

三江平原地表水与地下水氢氧同位素和水化学特征

张 兵^{1,2}, 宋献方², 张应华², 韩冬梅², 杨丽虎², 唐常源³

(1. 天津市水资源与水环境重点实验室, 天津师范大学, 天津 300387;
2. 陆地水循环及地表过程重点实验室, 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;
3. 日本千叶大学, 千叶 263-8522)

摘 要:地表水与地下水的相互作用是水循环研究中的重要组成部分, 是水资源管理、规划和优化配置的基础。通过野外考察取样和室内测试分析, 应用同位素和水化学方法分析了三江平原地表水与地下水的相互作用关系。结果表明: 兴凯湖水氢氧同位素最富集, 乌苏镇井水同位素最贫化。松花江、黑龙江和乌苏里江沿河流流向, δD 都呈现贫化的趋势; $\delta^{18}O$ 在松花江和黑龙江沿河流流向有富集的趋势, 而沿乌苏里江则呈现贫化趋势。在松花江和黑龙江汇合处, 黑龙江江水同位素贫化, 电导率低。深井的氢氧同位素比浅井贫化, 电导率较小。三江平原当地大气降水线(LMWL)为 $\delta D=7.48\delta^{18}O-3.1$ 。三江平原水化学主要是 $Ca \cdot Mg-HCO_3$ 型, 在人类活动较大的地方, 水化学类型发生了改变。利用氢氧同位素和水化学分析表明降水是地表水和地下水的补给源, 地表水与地下水水力联系较强。地表水与地下水应作为统一体进行水资源管理。

关键词:地表水; 地下水; 稳定同位素; 水化学; 三江平原

中图分类号: P426.61

文献标识码: A

文章编号: 1000-0852(2014)02-0038-06

三江平原位于我国东北, 主要农作物为水稻、玉米、大豆、小麦, 粮食商品率达 75%, 农业机械化程度高达 80% 以上, 是我国九大商品粮基地之一。三江平原对于保障我国粮食安全发挥了重要作用^[1]。近年来, 三江平原水稻种植面积逐年增加, 在实际灌溉面积中, 97% 左右为水田面积, 69% 为井灌水田^[2]。由于水田面积和灌溉面积的增加, 地下水开采量也迅速增加, 再加上人为浪费严重以及管理不力, 使得三江平原地下水位普遍下降^[3]。地下水资源的不合理利用影响到农业用水安全, 进而影响到三江平原生态环境和粮食保障。认识三江平原地表水和地下水的相互关系是合理、协调用水, 进行水资源开发和管理的基礎。

水循环中的地表水和地下水是相互作用、相互联系的。地表水体与地下水发生的相互作用影响着地表水和地下水的水量 and 水质。对地表水和地下水相互作用关系的研究是有效管理水资源的基础^[4]。在地表水与

地下水相互作用的过程中, 水体中化学组成的变化在一定程度上记录着水体的形成、运移历史^[5]。组成水分子的氢氧同位素直接参与了水循环, 是研究水循环的良好示踪剂。同位素和水化学方法已运用在研究水循环^[6,7], 地表水与地下水相互作用关系^[5,8-12]。采用同位素和水化学相结合的方法, 能有效研究地下水与地表水的相互关系, 可减少单一方法所产生的不确定性。

本文通过野外考察、采样和室内分析的方法, 分析地表水和地下水中氢氧同位素组成和水化学组成的空间变化特征, 结合现场考察和水文地质资料, 进而研究地表水与地下水的相互关系, 为三江平原水资源的利用提供一定参考。

1 研究区概况

三江平原位于黑龙江省东北部, 地理坐标为北纬 $43^{\circ}49'55'' \sim 48^{\circ}27'40''$, 东经 $129^{\circ}11'20'' \sim 135^{\circ}05'10''$, 总

收稿日期: 2013-05-31

基金项目: 中国科学院知识创新工程(项目编号: KZCX2-YW-Q06-1)

作者简介: 张兵(1983-), 男, 湖北枣阳人, 博士, 助理研究员, 主要从事水循环与水环境研究。Email: zhangbingen@126.com

通讯作者: 宋献方(1965-), 男, 河北邯郸人, 研究员, 博士生导师, 主要研究方向为流域水循环与水环境, 环境同位素水文学。

E-mail: songxf@igsnr.ac.cn

面积约 $10.89 \times 10^4 \text{ km}^2$ ^[13]。其西部为小兴安岭山地,南部为完达山,北和东部则以黑龙江和乌苏里江为界,与俄罗斯隔江相望。整个平原被横亘其中的完达山分为两部分,完达山以北是黑龙江、松花江和乌苏里江汇流冲积形成的低平原,即三江低平原;南部是兴凯湖北岸冲积湖平原,亦称穆棱兴凯平原。三江平原的地理位置见图 1 所示。

