

用氢氧稳定同位素揭示闽江河口区 河水、地下水和海水的相互作用

章 斌, 郭占荣*, 高爱国, 袁晓婕, 李开培

厦门大学海洋与地球学院, 福建厦门 361005

摘 要: 为了揭示闽江河口两岸的地下水形成演化规律以及河口区河水、地下水和海水的相互作用, 分别于 2009 年枯水期(10 至 11 月)和 2010 年丰水期(7 至 8 月), 在闽江河口区采集了河水、地下水和海水样品, 测定了水样的氢氧稳定同位素组成和盐度。研究结果表明: (1)闽江河口两岸的浅层地下水主要接受降水补给, 北岸地下水还接受山区基岩裂隙水补给, 南岸浅层地下水在枯水期还接受经过蒸发作用的灌溉水补给; (2)闽江河口区, 枯、丰水期河水与地下水的补排关系始终表现为地下水补给河水, 枯水期南岸地下水在河口混合中的贡献明显增大; (3)海岸带含水层基本上不存在海水入侵, 仅局部含水层有微弱海水入侵迹象; (4)丰水期和枯水期的淡水混合带在河口中的位置和混合类型存在明显差异。

关键词: 地下水; 河水; 海水; 氢氧稳定同位素; 盐度; 混合作用; 闽江河口

中图分类号: P641; P597.2 **文献标志码:** A **doi:** 10.3975/cagsb.2013.02.08

An Analysis of the Interaction between River Water, Groundwater and Seawater in Minjiang River Estuary Region, Fujian Province, Based on Stable Isotopes D and ^{18}O

ZHANG Bin, GUO Zhan-rong*, GAO Ai-guo, YUAN Xiao-jie, LI Kai-pei

College of Ocean and Earth Sciences, Xiamen University, Xiamen, Fujian 361005

Abstract: The aim of this study is to reveal the origin and evolution of groundwater as well as the interaction between groundwater, river water and seawater. During both the dry season (October and November) and the wet season (July and August) of 2009, the authors collected fresh river water and brackish water samples in Minjiang River estuary, groundwater samples near Minjiang River estuary, and seawater samples in Taiwan Strait, then measured salinity, D and ^{18}O isotopic composition for the water samples. Some conclusions have been reached: (1) the unconfined groundwater on both sides of Minjiang River estuary is mainly recharged by rainfall, the groundwater on the northern side is also recharged by the bedrock fissure groundwater, and the groundwater on the southern side is also recharged by the irrigation water in the dry season, which has somewhat experienced evaporation before discharging; (2) the interaction between river water and groundwater always shows that the groundwater recharges to the river water occur in both dry season and wet season, and the mixing ratio of groundwater from the southern side of Min River estuary significantly increases in the dry season; (3) the seawater intrusion in the costal aquifer doesn't exist on the whole, and this kind of phenomenon just occurs locally in a small part of the costal aquifer; (4) the site and mixture type of the mixed zone between fresh and brackish water in the estuary in the dry season is clearly different from those in the wet season.

本文由福建省重点基金项目(编号: 2009I0025)和国家自然科学基金项目(编号: 41072174)联合资助。

收稿日期: 2012-07-23; 改回日期: 2012-12-27。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 章斌, 男, 1985 年生。硕士研究生。主要从事水文地球化学研究。通讯地址: 361005, 福建省厦门市思明区大学路 182 号。

E-mail: zhangbinem@gmail.com。

*通讯作者: 郭占荣, 男, 1965 年生。教授。主要从事水文地质和海洋地质的教学与研究工作。通讯地址: 361005, 福建省厦门市思明区大学路 182 号。E-mail: gzh@xmu.edu.cn。

Key words: groundwater; river water; seawater; stable isotopes D and ^{18}O ; salinity; mixing action; Minjiang River estuary

河口区不仅存在地表水与地下水的相互作用,同时也存在地表水与海水以及地下水与海水之间的相互作用,涉及到地表水与地下水相互作用(Fleckenstein et al., 2010)、陆-海相互作用(Wilkinson et al., 1997)、海底地下水排泄(郭占荣等, 2008, 2011, 2012)等诸多热点问题。河口区河水与地下水一般都存在着密切的水力联系,任何一方的改变往往都会影响到河水的水量 and 水质,进而影响河流生态系统(Winter, 1999)。河水和地下水是河口区水量和物质输入的两个主要途径,其输入量的大小对河口及陆架海域的地球化学循环和生态平衡有重要影响(Moore, 2010)。河水、地下水和海水作为河口区水环境系统的主要因子,其相互作用关系的改变将直接影响到河口区各水体的水量、水质以及与之相依赖的生态环境系统。因此,研究河口区多种水体的相互作用关系,不仅是水资源管理者实现水资源优化配置的需要,而且是水环境管理者对河口、近海水质和生态环境进行科学管理的需要(Winter, 1999; Woessner, 2000; Sophocleous, 2002; Moore, 2010)。本文将闽江河口区作为研究对象,通过分析闽江河口区降水氢氧稳定同位素的年内变化规律以及枯水期、丰水期的河水、地下水和海水氢氧稳定同位素

的空间分布特征,探讨闽江河口区地下水的形成演化规律以及河水、地下水和海水的相互作用关系。

示踪剂包括天然和人工示踪剂(何师意等, 2009),氢氧稳定同位素(D 和 ^{18}O)是自然界水体的天然示踪剂。在自然界各种水体的相互转化过程中,同位素的分馏效应造成了各水体氢氧同位素含量的时空差异(Clark et al., 1997),在没有高温水岩作用和强烈蒸发条件影响下,氢氧稳定同位素在水文循环中被认为是保守和稳定的(Cook et al., 1998)。氢氧稳定同位素的这些优良特性,使得它被广泛应用于地表水和地下水形成演化(Paternoster et al., 2008; 贾艳琨等, 2008; 王华等, 2008; 翟远征等, 2011)、地表水和地下水相互作用(Hunt et al., 2005; Meredith et al., 2009; Eastoe et al., 2010)、地下水与海水相互作用(Povinec et al., 2008; Lee et al., 2008; Schiavo et al., 2009; Bratton et al., 2009; Lin et al., 2011)以及河口混合作用(Fry, 2002)的研究。

闽江河口区大部地区分布于福州盆地内(图 1)。福州盆地受新构造控制,为中-低山所环绕的典型断陷盆地,地貌单元由冲积-海积平原、丘陵和山地构成,整体地势表现为西北高、东南低。研究区属亚热带海洋性季风气候区,多年平均年降水量

