

# 粤港澳大湾区地下热水地球化学特征 及其热储含义

魏正安<sup>1)</sup>, 黄少鹏<sup>1)\*</sup>, 王成善<sup>2)</sup>, 张 敏<sup>3)</sup>

1) 深圳大学土木与交通工程学院, 深地科学与绿色能源研究院, 广东深圳 518060;

2) 中国地质大学(北京)生物地质与环境地质国家重点实验室, 北京 100083;

3) 广东省有色金属地质局九三五队, 广东惠州 516001

**摘 要:** 粤港澳大湾区地热资源丰富, 但人们对区内地下热水地球化学特征的认识还存在一定争议。本文对 27 组地下热样品的水化学分析表明, 研究区内陆地热水的水化学相主要为重碳酸盐型, 沿海地热水则主要呈氯离子型。地热水的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值分别为  $-30\text{‰} \sim -48\text{‰}$  和  $-5.2\text{‰} \sim -7.5\text{‰}$ 。内陆地热水的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值沿当地大气降水线(LMWL)分布, 表明内陆地热水来源于当地大气降水补给。沿海地热水的  $\delta^{18}\text{O}$  值偏离当地大气降水线并向海水数据点靠拢, 沿海地热水的  $\delta^{18}\text{O}$  值与  $\text{Cl}^-$  含量呈强正相关, 表明沿海地热水来源于当地大气降水和海水混合补给。经典地球化学温标、多矿物平衡状态模拟、硬石膏-玉髓矿物对饱和指数模拟以及硅-熔混合模型揭示的粤港澳大湾区地热系统热储温度为  $104 \sim 156\text{ }^\circ\text{C}$ 。内陆地热水中的地下冷水的混入比例为  $52\% \sim 84\%$ , 沿海地热水中海水的混入比例高达  $37\%$ 。内陆和沿海地热水的最大循环深度分别为  $3300 \sim 4800\text{ m}$  和  $3200 \sim 4200\text{ m}$ , 没有显著差别。水化学组成与氢氧同位素研究均表明, 水岩反应和混合作用共同控制着研究区地下热水的地球化学特征。

**关键词:** 氢氧同位素; 补给来源; 混合作用; 热储温度; 循环深度

中图分类号: P314 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2022.121701

## Geochemistry and Its Geothermal Reservoir Implications of Geothermal Water in the Guangdong–Hong Kong–Macao Greater Bay Area, South China

WEI Zheng-an<sup>1)</sup>, HUANG Shao-peng<sup>1)\*</sup>, WANG Cheng-shan<sup>2)</sup>, ZHANG Min<sup>3)</sup>

1) College of Civil and Transportation Engineering, Institute of Deep Earth Sciences and Green Energy, Shenzhen University, Shenzhen, Guangdong 518060;

2) State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083;

3) Nonferrous Metals Geological Bureau of Guangdong Province 935 Battalion, Huizhou, Guangdong 516001

**Abstract:** The Guangdong–Hong Kong–Macao Greater Bay Area (GBA) in South China has abundant geothermal resources. However, the geochemistry of geothermal water in the area remains unclear. Hydrochemical analysis of 27 samples shows that the inland and coastal geothermal waters are mainly of bicarbonate and chloride types, respectively. The GBA geothermal water  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  ratios are in the range of  $-30\text{‰}$  to  $-48\text{‰}$  and  $-5.2\text{‰}$  to  $-7.5\text{‰}$ , respectively. The  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  compositions of inland water samples fall along the Local Meteoric Water Line (LMWL), indicating its local precipitation origin. In contrast, coastal geothermal water is enriched in heavy isotopes, with  $\delta^{18}\text{O}$  values deviating from the LMWL towards those of seawater, with a strong positive correlation between  $\delta^{18}\text{O}$  values and chloride concentrations, suggesting that coastal geothermal water is recharged by a mixture of seawater and local precipitation. The combination of empirical chemical geothermometers,

本文由国家自然科学基金项目(编号: U20A2096)、深圳市高等院校稳定支持面上项目(编号: 20200827003238001)和深圳市基础研究专项(自然科学基金)重点项目(编号: 基 20220292)联合资助。

收稿日期: 2022-10-28; 改回日期: 2022-12-16; 网络首发日期: 2022-12-22。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 魏正安, 男, 1991 年生。博士后。主要从事地热地球化学及地热资源形成机理相关研究。通讯地址: 518060, 广东省深圳市南山区南海大道 3688 号。E-mail: zhenganwei@szu.edu.cn。

\*通讯作者: 黄少鹏, 男, 1958 年生。教授, 博士生导师。长期从事地热地球物理、地热资源开发评价及全球性气候变化等研究工作。通讯地址: 518060, 广东省深圳市南山区南海大道 3688 号。E-mail: shaopeng@szu.edu.cn。

modeling of multi-mineral saturation states, anhydrite/chalcedony saturation indices, and silica-enthalpy mixing models suggests a reservoir temperature range of 104–156 °C for the GBA geothermal systems. The contribution of cold groundwater to the sampled inland geothermal water ranges from 52%–84% and the proportion of seawater mixing with coastal thermal water can reach up to 37%. The circulation depths of inland and coastal geothermal water are found to vary from 3300–4800 m and 3200–4200 m, respectively. Hydrochemical and isotopic compositions indicate that mixing with cold groundwater/seawater and water-rock interactions are the predominant factors regulating the geochemistry of geothermal water in the GBA, South China.

**Key words:** hydrogen and oxygen isotope; source of recharge; mixing process; reservoir temperature; circulation depth

粤港澳大湾区(简称大湾区)由七个地级市(惠州市、东莞市、佛山市、肇庆市、江门市、中山市、珠海市)、两个特大城市(深圳市、广州市)以及两个特别行政区(香港和澳门)构成,是我国开放程度最高、经济活力最强的区域之一,也是对低碳清洁能源需求最旺盛的地区之一。近年来,在大湾区能源消费结构中,煤炭占比持续下降,石油占比相对稳定,天然气与非化石能源占比逐渐提高(孙文娟等, 2021)。但是,以石油、天然气和核电为主体的能源结构仍面临由复杂多变的国际地缘政治冲突和潜在地震灾害带来的巨大风险。切尔诺贝利核电站事件、福岛核电站事故和当前俄乌冲突引发的欧洲天然气危机再度凸显核电和气电的不安全性。此外,实现“碳达峰、碳中和”战略目标是一场广泛而深刻的社会经济变革,开发包括地热在内的低碳能源将是确保社会经济可持续发展的基本保证,这对于社会发展迅猛的大湾区也尤为重要。

大湾区是我国大陆地热活动最强烈的地区之一,处于华南褶皱系南部(图 1),受西太平洋板块和

菲律宾海板块俯冲、弧后裂谷作用和南海海底扩张等构造事件的影响,形成了明显的高热背景和地热异常。Hu et al.(2001)在大湾区测得的 5 个大地热流值分别为 72.2、63.5、73.7、83.9 和 81.6 mW/m<sup>2</sup>,其平均值为 75 mW/m<sup>2</sup>,显著高于中国大陆地区平均大地热流值 61.5 mW/m<sup>2</sup>(Jiang et al., 2019)。中—新生代以来强烈的构造活动和深部构造为包括整个大湾区在内的广东省提供了有利的地热资源富集条件(张珂等, 2002; 袁玉松等, 2006; 曹新文等, 2018; Xi et al., 2018; Tannock et al., 2019)。据不完全统计,广东省 25℃ 以上的天然温泉约 310 处,温泉点数排全国第三。诸多迹象表明,大湾区地下可能存在具有重大经济开发价值的地热能资源,然而其开发利用的程度并不高。

近年来,水化学和同位素等地球化学技术手段在地热相关研究中被广泛应用,尤其在揭示地下热水补给和起源、推演水岩反应过程、追溯循环演化等方面有其独到的优势。众多学者利用地球化学方法初步探索了大湾区局部地区(如广州从化、江门、

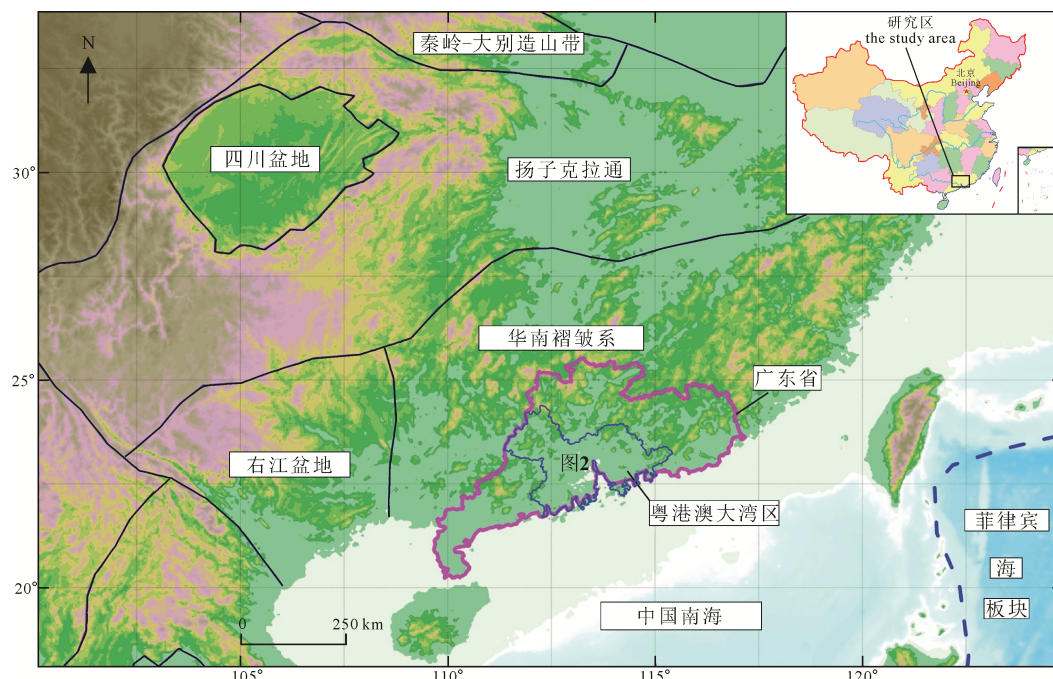


图 1 华南地区大地构造图及粤港澳大湾区位置(Xi et al., 2018)

Fig. 1 Tectonic map of south China showing the location of the Guangdong-Hong Kong-Macao Greater Bay Area (GBA) (Xi et al., 2018)

惠州) 地热水的物理-化学性质、补给来源、热储温度以及地下水混合等关键问题(周海燕等, 2007, 2008; 叶青, 2012; 袁建飞, 2013; Chen et al., 2016; Xi et al., 2018; 闫晓雪等, 2019; 甘浩男等, 2020; 林韵等, 2020; Wei et al., 2021)。然而, 整个大湾区及其地下水地球化学特征缺少综合性的研究, 同时在地热水补给来源和热储温度的认识等方面还存在一定的争议。

本文在系统搜集和梳理前人成果的基础上, 选取大湾区地下水作为研究对象, 分析热水化学和氢-氧同位素( $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ )组成, 判别地热水的补给来源, 刻画地热流体与海水和地下冷水的混合过程, 并利用经典地球化学温标、矿物平衡状态模拟以及硅-焓混合模型估算地热系统的热储温度, 进一步研究地下热水的地球化学特征, 以期为大湾区地热资源形成机理、地热潜力评价和开发决策提供科学支撑。

## 1 研究区概况

大湾区(北纬  $21^{\circ}25'—24^{\circ}30'$ , 东经  $111^{\circ}12'—115^{\circ}35'$ ) 濒临中国南海。由于受到地壳运动、大规模岩浆活动、褶皱以及断裂构造等因素的影响, 地形地貌复杂多样, 集谷地、平原、台地、丘陵和山地于一体(袁建飞, 2013)。北部、东北部和西北部多山地和丘陵, 南部和中部多平原和台地, 总体上地势呈现北高南低、东西两侧向腹部倾斜的特点。

研究区的气候主要受热带-亚热带东亚季风的影响和控制, 夏季炎热潮湿, 降雨量大, 降雨日多, 冬季温暖干燥, 霜雪少, 常有大雾(张奇莺, 2010), 年平均气温约为  $21.8^{\circ}\text{C}$ , 年平均降雨量在  $1500—2200\text{ mm}$  之间, 年平均蒸发量高达  $1100\text{ mm}$  (Pei et al., 2018)。

