

胶东典型花岗岩热储地下水水化学特征及热储研究

王晓翠, 孙海龙, 袁星芳

A study of the hydrochemical characteristics and geothermal water of typical granite geothermal reservoir in the Jiaodong area

WANG Xiaocui, SUN Hailong, and YUAN Xingfang

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202106049>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

四川广安铜锣山背斜热储性质及地热成因模式

A study of the characteristics of geothermal reservoir and genesis of thermal groundwater in the Tongluoshan anticline near Guang'an in east Sichuan

李明辉, 袁建飞, 黄从俊, 刘慧中, 郭镜 水文地质工程地质. 2020, 47(6): 36-46

西宁盆地地热水特征及回灌结垢风险

Characteristics of geothermal water in the Xining Basin and risk of reinjection scaling

赵振, 秦光雄, 罗银飞, 晁嘉豪, 耿松鹤, 张亮 水文地质工程地质. 2021, 48(5): 193-204

川藏铁路康定隧址区地热水成因及其工程影响分析

An analysis of the genesis and engineering influence of geothermal water in the Kangding tunnel site of the Sichuan-Tibet Railway

张云辉, 李晓, 徐正宣, 常兴旺, 黄, 多吉 水文地质工程地质. 2021, 48(5): 46-53

四川巴塘地热田水文地球化学特征及成因

Hydrogeochemical characteristics and genesis of the geothermal fields in Batang of Sichuan

赵佳怡, 张薇, 张汉雄, 屈泽伟, 李曼, 岳高凡 水文地质工程地质. 2019, 46(4): 81-89

玛曲高原区潜水水化学和氢氧同位素特征

Hydrochemical and hydrogen and oxygen isotope characteristics of subsurface water in the Maqu Plateau

王振, 郭华明, 刘海燕, 赵威光, 刘帅, 王娇, 沈萌萌 水文地质工程地质. 2021, 48(1): 18-26

沉积型和火山型地热流体的同位素水文地球化学对比研究

A comparative study of isotopic hydrogeochemistry of geothermal fluids of sedimentary basin type and volcanic type

马致远, 李嘉祺, 翟美静, 吴敏, 许勇 水文地质工程地质. 2019, 46(6): 9-18



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202106049

王晓翠, 孙海龙, 袁星芳. 胶东典型花岗岩热储地下水水化学特征及热储研究 [J]. 水文地质工程地质, 2022, 49(5): 186-194.
WANG Xiaocui, SUN Hailong, YUAN Xingfang. A study of the hydrochemical characteristics and geothermal water of typical granite geothermal reservoir in the Jiaodong area[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2022, 49(5): 186-194.

胶东典型花岗岩热储地下水水化学特征及 热储研究

王晓翠^{1,2}, 孙海龙¹, 袁星芳³

(1. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081; 2. 青岛大学环境科学与工程学院, 山东 青岛 266071; 3. 山东省第六地质矿产勘察院, 山东 威海 264209)

摘要: 招远地热田位于胶东隆起区, 元古代蚀变花岗岩分布广泛, 地下水微量元素丰富。为查明地下水微量组分的赋存条件、花岗岩热储环境与地热资源量, 利用地下水水化学分析、热储分析及有效能源换算法, 建立 Gibbs 模型, 进行 PHREEQC 模拟并开展热储估算。研究结果显示: (1) 地下水水化学类型为 Cl—Na 型, 与海水水化学类型一致, 地下水溶解性固体总量(TDS)介于 1 359.7 ~ 5 302.0 mg/L, 锶、溴、偏硅酸等微量组分的质量浓度分别达 26.20, 7.50, 88.00 mg/L, 均超过国家医疗热矿水水质标准; (2) 地热田东北方向的玲珑花岗岩中锶的质量分数较高, 介于 334 ~ 1 805 mg/kg, 是地下水中锶的一个重要来源; (3) 热储温度在 107 ~ 215 °C 之间, 硅-焓图解法分析冷水混入比例为 33.6% ~ 58.9%。结果显示: 40 ~ 60 °C 的总可用能源 19.73 TJ/a, 总热能达 5 479.57 MW·h, 吨油当量 471.16 toe; >60 °C 的总可用能源 301.57 TJ/a, 总热能达 83 771.53 MW·h, 吨油当量为 7 203.06 toe。综合分析认为研究区地热资源丰富, 地下水微量元素来源于花岗岩热储层的溶滤作用, 富集过程受热储环境的影响, 研究结果有助于完善地下水水-岩相互作用理论。

关键词: 地下水; 微量元素; 热储; 地热能; 水-岩相互作用

中图分类号: P314

文献标志码: A

文章编号: 1000-3665(2022)05-0186-09

A study of the hydrochemical characteristics and geothermal water of typical granite geothermal reservoir in the Jiaodong area

WANG Xiaocui^{1,2}, SUN Hailong¹, YUAN Xingfang³

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou 550081, China; 2. School of Environmental Science and Engineering, Qingdao University, Qingdao, Shandong 266071, China; 3. No. 6 Institute of Geology and Mineral Resources Exploration of Shandong Province, Weihai, Shandong 264209, China)

Abstract: Zhaoyuan is located in Jiaodong uplift zone. Proterozoic altered granites are widely distributed. The trace elements are enriched in geothermal fields. In order to ascertain the occurrence conditions of the trace components, the granite geothermal reservoir and geothermal resources. We use hydrochemical analysis, reservoir temperature analysis and effective energy conversion methods, establish Gibbs model, PHREEQC model,

收稿日期: 2021-06-22; 修订日期: 2021-12-22

投稿网址: www.swdzgcdz.com

基金项目: 环境地球化学国家重点实验室开放课题(SKLEG2021215); 山东省自然科学基金项目(ZR2021QD065); 山东省第六地质矿产勘查院基金项目(KY2019012)

