H 样品60个,均在电导率达到稳定后进行取样。取500 mL于高密度的聚艺稀塑料瓶中密封用于氡同位素测定。CFCs采用PET管和铜管采样,每个水样分别装入2个320 mL的棕色瓶中,水中不能有气泡,密封保存(秦大军,2005)。

3H 分析是样品经过低温电解富集后,通过超低本

底液体闪烁谱仪(1220 Quantulus)计数测定,探测极限和不确定度分别是1 TU和 ± 0.5 TU,由国土资源部地下水科学与工程重点实验室完成;CFCs样品的分析测试在中国科学院地质与地球物理研究所完成,是采用“吹扫捕集气象色谱法”,水样中的CFCs浓度通过带电子捕获器(ECD)的气相色谱仪测试,最低检测限为0.01 pmol/kg,精度是1%。

3.2 氡同位素估算地下水年龄

为了定性和定量应用模型估算地下水的平均滞留时间,必须重建大气降水氡的输入浓度。研究区内无实测氡数据,选择距离最近的GNIP中哈尔滨站点进行重建1952—2017年大气降水氡含量。对于哈尔滨站点大气降水氡浓度恢复主要依据:(1)1952—1959采用王凤生(1998)给出的长春降水氡估算,(2)1960—1986年采用Doney模型(Doney et al., 1992)估算(因子为 $f_1=150, f_2=50$), (3)1987—2004采用哈尔滨和长春的实测降水数据加权平均值, (4)2005—2017以及1987—2004缺失的年份采用哈尔滨与1987—2004年与渥太华站点利用最小

二乘法获取二者相关关系外推,最终得到1952—2016年哈尔滨站点大气降水氚浓度。虎林与哈尔滨有一定的地区差异,需要将哈尔滨站点大气降水氚进行雨量校正(Liu et al.,2014)。

根据虎林气象站1952—2016年中*i*年的年降水量*P_i*,按照公式(1)校正,得到虎林大气降水氚输入曲线(图2)。

$$\alpha_i = \frac{P_i}{\sum_{1952}^{2016} P_i} / 65 \quad (1)$$

依据大气降水氚的输入背景特征和研究区水文地质条件,选择集中参数模型中的活塞-指数流模型(EPM, $\eta = 8$),通过FLowPC 3.1(Zuber,1986)计算出取样年地下水氚浓度与地下水年龄的关系曲线(图3b)。

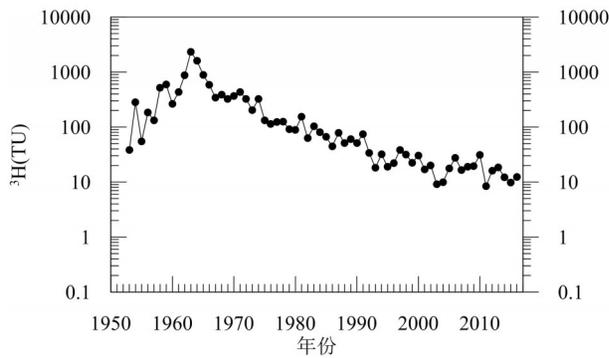


图2 虎林大气降水氚特征(1952—2016年)
Fig.2 Changes of tritium content in precipitation at Hulín station (1952—2016)

3.3 氟利昂估算地下水年龄

氟利昂(Chlorofluorocarbons, CFCs)是工业生产的人工合成物,在自然界中化学性质稳定,不具有可燃性和毒性。由于氟利昂对臭氧层的破坏日益严重,多个国家1987年9月于加拿大蒙特利尔签署《蒙特利尔议定书》,分阶段限制氯氟烃的使用。通过测定水体中的CFCs浓度,可在同位素数据的基础上有力佐证地下水年龄(刘富田等,2007;李静等,2012)。CFCs向大气圈和水圈释放,在1981—1992年,CFC-12每年的大气增长率为17 pptv (pptv, parts per trillion by volume,按体积计算万亿分之一,即 10^{-12}),CFC-11为10 pptv。CFC-11和CFC-12在大气中的滞留时间分别为60 a和120 a。因此如果地下水中存在CFCs说明存在1945年以来补给的地下水或是较老的地下水与1950年后补给的地下水发生了混合。该方法以亨利定律为基础,将地下水样品的CFCs浓度利用一定模型进行转换,转换成与之平衡时对应的大气CFCs浓度。亨利定律公式为:

$$K_i = C_i / P_i \quad (2)$$

式中:*P_i*—地下水平衡时大气中第*i*种CFCs化合物分压。*C_i*—地下水中第*i*种CFCs化合物的浓度;*K_i*—亨利定律常数,与温度有关。

通常假定地下水中的CFCs浓度与补给时间内的大气CFCs浓度成比例,同时假定土壤带内空气浓度与大气对流层空气浓度相同。利用亨利定律

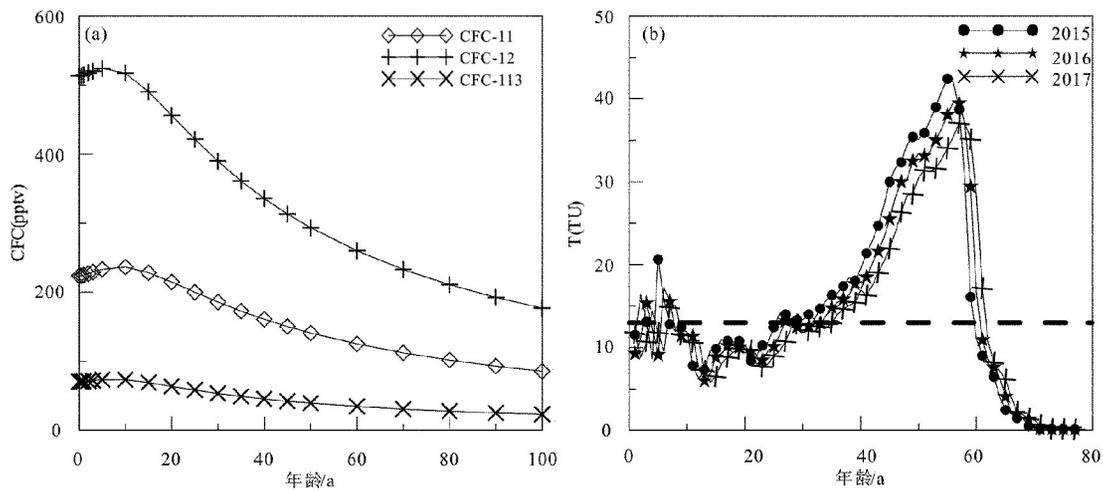


图3 穆兴平原北部地下水年龄CFCs输出曲线(a)、氚浓度输出曲线(b)
Fig.3 The out cure of groundwater ages with CFCs (a) and tritium (b) in north of MXP

将地下水中测定出的CFC浓度转换成与之平衡时对应的大气CFC浓度,然后与大气浓度增长曲线作对比,获得CFC视年龄,得到研究区取样年地下水年龄与CFCs浓度的输出曲线(Oster et al., 1996, 图3a)。计算地下水年龄时,温度依据研究区多年平均气温,选取3.5℃。根据CFC-11、CFC-12和CFC-113含量分别计算了地下水年龄。应用氡同位素与CFCs相结合的方法,可估算地下水补给时间,并应用于确定水文地质参数等方面。

4 结果与分析

4.1 氡分布特征及地下水水年龄

穆兴平原北部地下水氡含量变化范围为<1~15 TU(表1, 图1),并且仅有3个样品氡含量大于12 TU,空间分布上差异性大。氡浓度小于检测限(1 TU)的样品占比为40%,为1952年以前补给的地下水,其井深多大于60 m。大于10 TU的样品主要分布在在研究区西北部云山农场一带,可能受到现代降水的快速补给。地下水氡含量小于2 TU,主要分布于阿布沁河以北以及迎春东南,这两区域均为基底凹陷区,地下水径流缓慢,补给迟缓。河道附近地下水氡含量多大于10 TU,略小于河水氡含量(14.4~19.8 TU),受到河水补给影响。