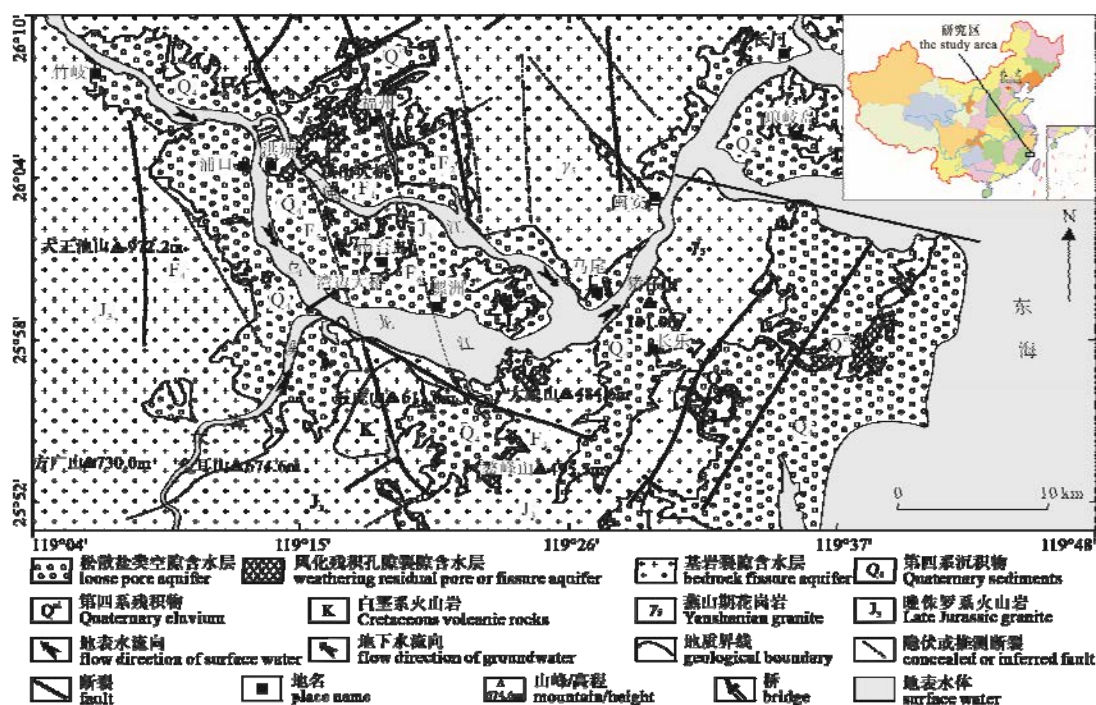


图 1 闽江河口区水文地质略图

Fig. 1 Hydrogeological map of Minjiang River estuary region

(1363±251) mm, 平均气温(19.9±0.5)℃, 平均相对湿度(76±3)% (中国气象局国家气象信息中心, 2011)。闽江为区内主要水系, 大漳溪为其主要支流。闽江干流于淮安处一分为二, 北边的称作闽江北支, 南边的称作闽江南支, 南支与北支在马尾又合二为一, 在入海时又被琅岐岛一分为二。闽江多年平均径流量 1980 m³/s (竹岐水文站), 丰水期是 3 至 9 月, 枯水期是 10 月至次年 2 月。闽江河口属陆相强潮型河口, 潮汐为正规半日潮, 平均潮差 4.37 m, 枯水期潮区界可抵竹岐, 潮流界可达侯官镇。

研究区内出露地层仅见侏罗系上统南园组、白垩系下统石帽山群火山岩以及第四系上更新统龙海组、东山组及全新统长乐组堆积层。第四系松散堆积厚度一般为 30~60 m, 上部以厚层海积淤泥、淤泥质粘土为主, 下部以冲洪积砂砾卵石层为主。区域断裂纵横交错, NEE 向断裂(如 F₁、F₃)和与之存在共生关系的 NNW 向断裂(如 F₂、F₅ 和 F₆)奠定了盆地构造的主要格局(图 1)。研究区包括三种类型的含水层, 即松散岩类孔隙含水层、风化残积孔隙-裂隙含水层和基岩裂隙含水层(图 1)。松散岩类孔隙潜水含水层主要分布于近砂洲、新店、二化新村山前、马尾平原东部和东南部等地, 含水层厚度 2~10 m, 滨岸带含水量丰富; 松散岩类孔隙承压含水层分上下两层: 上层主要分布于西南台岛刘宅、东南台岛、台江、后屿、福大一乌山、市温泉区、马尾大部分地区以及琯头英屿一带, 含水层厚度小于 20 m, 滨岸带含水量丰富; 下层主要分布于福州西南台岛—工业路—鳌峰洲、福大一乌山、浮山—汤边—福马路、西南台岛、东南台岛、后屿和马尾横浦—君竹东部、东北部和琯头镇一带, 含水量分布不均。风化残积孔隙-裂隙含水层主要分布于区内低山、丘陵和残丘山麓边缘, 水量普遍较贫乏。基岩裂隙含水层主要分布于福州盆地周围山地、马尾琯头西部和第四系沉积下伏基岩, 构造破碎带、岩脉和围岩接触带含水量较为丰富。

1 采样与分析

2009 年 10 至 11 月(枯水期), 采集闽江河水 29 组(河口淡水区 20 组、淡咸水混合区 9 组)、浅层地下水 24 组。2010 年 7 至 8 月(丰水期), 采集闽江河水 25 组(河口淡水区 15 组、淡咸水混合区 10 组)、浅层地下水 19 组、深层地热水 1 组和海水 5 组(台湾海峡表层海水), 采样点分布如图 2 所示。在水样采集现场, 用 GPS 定位, 用 WTW Vario Cond 便携式

盐度仪测定盐度和温度。河水采自于水面以下 1 m 左右, 地下水采集于使用中的水井, 并调查地下水类型、井深及水位埋深。水样均采用 50 mL 聚乙烯塑料瓶采集, 确保瓶内无气泡后, 用封口膜密封, 常温、避光保存, 送往中国科学院地理科学与资源研究所理化分析中心稳定同位素分析实验室, 采用环境同位素质谱仪 Finnigan MAT253, 运用 TC/EA 法测定水样氢氧稳定同位素组成, δD 和 $\delta^{18}O$ 测定精度分别为±1‰和±0.3‰, 测定结果以相对于维也纳标准平均海水 VSMOW(Vienna Standard Mean Oceanic Water)千分偏差的形式表示。各水样的氢氧稳定同位素组成和盐度测定结果如表 1 所示。