第一作者: 王晓翠(1988-), 女, 博士, 讲师, 主要从事水文地质、地下水成因研究工作。E-mail: stu_wxcui@126.com

reservoir estimation, and obtain the occurrence conditions and reservoir environment of trace components of thermal water. The results show that (1) Zhaoyuan geothermal water, similar to seawater, is Cl—Na type. The total dissolved solids (TDS) of geothermal water ranges from 1 359.7 mg/L to 5 302.0 mg/L, and the mass concentrations of strontium, bromine and metasilicic acid are 26.20, 7.50 and 88.00 mg/L, respectively, which exceed the national medical thermal mineral water quality standards. (2) The Linglong granite in the northeast of the geothermal field has high strontium content, ranging from 334 mg/kg to 1 805 mg/kg, which is an important source of strontium. (3) The reservoir temperature of geothermal field is between 107 °C and 215 °C, and the mixing proportion of cold water is between 33.6% and 58.9% calculated from silicon enthalpy diagram. The calculation results indicate that available energy is 19.73 TJ/a, 5 479.57 MW·h and 471.16 toe between 40 and 60 °C. The total available energy is 301.57 TJ/a, 83 771.53 MW·h, and 7 203.06 toe over 60 °C. The trace components come from lixiviation between strontium-rich granite surrounding rock and groundwater. The enrichment process of trace elements is affected by geothermal reservoir. This study may provide a better understanding of the characteristics of geothermal water in the granite thermal reservoirs, and enrich and promote the theory of geothermal water-rock interactions.

Keywords: geothermal water; trace components; reservoir temperature; geothermal energy; water-rock interaction

温泉系统中, 地下热水与围岩间的物质交换决定了热储层热水的水化学特征; 地下热水的水化学组分蕴含着丰富的热储信息, 多种水文地球化学方法已被广泛应用于地热系统的研究^[1]。地下热水成因机制与热储围岩性质、水-岩相互作用、冷热水混合比例、热储温度等密切相关^[2]。地下热水中偏硅酸含量、矿物沉淀-溶解状态、微量组分含量等是反映热储特征及水-岩相互作用程度的主要指标^[3-4]。对地下热水水化学组分进行分析可以确定热储环境及其响应规律, 为地下热水成因机制分析提供依据, 有助于丰富地下水水-岩相互作用理论。

热储温度是地热资源评估的一个重要指标, 也是影响水-岩相互作用的关键因素。热储温度估算一般采用阳离子温标法, 如 Na/K 温标^[5]、Na-K-Ca 温标^[6]、K/Mg 温标^[6-7]和 SiO₂ 温标^[8]等。离子温标的计算是基于地下热水出露过程中水化学组分反应的“滞后性”。然而在地下热水水循环过程中方解石、白云石、石膏、CO₂ 等参与的水-岩相互作用较为强烈, 阳离子温标计算得到的热储温度不能准确指示热储特征^[9]。考虑水-岩相互作用过程及矿物溶解-沉淀动态平衡, 建立多矿物组合法确定热储温度, 建立考虑蒸汽损失的硅-焓法计算地下浅层冷水与地下热水的混合比例, 才能有效分析地下冷水及强烈水-岩相互作用, 综合分析预测深层热储特征。

胶东地下热水资源丰富, 断裂发育, 花岗岩分布广泛。据前人的研究成果可知, 鲁东地下热水 31 处,

溶解性固体总量(TDS)差异较大, 热储层岩性为岩浆岩、变质岩^[10]。胶东即墨温泉微量元素含量丰富, 部分含量远超海水^[11]。胶东地下热水与济南泉域^[12]、太原晋祠泉域^[13]等灰岩、碳酸盐含水层 SO₄·HCO₃—Ca·Mg 型为主的地下水成因存在明显差异, 储水岩性不同; 与长白山玄武岩区盆地型地热水 HCO₃·Cl—Na·Ca 型亦有不同, 偏硅酸含量相当, 但锂、锶、硼等微量元素含量占优势^[14]。招远地区花岗岩基岩裂隙地下热水分布广泛, 浅层地下水与热水水力联系密切, 与热储围岩水-岩相互作用强烈^[15]。进一步探清胶东招远典型花岗岩热储层地下热水成因, 揭示花岗岩热储环境, 查明地下热水赋存的地热资源量, 显得尤为重要。

为了探清胶东地热区地下热水水化学特征及热储层赋存地热能潜在资源量, 本文以招远地区为例, 采用水化学特征分析^[16-17]、Gibbs 图分析^[18]、热储温泉估算^[19]、PHREEQC 水文地球化学模拟^[20-21]、温泉地热能潜在资源量分析^[22]等方法, 研究花岗岩热储层地下热水微量元素富集的热储条件并估算热储层的地热能潜在资源量, 为招远地区地下热水成因分析及合理开发提供科学依据。

1 研究区概况

招远地热田距渤海 25 km, 位于招远—平度(招平)断裂与玲珑断裂形成的菱形区内, 招平断裂走向 NE 45°~60°, 玲珑断裂带走向 NE 20°, 倾角 45°左右,

全长约 60 km, 最高峰罗山海拔 759 m, 地层发育有: 新太古界胶东群, 古元古界粉子山群, 新元古界蓬莱群, 下白垩统莱阳组, 白垩系青山组、王氏组和第四系^[15]; 断裂带沿玲珑花岗岩体与胶东群变质岩的接触带产出, 热液蚀变作用导致破碎带内充填角砾岩、斑岩、玢岩, 成为导水带, 为地下热水的出露提供有利的条件。

招远地区地下水类型主要有松散岩类孔隙水和基岩裂隙水, 主要补给来源为大气降水, 地下水沿岩层的风化裂隙带运动, 水力坡度较大, 径流通畅, 但裂隙细小, 径流量不大。地下水水化学类型具有水平分

带性, 由周边山地向西北部沿海依次为: 重碳酸盐型、重碳酸盐氯化物型、氯化物重碳酸盐型、氯化物型, TDS 逐渐增高, 地下水补给、径流、排泄途径短, 地下水循环交替迅速, 如图 1(a)所示。岩浆岩分布广泛, 桃科期超基性岩出露在招远南部 12 km 十字道北孙家乔附近, 岩体规模小, 分布零乱, 具有微弱分异现象, 大部分已蛇纹石化、石棉化; 燕山早期花岗岩类主要有玲珑花岗岩以及分布于西南、西北 15 km 的上庄、北截、丛家花岗闪长岩, 位于招平断裂带两侧, 如图 1(b)和图 1(c)所示; 燕山期中酸性脉岩岩性为闪长玢岩、石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩。