三江平原属寒温带大陆性季风气候区,全区多年平均降水量 450~650mm,降水年内分配不均,大部分集中在 6~9 月,占全年降水量的 70%左右,气温南高北低,平原高山区低,年平均温度在 1~3℃,年平均 $\geq 10^\circ\text{C}$ 活动积温为 2 300~2 500℃;多年平均蒸发量 550~840mm。

三江平原在地貌上西南高,东北低。在构造上属海西褶皱的凹陷带,在中生代开始陷落。在平原的边缘地带带有侏罗纪及火山岩层出露,在凹陷带中部由火山岩构成屹立的若干孤山。在新第三纪至第四纪初期,本区再度发生大规模的下陷,第四纪初期以后略有上升,接着又有缓慢的下降,堆积再次进行,因而形成了广泛第四纪堆积物的分布,在地质构造上系属山间盆地。兴凯湖盆地的形成约在上第三纪,平原的造成除兴凯湖的堆积作用外,主要为穆棱河的冲积。第四纪以来,平原的边缘地带及周围山地长期上升的结果,使前第四纪岩层风化作用进行得很充分,因而发育了深达 10 m 多的裂隙风化带。而平原区长期缓慢下沉的结果,堆积了厚而广的疏松沉积物^[14]。

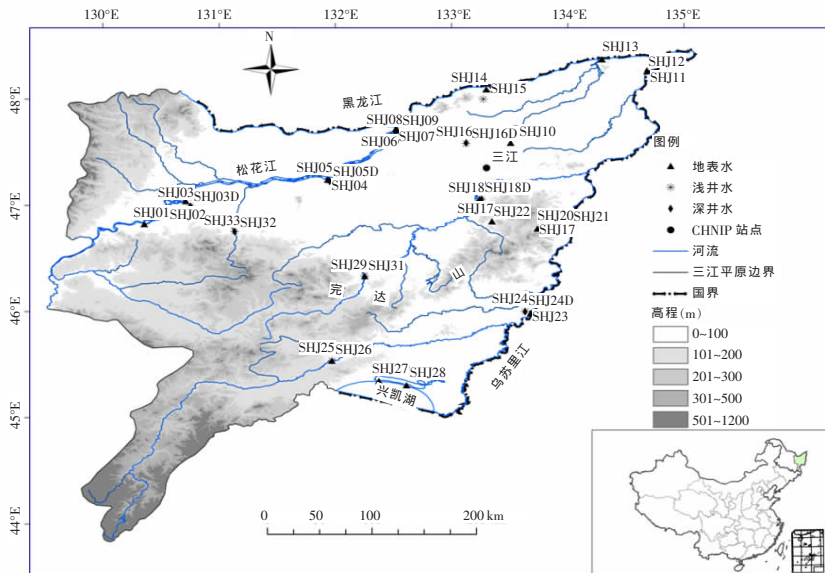


图 1 三江平原地理位置及采样点分布

Fig.1 The location of Sanjiang plain and the sample points

2 研究方法

2009 年 9 月沿松花江、黑龙江和乌苏里江对三江平原进行考察,并采集地表水,包括江水、湖水(SHJ27,28)、完达山地表水(SHJ19),地下水(浅层地下水和深层地下水,井深小于 60m 的为浅井,大于等于 60m 的井为深井)水样。在采集现场用 WM-22EP 便携式电导仪(TOADKK)测试水样的电导率 EC、pH 和水温 T。采样点分布见图 1。在中国科学院地理科学与资源研究所理化分析中心用 Finnigan MAT 253 质谱仪,采用 TC/EA 方法测定水样中氢氧同位素组成。对于 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的测量精度均为 $\pm 2\text{‰}$ 。测定结果以相对维也纳标准海水(VSMOW)的千分差表示。水化学组成中阳离子采用 Optima 5300DV ICP-OES 测定,阴离子采用 Shimadzu LC-10AD 型离子色谱仪测定,相对误差为 1%。 HCO_3^- 含量采用稀硫酸-甲基橙滴定法测定。降水的氢氧同位素采用的是中国大气降水同位素观测网络(CHNIP)中三江站 2005 年、2006 年的观测数据^[15]。