## 2 区域地质背景

大湾区的构造演化可总结为以下 3 个阶段(Chen et al., 2016): (1) 前古生代—志留纪时期的地槽阶段; (2) 泥盆纪—中三叠纪时期的地台阶段; (3) 晚三叠纪—第四纪的活动大陆边缘阶段。断裂构造的展布方向主要呈三组: 北东—南西向、东—西向和北西—南东向。断裂构造的性质以沿走向滑动的正断层为主。北东—南西向、东—西向断裂带出露规模较大, 构成了大湾区主体构造格架; 北西—南东向的断裂带出露规模相对较小, 是次级断裂, 发育程度较低, 形成时间较晚, 往往与北东—南西向和东—西向的断裂带相交。

地层序列由下而上为深变质和强变形的前寒武纪结晶基底, 早古生代—中生代不连续的陆相碳

酸盐岩, 晚中生代—第三纪被大规模岩浆侵入和火山活动冲破了沉积层序和第四纪的海-陆交互相沉积物填充了整个凹陷区。受燕山运动的影响, 频繁且规模巨大的岩浆活动在大湾区内形成一条  $400\text{ km}$  宽、呈北东—南西向展布的中生代侵入岩带。侵入岩主要由过铝质花岗岩、偏铝质的 I 型和 A 型花岗岩组成(Darbyshire and Sewell, 1997; Lin et al., 2006)。据含水层的岩性和岩石孔(裂)隙度, 可将大湾区地下水划分成 4 个类型(Wei et al., 2021): 浅层沉积物中的孔隙水、深层基岩中的裂隙水、碳酸盐岩中的岩溶裂隙水以及红层裂隙水。

## 3 取样与测试

为了研究大湾区地热流体的地球化学特征, 我们于 2019 年 3 月至 5 月进行了实地调查和取样, 采样点分布及其地质背景见图 2。27 组地热水样品中, 19 组取自地热井, 8 组取自天然温泉。样品类型、取样地点和日期见表 1。在每个采样点, 取了三种不同类型的地热水样品: (1)  $500\text{ mL}$  阳离子( $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Li}^+$ 、 $\text{Sr}^{2+}$ ) 浓度测试样品, 加入 1:1 的  $\text{HNO}_3$  使样品的 pH 值小于 2; (2)  $500\text{ mL}$  阴离子( $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{F}^-$ ) 和溶解性  $\text{SiO}_2$  含量测试样品; (3)  $100\text{ mL}$  氢氧同位素组成( $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ ) 分析样品。

在采集各类样品时使用  $0.45\text{ }\mu\text{m}$  的滤膜滤去水样中的悬浮物, 然后放入用蒸馏水清洗过的高密度聚乙烯(HDPE)瓶中保存, 瓶口用石蜡密封。由于所有水化学样品流体温度均没有达到  $100^{\circ}\text{C}$ , 现场未作稀释和冷却。

地下水中的氧化还原电位(ORP)、电导率(EC)、溶解性总固体(TDS)、pH 值以及热水实测温度(T)容易受空气和环境温度等因素的影响, 极不稳定, 因此需对其进行现场测试。测试采用的仪器为多参数水质测量仪(HQ4300, 美国 HACH 公司)。阴阳离子和溶解性  $\text{SiO}_2$  浓度、同位素组成分析测试工作均由中国地质科学院水文地质环境地质研究所完成。水化学组分的浓度测定采用的仪器为电感耦合等离子体原子发射光谱仪(ICP-AES, iCAP6300, 美国 ThermoFisher 公司), 检测精度为  $0.02\text{ mg/L}$ 。地热水样品的电荷平衡误差(CBE)均低于 5%, 表明测试结果的可靠性(表 2)。

氢氧同位素组成( $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ )由光腔衰荡光谱仪(CRDS, L2130i, 美国 Picarro 公司)测定, 利用波长扫描光腔衰荡原理, 采用的标准物为维也纳标准平均海水(VSMOW), 精度分别为  $0.1\text{‰}$  和  $0.3\text{‰}$ 。氧、氢同位素组成测试分别采用国际上通用的  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  平衡法和  $\text{H}_2\text{-H}_2\text{O}$  平衡法。

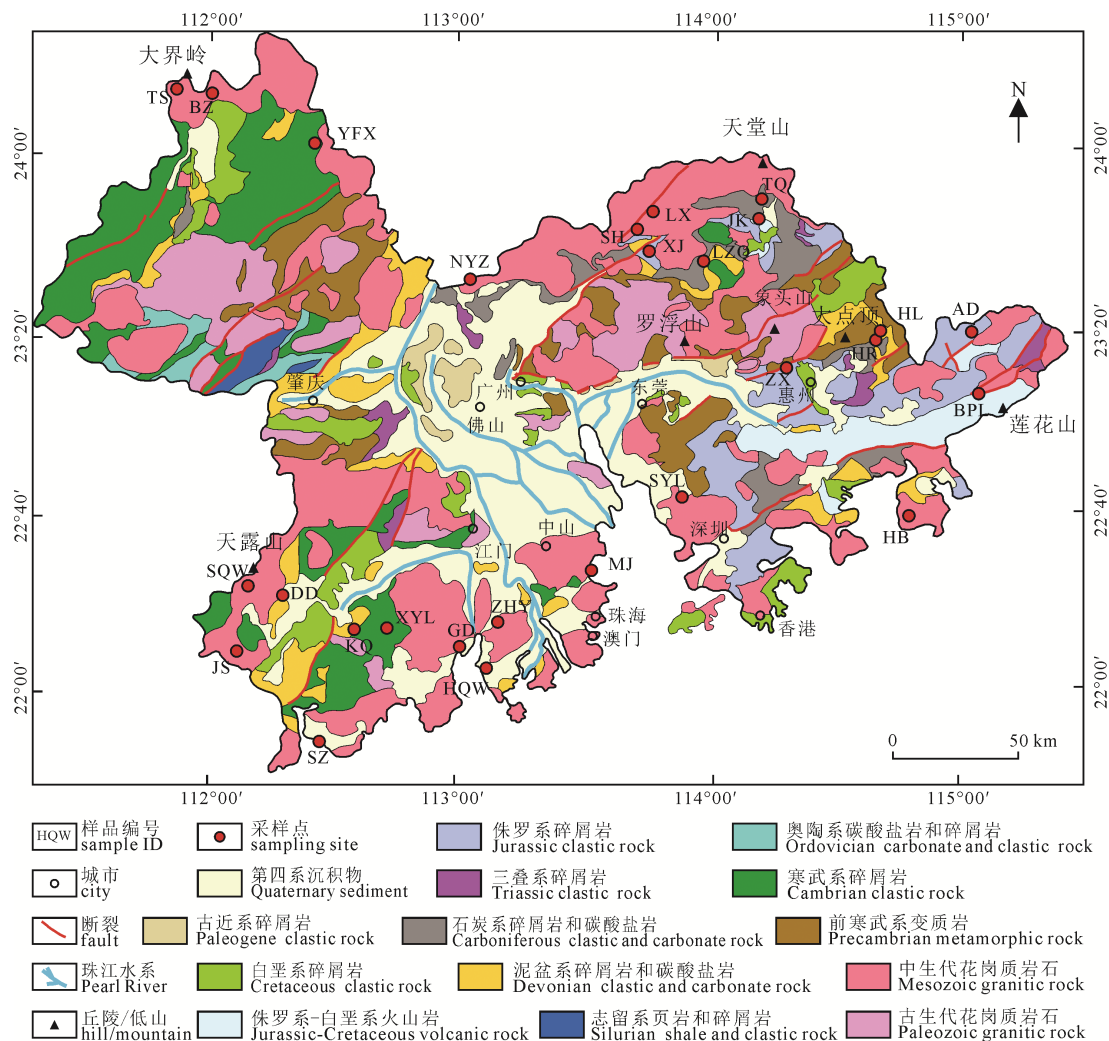


图2 粤港澳大湾区地质图(广州海洋地质调查局, 2018)

Fig. 2 Geological map of the GBA, showing the location of the sampling site (Guangzhou Marine Geological Survey, 2018)

## 4 结果

本次研究所采集的 27 组地下热水样品总体呈弱碱性, pH 值为 7.23~9.33, 平均值为 8.2。热水样在泉口或井口的温度为 42.4~93℃, 平均温度为 65.9℃。位于广东省惠州市黄沙洞村的惠热一井, 井深 3000 m, 取自该井的地热水样(编号 HR)在井口的温度最高(93℃), 2018 年在 2900 m 处测得的水温高达 128℃, 至今仍是整个广东省地热井中温度最高的。地热水的电导率(EC)和溶解性总固体(TDS)含量差异较大, 分别为 408~22 783 μS/cm(平均值 3 422.9 μS/cm)和 216~11 452 mg/L(平均值 1 743.3 mg/L)。

大湾区热水样品化学成分分析结果见表 2。阳离子中, Na<sup>+</sup>的含量总体上最高, 23.82~2936 mg/L, 平均值 435.3 mg/L; 阴离子中, Cl<sup>-</sup>的浓度最高, 2.45~6775 mg/L, 平均值 771.4 mg/L。溶解性 SiO<sub>2</sub> 的含量为 45.9~173.2 mg/L, 平均值 90.8 mg/L。微量元素 F<sup>-</sup>、Li<sup>+</sup>、Sr<sup>2+</sup>的含量分别为 0.13~14.81 mg/L(平

均值为 8 mg/L)、0.02~5.93 mg/L(平均值为 0.9 mg/L)、0.03~32.26 mg/L(平均值 3.5 mg/L)。大湾区热水样品同位素测试结果见表 3。地热水的 δ<sup>2</sup>H 和 δ<sup>18</sup>O 值分别为 -48‰~-30‰、-7.5‰~-4.5‰, 平均值分别为 -41.7‰、-6.6‰。

## 5 讨论

### 5.1 水化学特征

#### 5.1.1 水化学相

按照国际水文地质学家协会(IAH)的分类原则(IAH, 1979), 大湾区内陆热水水化学类型主要为 HCO<sub>3</sub>-Na 型, 沿海热水主要呈 Cl-Na-Ca 型, 从内陆到沿海地区, 地热水中的阴离子有从 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>到 Cl<sup>-</sup>过渡的趋势(图 3)。由于内陆和沿海地热水表现出迥异的水化学组成和水化学相, 后面的讨论将大湾区的地下热水分成两组进行。

#### 5.1.2 混合作用和水岩反应

地热系统中的冷水和热水混合是一种非常普遍的现象, 研究混合作用对于认识地热水的形成



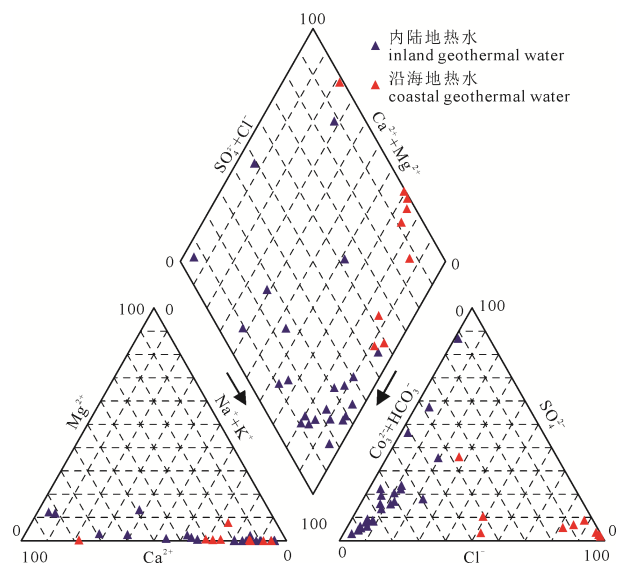


图3 大湾区地热水样 Piper 图

Fig. 3 Piper diagram of the geothermal water samples in the GBA

条件及其化学组成的演化规律至关重要。由于表现出相对保守的地球化学行为,氯离子被认为是一种有效的流体起源和混合作用示踪剂(Michard, 1990; Panno et al., 2006)。图4展示了氯离子与地热水中其他组分的相关关系。沿海热水中的 $\text{Cl}^-$ 与 $\text{EC}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Li}^+$ 之间存在较强的正相关,与 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 和 $\text{SiO}_2$ 含量呈较弱的正相关,与 $\text{HCO}_3^-$ 呈较明显的负相关。内陆热水中氯离子与这些组分不存在相关关系。沿海地热水中的 $\text{Cl}^-$ 与 $\text{EC}$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Li}^+$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 和 $\text{SO}_4^{2-}$ 之间的线性关系被认为是冷的海水混入沿海地热水引起的(Alçiçek et al., 2016, 2019; Tarcan and Gemici, 2003),也就是说,大湾区沿海地带的地热水是海水和地热水混合的产物。