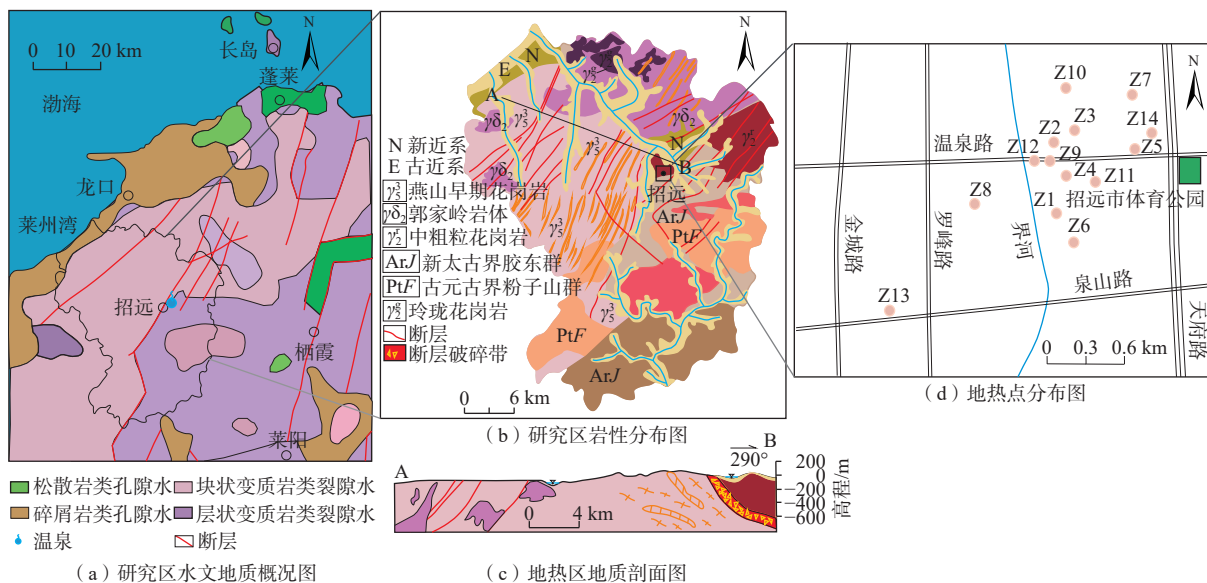


图 1 招远地区地质地貌及取样点简图

Fig. 1 Geology and geomorphology and sampling points of the Zhaoyuan area

2 样品采集与分析方法

本次研究于 2017 年 2 月采集到 14 个地下热水样, 采样点如图 1(d)所示, 严格按照《地热资源地质勘查规范》(GB/T 11615—2010)附录 B——地热流体分析样品的采集与保存方法进行, 依据《饮用天然矿泉水检验方法》(GB/T 8538—2008)测试各组分的质量浓度(ρ)。K⁺、Na⁺、Li⁺、Sr²⁺采用火焰原子吸收法, Cl⁻和 SO₄²⁻采用离子色谱法, NH₄⁺、Fe²⁺、Fe³⁺、F⁻、Br⁻、H₂SiO₃采用分光光度法, Ca²⁺、Mg²⁺采用容量法(EDTA 滴定), HCO₃⁻和 CO₃²⁻采用容量法(盐酸滴定), 测试精度均为 0.01 mg/L, 阴阳离子电荷平衡相对误差为±5%。游离 CO₂ 采用酚酞试剂为指示剂的氢氧化钠标准溶液(浓度为 0.05 mol/L)滴定法测试, 测试精度 0.01 mol/L。

运用舒卡列夫分析水化学类型; 利用 WATCH 软件计算 20 ~ 200 °C 矿物饱和指数(SI), 设置间隔为 20 °C; 运用 AqQA、AquaChem、PhreeqC 和 Gibbs 图分析水化学特征及微量组分富集特征; 运用硅-焓法、多矿物溶解-沉淀平衡法估算冷水混入比例及热储温度; 运用现代水文地质学和地热学方法计算地热能指标热容量/热功率。

3 结果

本次研究分析 15 个水样点(S1 为招远海水点)的水化学组分, 包括主要元素、微量元素、SiO₂ 的质量浓度及水样 TDS 等值, 见表 1。热储层 CO₂ 对水-岩相互作用具有重要影响, 是碳酸盐类矿物溶解、沉淀反应的主要气体影响因素, 标准空气中 CO₂ 的气压(P_{CO₂})为 30 Pa, 利用 AqQA 计算 15 组溶液的碱度及

表 1 研究区地下热水组分质量浓度、TDS、碱度及计算获得的 P_{CO_2}

Table 1 Mass concentration of constituents, TDS, alkalinity and calculated P_{CO_2} of 15 samples

水样	$\rho(Na^+)$ /($mg \cdot L^{-1}$)	$\rho(Mg^{2+})$ /($mg \cdot L^{-1}$)	$\rho(Ca^{2+})$ /($mg \cdot L^{-1}$)	$\rho(Cl^-)$ /($mg \cdot L^{-1}$)	$\rho(SO_4^{2-})$ /($mg \cdot L^{-1}$)	$\rho(HCO_3^-)$ /($mg \cdot L^{-1}$)	$\rho(SiO_2)$ /($mg \cdot L^{-1}$)	TDS /($mg \cdot L^{-1}$)	碱度 /($mg \cdot kg^{-1} CaCO_3$)	电荷平衡 /%	P_{CO_2} /Pa
S1	11 100.0	1 150.0	353.0	19 400.0	2 280.0	104.0	0.6	34 800.0	109.0	1.06	69
Z1	1 575.8	10.1	240.9	2 664.8	99.6	252.2	—	4 717.3	200.3	0.15	9 300
Z2	1 618.1	5.1	231.4	2 731.8	123.4	149.4	60.0	4 853.9	128.1	0.03	730
Z3	1 748.7	12.5	251.6	2 990.1	125.7	146.3	88.0	5 302.0	113.4	0.11	1 400
Z4	1 731.4	1.8	253.1	2 922.1	116.4	186.7	80.0	5 206.9	156.5	0.01	1 300
Z5	1 343.1	9.3	224.8	2 236.3	119.8	281.8	55.0	4 136.4	200.5	0.46	3 800
Z6	455.3	3.9	55.2	587.7	52.8	308.7	46.0	1 359.7	253.1	0.03	580
Z7	1 449.6	35.7	270.9	2 596.0	80.4	275.8	28.8	4 603.2	223.2	0.05	560
Z8	968.2	63.1	189.9	1 765.3	93.4	291.9	15.0	3 256.6	248.2	0.02	1 400
Z9	1 647.5	11.4	238.4	2 788.2	112.1	202.0	60.0	4 970.1	167.3	0.02	630
Z10	1 766.5	16.6	251.1	2 961.1	122.2	266.8	24.0	5 286.3	222.0	0.01	750
Z11	773.6	8.4	74.9	1 144.1	76.2	242.0	48.0	2 253.4	204.0	0.14	270
Z12	1 398.7	26.3	218.9	2 360.6	94.0	316.1	15.0	4 277.8	268.4	0.03	1 900
Z13	100.6	56.2	98.9	1 155.9	494.6	313.0	—	2 172.6	252.7	4.80	1 800
Z14	1 188.0	4.2	162.1	1 924.7	346.8	224.1	85.7	4 027.5	181.9	1.80	1 200