地下水氡年龄估算结果如表2示,年龄分布范围为12 a到大于65 a。地下水年龄多集中于20~30 a和大于50 a,而30~50 a较少。

4.2 CFCs分布特征及地下水年龄

地下水中CFC-11、CFC-12和CFC-113浓度分别为0.29~3.33、0.31~3.21和0.02~0.74 pmol/kg,均值依次是1.23±0.90、1.25±0.73和0.22±0.20 pmol/kg(表1)。CFCs浓度均较高的样品主要分布于迎春镇—东方红镇一带西北部山前和穆棱河附近。三者浓度都低的区域分布在虎林至珍宝岛乡一带。

依据地下水年龄CFCs输出曲线计算,CFC-11地下水年龄为43~58 a,CFC-12为31~56 a,而CFC-113则是27~55 a。多数CFC-11与CFC-12的地下水年龄接近并大于CFC-113。但是CFC-11估算年龄范围偏窄,而CFC-113估算年龄范围最广。

4.3 年轻水年龄确定

地下水流动过程中,各种来源和成因的地下水会经历不同径流途径并产生不同程度的混合,而且

不同的估算方法具有不同的输入函数。因此,不同的计算方法估算地下水年龄结果会有一定的差异。由于³H测年法的大气输入浓度在1963年由于核爆产生峰值,而在20世纪90年代初已恢复初始状态。所以,获得的结果会向地下水年龄的两端偏移,存在一定误差。但是,氡是水分子的组成元素,不受地下水径流过程中的水文化学反应影响,能够真实的示踪地下水流动。而地下水中的CFCs较易受到外界环境的干扰,会受到补给温度、过量空气、包气带厚度等因素的影响(Yurtsever and Mook, 2002),使得地下水的CFCs的表观年龄与实际年龄产生差异,如Oster et al. (1996)指出少量的非大气来源的CFCs的混入或是研究区大气中的CFCs的浓度比全球大气中的CFCs的浓度要高会导致地下水中CFCs年龄偏高。

由表2可以看出在穆兴平原北部³H与CFCs以及CFCs之间估算的地下水年龄区间段能够相互补充,估算的地下水年龄误差方向不同,它们的均值能够更加接近地下水的真实年龄。所以,样品³H和CFCs均取样测试的样品,以它们均值作为地下水年龄。只测试³H的,则以³H和水文地质条件确定地下水年龄。

穆兴平原穆棱河以北地区,浅层地下水年龄分布范围是21 a到大于70 a。地下水年龄呈条带状分布,基本与潜水地下水流向一致(图1,图4)。研究区地下水流总体由西、西北完达山向东流向乌苏里江。西北山前(岗地与平原过渡区)、七虎林河和穆棱河中上游两岸为年龄低值区,地下水水流坡度大径流快,滞留时间较短,小于40 a。西北山前由于受到山区降水通过裂隙补给,补给迅速,地下水滞留时间短。同时,河流中上游地区地下水接受河流地表水补给,地下水年龄相对较小。珍宝岛乡—阿布沁河与乌苏里江沿岸地下水滞留时间较长,大于55 a。珍宝岛乡阿布沁河地区是区内唯一有第四系承压水存在的地区,含水层颗粒较细地下水径流缓慢,地下水年龄较大,同时由于浅层水灌溉开采,可能会导致深层的承压水越流补给潜水。乌苏里江是地下水与地表水的排泄区域,其沿岸地下水年龄相对于其他区域较大。