内陆地热水具有较高的 $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ 比和 $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ 比(表4),表明内陆热水中基本不含海水组分。内陆和

表1 粤港澳大湾区地下热水样品信息

Table 1 Information of geothermal water samples in the GBA

| 样品编号 | 地理位置  | 经纬度           |                | 采样日期       | 样品类型 | 采样地 |
|------|-------|---------------|----------------|------------|------|-----|
|      |       | N             | E              |            |      |     |
| HR   | 惠州横沥  | 23°15'57.020" | 114°38'43.361" | 2019-03-27 | 地热井  | 内陆  |
| ZX   | 惠州惠城  | 23°12'08.896" | 114°21'32.731" | 2019-04-02 | 地热井  | 内陆  |
| BPL  | 惠州白盆珠 | 23°03'35.374" | 115°03'09.155" | 2019-04-04 | 地热井  | 内陆  |
| HL   | 惠州横沥  | 23°16'38.73"  | 114°38'27.89"  | 2019-04-06 | 地热井  | 内陆  |
| LZQ  | 惠州永汉  | 23°34'03.526" | 113°59'36.265" | 2019-04-07 | 地热井  | 内陆  |
| LX   | 广州良口  | 23°41'30.667" | 113°42'06.534" | 2019-04-08 | 地热井  | 内陆  |
| SH   | 广州从化  | 23°39'03.319" | 113°38'55.349" | 2019-04-09 | 地热井  | 内陆  |
| NYZ  | 清远清城  | 23°33'04.633" | 113°07'20.471" | 2019-04-10 | 地热井  | 内陆  |
| SQW  | 江门大田  | 22°20'08.876" | 112°13'18.768" | 2019-04-16 | 地热井  | 内陆  |
| JS   | 江门那吉  | 22°07'16.896" | 112°10'13.044" | 2019-04-19 | 温泉   | 内陆  |
| AD   | 惠州安墩  | 23°15'57.193" | 115°01'54.491" | 2019-04-29 | 地热井  | 内陆  |
| TS   | 肇庆蓝钟  | 24°11'57.242" | 111°54'56.437" | 2019-04-15 | 地热井  | 内陆  |
| DD   | 江门梁溪  | 22°17'33.954" | 112°18'07.639" | 2019-04-18 | 地热井  | 内陆  |
| XJ   | 广州派潭  | 23°33'59.468" | 113°46'22.883" | 2019-04-10 | 地热井  | 内陆  |
| YFX  | 肇庆凤岗  | 24°00'21.089" | 112°28'37.974" | 2019-04-13 | 温泉   | 内陆  |
| BZ   | 肇庆中洲  | 24°09'34.942" | 112°11'00.485" | 2019-04-12 | 温泉   | 内陆  |
| TQ   | 惠州龙田  | 23°49'22.368" | 114°14'04.308" | 2019-04-07 | 温泉   | 内陆  |
| JK   | 惠州龙田  | 23°45'43.402" | 114°13'33.071" | 2019-04-30 | 地热井  | 内陆  |
| KQ   | 江门白沙  | 22°09'21.254" | 112°36'25.045" | 2019-04-18 | 温泉   | 沿海  |
| XYL  | 江门三合  | 22°11'31.369" | 112°44'44.711" | 2019-04-17 | 地热井  | 沿海  |
| GD   | 江门崖门  | 21°47'54.409" | 112°28'48.529" | 2019-04-23 | 地热井  | 沿海  |
| HB   | 惠州平海  | 22°39'27.54"  | 114°47'59.72"  | 2019-04-01 | 地热井  | 沿海  |
| SYL  | 深圳光明  | 22°42'53.644" | 113°53'16.098" | 2019-05-02 | 温泉   | 沿海  |
| SZ   | 江门汶村  | 21°47'54.496" | 112°28'48.425" | 2019-04-22 | 温泉   | 沿海  |
| MJ   | 中山南朗  | 22°25'14.120" | 113°33'52.938" | 2019-04-26 | 温泉   | 沿海  |
| HQW  | 珠海平沙  | 22°03'29.196" | 113°07'57.504" | 2019-04-25 | 地热井  | 沿海  |
| ZHY  | 珠海斗门  | 22°15'00.018" | 113°11'22.297" | 2019-04-24 | 地热井  | 沿海  |

表 2 大湾区地下热水的水化学组成  
Table 2 Hydrochemical compositions of geothermal water in the GBA

| 样品号 | T    | pH   | EC     | TDS    | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> | Cl <sup>-</sup> | F <sup>-</sup> | SiO <sub>2</sub> | Li <sup>+</sup> | Sr <sup>2+</sup> | CBE   | 水化学类型                                    |
|-----|------|------|--------|--------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|----------------|------------------|-----------------|------------------|-------|------------------------------------------|
| HR  | 93.0 | 7.74 | 2 618  | 1 336  | 314.50          | 18.00          | 12.81            | 0.27             | 108.70                        | 634.60                        | 0.00                          | 57.77           | 14.02          | 171.23           | 1.52            | 0.34             | -0.40 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| ZX  | 58.1 | 7.99 | 1 102  | 575    | 121.10          | 6.02           | 11.10            | 0.06             | 36.56                         | 262.40                        | 0.00                          | 17.52           | 13.00          | 105.62           | 0.29            | 0.32             | -0.41 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| BPL | 52.9 | 7.95 | 841    | 426    | 86.70           | 3.28           | 11.40            | 0.01             | 32.40                         | 198.30                        | 0.00                          | 11.20           | 11.67          | 70.70            | 0.18            | 0.31             | -0.43 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| HL  | 93.2 | 8.50 | 2 486  | 1 280  | 303.00          | 18.24          | 12.01            | 0.21             | 107.60                        | 573.60                        | 18.00                         | 57.77           | 13.84          | 173.23           | 1.55            | 0.29             | -0.39 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| LZQ | 65.8 | 7.86 | 1 034  | 546    | 99.46           | 5.45           | 20.93            | 0.23             | 20.99                         | 288.60                        | 0.00                          | 11.55           | 8.91           | 88.85            | 0.35            | 0.34             | -0.45 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| LX  | 51.2 | 7.82 | 601    | 311    | 55.94           | 2.21           | 8.70             | 0.01             | 11.60                         | 146.40                        | 0.00                          | 8.75            | 8.44           | 67.54            | 0.10            | 0.19             | -0.45 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| SH  | 57.1 | 7.99 | 772    | 393    | 63.70           | 2.25           | 13.62            | 0.01             | 9.83                          | 201.40                        | 0.00                          | 7.00            | 9.73           | 85.46            | 0.18            | 0.21             | -0.48 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| NYZ | 61.2 | 8.77 | 584    | 304    | 68.21           | 3.00           | 6.57             | 0.01             | 24.80                         | 103.70                        | 12.00                         | 22.76           | 8.33           | 52.46            | 0.26            | 0.19             | -0.38 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| SQW | 54.5 | 8.61 | 506    | 259    | 48.44           | 2.06           | 8.37             | 0.01             | 6.02                          | 106.80                        | 9.00                          | 5.25            | 0.13           | 64.32            | 0.16            | 0.09             | -0.37 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| JS  | 67.1 | 8.94 | 722    | 379    | 88.30           | 2.19           | 3.56             | 0.01             | 32.50                         | 122.00                        | 18.00                         | 12.95           | 13.08          | 84.62            | 0.29            | 0.07             | -0.36 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| AD  | 60.1 | 8.51 | 728    | 367    | 79.15           | 2.59           | 10.14            | 1.13             | 32.83                         | 140.30                        | 6.00                          | 12.25           | 13.78          | 66.18            | 0.20            | 0.47             | -0.38 | HCO <sub>3</sub> -Na                     |
| TS  | 78.0 | 8.60 | 450    | 235    | 23.82           | 2.32           | 11.48            | 0.28             | 4.46                          | 80.54                         | 6.00                          | 2.45            | 2.38           | 79.62            | 0.06            | 0.06             | -0.44 | HCO <sub>3</sub> -Na-Ca                  |
| DD  | 67.2 | 9.04 | 542    | 281    | 62.35           | 2.73           | 2.66             | 0.01             | 7.68                          | 91.53                         | 24.00                         | 5.25            | 8.37           | 75.72            | 0.17            | 0.05             | -0.34 | HCO <sub>3</sub> -CO <sub>3</sub> -Na    |
| BS  | 36.5 | 8.42 | 739    | 323    | 33.48           | 2.55           | 37.54            | 6.21             | 7.87                          | 198.30                        | 6.00                          | 5.95            | 3.87           | 19.03            | 0.06            | 1.57             | -0.47 | HCO <sub>3</sub> -Ca-Na                  |
| SS  | 41.9 | 7.38 | 1 493  | 756    | 8.88            | 3.88           | 154.20           | 13.78            | 13.55                         | 530.90                        | 0.00                          | 10.15           | 0.55           | 19.15            | 0.04            | 0.64             | -0.51 | HCO <sub>3</sub> -Ca                     |
| XJ  | 60.9 | 7.85 | 634    | 341    | 29.84           | 3.60           | 39.26            | 1.08             | 36.60                         | 152.50                        | 0.00                          | 5.25            | 5.05           | 67.44            | 0.06            | 0.57             | -0.46 | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Na |
| YFX | 65.9 | 9.33 | 408    | 216    | 39.08           | 1.86           | 4.38             | 0.01             | 12.69                         | 43.93                         | 24.0                          | 4.55            | 4.34           | 98.62            | 0.07            | 0.04             | -0.33 | HCO <sub>3</sub> -CO <sub>3</sub> -Na    |
| BZ  | 42.4 | 9.33 | 601    | 311    | 68.35           | 2.64           | 3.71             | 0.01             | 30.49                         | 48.81                         | 30.0                          | 12.25           | 12.60          | 100.77           | 0.28            | 0.03             | -0.28 | HCO <sub>3</sub> -CO <sub>3</sub> -Na    |
| TQ  | 58.6 | 7.71 | 1 782  | 926    | 76.02           | 5.97           | 163.60           | 4.40             | 494.8                         | 85.42                         | 0.00                          | 5.25            | 2.97           | 86.46            | 0.14            | 3.66             | -0.40 | SO <sub>4</sub> -Na-Ca                   |
| JK  | 58.9 | 7.90 | 1 586  | 783    | 127.30          | 8.03           | 65.20            | 2.63             | 243.20                        | 201.40                        | 0.00                          | 15.76           | 6.26           | 112.77           | 0.46            | 1.58             | -0.39 | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Na-Ca |
| KQ  | 86.9 | 8.00 | 2 084  | 1 077  | 284.20          | 12.56          | 14.82            | 0.07             | 67.36                         | 332.50                        | 0.00                          | 232.80          | 11.19          | 118.23           | 1.26            | 0.42             | -0.41 | HCO <sub>3</sub> -Cl-Na                  |
| XYL | 67.6 | 7.65 | 1 838  | 934    | 262.80          | 7.64           | 36.71            | 0.72             | 38.28                         | 109.80                        | 0.00                          | 402.70          | 7.20           | 66.38            | 1.09            | 1.01             | -0.35 | Cl-Na                                    |
| GD  | 63.0 | 8.58 | 1 014  | 520    | 132.00          | 3.99           | 10.92            | 0.01             | 8.83                          | 79.50                         | 9.00                          | 169.79          | 14.81          | 91.38            | 0.37            | 0.28             | -0.29 | HCO <sub>3</sub> -Cl-Na                  |
| HB  | 58.1 | 7.58 | 2 860  | 1 448  | 385.80          | 13.12          | 109.90           | 1.64             | 73.69                         | 112.90                        | 0.00                          | 674.00          | 5.03           | 69.70            | 0.53            | 4.19             | -0.31 | Cl-Ca-Na                                 |
| SYL | 59.8 | 8.03 | 1 288  | 682    | 168.80          | 6.82           | 22.97            | 0.09             | 141.00                        | 183.10                        | 0.00                          | 78.08           | 10.59          | 68.64            | 0.60            | 0.51             | -0.35 | Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na |
| SZ  | 83.5 | 7.54 | 16 521 | 8 460  | 2 248.00        | 117.90         | 747.00           | 7.23             | 184.30                        | 78.10                         | 0.00                          | 4 937.00        | 2.04           | 117.92           | 2.93            | 21.38            | -0.25 | Cl-Na-Ca                                 |
| MJ  | 80.0 | 7.23 | 22 783 | 11 452 | 2 936.00        | 196.70         | 1 109.00         | 14.30            | 188.70                        | 70.17                         | 0.00                          | 6 775.00        | 1.66           | 130.69           | 5.93            | 32.26            | -0.24 | Cl-Na-Ca                                 |
| HQW | 75.4 | 7.58 | 13 540 | 6 874  | 1 833.00        | 93.27          | 5 776.00         | 15.21            | 198.60                        | 103.70                        | 0.00                          | 3 939.00        | 2.49           | 92.38            | 3.93            | 18.23            | 0.29  | Cl-Ca-Na                                 |
| ZHY | 58.5 | 7.83 | 12 494 | 6 354  | 1 748.00        | 65.24          | 370.60           | 96.81            | 453.40                        | 213.60                        | 0.00                          | 3 344.00        | 3.26           | 45.88            | 1.72            | 8.19             | -0.27 | Cl-Na                                    |