2 降水同位素的年内变化特征及降水线

研究区缺乏近些年来降水氢氧稳定同位素的监测资料, 我们采用 IAEA/GNIP 福州站点 1985—1992 年的降水同位素监测数据(International Atomic Energy Agency, 2011)来探讨降水氢氧稳定同位素组成的年内变化特征。降水的氢氧稳定同位素受到海-气界面蒸发过程、大气环流和局地降水过程的影响而表现出波动变化, 现对各个月份的降水同位素组成作降水量加权平均, 月降水量和月平均气温作算术平均, 结果如图 3 所示。福州降水同位素的年内变化范围为 δD : -82.68‰ ~ -11.94‰, $\delta^{18}O$: -17.18‰ ~ -3.77‰, 7 至 8 月份(丰水期)和 10 至 11 月份(枯水期)降水 δD 、 $\delta^{18}O$ 加权平均值分别为-57.38‰、-7.68‰和-65.72‰、-9.84‰, 年内 δD 、 $\delta^{18}O$ 加权平均值为-43.48‰、-6.65‰。通过观察年内降水同位素变化与平均降水量、平均气温变化的相关性可以发现, 本区降水氢氧稳定同位素变化呈现降水量效应, 温度效应不明显。降水的氘盈余(d)可以用来指示水汽源区相对湿度的差异, 研究区年内降水氘盈余的变化反映了夏季降水的水汽源区具有较高的相对湿度, 冬季降水的水汽源区具有较低的相对湿度。根据本区降水同位素的监测数据可以得到福州降水线方程为: $\delta D = 8.19\delta^{18}O + 11.73$ (N=71, $R^2=0.9221$, $P<0.0001$)。

3 河口区地下水的形成演化规律

地下水是重要的自然环境因子和水循环组成要素(邹环等, 2011), 探讨本区地下水的形成演化规律是开展研究区地下水-地表水、地下水-海水相互作用研究的基础。

枯水期, 闽江河口区北岸浅层地下水的氢氧稳定同位素组成变化范围分别为 δD : -51.95‰ ~ -35.98‰, 平均值是(-43.46±4.08)‰, $\delta^{18}O$: -7.76‰ ~

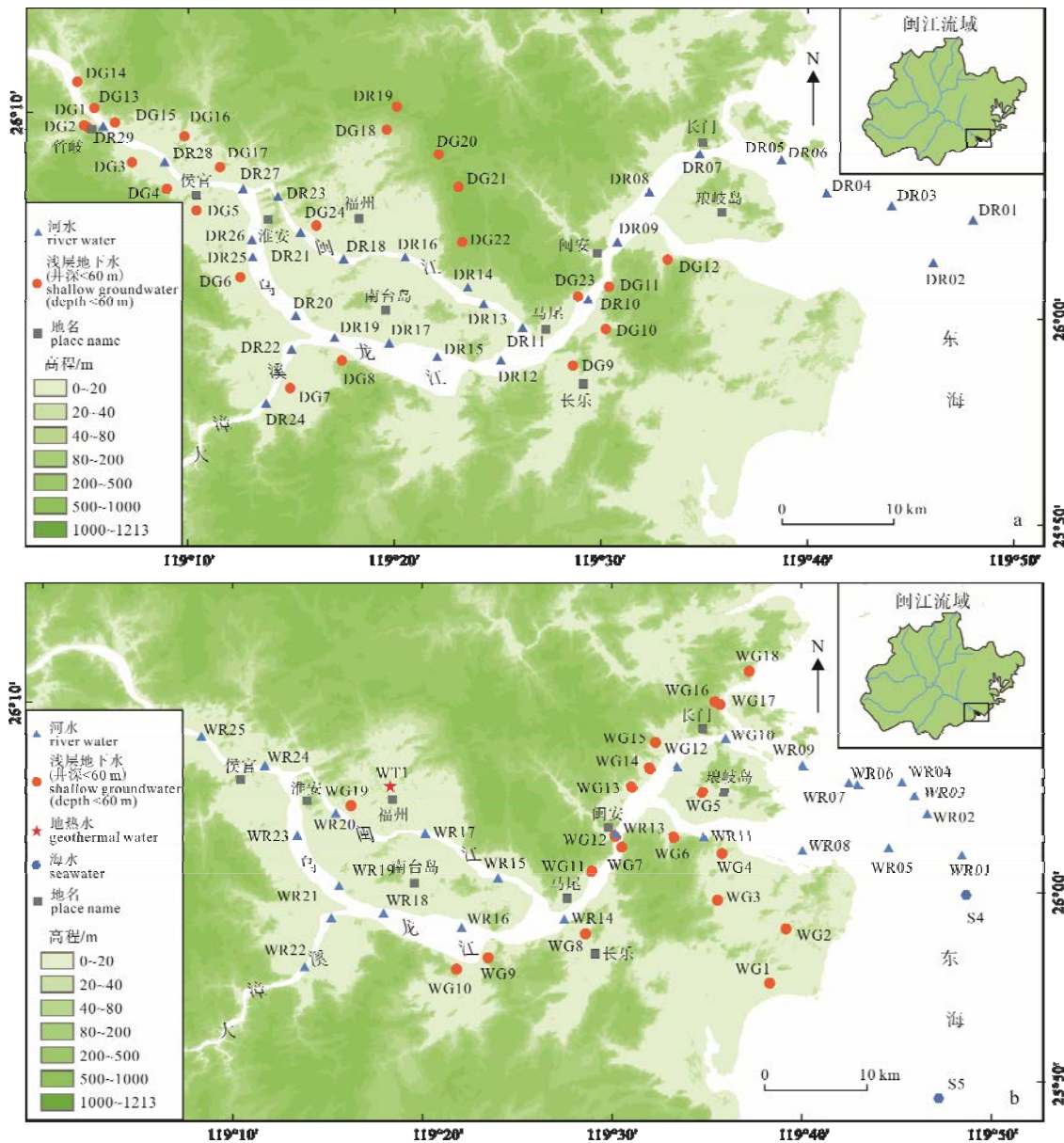


图2 闽江河口区2009年10至11月枯水期(a)及2010年7至8月丰水期(b)采样点分布图

Fig. 2 Sampling sites during the dry season (October and November) in 2009 (a) and during the wet season (July and August) in 2010 (b) in Minjiang River estuary region

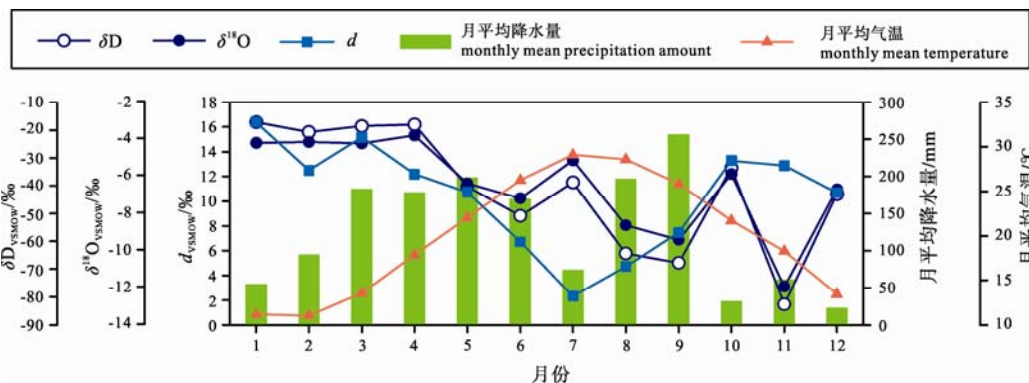


图3 福州降水的D、 ^{18}O 、氘盈余(d)、降水量的月平均值和月平均气温

Fig. 3 Monthly average of δD , $\delta^{18}O$, deuterium excess (d), precipitation amount and air temperature in Fuzhou