3 氢氧同位素组分和水化学特征

3.1 氢氧同位素组分

3.1.1 地表水氢氧同位素组分

在三江平原采集了 18 个地表水样品,其中包括江水水样 15 个,兴凯湖水样 2 个,在完达山取地表水样 1 个。地表水的 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和氘盈余 d 沿程变化特征如图 2 所示。在完达山以北的三江低平原(图 2-a),沿松花江流向 $\delta^{18}\text{O}$ 增加,而 δD 和氘盈余 d 沿程有减少的趋势。汇合前的松花江水 SHJ06 同位素较富集, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -83.4‰ 和 -10.9‰ ,而汇合前黑龙江水 SHJ07 的同位素贫化, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -103.0‰ 和 -13.9‰ 。在同江,松花江和黑龙江水汇合后的江水 SHJ08 的同位素较贫化,氢氧同位素值介于 SHJ06 和 SHJ07 之间。汇合后的黑龙江沿程氢氧同位素呈富集趋势, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加,氘盈余 d 呈减小趋势。

在完达山以南的穆棱兴凯平原(图 2-b),兴凯湖(SHJ27,28)的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均较其它水样高,同位素最

为富集, 而氘盈余 d 值最小。沿穆棱河-乌苏里江流向, 穆棱河水 SHJ25 和乌苏里江水 SHJ23 氢氧同位素值接近。沿乌苏里江流向, 江水 SHJ20 比 SHJ23 的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值减小, 氘盈余 d 值增加。沿挠力河流向, 氢氧同位素呈富集趋势, 挠力河下游 SHJ17 的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值比上游 SHJ29 分别增加 9.6‰ 和 2.1‰。挠力河汇合到乌苏里江后氢氧同位素贫化, 氘盈余 d 值增加。完达山上的地表水 SHJ19 的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值比附近的挠力河水 SHJ17 小, 比乌苏里江水 SHJ20 大。

3.1.2 地下水氢氧同位素组分

三江平原共采集到地下水样 18 个, 地下水氢氧同位素特征见图 3 所示。同位素最贫化的是乌苏镇深层地下水 SHJ12, δD 和 $\delta^{18}O$ 值分别为 -110.7‰ 和 -15.1‰; 而密山桥处浅层地下水 SHJ26 的同位素最富集, δD 和 $\delta^{18}O$ 值分别为 -74.0‰ 和 -8.0‰。完达山以北的深层地下水的氢氧同位素除 SHJ32 外, 均比相应地点的浅层地下水贫化(图 3-a)。双鸭山附近的深层地下水 SHJ32 与浅层地下水 SHJ33 的同位素组分没有明显差异, 数值基本相同。SHJ03 比 SHJ03D 的 δD 和

$\delta^{18}O$ 值高, 分别为 11.6‰ 和 2.1‰。除 SHJ12 外, 其它水样的氢氧同位素波动不大。

完达山以南的穆棱兴凯平原 SHJ26 的同位素最富集, 深层地下水比浅层地下水的氢氧同位素贫化(图 3-b)。沿穆棱河-乌苏里江流向, 氢氧同位素趋于贫化。结合图 3-a,b 可知, 除深层地下水 SHJ12、浅层地下水 SHJ26 外, 三江平原地下水的氢氧同位素变化范围不大, $\delta^{18}O$ 值变化范围基本在 -10‰~-12‰ 之间。

3.1.3 水体 δD - $\delta^{18}O$ 关系

通过分析不同水体的氢氧同位素组分可以研究不同水体间的相互作用关系。三江平原各水体的 δD - $\delta^{18}O$ 关系见图 4。根据 CHNIP 三江站的降水数据得出当地大气降水线(LMWL)为 $\delta D=7.4\delta^{18}O-3.1$ 。大气降水线的斜率为 7.4, 与全球大气降水线(GMWL) $\delta D=8\delta^{18}O+10$ 差别不大, 表明当地的蒸发作用不强烈。

由图 4 可知, 江水、浅层地下水和深层地下水分布于大气降水线附近, 表明降水是三江平原地表水和地下水的主要来源, 地表水与地下水的水力联系强。兴凯湖水 SHJ27, SHJ28 分布于图的右上方, 表明湖水