注: 1)地热水的水化学组分含量单位为mg/L, 地热水温度(T)单位为℃, 电导率(EC)单位为μS/cm; 2)电荷平衡误差的计算公式为CBE=%(Σ阳离子-Σ阴离子)/(Σ阳离子+Σ阴离子)。

沿海热水样品均呈现出高  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  比值(大于 20), 这是地下热水与近地表水发生了混合的结果(Nicholson, 1993)。内陆热水中  $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$  比较高(3.98~32.87, 平均值 16.2), 表明上升的内陆热水与冷的地下水之间发生了混合, 同时揭示了内陆热水较短的流电路径和相对快速的水循环; 而沿海地热水中  $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$  比值较低(0.01~2.35, 平均值 0.31), 表明沿海热水可能经历了较深的慢速水循环。水岩作用是地热系统形成过程中最重要的地质过程之一, 深入了解地热系统中的水岩作用特征将有助于确定地热流体的物质来源和成因。与沿海热水相比, 内陆热水的高  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  比(3~14.48, 均值 6.80)和  $\text{K}^+/\text{Cl}^-$  比(0.13~1.14, 均值 0.4)表明其可能受到较强水岩反应(尤其是钠长石和钾长石的溶解过程)的控制(Alçiçek et al., 2016)。钠长石和钾长石的风化作用可能引起地下水中钠( $\text{Na}^+$ )、钾( $\text{K}^+$ )浓度上

升。内陆热水中的  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  比值远大于 1, 这是硅酸盐风化作用释放钠的典型特征, 研究区内大面积出露的中酸性侵入岩佐证了这一推论。内陆热水和沿海热水的  $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$  比值相对较低, 平均值分别为 0.3 和 0.5, 这可能反映了大湾区地下热水系统中较强的离子交换过程(Afşin et al., 2006)。内陆和沿海热水中的  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  比值非常高, 平均值分别为 320.9 和 228.8, 可能是由于地热水系统中黏土矿物的形成消耗了大量的  $\text{Mg}^{2+}$ (Yurteri and Simsek, 2017)。

## 5.2 地热水补给来源

### 5.2.1 氢氧同位素

氢氧稳定同位素是理解地下水补给来源和演化的重要依据(徐彦泽, 2009)。研究区内陆和沿海热水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^2\text{H}$  值见表 3。作为参照, 本文搜集了研究区内雨水、河水 and 海水样品的氢氧同位素

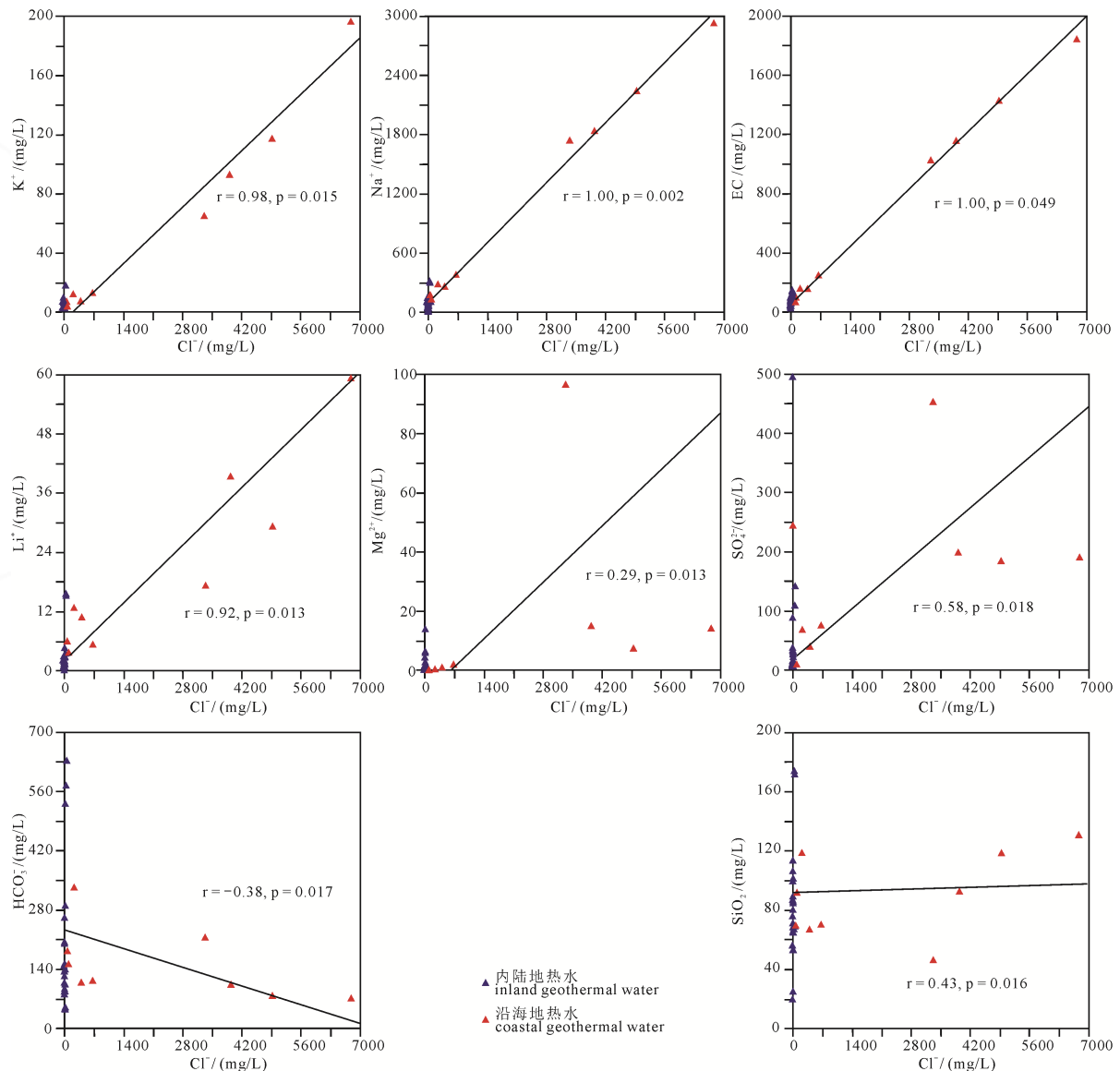


图4 地热水中氯离子与主要组分之间的关系图

Fig. 4 Relationship between chloride and major components in geothermal water

表 3 大湾区地下热水的氢氧同位素组成  
Table 3 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of geothermal water in the GBA

| 样品号 | $\delta^2\text{H}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $d$   | 样品号 | $\delta^2\text{H}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $d$   | 样品号 | $\delta^2\text{H}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $d$   |
|-----|--------------------|-----------------------|-------|-----|--------------------|-----------------------|-------|-----|--------------------|-----------------------|-------|
| HR  | -44.0              | -6.7                  | -37.3 | JS  | -41.0              | -6.5                  | -34.5 | KQ  | -42.0              | -6.9                  | -35.1 |
| ZX  | -44.0              | -7.0                  | -37.0 | AD  | -45.0              | -7.2                  | -37.8 | XYL | -43.0              | -6.8                  | -36.2 |
| BPL | -48.0              | -7.5                  | -40.5 | TS  | -42.0              | -6.9                  | -35.1 | GD  | -46.0              | -7.3                  | -38.7 |
| HL  | -43.0              | -6.6                  | -36.4 | DD  | -45.0              | -7.1                  | -37.9 | HB  | -41.0              | -6.2                  | -34.8 |
| LZQ | -42.0              | -6.8                  | -35.2 | XJ  | -41.0              | -6.7                  | -34.3 | SYL | -44.0              | -6.9                  | -37.1 |
| LX  | -43.0              | -6.9                  | -36.1 | YFX | -46.0              | -7.5                  | -38.5 | SZ  | -35.0              | -5.5                  | -29.5 |
| SH  | -43.0              | -6.9                  | -36.1 | BZ  | -43.0              | -7.1                  | -35.9 | MJ  | -30.0              | -4.5                  | -25.5 |
| NYZ | -38.0              | -6.2                  | -31.8 | TQ  | -42.0              | -6.8                  | -35.2 | HQW | -36.0              | -5.7                  | -30.3 |
| SQW | -44.0              | -7.0                  | -37.0 | JK  | -42.0              | -6.8                  | -35.2 | ZHY | -34.0              | -5.2                  | -28.8 |

注: 1)地热水中氢氧同位素组成的单位为‰; 2)氦盈余  $d=\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ 。

表4 地下热水中的主要离子比率  
Table 4 Ratios of major elements in the geothermal water

| 样品号 | $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ | $\text{K}^+/\text{Cl}^-$ | $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ | $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ | $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ | $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ | 采样地 |
|-----|---------------------------|--------------------------|--------------------------------|------------------------------|---------------------------------|------------------------------|-----|
| HR  | 5.44                      | 0.31                     | 1.88                           | 10.98                        | 47.44                           | 0.041                        | 内陆  |
| ZX  | 6.91                      | 0.34                     | 2.09                           | 14.98                        | 185.00                          | 0.092                        | 内陆  |
| BPL | 7.74                      | 0.29                     | 2.89                           | 17.71                        | 950.00                          | 0.131                        | 内陆  |
| HL  | 5.24                      | 0.32                     | 1.86                           | 9.93                         | 57.19                           | 0.040                        | 内陆  |
| LZQ | 8.61                      | 0.47                     | 1.82                           | 24.99                        | 91.00                           | 0.210                        | 内陆  |
| LX  | 6.39                      | 0.25                     | 1.33                           | 16.73                        | 725.00                          | 0.156                        | 内陆  |
| SH  | 9.10                      | 0.32                     | 1.40                           | 28.77                        | 1135.00                         | 0.214                        | 内陆  |
| NYZ | 3.00                      | 0.13                     | 1.09                           | 4.56                         | 547.50                          | 0.096                        | 内陆  |
| SQW | 9.23                      | 0.39                     | 1.15                           | 20.34                        | 697.50                          | 0.173                        | 内陆  |
| JS  | 6.82                      | 0.17                     | 2.51                           | 9.42                         | 296.67                          | 0.040                        | 内陆  |
| AD  | 6.46                      | 0.21                     | 2.68                           | 11.45                        | 8.97                            | 0.128                        | 内陆  |
| TS  | 9.72                      | 0.95                     | 1.82                           | 32.87                        | 41.00                           | 0.482                        | 内陆  |
| DD  | 11.88                     | 0.52                     | 1.46                           | 17.43                        | 221.67                          | 0.043                        | 内陆  |
| XJ  | 5.68                      | 0.69                     | 6.97                           | 29.05                        | 36.35                           | 1.316                        | 内陆  |
| YFX | 8.59                      | 0.41                     | 2.79                           | 9.65                         | 365.00                          | 0.112                        | 内陆  |
| BZ  | 5.58                      | 0.22                     | 2.49                           | 3.98                         | 309.17                          | 0.054                        | 内陆  |
| TQ  | 14.48                     | 1.14                     | 94.25                          | 16.27                        | 37.18                           | 2.152                        | 内陆  |
| JK  | 8.08                      | 0.51                     | 15.43                          | 12.78                        | 24.79                           | 0.512                        | 内陆  |
| KQ  | 1.22                      | 0.05                     | 0.29                           | 1.43                         | 211.71                          | 0.052                        | 沿海  |
| XYL | 0.65                      | 0.02                     | 0.10                           | 0.27                         | 50.99                           | 0.140                        | 沿海  |
| GD  | 0.78                      | 0.02                     | 0.05                           | 0.47                         | 910.00                          | 0.083                        | 沿海  |
| HB  | 0.57                      | 0.02                     | 0.11                           | 0.17                         | 67.01                           | 0.285                        | 沿海  |
| SYL | 2.16                      | 0.09                     | 1.81                           | 2.35                         | 255.22                          | 0.136                        | 沿海  |
| SZ  | 0.46                      | 0.02                     | 0.04                           | 0.02                         | 103.32                          | 0.332                        | 沿海  |
| MJ  | 0.43                      | 0.03                     | 0.03                           | 0.01                         | 77.55                           | 0.378                        | 沿海  |
| HQW | 0.47                      | 0.02                     | 0.05                           | 0.03                         | 379.75                          | 3.151                        | 沿海  |
| ZHY | 0.52                      | 0.02                     | 0.14                           | 0.06                         | 3.83                            | 0.212                        | 沿海  |