表 1 各水样氢氧稳定同位素组成和盐度的测定结果

Table 1 δD , $\delta^{18}O$ and salinity of water samples

枯 水 期								丰 水 期							
编号	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	盐度	编号	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	盐度	编号	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	盐度	编号	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	盐度
DG1	-42.50	-5.12	0.2	DR04	-34.41	-3.60	9	WG1	-45.15	-6.99	0.3	WR09	-37.57	-5.71	7.3
DG2	-42.99	-5.58	0.1	DR05	-38.95	-4.56	4.2	WG2	-33.01	-5.74	0.1	WR10	-42.03	-6.54	2.8
DG3	-39.23	-5.72	0.2	DR06	-38.21	-5.24	6	WG3	-36.38	-5.98	0	WR11	-45.51	-7.11	0
DG4	-45.17	-5.92	0.1	DR07	-42.34	-6.04	2.5	WG4	-31.98	-4.96	0.4	WR12	-46.13	-7.18	0.3
DG5	-38.71	-5.22	0.2	DR08	-41.73	-6.07	1.2	WG5	-38.91	-6.14	0.1	WR13	-44.89	-6.57	0
DG6	-37.79	-5.34	0.2	DR09	-42.77	-6.24	0.8	WG6	-41.49	-6.55	0	WR14	-45.39	-7.02	0
DG7	-48.97	-6.04	0.1	DR10	-41.85	-6.36	0.4	WG7	-39.05	-6.26	0	WR15	-46.29	-7.08	0
DG8	-43.53	-6.43	0.1	DR11	-41.90	-6.27	0.2	WG8	-38.45	-6.14	0.1	WR16	-47.43	-7.35	0
DG9	-45.87	-5.38	0.2	DR12	-42.27	-5.99	0.2	WG9	-41.33	-6.58	0	WR17	-45.61	-6.95	0
DG10	-39.95	-5.07	0.1	DR13	-41.49	-6.04	0.1	WG10	-31.78	-5.56	0.1	WR18	-43.53	-6.56	0
DG11	-50.39	-6.13	0	DR14	-40.93	-6.13	0.1	WG11	-46.30	-7.52	0	WR19	-45.98	-6.93	0
DG12	-46.15	-7.00	0	DR15	-42.03	-6.50	0.1	WG12	-43.12	-6.67	0	WR20	-44.47	-6.73	0
DG13	-39.53	-6.44	0	DR16	-42.24	-6.26	0.1	WG13	-40.36	-6.32	0.1	WR21	-47.95	-7.34	0
DG14	-41.20	-6.66	0	DR17	-42.30	-6.18	0.1	WG14	-42.33	-6.76	0	WR22	-54.56	-8.06	0
DG15	-46.44	-7.33	0.2	DR18	-42.76	-6.44	0.1	WG15	-41.51	-6.61	0	WR23	-45.58	-6.98	0
DG16	-43.22	-6.52	0.1	DR19	-41.23	-5.19	0.1	WG16	-38.82	-6.28	0.1	WR24	-45.67	-7.22	0
DG17	-41.17	-6.40	1.4	DR20	-43.33	-5.76	0.1	WG17	-40.80	-5.95	0	WR25	-45.14	-7.15	0
DG18	-35.98	-5.52	0.1	DR21	-42.22	-4.98	0.1	WG18	-44.37	-6.80	0.3	WT1	-49.92	-7.53	0.3
DG19	-44.20	-7.21	0	DR22	-42.13	-6.37	0.1	WG19	-43.83	-6.84	0	S1	0.21	-0.04	33.2
DG20	-46.99	-7.27	0.1	DR23	-41.98	-6.16	0.1	WR01	-16.36	-2.36	22.8	S2	-0.44	0.19	33.7
DG21	-45.02	-6.74	0.1	DR24	-42.49	-6.30	0.1	WR02	-16.62	-2.45	22.4	S3	-1.54	0.36	33.8
DG22	-51.95	-7.76	0	DR25	-42.78	-6.33	0.1	WR03	-14.21	-2.27	24	S4	-5.88	-0.58	30.3
DG23	-41.36	-6.48	0	DR26	-41.63	-6.15	0.1	WR04	-13.29	-1.96	24.5	S5	-2.73	0.34	33.8
DG24	-44.45	-6.64	0.1	DR27	-42.06	-6.34	0.1	WR05	-20.74	-3.25	19.1				
DR01	-14.82	-1.63	27.6	DR28	-42.51	-6.27	0.1	WR06	-23.36	-3.53	18.5				
DR02	-16.57	-2.15	23.7	DR29	-42.49	-6.37	0.1	WR07	-23.87	-3.31	16.9				
DR03	-29.38	-2.31	16					WR08	-45.61	-7.22	0.1				

-5.52‰, 平均值是 $(-6.75 \pm 0.58)\text{‰}$; 南岸浅层地下水的同位素组成变化范围分别为 δD : $-50.39\text{‰} \sim -37.79\text{‰}$, 平均值是 $(-43.44 \pm 4.05)\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$: $-7.00\text{‰} \sim -5.07\text{‰}$, 平均值是 $(-5.75 \pm 0.58)\text{‰}$ 。丰水期, 闽江河口区北岸浅层地下水的氢氧稳定同位素组成变化范围分别为 δD : $-46.30\text{‰} \sim -38.82\text{‰}$, 平均值是 $(-42.38 \pm 2.29)\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$: $-7.52\text{‰} \sim -5.95\text{‰}$, 平均值是 $(-6.64 \pm 0.44)\text{‰}$; 南岸浅层地下水的同位素组成变化范围分别为 δD : $-45.15\text{‰} \sim -31.78\text{‰}$, 平均值是 $(-37.75 \pm 4.45)\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$: $-6.99\text{‰} \sim -4.96\text{‰}$, 平均值是 $(-6.09 \pm 0.57)\text{‰}$ 。

根据各种类型水的 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 关系图, 在丰水期, 南岸和北岸浅层地下水样(WG1至WG19)均落在福州降水线上(图4), 这表明闽江两岸浅层地下水均来自降水补给, 受到的蒸发作用影响很小。通过对比丰水期闽江两岸浅层地下水的平均同位素组成发现, 南岸浅层地下水整体上都较北岸浅层地下水富集重同位素, 这是由于北岸浅层地下水样主要来自于山前丘陵与平原的过渡地带, 北岸山区规模较大, 基岩裂隙水分布面积较广, 地下水有相当一部分来源于重同位素较贫化的山区基岩裂隙水的补给。而在枯水期, 情况与丰水期则有所不同, 闽江北岸的山区、丘陵区及山前平原浅层地下水(DG13至DG24)均落在福州降水线上, 而南岸山前平原及丘陵区浅层地下水(DG1至DG8、DG10、DG11)均落在福州降水线的右下方, 其拟合线 $\delta\text{D}=4.01\delta^{18}\text{O}-20.38$ ($N=12$, $P=0.0485$) 的斜率远低于福州降水线的斜率, 与福州降水线的交点却较北