P_{CO_2} (表 1)。

通过水化学软件 PHREEQC 计算 Z14 地热水矿物 SI, 结果显示文石、羟基磷灰石、锆长石、云母、石英、滑石过饱和。Z14 地下热水与浅层冷水混合出露后锆长石 $SI=0.12$, 仍有沉积的趋势, 如表 2 所示。

表 2 Z14 热水点矿物的 SI

Table 2 SI of minerals of sample Z14

矿物名称	SI	矿物名称	SI	矿物名称	SI
钠长石	-1.52	温石棉	-1.86	羟基磷灰石	1.28
硬石膏	-0.83	CO ₂ (g)	-1.55	伊利石	-2.22
钙长石	-2.88	白云石	0.03	钾长石	-0.96
文石	0.54	毒重石	-2.81	云母	2.87
重晶石	0.40	Fe(OH) ₃ (a)	-0.16	高岭石	-0.47
钙蒙脱石	-2.05	萤石	-0.01	石英	0.33
方解石	0.65	水铝矿	-1.07	菱锰矿	-0.11
天青石	0.00	石膏	-1.09	锆长石	0.12
玉髓	0.04	石盐	-4.38	滑石	2.52
绿泥石	-0.26	锰矿	-1.35		

4 分析与讨论

4.1 研究区地下热水水化学特征

地下热水出露温度在 35 ~ 99 °C 之间, 主要阳离子质量浓度 $\rho(Na^+) > \rho(Ca^{2+}) > \rho(K^+) > \rho(Mg^{2+})$, 主要阴离子质量浓度 $\rho(Cl^-) > \rho(HCO_3^-) > \rho(SO_4^{2-})$, 而 Z13 和 Z14 为 $\rho(SO_4^{2-}) > \rho(HCO_3^-)$ 。HCO₃⁻ 的质量浓度略高于海水, 其他主要组分质量浓度均小于海水。Piper 图(图 2)显示, 浅层地下水中第四系地下水(ZQ)TDS 为 760 mg/L, 水化学类型为 SO₄—Ca 型; 基岩地下水(ZJ)TDS 为

685 mg/L, 水化学类型为 Ca—HCO₃ 型。地下热水样(Z1—Z14)水化学类型为 Cl—Na 型, 同海水点水样 S1 分布在强酸大于弱酸及碱大于碱土区域, TDS 范围为 1.36 ~ 5.30 g/L, 平均值达 4.03 g/L, 与海水 TDS(34.8 g/L)仅相差 1 个数量级。不同于海水, 地下热水中 Sr²⁺、Br⁻、Li⁺、H₂SiO₃ 等微量组分含量丰富, 其中锆含量尤其丰富。由钻孔资料知, 研究区地下热水赋存于花岗岩热储层。胶东地区晚侏罗世花岗岩分布广泛, 其中淡色花岗岩、二长花岗岩中锆的质量分数高, 达 334 ~ 1805 mg/kg, 平均质量分数为 792 mg/kg, 其与地下热水发生水-岩相互作用, 对锆的水文地球化学过程产生重要影响。由表 1 可知, 海水中 P_{CO_2} 为 68.5 Pa, 是大气 CO₂ 分压的 2 倍, 地下热水中 P_{CO_2} 是空气中的

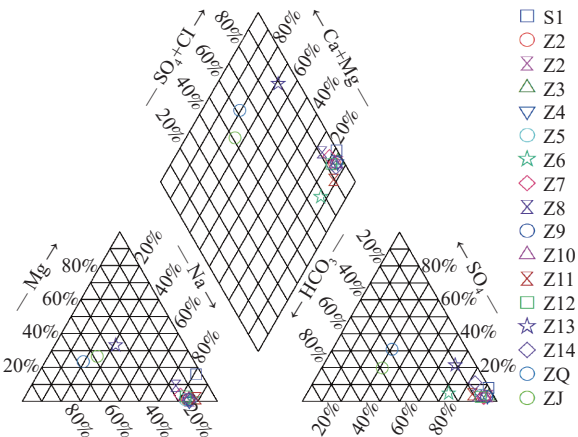


图 2 招远地区地下冷水与地下热水 Piper 图

Fig. 2 Piper diagram of the shallow groundwater and the geothermal water samples in the Zhaoyuan area

9~310 倍;考虑运移过程气体的逸散,实际地下热水 P_{CO_2} 比空气中分压还要高。因此,高锗二长花岗岩与地下热水进行的水-岩相互作用对地下热水锗元素的富集起到关键作用。

4.2 地下热水 Gibbs 模型分析

Gibbs^[18]1970 年分析了大气降水、河水、湖水和海水的 TDS 分布,认为地下水的水化学特征主要受大气降水补给、岩石风化控制和蒸发结晶过程^[21]影响。招远地下热水受蒸发结晶过程的影响,经过演变成为富含 Na^+ 、 Cl^- 的高盐度水,这与石盐(NaCl)矿物的溶解有关。河流入海的演变路径(图 3)显示岩石风化水往富 Na^+ 、 Cl^- 高盐度水演变,海水相对于地下热水具有更高的 Na^+ 、 Cl^- 富集程度。离子质量比 $M(\text{Cl}^-)/M(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ 范围为 0.66~0.99, $M(\text{Na}^+)/M(\text{Na}^++\text{Ca}^{2+})$ 范围为 0.50~0.97,皆大于 0.5,主要受蒸发、浓缩和结晶的影响。另外,围岩中方解石、文石矿物的溶解是地下热水 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 组分的主要来源^[22]。由图 3(a)知,研究区地下热水分布在蒸发-浓缩-结晶控制区内,明显偏离大气降水控制区和岩石风化控制区,接近海水区。海水 TDS 为 34.8 g/L,11 处地下热水点水样的 TDS>3.00 g/L,位于咸水区。