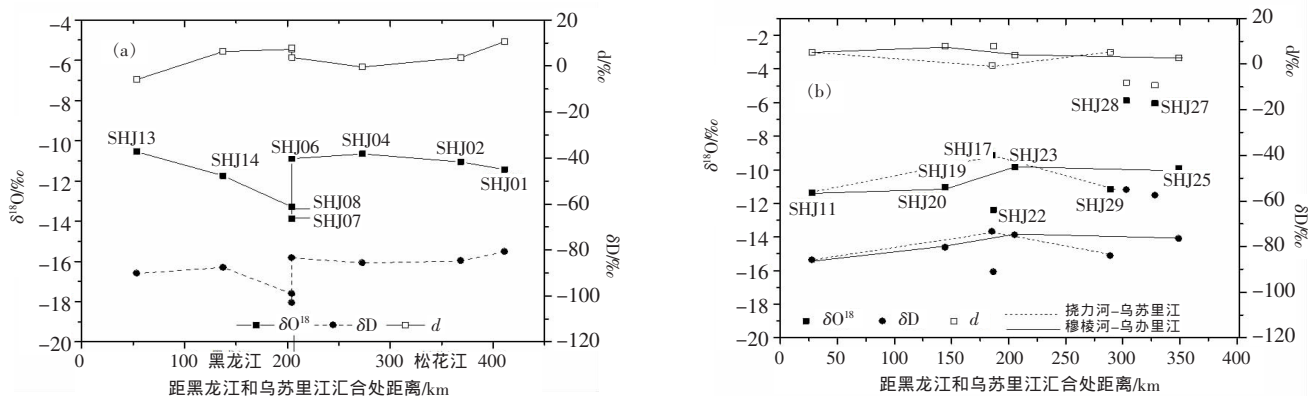


图 2 地表水氢氧同位素沿程变化

Fig.2 Variation of the surface water hydrogen and oxygen isotopes along the distance

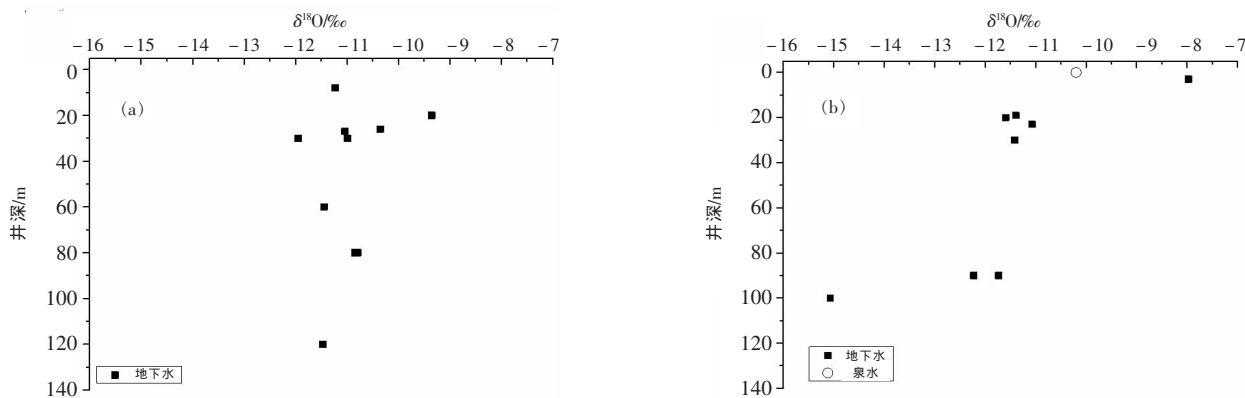


图 3 地下水氢氧同位素特征

Fig.3 The characteristics of hydrogen and oxygen isotopes in ground water

经历了较强烈的蒸发作用,蒸发后的水体同位素富集。江水沿降水线分布的范围较大, 汇合前后的黑龙江江水 SHJ07,SHJ08 分布在降水线的左下方, 挠力河水 SHJ17 位于降水线的右上方。浅层地下水在图中分布较集中,SHJ26 位于大气降水线的右下方。深层地下水除 SHJ12 外分布的较集中, 乌苏镇深层地下水 SHJ12 位于图的左下方, 表明该井水的补给源同位素组成贫化,可能接受高纬度降水或雪融水的补给。