岸平原及丘陵区地下水的平均同位素组成偏负, 这反映了枯水期南岸地下水除了接受降水补给外, 还受到了一种蒸发水体的大量补给, 并且该蒸发水体未蒸发前的同位素组成明显较北岸地下水偏负。将枯水期南岸地下水补给来源水的同位素组成与年内降水同位素的变化进行对比, 并考虑地下水补给的滞后效应, 发现其与本区农灌期(5至9月)降水同位素的加权值较为接近, 再结合闽江两岸的地形地貌和土地利用类型发现, 南岸山前平原多为大面积的农田, 而北岸则多为植被和建筑物, 所以, 可以推断枯水期南岸浅层地下水接受了大量经历了蒸发作用的灌溉水的补给。

地热水也属于地下水的一种类型, 为了研究福州市区地热水的补给来源, 于丰水期采集了福州市区的深部地热水样(WT1)。结果显示, 地热水样落在福州降水线上(图4), 表明地热水来源于大气降水的补给, 黄宏沅(1998)也曾提出类似的看法。

4 河口区河水、地下水和海水的相互作用

从闽江竹岐水文站至入海口, 河水的 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和盐度整体上呈现逐渐升高的规律, 而且在淡水混合界面上游和下游三者的变化幅度各有所不同(图5)。为了便于分析, 我们将闽江河口划分为河口淡水区(平均盐度 ≤ 0.1)和河口淡咸水混合区(平均盐度 > 0.1)。枯水期, 淡水区与淡咸水混合区的界线大致在DR10点附近, 丰水期, 淡水区与淡咸水混合区的界线大致在WR10点附近, 枯水期的淡咸水混合区位置较丰水期要更靠近上游(图5)。

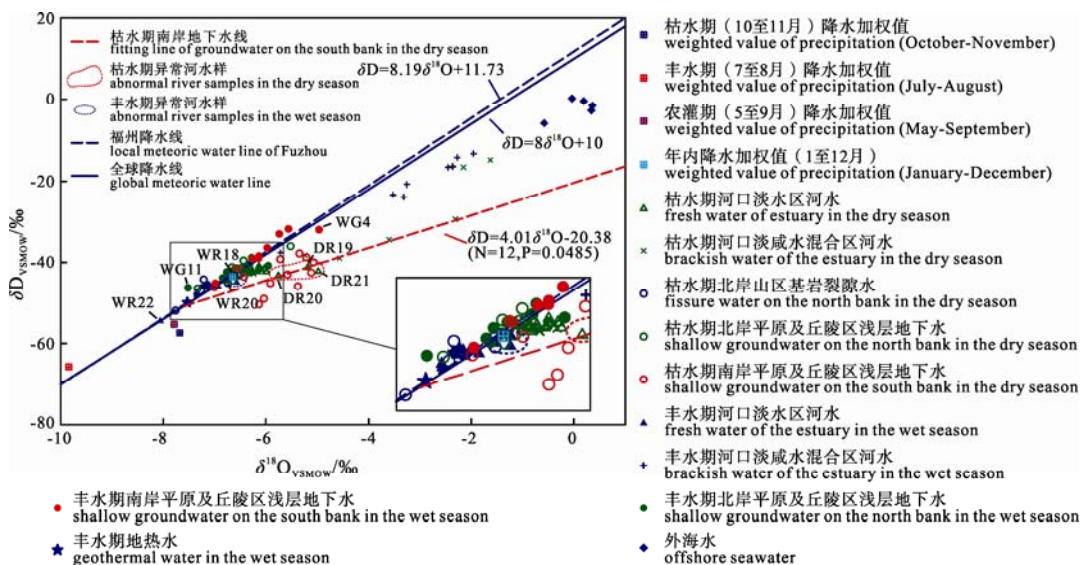


图4 枯水期和丰水期闽江河口区各水体的 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 关系图

Fig. 4 δD versus $\delta^{18}\text{O}$ plot of various water bodies in the dry season and wet season in Minjiang River estuary region

4.1 河口淡水区的河水与地下水的相互作用

在河口淡水区, 枯水期河水(DR10 至 DR29)氢氧同位素组成变化范围为 δD : $-43.33\text{‰} \sim -40.93\text{‰}$, 平均值是 $(-42.13 \pm 0.55)\text{‰}$, $\delta^{18}O$: $-6.50\text{‰} \sim -4.98\text{‰}$, 平均值是 $(-6.12 \pm 0.39)\text{‰}$; 丰水期河水(WR11 至 WR25)氢氧同位素组成变化范围为 δD : $-54.56\text{‰} \sim -43.53\text{‰}$, 平均值是 $(-46.28 \pm 2.53)\text{‰}$, $\delta^{18}O$: $-8.06\text{‰} \sim -6.56\text{‰}$, 平均值是 $(-7.08 \pm 0.36)\text{‰}$ 。可见, 丰水期河水的氢氧同位素含量较枯水期贫化, 这反映了两个时期河水补给来源存在差异。通过将枯、丰水期河口淡水区的河水平均同位素组成与相应时期的降水同位素加权值作比较, 枯水期(10 至 11 月)河水平均同位素组成与枯水期(10 至 11 月)降水同位素加权值(δD : -65.72‰ 、 $\delta^{18}O$: -9.84‰)差别很大, 而与枯水期两岸地下水的平均同位素组成接近(平均 δD 、 $\delta^{18}O$: $(-43.45 \pm 3.98)\text{‰}$ 、 $(-6.25 \pm 0.77)\text{‰}$), 说明在枯水期河水和地下水的相互关系表现为地下水补给河水。在丰水期, 平均氢氧同位素组成落在 7 至 8 月降水同位素变化范围之内, 平均盐度接近于 0, 表明河水主要接受降水补给。将丰水期河水与两岸浅层地下水的同位素组成作比较(图 4)发现, 闽江两岸地下水, 除 WG11 的同位素组成与河水接近, 受到河水补给影响外, 其它地下水的同位素组成均明显较河水偏正, 均未受到河水补给的影响, 这表明在丰水期地下水和河水的相互关系仍然表现为地下水补给河水。