无论³H或CFCs估算的地下水年龄都大于10 a,主要是由于研究区地表普遍覆盖大于1 m厚的黏性

表 1 穆兴平原北部地下水分析结果

Table 1 Analytical results for groundwater samples in the north of MXP

统测编号	井深/ m	T/ TU	CFC-11 /(pmol/kg)	CFC-12 /(pmol/kg)	CFC-113 /(pmol/kg)	氡年龄/a	CFC-11 年龄/ a	CFC-12 年龄/ a	CFC-113 年龄/ a	NO ₃ ⁻ /(mg/L)
J01701	80	1.7				61				1.85
XA001	60	<1				>65				4.34
XA002	36	<1	2.06	1.08	0.1	>65	47	47	40	4.16
XA004	25	5.1	C	2.37	0.32	61	-	37	35	3.52
XA006	65	<1	1.89	0.46	0.02	>65	48	54	55	
XA010	80	7.3				22				
XA019	200	1.6				61				
XA021	15	11.8	C	1.8	0.4	27	-	42	33	
XA024	60	<1	0.64	0.92	0.12	>65	54	48	42	
XA028	60									1.76
XA032	72	1.1				64				2.34
XA037	40	3.7	C	1.94	0.42	60	C	41	33	1.78
XA039	65	<1	C	1.82	0.47	>65	C	42	32	1.77
XA040	60	11.1				57				74.27
XA041	90	4.2				60				70.94
XA044	56	1.3	0.33	0.4	0.05	61	58	55	49	1.94
XA047	80	3				60				1.75
XA049	40	1.7	1.33	0.58	0.1	61	50	52	44	2.44
XA050	17	4.2				60				1.79
XA054	50	<1	0.31	0.31	0.26	>65	58	57	37	1.75
XA056	60	<1	0.48	0.46	0.02	>65	56	54	55	1.75
XA058	50	4.1				60				2.59
XA059	50	6.8				21				1.75
XA061	40	12.4				31				10.88
XA063	30	11.8	0.58	1.67	0.05	57	55	43	49	50.44
XA064	27	<1	C	3.21	0.25	>65	C	31	37	14.04
XA067	72	<1				>65				3.01
XA069	60	2.3	0.29	0.43	-	60	58	54	-	1.82
XA072	130	<1	0.47	0.54	0.04	>65	56	53	50	1.97
XA073	70	<1	2.68	1.9	0.59	>65	45	42	30	1.75
XA075	60	2.5	1.84	1.39	0.11	60	48	45	43	6.42
XA076	25	1.5	0.84	0.69	0.08	61	53	51	45	3.19
XA078	100	<1				>65				1.88
XA079	10	6.8	1.89	1.03	0.17	21	48	47	40	3.82
XA080	0	<1				>65				2.64
XA081	70	<1				>65				
XA084	30	5.3	0.96	0.77	0.61	13	52	50	30	3.95
XA086	50	10.8	0.66	1.16	0.06	57	54	46	47	5.34
XA087	15	5.9	C	2.36	0.2	23	C	37	39	1.79
XA088	70	7.5				57				1.83
XA090	30	5	3.12	1.52	0.26	61	44	44	37	2.22
XA093	40	15				41				147.70
XA096	65	3.2	0.95	0.68	0.19	60	52	51	39	5.74
XA100	60	7.4				22				
XA102	68	<1				>65				
XA103	100	<1				>65				
XA104	88	<1				>65				
XA105	100	<1				>65				
XA106	80	9.5				57				
XA107	70	<1				>65				
XA108	50	<1				>65				
XA109	74	1.3				64				1.78
XA110	127	<1				>65				2.43
XC090	30	8.2	C	1.85	0.36	23	C	42	34	5.43
XC091	50	3.3	0.96	1.48	YGR	60	52	44	-	4.06
XC095	40	<1	0.93	0.77	0.02	>65	52	50	55	2.04
XC096	80		1.89	1.01	0.18	>65	48	48	39	3.13
XC102	40	13	3.33	2.35	0.74	30	43	37	28	2.61
YB005	150	<1				>65				2.02
YB009	60	<1	0.45	0.48	0.03	>65	56	53	52	1.77
YB010	90	6.3	0.6	1.43	0.09	23	54	45	45	1.75