3.2 水化学特征

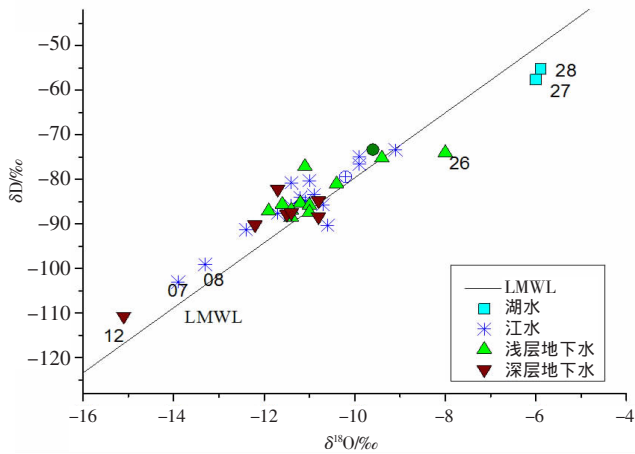


图4 水体 δD-δ¹⁸O 关系

Fig.4 The δD versus δ¹⁸O plot of the water samples

3.2.1 地表水水化学特征

三江平原水体的电导率沿程的变化特征如图 5 所示。完达山以北的地表水的电导率低,宝清市挠力河水 SHJ29 电导率最大, 为 193.0 μ s/cm, 黑龙江水 SHJ07 的电导率最小,仅为 64.4 μ s/cm(图 5-a)。在松花江和黑龙江汇合处, 汇合前的黑龙江水电导率很低,在接受电导率较高的松花江水后, 汇合后的黑龙江水电导率有所增加。汇合后的黑龙江水电导率沿程增加,在勤得利农场为 120.0 μ s/cm,在抚远市黑龙江水电导率为 112.0 μ s/cm。完达山以南地表水电导率沿程减小。SHJ25 的电导率最高,为 368.0 μ s/cm。兴凯湖水 SHJ27 和 28 的电导率分别为 257 μ s/cm 和 213 μ s/cm。饶河县的乌苏里江水 SHJ20 电导率最小,为 80.0 μ s/cm, 与完达山上的地表水 SHJ19 测定的电导率 87.7 μ s/cm 较接近。

3.2.2 地下水水化学特征

完达山以北 (图 5-a) 的浅层地下水除 SHJ05 和 SHJ18 外,电导率普遍比深层地下水高,其电导率变化趋势与深层地下水相同。浅井中的 SHJ05 的电导率为 1 042 μ s/cm,SHJ18 的电导率为 466 μ s/cm,均比相应的深层地下水大。位于居民点的民用井 SHJ05 的埋深为 1.55m,易受人类活动的影响;由于打至砂砾层,粉砂

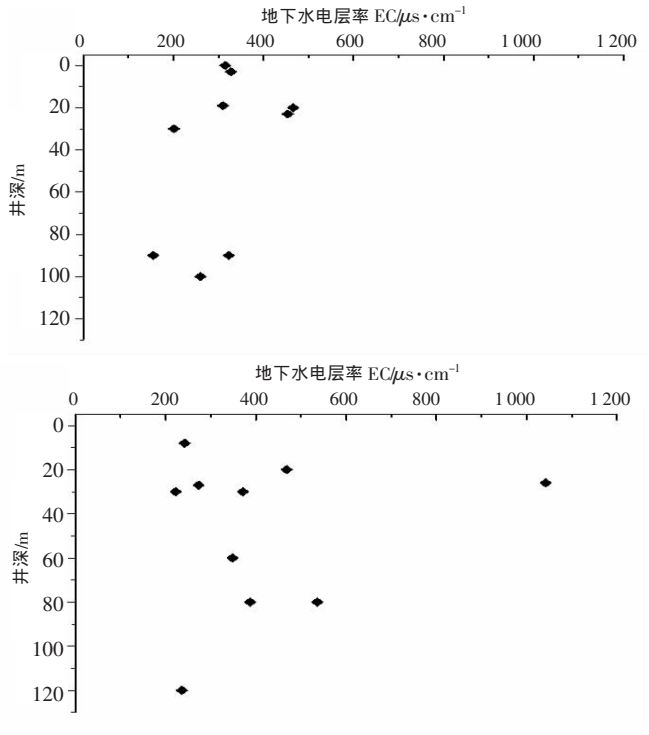
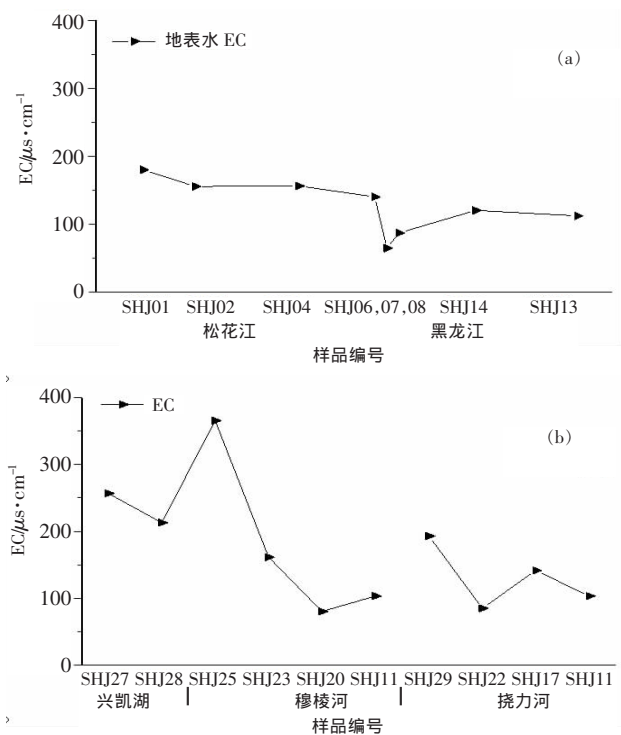