数据, 两个河水样品的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值分别为  $-43.2\text{‰}$ 、 $-6.9\text{‰}$ 以及 $-41.6\text{‰}$ 、 $-6.8\text{‰}$ , 雨水样品的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值分别为 $-53.0\text{‰}$ 和 $-7.7\text{‰}$ (Chen et al., 2016), 海水样品的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值分别为 $-1.7\text{‰}$ 和 $-0.2\text{‰}$ (Wang and Jiao, 2012)。

本文用香港的大气降水线代表大湾区的大气降水线, 相应的大气降水方程为  $\delta^2\text{H}=8.1\delta^{18}\text{O}+11.4$  (Wang and Jiao, 2012)。为了反映地热水  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^2\text{H}$  数据点与大湾区大气降水线之间的关系, 将大湾区

大气降水线、地热水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^2\text{H}$  数据、河水和雨水以及海水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^2\text{H}$  数据投到  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$  关系图中(图 5)。可以看到, 轻同位素相对富集的地热水主要为内陆地热水, 这些内陆热水点基本都落在大湾区大气降水线上或者两侧,  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值呈现出较好的相关关系, 说明内陆地热水源自当地大气降水补给。

相反, 仅部分沿海热水样的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值落在大湾区大气降水线上, 重同位素富集的样品仅在沿



海热水的采样点被观察到, 且越靠近海岸线,  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^2\text{H}$  值越偏离当地大气降水线, 这种变化趋势可用地热水和海水之间的保守混合线来表示。这说明沿海热水源于当地大气降水和海水共同补给。此外, 沿海热水的  $\delta^{18}\text{O}$  值表现出较强的“正漂移”, 揭示了沿海地热水在相对较高的温度下存在强烈的同位素交换和表面蒸发(Truesdell and Hulston, 1980; Chen et al., 2016; Wang et al., 2018a, b; Alçiçek et al., 2019)。

### 5.2.2 氡盈余

氡盈余( $d=\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ )也可以作为地热水补给来源的一个指标(Bouchaou et al., 2009)。大湾区内陆热水的氡盈余为 $-40.5\text{‰} \sim -31.8\text{‰}$ (平均值 $-36.1\text{‰}$ ), 沿海地热水的氡盈余为 $-38.7\text{‰} \sim -25.5\text{‰}$ (平均值 $-32.8\text{‰}$ )(表 3)。内陆地热水的氡盈余低于沿海热水, 这种现象可以用大气降水的海拔效应来解释, 即氡盈余越小水源海拔越高, 氡盈余越大水源海拔越低。也就是说, 与沿海地热水相比, 内陆地热水的补给可能发生在大湾区北部海拔较高的低山或丘陵区。

### 5.2.3 氧同位素与 $\text{Cl}^-$ 的关系

大湾区沿海地热水中氯化物( $\text{Cl}^-$ )浓度和氧同位素( $\delta^{18}\text{O}$ )值呈明显的正相关关系, 而内陆地热水中  $\text{Cl}^-$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值却没有表现出相关性(见图 6)。图 6 中沿海热水  $\text{Cl}^-$  与  $\delta^{18}\text{O}$  线性回归直线在  $\text{Cl}^-$  浓度为 0 时得到的  $\delta^{18}\text{O}$  外推值为 $-6.85\text{‰}$ , 与研究区两个河水样品的  $\delta^{18}\text{O}$  平均值( $-6.9\text{‰}$ )基本一致。这种现象也见于世界上其他沿海地热系统(Tarcan and Gemici, 2003), 以土耳其 Seferihisar 地热田为例, 地热水  $\text{Cl}^-$  浓度与  $\delta^{18}\text{O}$  值之间的回归直线在  $\text{Cl}^-$  浓度为 0 时的

$\delta^{18}\text{O}$  外推值为 $-6.28\text{‰}$ , 与该研究区地表冷水样品的  $\delta^{18}\text{O}$  值( $-5.93\text{‰}$ )接近, 该现象指示 Seferihisar 地热系统的地热水受到海水与当地大气降水的共同补给。我们也可得出相似结论, 即大湾区沿海地热水是海水和当地大气降水混合补给的产物。

### 5.3 热储温度

热储温度是研究地热资源成因、评价地热资源潜力和开发利用条件不可或缺的参数。在没有钻孔或者钻孔深度未达热储层的情况下, 可以采用地球化学温标来评估热储温度。基于地热系统多组分化学平衡模拟的化学热力学温度计以及考虑浅层水混合的硅-焓混合模型可以修正和弥补经典地热温标的不足, 因此在估算热储温度时也被广泛采用。

#### 5.3.1 水-岩平衡状态判别

采用阳离子温标(比如 K-Na、K-Mg 和 K-Na-Ca 温标)计算热储温度的前提是地热水中离子与岩石已达到平衡状态, 而基于  $\text{Na}/1000$ 、 $\text{K}/100$  以及  $\text{Mg}^{1/2}$  的相对含量构建的 Na-K-Mg 三线图(Giggenbach, 1988)可对流体-岩石的平衡状态进行判别。可以看出, 内陆和沿海地热水样品均落在非全平衡水(部分平衡或混合水、未成熟水)区域, 说明所有地热水均未达到水-岩平衡状态(图 7)。这可能是地热流体向上运移过程中发生了再平衡或浅层冷水混入稀释了地热水造成的。总体上, 沿海地热水样更靠近全平衡区域, 表明沿海地热水中水岩作用程度更强、浅层冷水混入比例可能更低, 内陆热水受到混合作用的影响可能更大。因此, 对于未达到水-岩平衡状态的地热水, 利用阳离子温标评估深部储层温度时会存在一定的偏差。

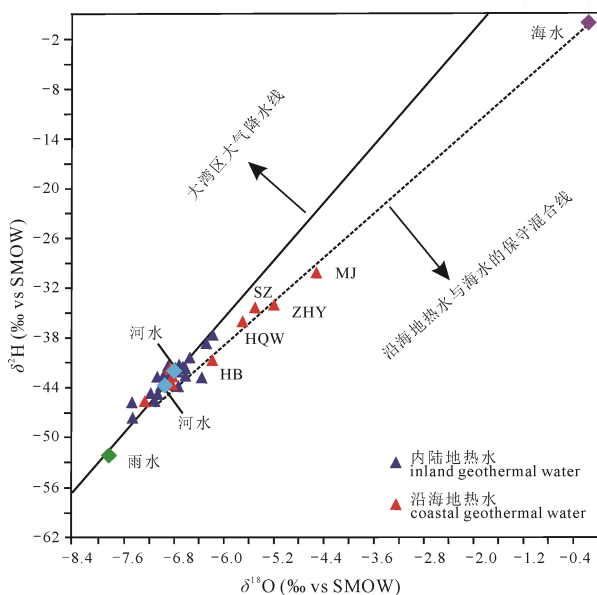


图 5 大湾区地热水样中氢氧同位素关系图

Fig. 5 Relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  compositions of the geothermal water samples from the GBA

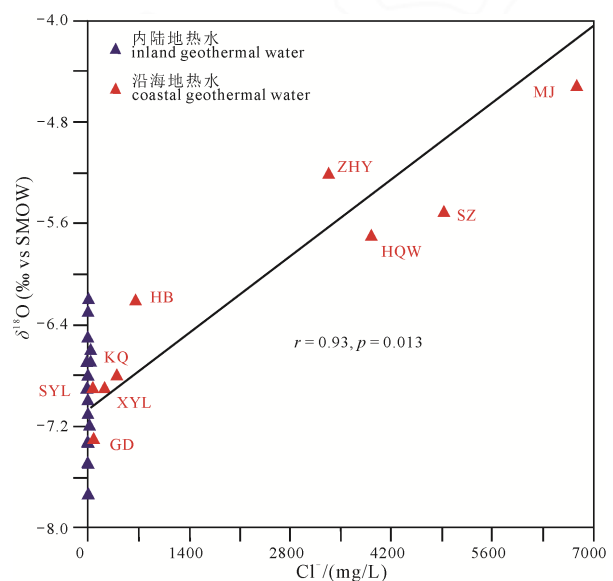
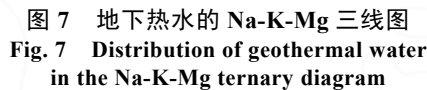


图 6 地热水样中  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\text{Cl}^-$  的关系

Fig. 6 Relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  values and  $\text{Cl}^-$  contents of the geothermal water samples



地热水中硬石膏-玉髓矿物对的饱和指数也可用于估算地热系统中地热水的平衡温度(Alçıçek et al., 2016; Pastorellia et al., 1999)。同样, 硬石膏和玉髓的饱和指数(SI)曲线在同一温度下聚拢并接近于

| 样品编号 | 实测水温 | 石英温标<br>(无蒸汽损失) | 石英温标<br>(最大蒸汽损失) | 玉髓温标 | 样品编号 | 实测水温 | 石英温标<br>(无蒸汽损失) | 石英温标<br>(最大蒸汽损失) | 玉髓温标 |
|------|------|-----------------|------------------|------|------|------|-----------------|------------------|------|
| HR   | 93.0 | 170             | 160              | 147  | YFX  | 65.9 | 136             | 132              | 110  |
| ZX   | 58.1 | 140             | 135              | 114  | BZ   | 42.4 | 138             | 133              | 111  |
| BPL  | 52.9 | 119             | 117              | 90   | TQ   | 58.6 | 129             | 126              | 102  |
| HL   | 93.2 | 170             | 160              | 148  | JK   | 58.9 | 144             | 138              | 118  |
| LZQ  | 65.8 | 131             | 127              | 103  | KQ   | 86.9 | 147             | 141              | 121  |
| LX   | 51.2 | 116             | 115              | 88   | XYL  | 67.6 | 116             | 114              | 87   |
| SH   | 57.1 | 129             | 125              | 101  | GD   | 63.0 | 132             | 129              | 105  |
| NYZ  | 61.2 | 104             | 105              | 74   | HB   | 58.1 | 118             | 116              | 89   |
| SQW  | 54.5 | 114             | 113              | 85   | SYL  | 59.8 | 117             | 116              | 89   |
| JS   | 67.1 | 128             | 125              | 100  | SZ   | 83.5 | 147             | 141              | 121  |
| AD   | 60.1 | 115             | 114              | 87   | MJ   | 80.0 | 153             | 146              | 128  |
| TS   | 78.0 | 125             | 122              | 97   | HQW  | 75.4 | 133             | 129              | 106  |
| DD   | 67.2 | 122             | 120              | 94   | ZHY  | 58.5 | 98              | 99               | 68   |
| XJ   | 60.9 | 116             | 115              | 88   |      |      |                 |                  |      |