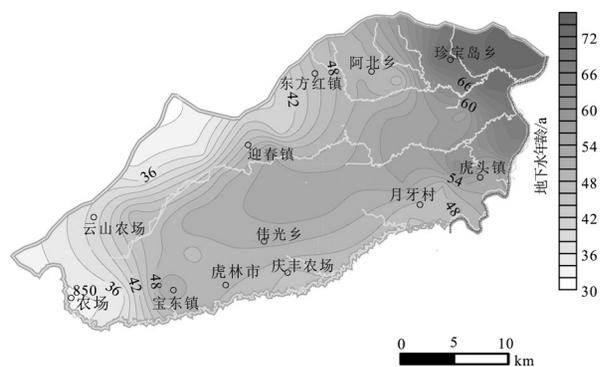


图4 穆兴平原北部地下水年龄分布特征(井深 < 60 m)
Fig.4 Distribution of groundwater ages (Well depth < 60 m) in the north of MXP

土,有的地区甚至达到15 m。由此研究区浅层地下水具微承压性,地下水位埋深小于含水层埋藏深度。按照最小粉质黏性土厚为1 m,最小地下水年龄为10 a,估算水分在研究区表层包气带中渗透速度为10 mm/a,稍低于与Jeong et al. (2008)的估算,高于干旱区入渗补给量(孙芳强等,2017)。并且研究区地表动土存在时间可达半年之久,此阶段水分在包气带运移速度会更加缓慢(Fouli et al., 2013)。另一方面,研究区水田依靠开采地下水灌溉,灌溉补给逐渐成为地下水补给的一个重要补给来源,造成人为新老水混合,地下水年龄增大,该情景在河北平原山前地区被证实(von Rohden et al., 2010; Kendy et al., 2016)。

表2 不同示踪剂地下水年龄估算分布频率

Table 2 The statistical characteristics of calculated groundwater age by different tracers

年龄/a	^3H	CFC-11	CFC-12	CFC-113
10~20	0.03			
20~30	0.26			0.10
30~40	0.03		0.13	0.45
40~50	0.03	0.38	0.55	0.31
50~60	0.40	0.63	0.32	0.14
>60	0.26			

4.4 现代水更新性及循环深度

在兴凯湖平原北部地下水系统内,地下水中 ^3H 和CFCs分布深度较大,可达100 m左右(图5,表2)。60 m以上浓度随着井的深度变化不明显,60 m以下呈现出浓度随着井深增加而减少的趋势,并且60 m以上样品中 ^3H 和CFCs浓度明显大于60 m以下样品中的。北部阿布沁河仅有的承压区内绝大多数承压水基本不含氡。由此说明,兴凯湖平原北部地下水系统从山前到乌苏里江排泄区,现代水循环深度可至100 m。该深度以上称为积极补给带,更新性强;该深度以下称为非积极补给带,更新性较差。同时该深度以上地下水普遍能够检测出 NO_3^- ,以下地下水几乎不含 NO_3^- 。