在枯水期和丰水期, 闽江北支洪山大桥附近局

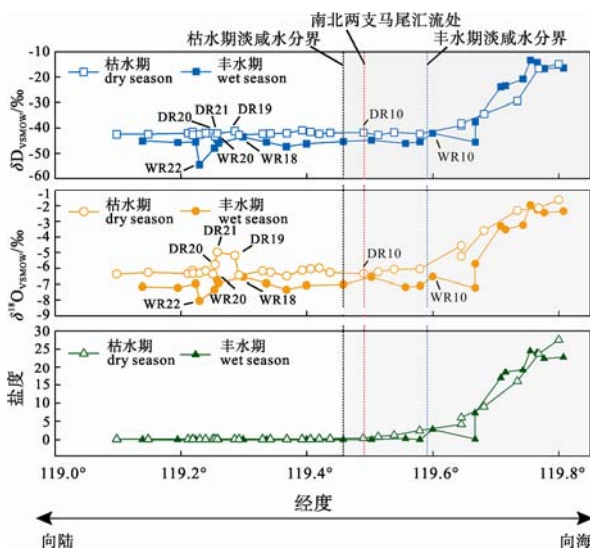


图 5 枯水期和丰水期闽江河口水 δD 、 $\delta^{18}O$ 和盐度从上游至下游的变化

Fig. 5 Variations of δD , $\delta^{18}O$ and salinity along Minjiang River estuary in the dry season and wet season

部河段水样(DR21、WR20)和南支湾边大桥附近局部河段水样(DR19、DR20、WR18)均出现了 ^{18}O 异常富集现象, 尤其是在丰水期, 支流大漳溪(WR22, ^{18}O 非常贫化)与南支河水混合后仍形成了 ^{18}O 异常富集的河水样 WR18, 说明该河段存在特殊水体端元的输入, 并且该特殊端元的 ^{18}O 较闽江河水富集, 输入水量也较为丰富。通过分析发现, 这些异常点均分布于本区 F_5 断裂带与 F_1 和 F_3 断裂的交汇点附近(图 1 和图 2), 而 F_5 断裂具有低阻异常特征, 属于导水断裂(陈世亮, 2008)。所以, 我们推测两河段输入的特殊水体端元来源于 F_5 断裂带的基岩裂隙水。那么, 该断裂带基岩裂隙水的补给来源可能来自哪里? 依据图 4 分析, 枯水期 ^{18}O 异常富集的河水样均落在南岸地下水线上, 在丰水期, ^{18}O 异常富集的河水样落在上游河水和南岸地下水之间, 结合福州盆地地下水的流向(图 1), 推测断裂带基岩裂隙水可能主要来源于闽江南岸的浅层地下水。

4.2 河口淡咸水混合区的河水、地下水和海水的相互作用

在闽江河口淡咸水混合区, 枯水期河水 δD 、 $\delta^{18}O$ 、盐度变化范围(平均值)分别为 $-42.77\text{‰} \sim -14.82\text{‰}$ ($(-33.24 \pm 10.82)\text{‰}$)、 $-6.24\text{‰} \sim -1.63\text{‰}$ ($(-4.20 \pm 1.84)\text{‰}$)、 $0.8 \sim 27.6$ (10.1 ± 10.0), 丰水期河水 δD 、 $\delta^{18}O$ 、盐度变化范围(平均值)分别为 $-45.61\text{‰} \sim -13.29\text{‰}$ ($(-25.37 \pm 11.98)\text{‰}$)、 $-7.22\text{‰} \sim -1.96\text{‰}$ ($(-3.86 \pm 1.92)\text{‰}$)、 $0.1 \sim 24.5$ (15.8 ± 9.1)。在枯水期, 河口淡咸水混合区分布范围较宽, 从 DR10 至 DR06, 河口混合水 δD 、 $\delta^{18}O$ 和盐度增加较缓慢, 平均 δD 、 $\delta^{18}O$ 和盐度增加速率为 0.16‰/km 、 0.05‰/km 、 $0.2/\text{km}$, 反映该河段河水和海水混合作用较为缓和, 而从 DR06 至 DR01, 河口混合水平均 δD 、 $\delta^{18}O$ 和盐度增加速率激增至 1.46‰/km 、 0.23‰/km 、 $1.4/\text{km}$, 反映该河段的河水与海水混合作用较为剧烈(图 5)。而在丰水期, 河口淡咸水混合区范围较窄, 河水与海水的混合作用整体上明显强于枯水期, 从 WR11 至 WR04, 河口混合水平均 δD 、 $\delta^{18}O$ 和盐度增加速率为 1.70‰/km 、 0.27‰/km 、 $1.3/\text{km}$ (图 5)。根据上述淡咸水混合作用及其变化规律, 表明枯水期的闽江河口属于部分混合型河口或充分混合型河口, 而丰水期的闽江河口则属于盐水楔型河口, 这是由于枯水期地表径流较弱, 采样时又恰逢是退潮时期, 咸淡水充分混合, 咸淡水过渡带较宽, 而丰水期地表径流较强, 采样时又恰逢是涨潮时期, 咸淡水界面接近突变界面, 咸淡水过渡带较窄, 这样就形成

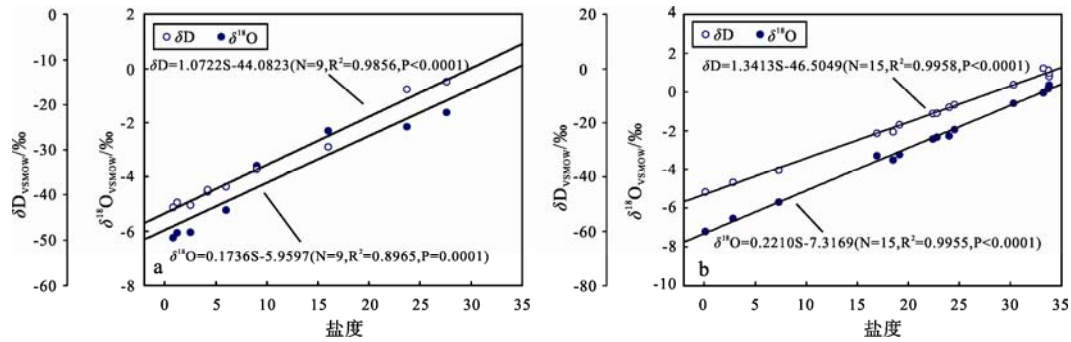


图 6 枯水期(a)和丰水期(b)河口淡咸水混合区河水 δD 、 $\delta^{18}O$ 与盐度的关系
Fig. 6 δD and $\delta^{18}O$ versus salinity in Minjiang River estuary in the dry season (a) and wet season (b)

了枯、丰水期河口不同的混合类型。

将淡咸水混合区河水与两岸地下水作比较, 枯水期, 两岸地下水平均 δD 、 $\delta^{18}O$ 、盐度分别为 $(-48.27 \pm 3.00)\text{‰}$ 、 $(-6.57 \pm 0.62)\text{‰}$ 、 0 ± 0 ; 丰水期, 两岸地下水平均 δD 、 $\delta^{18}O$ 、盐度分别为 $(-39.52 \pm 4.27)\text{‰}$ 、 $(-6.25 \pm 0.58)\text{‰}$ 、 0.1 ± 0.2 , 地下水平均同位素组成比河水明显偏负, 盐度明显小于河水, 表明由陆到河口在较大的地下水力梯度控制下, 河水和地下水的相互作用关系仍表现为地下水补给河水。