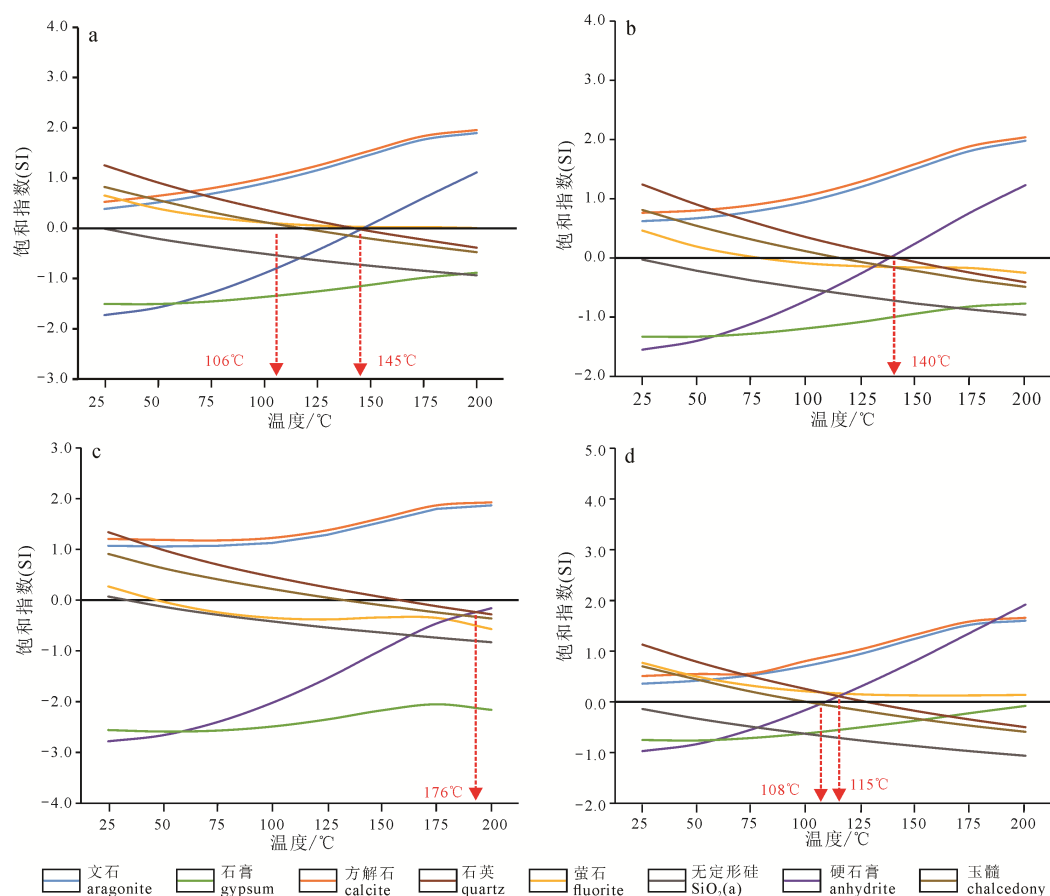


图 8 内陆热水样 JS(a)、JK(b)、HR(c)、TQ(d)中矿物饱和指数与温度之间的关系  
Fig. 8 Temperature vs. SI diagrams for inland thermal water samples JS (a), JK (b), HR (c) and TQ (d)

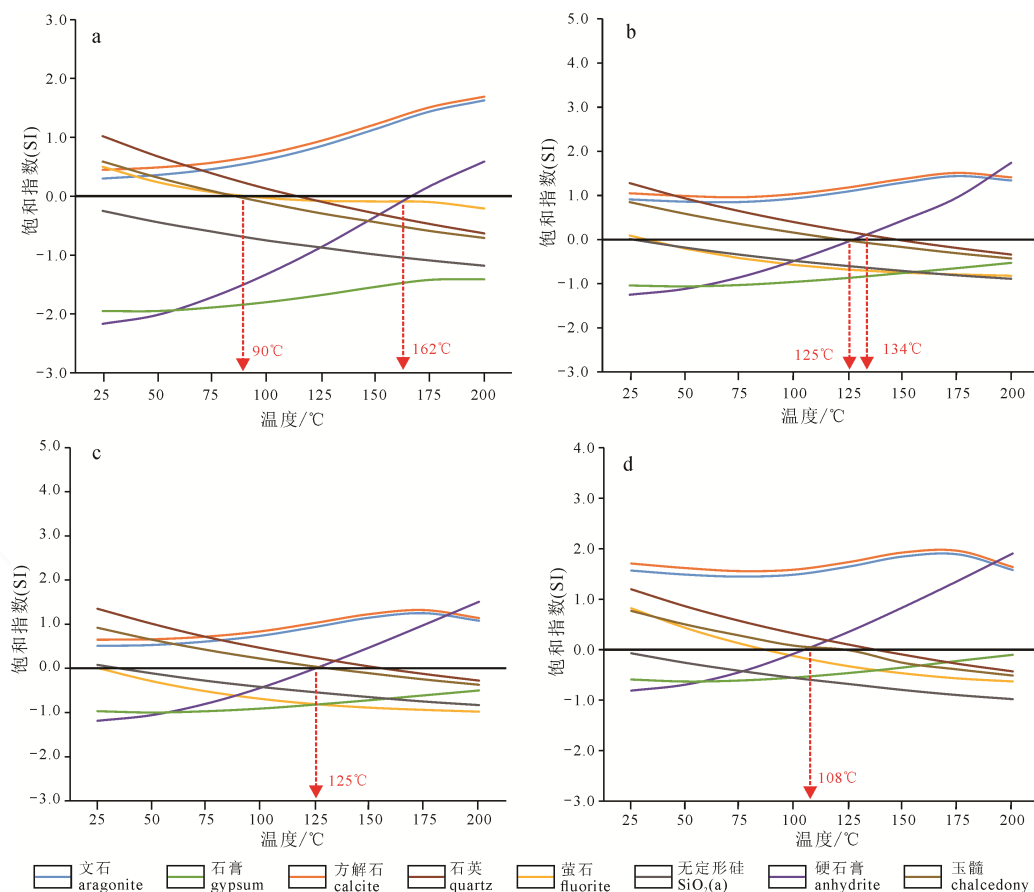


图 9 沿海热水样 SYL(a)、SZ(b)、MJ(c)、HQW(d)中矿物饱和指数与温度之间的关系  
Fig. 9 Temperature vs. SI diagrams for coastal thermal water samples SYL (a), SZ (b), MJ (c) and HQW (d)

SI 零值线, 该温度就代表了流体-矿物化学平衡时的温度。选取具代表性的内陆地热水样(HL、HR、SS、JK、TQ、JS)和沿海地热水样(XYL、SZ、MJ、Hqw、SYL、ZHY)进行模拟。硬石膏-玉髓矿物对饱和指数模拟给出了更具约束性的温度范围, 即内陆地热水的平衡温度为 105~154 °C, 沿海地热水的平衡温度为 104~131 °C(图 10)。

### 5.3.4 硅-焓混合模型

研究区地热水存在深层流体与近地表冷水或海水混合的现象。硅-焓混合模型可在一定程度上消除混合作用对热储温度的影响(Nicholson, 1993)。Wei et al.(2021)对硅-焓混合模型的主要构成要素和

构建过程做了详细介绍, 模型揭示的焓值和温度代表理论上地热流体发生混合作用之前的最大焓值和最高热储温度。

如图 11 和 12 所示, 内陆和沿海地热流体的最高热储温度分别为 137~167°C 和 136~156°C。需要注意的是, 两个热水点置于同一模型中, 如图 11b 中的样品 JK 和 ZX, 仅仅是因为两个样品的  $\text{SiO}_2$  浓度和焓值恰好落在同一条直线上, 并不代表两个样品之间发生过混合作用。

本文利用经典地球化学温标、多矿物饱和指数模拟、硬石膏-玉髓矿物对平衡状态模拟以及硅-焓混合模型对大湾区地热系统的热储温度进行了

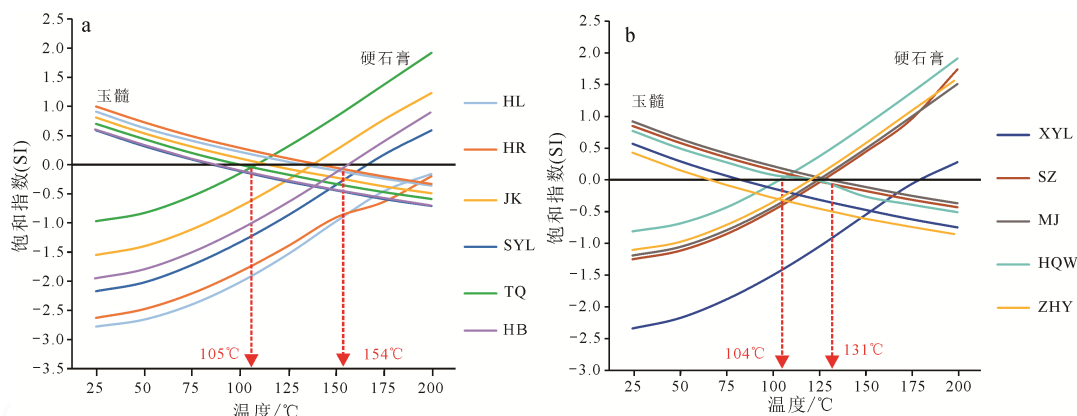


图 10 内陆热水样(a)以及沿海热水样(b)中硬石膏-玉髓矿物对饱和指数(SI)与温度之间的关系

Fig. 10 Temperature vs. saturation indices of anhydrite and chalcedony in relation to inland (a) and coastal thermal water samples (b)

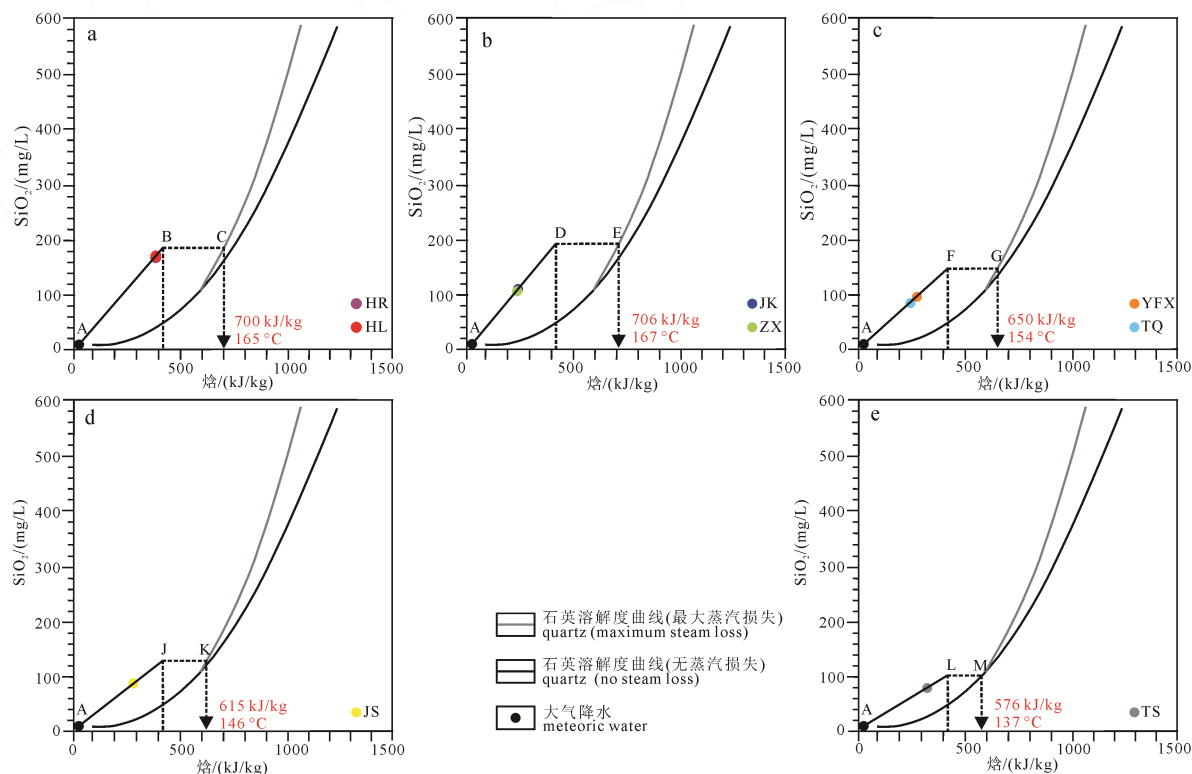


图 11 内陆地热水样 HR 和 HL(a)、JK 和 ZX(b)、YFX 和 TQ(c)、JS(d)、TS(e)的硅-焓混合模型

Fig. 11 Silica-enthalpy models for inland geothermal water samples HR and HL (a), JK and ZX (b), YFX and TQ (c), JS (d), and TS (e)