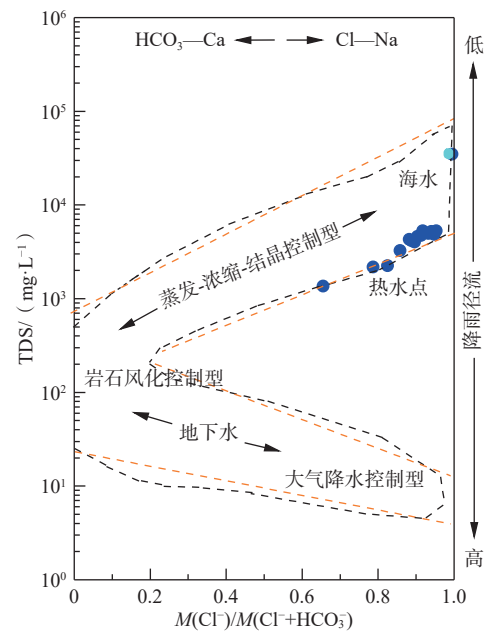
4.3 地下热水热储及混合分析

不同形态的 SiO_2 晶体具有不同的溶解度,且小于 300 °C 时,石英和无定形 SiO_2 的溶解度几乎不受压力和盐度的影响^[23],因此一般用 SiO_2 作为地热温标。研究区 $\rho(\text{SiO}_2)$ 基本分布在玉髓(无蒸汽损失)线上下(图 4),图中 T 为热储的开尔文温度。为了获得热储温度、上涌过程蒸汽损失、浅层冷水混入比例值,通过硅-焓图解法和硅-焓方程法进行估算:①冷水的 $\rho(\text{SiO}_2)$ -热储焓点与地下热水点的连线与标准沸水线 418.68 J/g 交点为 A(图 5),其中 C 点纵坐标 C_y 与 B 点纵坐标 B_y 的比值 C_y/B_y 为蒸汽损失量,延长线交石英溶解度曲线于 D, D 点为估算的不考虑蒸汽损失量的 SiO_2 质量浓度及热储焓值。考虑蒸汽损失的热储温度、不考虑蒸汽损失的热储温度及蒸汽损失量列于表 3 中。②假设热储层地热流体 SiO_2 饱和,浅层冷水混入导致 $\rho(\text{SiO}_2)$ 及焓值下降,设焓值表示的浅层冷水混入地热流体的比例为 X_1 , SiO_2 质量浓度表示的浅层冷水混入比例为 X_2 ^[23]:

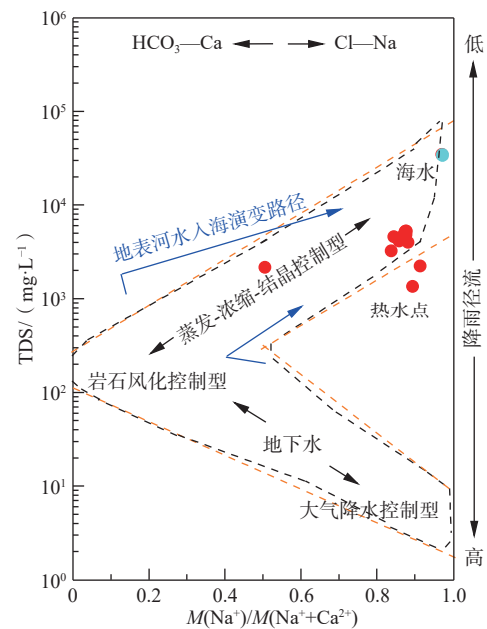
$$X_1 = (H_t - H_s)/(H_t - H_c) \quad (1)$$

$$X_2 = (S_t - S_s)/(S_t - S_c) \quad (2)$$

式中: H_t ——标准地热流体焓值/(J·g⁻¹);



(a) $M(\text{Cl}^-)/M(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ -TDS 分布图



(b) $M(\text{Na}^+)/M(\text{Na}^++\text{Ca}^{2+})$ -TDS 分布图

图 3 招远地区地下热水 Gibbs 图

Fig. 3 Gibbs Diagram of the geothermal water in the Zhaoyuan area

H_s ——出露地下热水焓值/(J·g⁻¹);

H_c ——浅层冷水焓值/(J·g⁻¹);

S_t ——标准地热流体溶解 SiO_2 量/(mg·L⁻¹);

S_s ——出露地下热水溶解 SiO_2 量/(mg·L⁻¹);

S_c ——浅层冷水溶解 SiO_2 量/(mg·L⁻¹).

根据式(1)(2)可以得到混合焓与混合 SiO_2 两类曲线(图 6),混合焓线与混合 SiO_2 线的交点横坐标为估算的浅部冷水混入比例,纵坐标为估算的热储层地

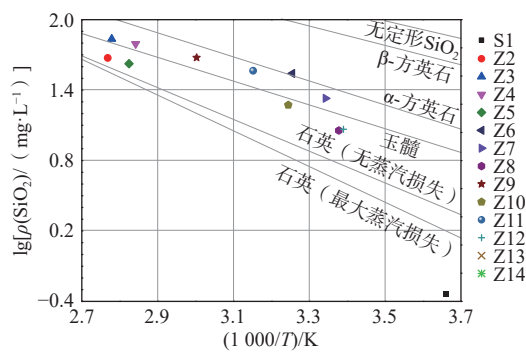


图 4 招远地区地下热水 SiO₂ 温标分布图^[5-8, 22-27]

Fig. 4 Reservoir temperature estimated with SiO₂ geothermometer in the Zhaoyuan area^[5-8, 22-27]