图5 不同水体电导率沿程变化

Fig.5 The variation of EC of different waters along the distance

较多,电导率是当地深水井 SHJ05D 的 2.69 倍。SHJ18 也是居民点的民用浅水井,位于完达山麓,电导率比当地深井高。

完达山以南(图 5-b)浅层地下水 SHJ26 和 SHJ21 的电导率分别为 $328\mu\text{s}/\text{cm}$ 和 $310\mu\text{s}/\text{cm}$ 。浅层地下水 SHJ24 的电导率最高,为 $454\mu\text{s}/\text{cm}$,是此处深层地下水的 2.92 倍。深水井 SHJ24D 的电导率与乌苏里江水 SHJ23 的接近,表明江水与地下水水力联系强,而浅层地下水由于受人类活动的影响,电导率增大。

3.2.3 水化学类型

三江平原水化学 Piper 图如图 6 所示。水化学类型主要为 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}-\text{HCO}_3$,阳离子以 Ca^{2+} 为主,阴离子主要是 HCO_3^- 。阳离子 $\text{Na}^+\text{+K}^+>40\%$ 的是深层地下水 SHJ24D。阴离子中 $\text{Cl}^->25\%$ 的有浅层地下水样 SHJ33, SHJ05 和 SHJ03,表明浅层地下水易受到来自人类活动,如,生活垃圾及地面污染的影响。地表水和地下水水样除 SHJ03 和 SHJ05 外,碳酸盐硬度大于 50%,而 SHJ03 和 SHJ05 任一对阴阳离子含量均不超过 50%。浅层地下水在 Piper 图上分布的最分散,其各离子含量变化较大。江水除 SHJ22 和 25 外分布的较集中。SHJ22 和 SHJ25 分别是位于完达山南北山麓,在 Piper 图上和深层地下水较接近。深层地下水中除 SHJ24D 外都分布的较集中。

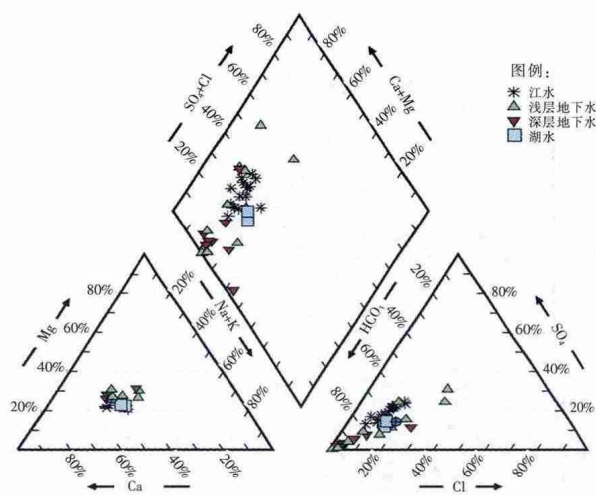


图 6 水化学 Piper 图

Fig.6 The Piper diagram of the water samples

4 讨论

地表水中汇合前后的黑龙江水 SHJ07 和 SHJ08 氢氧同位素都较为贫化。黑龙江和松花江在同江处汇合后,黑龙江氢氧同位素组分沿程有增加趋势。黑龙江

流经区域是高纬度的山区,降水同位素贫化,地表水和地下水的同位素含量较低。结合水文地质条件,北东向的同江—迎春断裂带经过同江,并延入俄罗斯。断裂带的存在使汇合后的黑龙江水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值骤降,氡盈余突升。三江平原最东北角的乌苏镇深层地下水 SHJ12 的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值最小,这可能是在冬季同位素贫化的雨、雪融水入渗到深层,而使深层地下水的同位素贫化。