地下水更新能力反映了地下水资源的可开采性以及可再生能力,与地下水循环交替有关。地下水水平均滞留时间通常能够反映地下水的更新能力

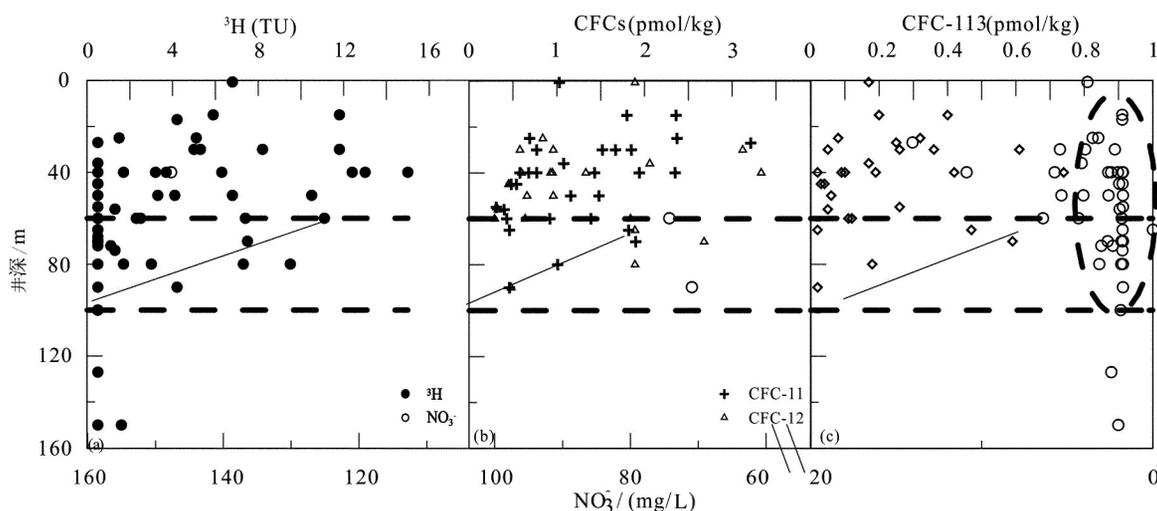


图5 穆兴平原北部 ^3H 、 NO_3^- 和CFCs含量水井深变化特征
Fig.5 Variations of ^3H , NO_3^- (a) and CFC-11, CFC-12 (b) and CFC-113(c) with well depth in the north of MXP

(文冬光,2002),兴凯湖北部平原,西北山前以及穆棱河沿岸部分地区地下水年龄小于30 a,更新速率大于3%/a,该区是积极补给带更新能力较强,水循环更替快,可恢复能力强。平原区中部以及乌苏里江沿岸地区,地下水年龄大于60 a,更新速率小于1.5%/a,是地下水径流和排泄区,地下水流速缓慢,循环交替较慢,更新性较差,可恢复性较差。

地下水更新能力强地区,含水层中存在新近补给的水,也意味着是污染物质容易进入该含水层(刘君,2016)。若地下水含有氡,说明地下水受到了1952年以后的降水补给,人类活动产生的污染物质易随着降水入渗补给进入含水层系统中,防污性能弱于不含氡的地下水。依据 Klaus Hinsby (2006)和前述的 ^3H 、CFCs和 NO_3^- 含量随着井深变化(图5)可知,穆兴北部平原地下水系统在60 m以上防污性较差,100 m以下防污性能较高,饮用水源井深需应保证在100 m以下。