评估。经对比分析, 我们认为, 玉髓温标所揭示的热储温度值可能代表了大湾区地热系统热储温度的下限, 而通过硅-焓混合模型计算得到的热储温度值很可能代表了大湾区地热系统热储温度的上限。在适当考虑地球化学温标、矿物平衡状态模拟以及

硅-焓混合模型应用条件和热储温度计算结果的基础上, 105~154℃和 104~156℃被认为是内陆和沿海地热系统的最可能的热储温度(图 13)。由于二者并未表现出显著差异, 我们认为粤港澳大湾区地热系统最可能的热储温度范围是 104~156℃。

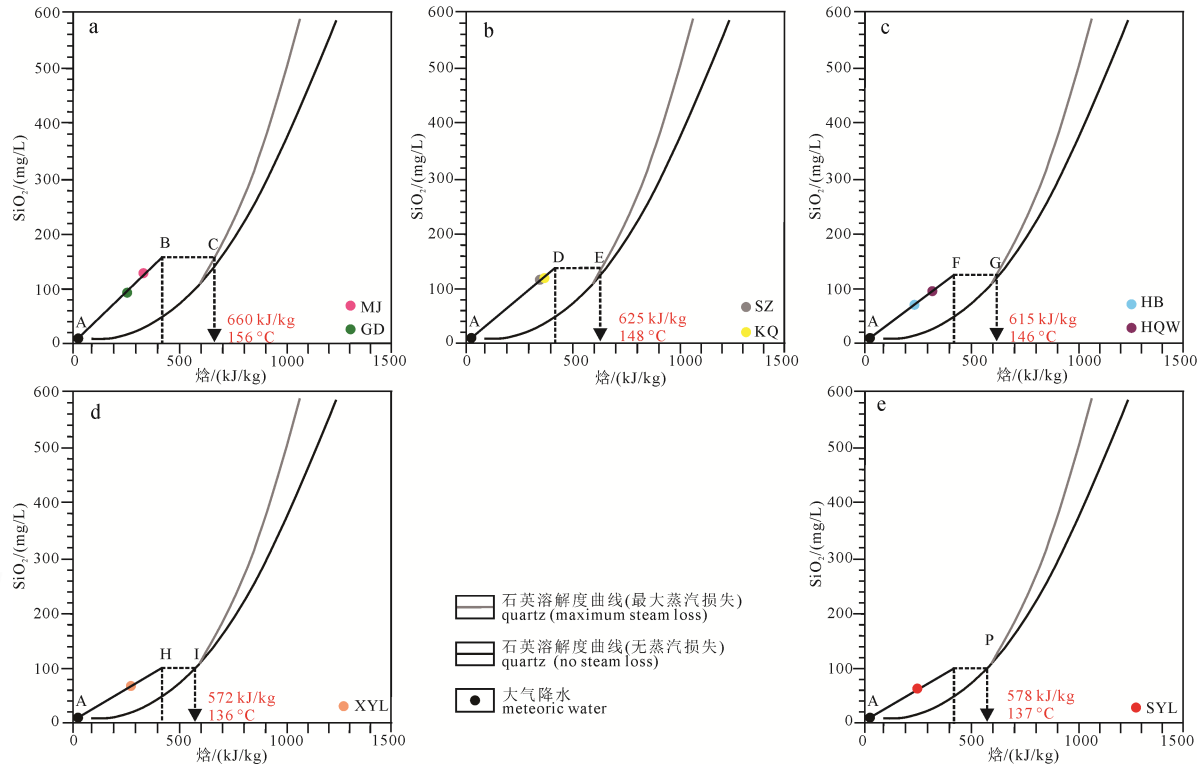


图 12 沿海地热水样 MJ 和 GD(a)、SZ 和 KQ(b)、HB 和 HQW(c)、XYZ(d)、SYL(e)的硅-焓混合模型  
Fig. 12 Silica-enthalpy models for coastal geothermal water samples MJ and GD (a), SZ and KQ (b), HB and HQW (c), XYZ (d), and SYL (e)

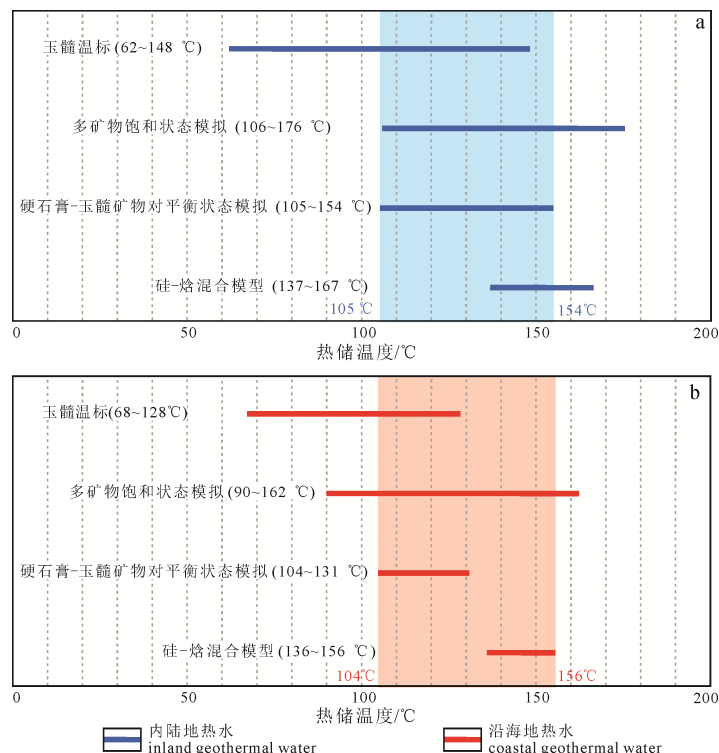


图 13 大湾区内陆(a)和沿海(b)热储温度计算结果对比  
Fig. 13 Comparison of reservoir temperature for inland (a) and coastal geothermal water (b) in the GBA



5.4 循环深度

大湾区的地下热水是大气降水渗入地下,经过深循环在较高的地壳热流背景下加热,上升过程中与近地表冷水或海水混合形成的。根据上述热储温度计算结果,地热水的循环深度可采用公式 $D=D_0+(T_c-T_0)/G$ 来估算。式中 $D$ 为循环深度, $D_0$ 为恒温层的深度,取15 m(Qiu et al., 2018), $T_c$ 为热储温度, $T_0$ 为恒温层温度,近似取为研究区的年平均气温21.8℃(Pei et al., 2018), $G$ 为大湾区的地温梯度,取28.4℃/km(Hu et al., 2001)。计算结果显示(表6),大湾区内陆和沿海地热水的循环深度为3367~4758 m和3173~4247 m。

5.5 混合比例

近地表冷水的混入量可采用公式 $X_c=(H_s-H_i)/(H-H_i)\times 100$ (Guo et al., 2017)计算。式中 $X_c$ 代表冷水混合比例, $H_s$ 为热水样品实测温度

对应的焓值, $H_i$ 为地热流体的初始焓值(硅-焓混合模型揭示的最大焓值), $H$ 为地表冷水的焓值(水温24.1℃,对应的焓值为660 kJ/kg)。计算结果显示(表7),大湾区内陆地热水中冷水混合比例为52%~84%。

沿海地热水中海水的贡献可以用地球化学行为相对保守的氯离子进行计算(Wang and Jiao, 2012) $X_s=(C-C_c)/(C_s-C_c)\times 100$ 。式中, $X_s$ 代表海水的混入比例, $C$ 代表沿海地热水中 $Cl^-$ 的浓度, $C_s$ 和 $C_c$ 分别代表海水和地表冷水中 $Cl^-$ 浓度( $C_s=18\ 132.7$  mg/L,  $C_c=6.2$  mg/L)。结果表明(表7),沿海地热水中海水的混合比例为1%~37%。更靠近海岸线的水样(SZ、MJ、HQW、ZHY)中海水混合比例相对较高,为18%~37%,距离海岸线越远的沿海水样(SYL、KQ、XYL、GD、HB)中海水的贡献则相对较低,为1%~4%,这表明越靠近海岸线,地热水受海水混合的影响更大。

6 结论

(1)粤港澳大湾区内陆地热水的水化学相为重碳酸盐型,沿海地热水则主要呈氯离子型。大湾区内陆地热水主要来源于当地大气降水补给,沿海地热水源于当地大气降水和海水混合补给。

(2)粤港澳大湾区地热系统最可能的热储温度范围是104~156℃。内陆和沿海地热水的循环可达4800 m和4200 m。内陆地热水中的地下冷水的混入量以及沿海地热水中海水的贡献分别可达84%和37%。

(3)大湾区地下热水的地球化学行为主要受水岩反应和地下冷水/海水混合作用共同控制。

致谢:衷心感谢深圳大学深空深地学科交叉研究中心的硕士研究生徐讲湾和唐科在本文写作过程中给予的建设性意见和建议。感谢审稿专家和编辑审阅本文并提出宝贵的修改意见。

Acknowledgements:

This study was supported by the National Natural Science Foundation of China (No. U20A2096), Shenzhen Research Foundation for Basic Research (No. 20200827003238001), and Shenzhen Natural Science Foundation (No. 20220292).

参考文献:

曹新文, 马秀敏, 龚淑云, 纪友亮, 方春波, 李振, 杜威. 2018. 深圳北西向断裂分布特征及其活动性研究[J]. 地质力学学报, 24(6): 759-767.  
甘浩男, 蔺文静, 闫晓雪, 岳高凡, 张薇, 王贵玲. 2020. 粤中隐伏岩体区地热赋存特征及热异常成因分析[J]. 地质学报,

表 6 内陆和沿海地热水的循环深度

Table 6 Circulation depths of inland and coastal geothermal water

| 样品编号 | 玉髓/℃ | 硅-焓模型<br>/℃ | 热储温度/℃ | 循环深度<br>/m |
|------|------|-------------|--------|------------|
| HR   | 147  | 165         | 156.0  | 4740       |
| JS   | 100  | 146         | 123.0  | 3578       |
| TQ   | 102  | 154         | 128.0  | 3754       |
| JK   | 118  | 167         | 142.5  | 4265       |
| TS   | 97   | 137         | 117.0  | 3367       |
| HL   | 148  | 165         | 156.5  | 4758       |
| ZX   | 114  | 167         | 140.5  | 4195       |
| YFX  | 110  | 154         | 132.0  | 3895       |
| KQ   | 121  | 148         | 134.5  | 3983       |
| XYL  | 87   | 136         | 111.5  | 3173       |
| GD   | 105  | 156         | 130.5  | 3842       |
| HB   | 89   | 146         | 117.5  | 3385       |
| SYL  | 89   | 137         | 113.0  | 3226       |
| SZ   | 121  | 148         | 134.5  | 3983       |
| MJ   | 128  | 156         | 142.0  | 4247       |
| HQW  | 106  | 146         | 126.0  | 3684       |

表 7 地热水中海水或地下冷水的混合比例

Table 7 Mixing ratios of seawater and cold water with the coastal and inland geothermal water

| 样品编号 | 冷水/% | 样品编号 | 海水/% |
|------|------|------|------|
| HR   | 52   | KQ   | 1    |
| HL   | 52   | XYL  | 2    |
| JK   | 77   | GD   | 1    |
| ZX   | 78   | HB   | 4    |
| YFX  | 70   | SYL  | 1    |
| TQ   | 75   | SZ   | 27   |
| TS   | 53   | MJ   | 37   |
| JS   | 65   | HQW  | 22   |
| BGY  | 84   | ZHY  | 18   |

94(7): 2096-2106.

广州海洋地质调查局. 2018. 粤港澳大湾区地质图[DB/OL]. 广州: 广州海洋地质调查局. [2022-10-18]. <https://geocloud.cgs.gov.cn/>.