挠力河由于上游七星河干涸,蛤蟆通河上有水库拦蓄,下游水量少,流速慢,由于强烈的蒸发作用使 SHJ17 的同位素在江水中最为富集。浅层地下水 SHJ26 位于蒸发线的右上方, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值大,且附近的穆稜河水 SHJ25 的氢氧同位素也较富集。这由于这两个样点位于完达山以南,纬度较低,降水的“纬度效应”使同位素组成较富集。

5 结论

通过野外考察取样和室内测定,分析了三江平原的地表水和地下水氢氧同位素组分和水化学组成,得出了以下结论:

(1) 三江平原各水体中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的范围分别是 -55.2‰ ~ -110.7‰ 和 -5.9‰ ~ -15.1‰ 。兴凯湖由于蒸发作用, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 最大,乌苏镇的深层地下水同位素最贫化, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 最小。三江平原当地大气降水线(LMWL)为 $\delta\text{D}=7.4\delta^{18}\text{O}-3.1$ 。

(2) 三江平原从西南至东北,各水体的电导率总体上有减小的趋势。电导率表现为深层地下水>浅层地下水>地表水(江水)。水体的水化学类型主要为 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}-\text{HCO}_3$,阳离子以 Ca^{2+} 为主,阴离子主要是 HCO_3^- 。江水和浅层地下水的水化学组成受人类活动影响大。

参考文献:

- [1] 刘东,付强,马永胜,等.三江平原井灌区水资源系统分析与可持续利用[M].北京:中国水利水电出版社,2008. (LIU Dong, FU Qiang, MA Yongsheng, et al., Analysis and Sustainable Utilization of Well Irrigation Water Resources Systems in Sanjiang Plain [M]. Beijing: China WaterPower Press, 2008. (in Chinese))
- [2] 王韶华,田园.三江平原地下水埋深变化及成因的初步分析[J].灌溉排水学报,2003,22(2):61-64. (WANG Shaohua, TIAN Yuan. Preliminary research on groundwater table change and causes in Sanjiang plain [J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2003, 22(2): 61-64. (in Chinese))
- [3] 王韶华,刘文朝,刘群昌.三江平原农业需水量及适宜水稻种植面积的研究[J].农业工程学报,2004,20(4):50-53. (WANG Shaohua, LIU Wenchao, LIU Qunchang. Agricultural water consumption and suitable paddy rice plant areas of the Three-River-Plain [J].