5 结 论

(1)地下水中氡和CFCs浓度低值区均分布于平原中部与乌苏里江沿岸,为地下水的径流排泄区。

(2)因输入函数与影响因素不同,氡估算地下水年龄为12 a到大于65 a,CFCs估算的为27 a到58 a,能够相互补充,提高地下水年龄估算的准确度。

(3)确定地下水年龄为21~70 a,由西北山前和穆棱河向平原内部及乌苏里江逐渐变老,指示地下水径流方向。

(4)依据 ^3H 、CFCs和 NO_3^- 浓度随着井深的变化,研究区地下水系统的防污性能以60 m和100 m为界分为3个级别。

References

- Chen Zhongyu, Qi Jixiang, Zhang Zhaoji. 2010. Application of Isotope Hydrogeology Method in Typical Basins of North China[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Clark I D, Fritz P. 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology[M]. Boca Raton: Springer-Verlag.
- Cui Xiaoshun, Zheng Zhaoxian, Cheng Zhongshuang, Su Chen, Li Zhuang, Wu Yulong, Chen Zongyu. 2018. Hydrochemical distribution characteristic and formation mechanism of shallow groundwater in the north of Muling-Xingkai Plain [J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 16(4): 146-153 (in Chinese with English abstract).
- Doney S C, Glover D M, Jenkins W J. 1992. A model function of the global bomb tritium distribution in precipitation, 1960-1986[J]. Journal of Geophysical Research Oceans, 97(C4):5481-5492.
- Fouli Y, Cade-Menun B J, Cutforth H W. 2013. Freeze-thaw cycles and soil water content effects on infiltration rate of three Saskatchewan soils[J]. Canadian Journal of Soil Science, 93(4): 485-496.
- International Atomic Energy Agency (IAEA). 2006. Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: A Guidebook [M]. Vienna: International Atomic Energy Agency.
- Klaus H. 2006. Environmental Tracers, Groundwater Age and Vulnerability. Groundwater Resources in Buried Valleys[M]// Reinhard Kirsch et al(ed.). Hannover: Leibniz Institute for Applied Geosciences, 141-148.
- Kendy, Eloise, Yongqiang Zhang, Changming Liu, Jinxia Wang, and Tammo Steenhuis. 2004. Groundwater Recharge from Irrigated Cropland in the North China Plain: Case Study of Luancheng County, Hebei Province, 1949-2000[J]. Hydrological Processes, 18, (12): 2289-302.
- Li Jing, Li Fadong, Song Shuai, Zhang, Yan, Cai Wenjing, Zhang Fang. 2012. Worldwide application and prospective of CFCs groundwater age-dating method[J]. Ecology & Environmental Sciences, 21(8):1503-1508(in Chinese with English abstract).
- Liu Fangfang. Ecological Quality Evaluation of Xingkai Lake Wetland Nature Reserve [D]. Haerbin: Northeast Forestry University (in Chinese with English abstract).
- Liu Futian, Su Xiaosi, Hou Guangcai, Lin Xueyu, Yi Shuping, Dong Weihong. 2007. Application of CFCs methods in dating shallow groundwater in the ordos cretaceous groundwater basin [J]. Journal of Jilin University, 37(2):298-302 (in Chinese with English abstract).
- Liu Jun, Chen Zongyu, Wei Wen, Zhang yilong, Li Zhenghong, Liu Fuliang, Guo Hualiang. 2014. Using chlorofluorocarbons (CFCs) and tritium (^3H) to estimate groundwater age and flow velocity in Hohhot Basin, China[J]. Hydrological Processes, 28(3):1372-1382.
- Liu Jun. 2016. Study of Age Structure and Patterns of Groundwater Recharge and Groundwater Flow in Hohhot Basin[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences (in Chinese with English abstract).
- Jeong S, Kim J, Lee K. 2008. Effect of clay content on well-graded sands due to infiltration[J]. Engineering Geology, 102(1-2):74-81.
- Oster H, Sonntag C, Münnich K O. 1996. Groundwater age dating with chlorofluorocarbons[J]. Water Resources Research, 32(32): 2989-3002.
- Qin Dajun. 2005. CFC dating method and its application in groundwater[J]. Groundwater, 27(6):435-437(in Chinese).
- Santoni S, Huneau F, Garel E, Vergnaud-Ayraud V, Labasque T, Aquilina L. 2016. Residence time, mineralization processes and groundwater origin within a carbonate coastal aquifer with a thick unsaturated zone[J]. Journal of Hydrology, 540:50-63.