林韵, 高磊, 李绍恒, 王卓微, 叶志平, 陈建耀, 杨志刚. 2020. 广东江门地热水水文地球化学特征及来源分析[J]. 环境化学, 39(2): 512-523.

孙文娟, 张胜军, 孙海萍. 2021. 粤港澳大湾区能源发展现状及转型趋势分析[J]. 国际石油经济, 29(12): 10-15, 33.

徐彦泽. 2009. 沧州市地下水的水文地球化学与稳定同位素[D]. 北京: 中国地质大学(北京).

闫晓雪, 甘浩男, 岳高凡. 2019. 广东惠州—从化典型地热田水文地球化学特征及成因分析[J]. 地质论评, 65(3): 743-754.

叶青. 2012. 广东从化新温泉地热地质特征及地热资源评价[D]. 北京: 中国地质大学(北京).

袁建飞. 2013. 广东沿海地热系统水文地球化学研究[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉).

袁玉松, 马永生, 胡圣标, 郭彤楼, 付孝悦. 2006. 中国南方现今地热特征[J]. 地球物理学报, 49(4): 1118-1126.

张珂, 马浩明, 蔡剑波. 2002. 华南沿海温泉成因探讨[J]. 中山大学学报(自然科学版), 41(1): 82-86.

张奇莺. 2010. 珠三角地区山地住区设计研究[D]. 广州: 华南理工大学.

周海燕, 周训, 柳春晖, 虞岚, 李娟, 梁永国. 2008. 广东省从化温泉热矿水水化学与同位素特征[J]. 自然资源学报, 23(4): 705-712.

周海燕, 周训, 姚锦梅. 2007. 广东从化温泉的水文地球化学模拟[J]. 现代地质, 21(4): 619-623.

## References:

- AFŞIN M, KUŞCU İ, ELHATIP H, DIRİK K. 2006. Hydrogeochemical properties of CO<sub>2</sub>-rich thermal-mineral waters in Kayseri (Central Anatolia), Turkey[J]. Environmental Geology, 50(1): 24-36.
- ALÇIÇEK H, BÜLBÜL A, ALÇIÇEK M C. 2016. Hydrogeochemistry of the thermal waters from the Yenice Geothermal Field (Denizli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey)[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 309: 118-138.
- ALÇIÇEK H, BÜLBÜL A, YAVUZER İ, ALÇIÇEK M. C. 2019. Hydrogeochemical and isotopic assessment and geothermometry applications in relation to the Karahayit Geothermal Field (Denizli Basin, SW Anatolia, Turkey)[J]. Hydrogeology Journal, 27(5): 1791-1816.
- ARNÓRSSON S. 1983. Chemical equilibria in icelandic geothermal systems—Implications for chemical geothermometry investigations[J]. Geothermics, 12(2-3): 119-128.
- AVŞAR Ö, KURTULUŞ B, GÜRSU S, KUŞCU G G, KAÇAROĞLU F. 2016. Geochemical and isotopic characteristics of structurally controlled geothermal and mineral waters of Muğla (SW Turkey)[J]. Geothermics, 64: 466-481.
- BOUCHAOU L, MICHELOT J L, QURTOBI M, ZINE N, GAYE C B, AGGARWAL P K, MARAH H, ZEROUALI A, TALEB H, VENGOSH A. 2009. Origin and residence time of

groundwater in the Tadla basin (Morocco) using multiple isotopic and geochemical tools[J]. Journal of Hydrology, 379(3-4): 323-338.

CHEN Liu-zhu, MA Teng, DU Yao, XIAO Cong, CHEN Xin-ming, LIU Cun-fu, WANG Yan-xin. 2016. Hydrochemical and isotopic (<sup>2</sup>H, <sup>18</sup>O and <sup>37</sup>Cl) constraints on evolution of geothermal water in coastal plain of Southwestern Guangdong Province, China[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 318: 45-54.

CAO Xin-wen, MA Xiu-min, GONG Shu-yun, JI You-liang, FANG Chun-bo, LI Zhen, DU Wei. 2018. A study on distribution characteristics and activity of north-west faults in Shenzhen[J]. Journal of Geomechanics, 24(6): 759-767(in Chinese with English abstract).

DARBYSHIRE D. P F, SEWELL R J. 1997. Nd and Sr isotope geochemistry of plutonic rocks from Hong Kong: implications for granite petrogenesis, regional structure and crustal evolution[J]. Chemical Geology, 143(1-2): 81-93.

FOURNIER R O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. Geothermics, 5(1-4): 41-50.

GAN Hao-nan, LIN Wen-jing, YAN Xiao-xue, YUE Gao-fan, ZHANG Wei, WANG Gui-ling. 2020. Analysis of geothermal occurrence characteristics and origin of the thermal anomalies in the hidden igneous rock area in the central Guangdong[J]. Acta Geologica Sinica, 94(7): 2096-2106(in Chinese with English abstract).

GIGGENBACH W F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(12): 2749-2765.

GUO Qi, PANG Zhong-he, WANG Ying-chun, TIAN Jiao. 2017. Fluid geochemistry and geothermometry applications of the Kangding high-temperature geothermal system in eastern Himalayas[J]. Applied Geochemistry, 81: 63-75.

HU Sheng-biao, HE Li-juan, WANG Ji-yang. 2001. Compilation of heat flow data in the China continental area (3rd edition)[J]. Chinese Journal of Geophysics, 44(5): 604-618.

IAH. 1979. Map of mineral and thermal water of Europe (Scale 1:500,000)[R]. New York: International Association of Hydrogeologists.

JIANG Guang-zheng, HU Sheng-biao, SHI Yi-zuo, ZHANG Chao, WANG Zhu-ting, HU Di. 2019. Terrestrial heat flow of continental China: Updated dataset and tectonic implications[J]. Tectonophysics, 753: 36-48.

LIN Ben-hai, YANG Shu-zhuang, ZHU Bo-shan, WU Hou-xin. 2006. Geological structure and basic geotechnical characteristics in Guangdong province[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 25(2): 3337-3346.

LIN Yun, GAO Lei, LI Shao-heng, WANG Zhuo-wei, YE Zhi-ping, CHEN Jian-yao, YANG Zhi-gang. 2020. Hydrogeochemical characteristics and source identification of geothermal waters in Jiangmen, Guangdong Province[J]. Environmental Chemistry, 39(2): 512-523(in Chinese with English abstract).

MICHARD G. 1990. Behaviour of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, Mn, W, F) in deep hot waters from granitic areas[J]. Chemical Geology, 89(2): 117-134.

- NICHOLSON K. 1993. Geothermal fluids: Chemistry and exploration techniques[M]. Berlin: Springer-Verlag.
- PANNO S V, HACKLEY K C, HWANG H H, GREENBERG S E, KRAPAC I G, LANDSBERGER S, O'KELLY D J. 2006. Characterization and identification of Na-Cl sources in ground water[J]. *Ground Water*, 44(2): 176-187.
- PARKHURST D L, APPELO C A J. 1999. User's guide to PHREEQC (Version 2): A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations[R]. Reston VA: U.S. Geological Survey.
- PASTORELLI S, MARINI L, HUNZIKER J C. 1999. Water chemistry and isotope composition of the Acquarossa thermal system, Ticino, Switzerland[J]. *Geothermics*, 28(1): 75-93.
- PEI Jie, NIU Zheng, WANG Li, SONG Xiao-peng, HUANG Ni, GENG Jing, WU Yan-bin, JIANG Hong-hui. 2018. Spatial-temporal dynamics of carbon emissions and carbon sinks in economically developed areas of China: a case study of Guangdong Province[J]. *Scientific Reports*, 8(1): 13383.
- QIU Xiao-lin, WANG Ya, WANG Zhong-zheng, REGENAUER-LIEB K, ZHANG Ke, LIU Jie. 2018. Determining the origin, circulation path and residence time of geothermal groundwater using multiple isotopic techniques in the Heyuan Fault Zone of Southern China[J]. *Journal of Hydrology*, 567: 339-350.
- SUN Wen-juan, ZHANG Sheng-jun, SUN Hai-ping. 2021. Energy development status and transformation trend in Guangdong-Hong Kong-Macao Greater Bay Area[J]. *International Petroleum Economics*, 29(12): 10-15, 33(in Chinese with English abstract).
- TANNOCK L, WANG Ya, LI Jing-fu, LIU Jie, ZHANG Ke, XU Li-feng, REGENAUER-LIEB K. 2019. A preliminary study on the mechanics and tectonic relationship to the geothermal field of the Heyuan Fault Zone in Guangdong Province[J]. *Journal of Geomechanics*, 25(3): 400-411.
- TARCAN G, GEMICI Ü. 2003. Water geochemistry of the Seferihisar geothermal area, İzmir, Turkey[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126(3-4): 225-242.
- TRUESDELL A H, HULSTON J R. 1980. Isotopic evidence on environments of geothermal systems[C]//FRITZ P, FONTES J C. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*: 179-226.
- WANG Xiao, LU Guo-ping, HU B-X. 2018a. Hydrogeochemical characteristics and geothermometry applications of thermal waters in coastal Xinzhou and Shenzao geothermal fields, Guangdong, China[J]. *Geofluids*, 2018: 8715080.
- WANG Xiao, WANG Gui-ling, LU Chuan, GAN Hao-nan, LIU Zhao. 2018b. Evolution of deep parent fluids of geothermal fields in the Nimu-Nagchu geothermal belt, Tibet, China[J]. *Geothermics*, 71: 118-131.
- WANG Ya, JIAO J J. 2012. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in the confined Quaternary aquifer of the Pearl River Delta, China[J]. *Journal of Hydrology*, 438-439: 112-124.
- WEI Zheng-an, SHAO Hai-bing, TANG Ling, DENG Bin, LI Hai-long, WANG Cheng-shan. 2021. Hydrogeochemistry and geothermometry of geothermal waters from the Pearl River Delta region, South China[J]. *Geothermics*, 96: 102164.
- XI Yu-fei, WANG Gui-ling, LIU Shuang, ZHAO Ya-bo, HU Xiang-yun. 2018. The formation of a geothermal anomaly and extensional structures in Guangdong, China: Evidence from gravity analyses[J]. *Geothermics*, 72: 225-231.
- XU Yan-ze. 2009. Geochemistry and  $^2\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$  stable isotopes of Cangzhou aquifer systems[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing)(in Chinese with English abstract).
- YAN Xiao-xue, GAN Hao-nan, YUE Gao-fan. 2019. Hydrogeochemical characteristics and genesis of typical geothermal fields from Huangshadong to Conghua in Guangdong[J]. *Geological Review*, 65(3): 743-754(in Chinese with English abstract).
- YE Qing. 2012. Geologic features of the geothermal fields and assessment of geothermal resources in the New Conghua Hot Spring area in Guangdong[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- YUAN Jian-fei. 2013. Hydrogeochemistry of the geothermal systems in coastal areas of Guangdong Province, South China[D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan) (in Chinese with English abstract).
- YURTERI C, SIMSEK S. 2017. Hydrogeological and hydrochemical studies of the Kaman-Savcili-Büyükoba (Kirsehir) geothermal area, Turkey[J]. *Geothermics*, 65: 99-112.
- YUAN Yu-song, MA Yong-sheng, HU Sheng-biao, GUO Tong-lou, FU Xiao-yue. 2006. Present-day geothermal characteristics in South China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 49(4): 1118-1126(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Ke, MA Hao-ming, CAI Jian-bo. 2002. Discussion on the origins of hot spring along the coast of South China[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni*, 41(1): 82-86(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Qi-ying. 2010. Study on mountain residential district design in Pearl River Delta region[D]. Guangzhou: South China University of Technology(in Chinese with English abstract).
- ZHOU Hai-yan, ZHOU Xun, LIU Chun-hui, YU Lan, LI Juan, LIANG Yong-guo. 2008. Hydro-chemical and isotopic characteristics of Conghua hot mineral springs in Guangdong[J]. *Journal of Natural Resources*, 23(4): 705-712(in Chinese with English abstract).
- ZHOU Hai-yan, ZHOU Xun, YAO Jin-mei. 2007. Hydrogeochemical modeling of the Conghua hot spring in Guangdong[J]. *Geoscience*, 21(4): 619-623(in Chinese with English abstract).