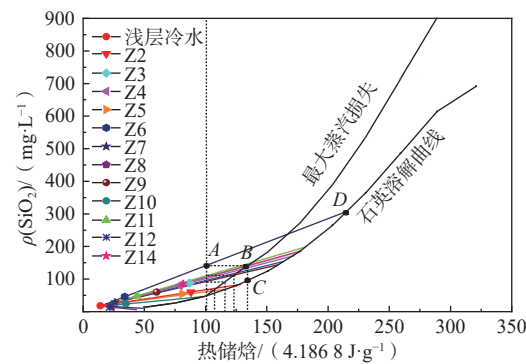


图 5 招远地区地下热水 ρ (SiO₂)-焓值模型

Fig. 5 Silica-enthalpy model of the geothermal water in the Zhaoyuan area

表 3 硅-焓法计算获得的参数

Table 3 Parameters calculated with the silicon enthalpy method						
热水	温度/℃	考虑蒸汽损失 的热储温度/℃	不考虑蒸汽损 失热储温度/℃	蒸汽损 失量/%	冷水 比例/%	热储 温度/℃
Z2	88	107.23	126.00	18.5	33.6	125.73
Z3	87	119.11	171.33	28.5	53.9	172.65
Z4	79	119.87	170.12	29.6	58.9	172.25
Z5	81	106.40	123.96	15.2	39.3	125.33
Z6	34	134.17	217.11	35.5	90.2	215.71
Z7	26	119.49	170.57	28.1	92.2	167.42
Z9	60	117.45	164.44	27.7	70.0	167.90
Z10	35	—	92.10	—	74.4	97.08
Z11	44	121.91	180.34	32.6	81.6	176.60
Z14	82	121.54	173.83	29.7	58.6	176.11

热流体热储温度(表 3)。由表 3 可知, 高于 100 °C 的水样需要考虑蒸汽损失量的影响; 蒸汽损失量越大, 计算得到的考虑蒸汽损失的热储温度与不考虑蒸汽损失的热储温度差值越大。蒸汽损失量最小的地下热水样是 Z5, 损失 15.2%, 热储温度差值 17.56 °C; 最大的是 Z6, 损失 35.5%, 热储温度差值 82.94 °C。总体上, 招远地热田地下热水的浅部冷水混入比例在 33.6%~58.9% 之间, 水样 Z6—Z11 的冷水混入比例偏

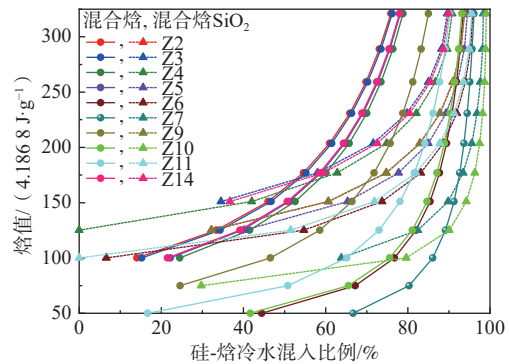


图 6 招远地区地下热水硅-焓方程模型

Fig. 6 Silica-enthalpy equation model of the geothermal water in the Zhaoyuan area

高, 在 70%~92.2% 之间; 地表出露的混合地下水温度较深层地下热水温度低 34~60 °C, 例如, 出露温度最低的地下热水水样 Z7, 其温度为 26 °C, 浅部冷水混合比例最高, 高达 92.2%。

综上所述, 考虑 Z2—Z5, Z14 等 5 个水样, 招远温泉地下热水的有效热储温度平均值为 154.4 °C。为了避免地下热水热储温度计算只考虑 SiO₂ 因子单一性, 需要结合多矿物平衡图解法来进一步分析热储区间。

利用多矿物平衡图解法, 通过 WATCH 软件计算水中溶解的多种矿物, 模拟 20~200 °C 地下热水中矿物的 SI, SI=0 表示矿物处于溶解-沉淀平衡状态, SI>0、SI<0 分别表示矿物处于过饱和、未饱和状态。硬石膏、方解石、钠长石、微斜长石、白云母、玉髓、浊沸石、石英等 8 种矿物的平衡曲线在 107~128 °C 收敛, 此温度区间为热储温度区间, 收敛的温度范围为矿物的热储层的地热温标, 如图 7 所示。模拟招远温泉地下热水的 8 种矿物平衡状态, 获取的温度区间值

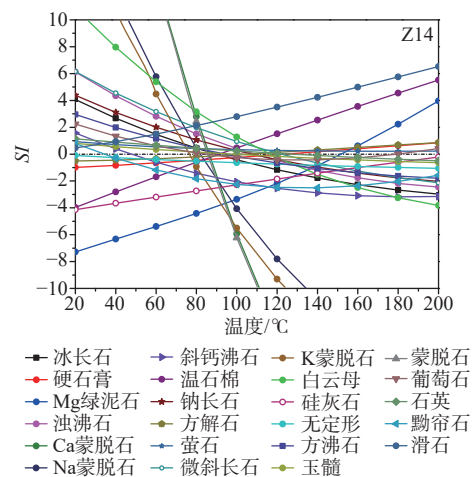


图 7 Z14 地下热水点矿物 SI-温度图

Fig. 7 Plot of SI vs temperature for the geothermal water of Z14

低于硅-焓方法确定的热储温度值,但与考虑蒸汽损失的硅焓方法确定的热储温度一致,说明考虑蒸汽损失的硅-焓法与多矿物平衡图解法都适用于本研究区的热储温度估算。

4.4 能量转换计算(热容量/热功率)

根据国际能源署(IEA)和《联合国统计司国际统计年鉴》可以将地下热水释放的热能转换为化石燃料的热能指标(热容量/热功率)。这些转化的热能可以为供暖期生活社区及公共供暖设施提供一定量的直接利用能量。地热能指标是通过现代水文地质学方法计算热容量以及地下热水释放的总能量^[28-30]:

$$C = F_{\max}(T_i - T_o) \times 0.004\ 184 \quad (3)$$

$$E = F_{\text{avg}}(T_i - T_o) \times 0.131\ 9 \quad (4)$$

$$A = (E/C) \times 0.031\ 71 \quad (5)$$

式中: C ——储热容量/ MW_t ;

E ——可用能源/ $(\text{TJ} \cdot \text{a}^{-1})$;

$F_{\max}$ ——温泉最大流量/ $(\text{kg} \cdot \text{s}^{-1})$;

F_{avg} ——温泉平均流量/ $(\text{kg} \cdot \text{s}^{-1})$;

T_i ——进口温度,即开采温度/ $^{\circ}\text{C}$;

T_o ——出口温度,即利用后温度/ $^{\circ}\text{C}$;

A ——容量系数。

招远地热田花岗岩热储层地下热水 14 个热水点的基本参数及地热能指标如表 4 所示,总开采流量达 119 L/s。流量越大,温度差值越高,获得的 C 和 A 越高。研究区热储层地热总热容量达 11.78 MW_t ,总能源利用率 323.04 TJ/a 。花岗岩断裂带裂隙发育,具有平直性和透水性,有利于地下热水的补给和排泄;相