通过分析研究区马尾以东地区的浅层地下水发现, 除了 WG4 水样(δD 、 $\delta^{18}O$ 和盐度值分别为 -31.98‰ 、 -4.96‰ 和 0.4)有轻微的海水入侵影响外, 其它水样点均属于 ^{18}O 较贫化、盐度很低的淡水(平均 δD 、 $\delta^{18}O$ 和盐度分别为 $(-40.94 \pm 3.84)\text{‰}$ 、 $(-6.45 \pm 0.43)\text{‰}$ 、 0.1 ± 0.1), 说明马尾以东滨岸带含水层, 地下水开采量小, 在较强的陆源地下水径流作用下, 主要表现为地下水向河口及近海泄流, 即地下水补给河口水及近岸海水, 含水层的海水入侵非常有限, 仅长乐市东海岸局部靠近岸边的地段发生了微弱的海水入侵现象。

在丰水期, 河水 δD 、 $\delta^{18}O$ 均与盐度呈现极好的线性关系(图 6b), 说明丰水期地表径流量增大, 地下水的混合比率相对降低, 河口淡咸水混合区主要以河水和海水的保守混合为主。在枯水期, 河水 δD 与盐度 S 的线性关系极好, 而 $\delta^{18}O$ 与盐度的线性关系略差一些(图 6a), 说明枯水期河口淡咸水混合区除了河水与海水的混合外, 还存在明显的地下水混入。从图 4 分析来看, 丰水期河口混合水位于海水端元与河水端元的保守混合线上, 而枯水期部分河口混合水则偏向河水端元与海水端元保守混合线的右下方, 位于南岸山前平原浅层地下水与海水之间, 这反映了枯水期南岸存在明显的地下水输入, 地下

水在河口混合中的贡献显著增大。

5 结论

通过分析闽江河口区大气降水氢氧同位素组成的年内变化规律, 分析不同类型地下水和河水氢氧同位素组成的时空变化特征, 很好地揭示了研究区地下水的形成演化规律。总体来看, 闽江河口区的降水、地形地貌、土地利用、岩性构造控制了地下水的形成演化。闽江河口两岸的浅层地下水主要接受大气降水补给, 南岸浅层地下水在枯水期还接受灌溉水补给, 北岸的浅层地下水还接受部分山区基岩裂隙水的补给。

氢氧稳定同位素和盐度可以有效地指示闽江河口区河水、地下水和海水的相互作用。在闽江河口区, 枯水期和丰水期的河水与地下水的相互作用关系始终表现为地下水补给河水, 枯水期南岸地下水在河口混合中的贡献明显增大。滨海含水层基本上不存在海水入侵, 仅长乐市东海岸局部含水层存在轻微的海水入侵。枯水期的闽江河口属于部分混合型河口或充分混合型河口, 而丰水期的闽江河口则属于盐水楔型河口。

参考文献:

- 陈世亮. 2008. 福州南台岛地热前景浅析[J]. 福建地质, 28(4): 310-314.
- 郭占荣, 黄磊, 刘花台, 袁晓婕. 2008. 镭同位素示踪隆教湾的海底地下水排泄[J]. 地球学报, 29(5): 647-652.
- 郭占荣, 黄磊, 袁晓婕, 刘花台, 李开培. 2011. 用镭同位素评价九龙江河口区的地下水输入[J]. 水科学进展, 22(1): 118-125.
- 郭占荣, 李开培, 袁晓婕, 章斌, 马志勇. 2012. 用氡-222 评价五缘湾的地下水输入[J]. 水科学进展, 23(2): 263-270.
- 何师意, MICHELE L, 章程, 汪进良, 李强. 2009. 高精度地下水

示踪技术及其应用——以毛村地下河流域为例[J]. 地球学报, 30(5): 673-678.

郇环, 王金生, 翟远征, 郑洁琼. 2011. 北京平原区永定河冲洪积扇地下水水化学特征与演化规律[J]. 地球学报, 32(3): 357-366.

黄宏洋. 1988. 福州地下热水赋存规律地球化学特征及其热储模式[J]. 福建地质, 7(2): 124-141.

贾艳琨, 刘福亮, 张琳, 聂振龙, 申建梅, 陈宗宇. 2008. 利用环境同位素识别酒泉—张掖盆地地下水补给和水流系统[J]. 地球学报, 29(6): 740-744.

王华, 张远明, 覃嘉铭, 李强, 杨琰. 2008. 攀枝花龙洞煤矿地下水运移的同位素研究[J]. 地球学报, 29(6): 725-728.

翟远征, 王金生, 滕彦国, 左锐. 2011. 北京平原区永定河地下水系统地下水化学和同位素特征[J]. 地球学报, 32(1): 101-106.

中国气象局国家气象信息中心. 2011. 中国地面气候标准值月值数据集 [EB/OL]. [2011-12-22]. <http://cdc.cma.gov.cn/shuju/index.jsp?current=4&tpcat=SURF>.

References:

BRATTON J F, BÖHLKE J K, KRANTZ D E, TOBIAS D C R. 2009.

Flow and geochemistry of groundwater beneath a back-barrier lagoon: The subterranean estuary at Chincoteague Bay, Maryland, USA[J]. Marine Chemistry, 113(1-2): 78-92.

CHEN Shi-liang. 2008. A brief analysis on geothermy in the Nantai Isle of Fuzhou municipality[J]. Geology of Fujian, 28(4): 310-314(in Chinese with English abstract).

CLARK I D, FRITZ P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology[M]. Boca Raton: Lewis Publishers of United State.

COOK P G, HERCZEG A L. 1998. Groundwater chemical methods for recharge studies[M]. Canberra: CSIRO Publishing of Australia.

EASTOE C J, HUTCHISON W R, HIBBS B J, HAWLEY J, HOGAN J F. 2010. Interaction of a river with an alluvial basin aquifer: Stable isotopes, salinity and water budgets[J]. Journal of Hydrology, 395(1-2): 67-78.

FLECKENSTEIN J H, KRAUSE S, HANNAH D M, BOANO F. 2010. Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics[J]. Advances in Water Resources, 33(11): 1291-1295.

FRY B. 2002. Conservative mixing of stable isotopes across estuarine salinity gradients: A conceptual framework for monitoring watershed influences on downstream fisheries production[J]. Estuaries and Coasts, 25(2): 264-271.

GUO Zhan-rong, HUANG Lei, LIU Hua-tai, YUAN Xiao-jie. 2008. The estimation of submarine inputs of groundwater to a coastal

bay using radium isotopes[J]. Acta Geoscientica Sinica, 29(5): 647-652(in Chinese with English abstract).