- Transactions of the CSAE, 2004, 20(4): 50–53. (in Chinese))
- [4] Marios Sophocleous. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science [J]. Hydrogeology Journal, 2002, 10 (1): 52–67.
- [5] 聂振龙, 陈宗宇, 程旭学, 等. 黑河干流浅层地下水与地表水相互转化的水化学特征 [J]. 吉林大学学报 (地球科学版), 2005, 35(1): 48–53. (NIE Zhenlong, CHEN Zongyu, CHEN G Xuxue, et al. The chemical information of the interaction of unconfined groundwater and surface water along the Heihe River, northwestern China [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2005, 35(1): 48–53. (in Chinese))
- [6] 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))
- [7] 于静洁, 宋献方, 刘相超, 等. 基于 δD 和 $\delta^{18}O$ 及水化学的永定河流域地下水水循环特征解析 [J]. 自然资源学报, 2007, 22 (3): 415–423. (YU Jingjie, SONG Xianfang, LIU Xiangchao et al., A study of groundwater cycle in Yongding River Basin by using δD , $\delta^{18}O$ and hydrochemical data [J]. Journal of Natural Resources, 2007, 22 (3): 415–423. (in Chinese))
- [8] 苏小四, 万玉玉, 董维红, 等. 马莲河河水与地下水的相互关系: 水化学和同位素证据 [J]. 吉林大学学报 (地球科学版), 2009, 39(6): 1087–1094. (SU Xiaosi, WAN Yuyu, DONG Weihong, et al. Hydraulic relationship between Malianhe River and groundwater: hydrogeochemical and isotopic evidences [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2009, 39 (6): 1087–1094. (in Chinese))
- [9] 钱云平, Andrew L.H., 张春岚, 等. 应用 ^{222}Rn 研究黑河流域地表水与地下水转换关系 [J]. 人民黄河, 2005, 27(12): 58–59, 61. (QIAN Yunping, Andrew L.H. ZHANG Chunlan, et al. Application of ^{222}Rn to study the transformation between surface water and groundwater in Heihe River basin [J]. Yellow River, 2005, 27(12): 58–59, 61. (in Chinese))
- [10] Brian G. Katz, Rodney S. Dehan, Uoshua J. Hirten, et al. Interactions between ground water and surface water in the Suwannee River basin, Florida [J]. Journal of the American Water Resources Association, 1997, 33(6): 1237–1254.
- [11] Brian G. Katz, Tyler B. Coplen, Thomas D. Bullen, et al. Use of chemical and isotopic tracers to characterize the interactions between ground water and surface water in mantled karst [J]. Ground Water, 1997, 35(6): 1014–1028.
- [12] 宋献方, 刘鑫, 夏军, 等. 基于氢氧同位素的岔巴沟流域地表水—地下水转化关系研究 [J]. 应用基础与工程科学学报, 2009, 17(1): 8–20. (SONG Xianfang, LIU Xin, XIA Jun, et al. Interactions between surface water and groundwater in Chabagou catchment using hydrogen and oxygen isotopes [J]. Journal of Basic Science and Engineering, 2009, 17(1): 8–20. (in Chinese))
- [13] 何琏. 中国三江平原 [M]. 哈尔滨: 黑龙江科学技术出版社, 2000. (HE Lian. Sanjiang Plain of China [M]. Harbin: Heilongjiang Science and Technology Press, 2000. (in Chinese))
- [14] 黑龙江省地质局水文地质工程地质大队. 东北平原区的地下水 [M]. 北京: 地质出版社, 1959. (Hydrogeology Team under Geology Bureau of Heilongjiang Province. Northeast Plain Groundwater [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1959. (in Chinese))
- [15] 宋献方, 柳鉴容, 孙晓敏, 等. 基于 CERN 的中国大气降水同位素观测网络 [J]. 地球科学进展, 2007, 22 (7): 738–747. (SONG Xianfang, LIU Jianrong, SUN Xiaomin, et al. Establishment of Chinese network of isotopes in precipitation (CHNIP) based on CERN [J]. Advances in Earth Science, 2007, 22(7): 738–747. (in Chinese))

Hydrogen and Oxygen Isotopic and Hydrochemical Characteristics of Water in Sanjiang Plain

ZHANG Bing^{1,2}, SONG Xianfang², ZHANG Yinghua², HAN Dongmei², YANG Lihu², TANG Changyuan³

(1. Tianjin Key Laboratory of Water Environment and Resources, Tianjin Normal University, Tianjin 300387, China; 2. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Process, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 3. Department of Environmental Science & Landscape Architecture, Faculty of Horticulture, Chiba University, Chiba 263–8522, Japan)

Abstract: The interaction between surface water and groundwater is not only an important part of the water cycle, but also the foundation of the water assessment and management. The hydraulic connection between surface water and groundwater is strong because of the local climate, geology and topography. The water samples collected from rivers, wells and the Xingkaihu Lake were measured for hydrogen and oxygen isotopes and major cations and anions. The δD values of the three rivers were depleted along the river flow. The stable isotopes of Heilongjiang River were depleted. The lake water stable isotopes were enriched by the evaporation. The stable isotopes of deep wells were depleted than the shallow wells. The precipitation isotopes data of the Sanjiang station of Chinese Network of Isotopes in Precipitation (CHNIP) was used. The local meteoric water line was $\delta D = 7.4\delta^{18}O - 3.1$. The water type of rivers and wells was Ca·Mg-HCO₃. Human activities effected the water quality and changed the water type in the village. The $\delta^{18}O$ was used to divide the runoff percent. The runoff percent of the Songhuajing River and Heilongjiang River was 1:4. The hydrogen and oxygen isotopes and hydrochemical data indicated that the water hydraulic connection among rivers, shallow wells, deep wells and lake was strong. The water management should combine the surface water and groundwater as a single water resource.

Key words: surface water; groundwater; stable isotope; hydrochemistry; Sanjiang Plain