表 4 地下热水点基本参数及地热能指标

Table 4 Parameters of the geothermal water and geothermal energy indexes

水样点	井深/m	水头/m	$F_{\text{avg}} \sim F_{\max}/(\text{kg} \cdot \text{s}^{-1})$	$T_i/^{\circ}\text{C}$	$T_o/^{\circ}\text{C}$	C/MW_t	$E/(\text{TJ} \cdot \text{a}^{-1})$
Z1	347.0	65.9	3.9~5.1	64	20	0.94	26.16
Z2	218.1	—	3.9~8.9	88	20	2.52	57.21
Z3	252.5	—	9.7~30.0	92	83	1.13	23.58
Z4	400.0	61.2	17.2~26.3	79	75	0.44	11.47
Z5	400.0	66.3	3.7~4.9	100	81	0.40	11.03
Z6	280.0	65.9	6.7~13.2	46	34	0.67	15.78
Z7	200.0	59.3	0.8~0.8	32	26	0.02	0.62
Z8	223.7	66.2	0.5~0.5	23	20	0.01	0.18
Z9	280.4	62.4	1.8~3.7	60	54	0.09	2.18
Z10	226.6	61.4	1.2~1.3	35	33	0.01	0.34
Z11	360.0	62.8	0.8~1.5	44	32	0.07	1.77
Z12	270.1	59.9	1.1~1.2	22	18	0.02	0.60
Z13	81.8	39.8	2.8~2.8	99	20	0.92	29.07
Z14	248.0	63.1	20.8~20.8	82	30	4.54	143.05

比于砂岩、石灰岩,花岗岩具有较高的热导率系数,当温度由 20 $^{\circ}\text{C}$ 升高 120 $^{\circ}\text{C}$ 时,其热导率会降低 9%~16%^[31]。因此,可根据温度将招远地下热水水样分为 3 类,即 <40 $^{\circ}\text{C}$ 、40~60 $^{\circ}\text{C}$ 、>60 $^{\circ}\text{C}$ 的水样,分析其地热指标,如表 5 所示。<40 $^{\circ}\text{C}$ 、40~60 $^{\circ}\text{C}$ 、>60 $^{\circ}\text{C}$ 水样的总能源利用率分别为 1.74, 19.73, 301.58 TJ/a 。招远地区地热资源温度较高,地下热水开采温度在 60~100 $^{\circ}\text{C}$ 之间,热储层温度 107~128 $^{\circ}\text{C}$,微量组分含量高,可用于城市供暖、生活、洗浴等多方面,但是需要考虑利用过程及其降温后水中硬石膏、方解石、钠长石、微斜长石、白云母、石英等矿物的过饱状态造成的矿物沉积结垢的影响。

表 5 招远温泉不同温度范围地热能潜力

Table 5 Geothermal potential of the hot springs in various temperature ranges in the Zhaoyuan area

温度/ $^{\circ}\text{C}$	C/MW_t	$E/(\text{TJ} \cdot \text{a}^{-1})$	A	热能换算电能/ $(\text{MW} \cdot \text{h})$	吨油当量/toe
<40	0.06	1.74	0.98	482.02	41.45
40~60	0.83	19.73	0.75	5 479.57	471.16
>60	10.89	301.57	0.88	83 771.53	7 203.06

5 结论

(1)招远花岗岩热储层地下热水的水化学类型受溶滤作用、蒸发-浓缩-结晶过程及混合作用的影响,微量元素主要来源于热储层地下热水与二长花岗岩类的水-岩相互作用。

(2)深层地下热水与浅层地下冷水以 33.6%~92.2% 的比例混合出露,冷水混入比例越高,出露的温度越低,对应的蒸汽损失含量越高。地下水化学类型没有显著的改变。

(3)文石、方解石、白云石、重晶石、天青石、锶长石、玉髓、石英、针铁矿、羟基磷灰石、K-云母、滑石等多种矿物处于过饱和状态,水-岩相互作用有利于多种微量元素的富集。

(4)招远地热田显示出显著的地热能潜力,仅当前现有的地热井可提供 323.04 TJ/a 的热能,可开采地热能相当于化石燃料能源 7 715.67 toe,应用潜力较大。

参考文献 (References) :

[1] 沈照理,王焰新,郭华明.水-岩相互作用研究的机遇与挑战[J].地球科学,2012,37(2):207-219. [SHEN Zhaoli, WANG Yanxin, GUO Huaming. Opportunities and challenges of water-rock interaction studies[J]. Earth Science, 2012, 37(2): 207-219. (in Chinese with English