GUO Zhan-rong, HUANG Lei, YUAN Xiao-jie, LIU Hua-tai, LI Kai-pei. 2011. Estimating submarine groundwater discharge to the Jiulong River Estuary using Ra isotopes[J]. Advances in Water Science, 22(1): 118-125(in Chinese with English abstract).

GUO Zhan-rong, LI Kai-pei, YUAN Xiao-jie, ZHANG Bin, MA Zhi-yong. 2012. Assessment of submarine groundwater discharge into the Wuyuan bay via continuous Radon-222 measurements[J]. Advances in Water Science, 23(2): 263-270(in Chinese with English abstract).

HE Shi-yi, MICHELE L, ZHANG Cheng, WANG Jin-liang, LI Qiang. 2009. A high precision underground water tracing test technique and its applications: A case study in Maocun Karst system, Guilin, Guanxi[J]. Acta Geoscientica Sinica, 30(5): 673-678(in Chinese with English abstract).

HUAN Huan, WANG Jin-sheng, ZHAI Yuan-Zheng, ZHENG Jie-qiong. 2011. Chemical characteristics and evolution of groundwater in the Yongding River alluvial fan of Beijing Plain[J]. Acta Geoscientica Sinica, 32(3): 357-366(in Chinese with English abstract).

HUANG Hong-feng. 1988. The occurring regularities geochemical features and thermal reservoir model of geothermal waters in Fuzhou area, Fujian[J]. Geology of Fujian, 7(2): 124-141(in Chinese with English abstract).

HUNT R J, COPLEN T B, HAAS N L, SAAD D A, BORCHARDT M A. 2005. Investigating surface water-well interaction using stable isotope ratios of water[J]. Journal of Hydrology, 302(1-4): 154-172.

International Atomic Energy Agency. 2011. Global network of isotopes in precipitation[EB/OL]. [2011-12-28]. http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html.

JIA Yan-kun, LIU Fu-liang, ZHANG Lin, NIE Zhen-long, SHEN Jian-mei, CHEN Zong-yu. 2008. Recognition of groundwater recharge and flow system in the Jiuquan-Zhangye basin by means of environmental isotopic tracers[J]. Acta Geoscientica Sinica, 29(6): 740-744(in Chinese with English abstract).

LEE J Y, CHO B W. 2008. Submarine groundwater discharge into the coast revealed by water chemistry of man-made undersea liquefied petroleum gas cavern[J]. Journal of Hydrology, 36(1-4): 195-206.

LIN I T, WANG C H, LIN S, CHEN Y G. 2011. Groundwater-seawater interactions off the coast of southern Taiwan: Evidence from environmental isotopes[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 41(3): 250-262.

MEREDITH K T, HOLLINS S E, HUGHES C E, CENDÓN D I,

- HANKIN S, STONE D J M. 2009. Temporal variation in stable isotopes (^{18}O and ^2H) and major ion concentrations within the Darling River between Bourke and Wilcannia due to variable flows, saline groundwater influx and evaporation[J]. *Journal of Hydrology*, 378(3-4): 313-324.
- MOORE W S. 2010. The effect of submarine groundwater discharge on the ocean[J]. *Annual Review of Marine Science*, 2: 59-88.
- National Meteorological Information Center of China Meteorological Administration. 2011. Standard monthly meteorological dataset of China[EB/OL]. [2011-12-22]. [http://cdc.cma.gov.cn/shuju/index.jsp?current=4&tpcat=SURF\(in Chinese\)](http://cdc.cma.gov.cn/shuju/index.jsp?current=4&tpcat=SURF(in Chinese)).
- PATERNOSTER M, LIOTTA M, FAVARA R. 2008. Stable isotope ratios in meteoric recharge and groundwater at Mt. Vulture volcano, southern Italy[J]. *Journal of Hydrology*, 348(1-2): 87-97.
- POVINEC P P, BOKUNIEWICZ H, BURNETT W C, CABLE J, CHARETTE M, COMANDUCCI J F, KONTAR E A, MOORE W S, OBERDORFER J A, DE OLIVEIRA J, PETERSON R, STIEGLITZ T, TANIGUCHI M. 2008. Isotope tracing of submarine groundwater discharge offshore Ubatuba, Brazil: results of the IAEA-UNESCO SGD project[J]. *Journal of Environmental Radioactivity*, 99(10): 1596-1610.
- SCHIAVO M A, HAUSER S, POVINEC P P. 2009. Stable isotopes of water as a tool to study groundwater-seawater interactions in coastal south-eastern Sicily[J]. *Journal of Hydrology*, 364(1-2): 40-49.
- SOPHOCLEOUS M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science[J]. *Hydrogeology Journal*, 10(1): 52-67.
- WANG Hua, ZHANG Yuan-ming, QIN Jia-ming, LI Qiang, YANG Yan. 2008. Isotopic study of groundwater drainage in the Longdong cave coal mine of the Panzhihua district[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 29(6): 725-728(in Chinese with English abstract).
- WILKINSON W B, LEEKSB G J L, MORRIS A, WALLING D E. 1997. Rivers and coastal research in the Land Ocean Interaction Study[J]. *Science of the Total Environment*, 194-195: 5-14.
- WINTER T C. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems[J]. *Hydrogeology Journal*, 7(1): 28-45.
- WOESSNER W W. 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions: rescaling hydrogeologic thought[J]. *Ground Water*, 38(3): 423-429.
- ZHAI Yuan-zheng, WANG Jin-sheng, TENG Yan-guo, ZUO Rui. 2011. Chemical and isotopic characteristics of groundwater in the Yongding River groundwater system of Beijing Plain[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 32(1): 101-106(in Chinese with English abstract).

中国地质科学院 7 个项目获 2012 年度国土资源科学技术奖

2012 年度国土资源科学技术奖近日揭晓, 其中一等奖 12 项, 二等奖 56 项, 中国地质科学院 2 个项目获一等奖, 5 个项目获二等奖。

由中国地质科学院作为第一承担单位主持完成的“长江中下游成矿背景与深部作用”和中国地质科学院地质力学研究所作为第二承担单位参加完成的“全国主要固体矿产大中型矿山资源潜力调查与评价”荣获 2012 年度国土资源科学技术奖一等奖。

由中国地质科学院矿产资源研究所和地质力学研究所作为第一和第二承担单位完成的“全球能源战略研究”、中国地质科学院地质力学研究所作为第一承担单位主持完成的“三峡引水工程秦巴段地壳稳定性及重大工程地质问题研究”、中国地质科学院地质力学研究所独立完成的“东准噶尔南缘新生代造山过程及盆山耦合研究”、中国地质科学院岩溶地质研究所和水文地质环境地质研究所作为第二和第三承担单位参加完成的“生态环境变化地质指标体系研究”和中国地质科学院国家地质实验测试中心独立完成的“中国农业生态地球化学调查评价有机分析技术研究及应用”荣获 2012 年度国土资源科学技术奖二等奖。