- Su Chen, Cheng Zhongshuang, Wei Wen, Chen Zongyu. 2018. Assessing groundwater availability and the response of the groundwater system to intensive exploitation in the North China Plain by analysis of long-term isotopic tracer data[J]. Hydrogeology Journal, 26(5): 1401–1415.
- Sun Fangqiang, Yin Lihe, Wang Xiaoyong, Ma Hongyun, Zhang Jun, Dong Jiaqiu, He Shuaijun. 2017. Determination of vertical infiltration recharge of groundwater in the thick unsaturated zone of Sangong River Basin, Xinjiang[J]. Geology in China, 44 (5): 913–923(in Chinese with English abstract).
- Tu Leyi. 2015. Analysis of Krypton Gas Dissolved in Groundwater for Radiokrypton Dating[D]. Hefei: University of Science and Technology of China (in Chinese with English abstract).
- von Rohden, Christoph, Andreas Kreuzer, Chen Zongyu, Rolf Kipfer, Werner Aeschbach–Hertig. 2010. Characterizing the Recharge Regime of the Strongly Exploited Aquifers of the North China Plain by Environmental Tracers[J]. Water Resources Research, 46 (5):1–14.
- Wang, Fengsheng. 1998. The regional recovery model of tritium concentration for meteoric water in jilin Province[J]. Jilin Geology, 3:75–81 (in Chinese with English abstract).
- Wang Jiyang, Chen Jiansheng, Chen Baohong, Tong Haibin, Tan Zhongcheng, Sun Yingying. 2015. Review and prospect of isotope hydrology[J]. Journal of Hohai University, 43(5):406–413(in Chinese with English abstract).
- Wen Dongguang. 2002. Groundwater resources attribute based on environmental isotopes[J]. Earth Science, 27(2): 141–147(in Chinese with English abstract).
- Yurtsever Y, Mook W G. 2001. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications[M]. Vienna, 27–32.
- Zhang Bing., Song Xianfang, Zhang, Yinghua, Han Dongmei, Yang, Lihu, Tang, Changyuan. 2014. Estimation of groundwater renewal rate by tritium and chlorofluorocarbons in Sanjiang plain[J]. Journal of Natural Resources, 29(11): 1859–1868(in Chinese with English abstract).
- Zuber A. 1986. Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems[C]// Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 2:1–59.

附中文参考文献

- 陈宗宇, 齐继祥, 张兆吉. 2010. 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.
- 崔小顺, 郑昭贤, 程中双, 苏晨, 李壮, 吴宇龙, 陈宗宇. 2018. 穆兴平原北区浅层地下水水化学分布特征及其形成机理[J]. 南水北调与水利科技, 16(4):146–153.
- 李静, 李发东, 宋帅, 张妍, 蔡文静, 张芳. 2012. CFCs地下水年龄示踪技术的原理、应用及展望[J]. 生态环境学报, 21(8):1503–1508.
- 刘芳芳. 2009. 兴凯湖湿地自然保护区生态质量评价[D]. 哈尔滨: 东北林业大学.
- 刘君. 2016. 呼和浩特盆地地下水年龄结构与补给流动模式研究[D]. 北京: 中国地质科学院.
- 柳富田, 苏小四, 侯光才, 林学钰, 易树平, 董维红. 2007. CFCs法在鄂尔多斯白垩系地下水盆地浅层地下水年龄研究中的应用[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 37(2):298–302.
- 秦大军. 2005. 地下水CFC定年方法及应用[J]. 地下水, 27(6):435–437.
- 孙芳强, 尹立河, 王晓勇, 马洪云, 张俊, 董佳秋, 贺帅军. 2017. 新疆三工河流域厚层包气带区地下水垂向补给量的厘定[J]. 中国地质, 44 (5):913–923.
- 涂乐义. 2015. 地下水溶解氦气分析用于放射性氦同位素测年[D]. 合肥: 中国科学技术大学.
- 汪集昉, 陈建生, 陆宝宏, 童海滨, 谭忠成, 孙营营. 2015. 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), 43(5): 406–413.
- 王凤生. 1998. 吉林省大气降水氡浓度恢复的区域模型探讨[J]. 吉林地质, 3:75–81.
- 文冬光. 2002. 用环境同位素论区域地下水资源属性[J]. 地球科学, 27(2):141–147.
- 张兵, 宋献方, 张应华, 韩冬梅, 杨丽虎, 唐常源. 2014. 基于氡和CFCs的三江平原浅层地下水更新能力估算[J]. 自然资源学报, 29(11): 1859–1868.