- abstract)]
- [2] 周训, 金晓媚, 梁四海, 等. 地下水科学专论[M]. 2版. 北京: 地质出版社, 2010. [ZHOU Xun, JIN Xiaomei, LIANG Sihai, et al. Monographs on groundwater science[M]. 2nd ed. Beijing: Geological Publishing House, 2010. (in Chinese)]
- [3] 文冬光, 沈照理, 钟佐桑. 水-岩相互作用的地球化学模拟理论及应用[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1998. [WEN Dongguang, SHEN Zhaoli, ZHONG Zuoyan. Geochemical simulation theory and application of water-rock interaction[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1998. (in Chinese)]
- [4] 王贵玲, 蔺文静. 我国主要水热型地热系统形成机制与成因模式[J]. 地质学报, 2020, 94(7): 1923 – 1937. [WANG Guiling, LIN Wenjing. Main hydro-geothermal systems and their genetic models in China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2020, 94(7): 1923 – 1937. (in Chinese with English abstract)]
- [5] FOURNIER R O, POTTER I R W. Magnesium correction for the Na-K-Ca chemical geothermometer[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1979, 43(9), 1543 – 1550.
- [6] GIGGENBACH W F. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52(12): 2749 – 2765.
- [7] FOURNIER R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 1977, 5(1/2/3/4): 41 – 50.
- [8] FOURNIER R O, ROWE J J. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells[J]. *American Journal of Science*, 1966, 264(9): 685 – 697.
- [9] LIU Z H, DREYBRODT W. Significance of the carbon sink produced by H₂O-carbonate-CO₂-aquatic phototroph interaction on land[J]. *Science Bulletin*, 2015, 60(2): 182 – 191.
- [10] 高宗军, 孙智杰, 杨永红, 等. 山东省地热水水化学研究及赋存特征[J]. 科学技术与工程, 2019, 19(20): 85 – 90. [GAO Zongjun, SUN Zhijie, YANG Yonghong, et al. Occurrence characteristics and hydrochemical characteristics of geothermal water in Shandong Province[J]. *Science Technology and Engineering*, 2019, 19(20): 85 – 90. (in Chinese with English abstract)]
- [11] HAO Y L, PANG Z H, KONG Y L, et al. Chemical and isotopic constraints on the origin of saline waters from a hot spring in the eastern coastal area of China[J]. *Hydrogeology Journal*, 2020, 28(7): 2457 – 2475.
- [12] 孟庆晗, 王鑫, 邢立亭, 等. 济南四大泉群补给来源差异性研究[J]. 水文地质工程地质, 2020, 47(1): 37 – 45. [MENG Qinghan, WANG Xin, XING Liting, et al. A study of the difference in supply sources of the four groups of springs in Jinan[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2020, 47(1): 37 – 45. (in Chinese with English abstract)]
- [13] 梁永平, 张发旺, 申豪勇, 等. 山西太原晋祠—兰村泉水复流的岩溶水文地质条件新认识[J]. 水文地质工程地质, 2019, 46(1): 11 – 18. [LIANG Yongping, ZHANG Fawang, SHEN Haoyong, et al. Recognition of the critical hydrogeological conditions of the Jinci Spring and Lancun Spring in Shanxi[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2019, 46(1): 11 – 18. (in Chinese with English abstract)]
- [14] 闫佰忠, 邱淑伟, 肖长来, 等. 长白山玄武岩区主要断裂与地热水异常关系[J]. 水文地质工程地质, 2017, 44(4): 34 – 40. [YAN Baizhong, QIU Shuwei, XIAO Changlai, et al. Relationship between the main faults and geothermal water anomaly in the Changbai Mountain basalt area[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2017, 44(4): 34 – 40. (in Chinese with English abstract)]
- [15] 金秉福, 张云吉, 栾光忠. 胶东半岛温泉的地热特征[J]. 水文地质工程地质, 2000, 27(5): 31 – 33. [JIN Bingfu, ZHANG Yunji, LUAN Guangzhong. Geothermal characteristics of warm spring in Jiaodong Peninsula[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2000, 27(5): 31 – 33. (in Chinese with English abstract)]
- [16] 苏春田, 聂发运, 邹胜章, 等. 湖南新田富锶地下水水化学特征与成因分析[J]. 现代地质, 2018, 32(3): 554 – 564. [SU Chuntian, NIE Fayun, ZOU Shengzhang, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of strontium-rich groundwater in Xintian County, Hunan Province[J]. *Geoscience*, 2018, 32(3): 554 – 564. (in Chinese with English abstract)]
- [17] XU T F, SONNENTHAL E, SPYCHER N, et al. TOUGHREACT—A simulation program for non-isothermal multiphase reactive geochemical transport in variably saturated geologic media: Applications to geothermal injectivity and CO₂ geological sequestration [J]. *Computers & Geosciences*, 2006, 32(2): 145 – 165.
- [18] GIBBS R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. *Science*, 1970, 170(3962): 1088 – 1090.
- [19] 杨楠, 苏春利, 曾邯斌, 等. 基于水化学和氢氧同位素的兴隆县地下水演化过程研究[J]. 水文地质工程地

- 质, 2020, 47(6): 154 – 162. [YANG Nan, SU Chunli, ZENG Hanbin, et al. Evolutional processes of groundwater in Xinglong County based on hydrochemistry and hydrogen and oxygen isotopes[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2020, 47(6): 154 – 162. (in Chinese with English abstract)]
- [20] HU S Y, XIAO C L, LIANG X J, et al. Influence of water-rock interaction on the pH and heavy metals content of groundwater during in situ oil shale exploitation[J]. *Oil Shale*, 2020, 37(2): 104-118.
- [21] 林聪业, 孙占学, 高柏, 等. 拉萨地区地下水水化学特征及形成机制研究[J]. *地学前缘*, 2021, 28(5): 49 – 58. [LIN Congye, SUN Zhanxue, GAO Bai, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in Lhasa area, China[J]. *Earth Science Frontiers*, 2021, 28(5): 49 – 58. (in Chinese with English abstract)]
- [22] WANG X C, ZHOU X, ZHAO J B, et al. Hydrochemical evolution and reaction simulation of travertine deposition of the Lianchangping hot springs in Yunnan, China[J]. *Quaternary International*, 2015, 374: 62 – 75.
- [23] WANG X C, ZHOU X. Geothermometry and circulation behavior of the hot springs in Yunlong County of Yunnan in southwest China[J]. *Geofluids*, 2019, 2019: 8432496.
- [24] FOURNIER R O. Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-spring systems[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1979, 5(1/2): 1 – 16.
- [25] FOURNIER R O. Silica in thermal waters: laboratory and field investigations[C]//Proceedings of international symposium on hydrogeochemistry and biogeochemistry. Tokyo, 1973: 132 – 139.
- [26] FOURNIER R O, POTTER II R W. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25 °C to 900 °C at pressures up to 10 000 bars[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1982, 46(10): 1969 – 1973.
- [27] HENLEY R W, ELLIS A J. Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review[J]. *Earth-Science Reviews*, 1983, 19(1): 1 – 50.
- [28] LUND J W, FREESTON D H. World-wide direct uses of geothermal energy 2000[J]. *Geothermics*, 2001, 30(1): 29 – 68.
- [29] JOKSIMOVIĆ M, PAVLOVIĆ M A. Conditions and possibilities of direct utilisation of thermal-mineral waters in Raska region, Serbia[J]. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 2014, 32: 107 – 113.
- [30] RISTIĆ D, VUKOJIĆ D, NIKOLIĆ M, et al. Capacities and energy potential of thermal-mineral springs in the area of the Kopaonik tourist region (Serbia)[J]. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 2019, 102: 129 – 138.
- [31] MIRANDA M M, MATOS C R, RODRIGUES N V, et al. Effect of temperature on the thermal conductivity of a granite with high heat production from Central Portugal[J]. *Journal of Iberian Geology*, 2019, 45(1): 147 – 161.

编辑: 汪美华
实习编辑: 刘真真