

doi:10.3799/dqkx.2012.023

太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统演化

马 腾^{1,2}, 王焰新^{1,2*}, 马 瑞^{1,2}, 闫春淼^{2,3}, 单慧媚^{1,2}, 陈柳竹^{1,2}

1. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

3. 湖北省环境科学研究院, 湖北武汉 430072

摘要: 针对太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统与边山岩溶水系统的相互作用关系这一难点问题, 以地质构造分析为背景, 以岩溶水的水化学、同位素组成特征为线索, 重塑了太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统地质演化过程. 获得了如下3方面的认识: (1) 该系统经历了自燕山运动以来的5个阶段的地质演化过程. 在晚第三纪至早更新世阶段的稳定沉降期, 该系统与边山岩溶水系统开始分离, 并各自演化. (2) 该系统的岩溶作用来自于2个方面: ①中更新世晚期—晚更新世早期的大气降雨沿汾河等断裂带下渗, 经与石炭—二叠煤系地层中的金属硫化物作用, 形成富含硫酸的地下水, 补给碳酸盐岩热储层, 并与其中存留的更古老的岩溶水混合, 促进了碳酸盐岩溶解; ②受中更新世晚期—晚更新世早期盆地基底岩浆的烘烤, 碳酸盐岩发生热解. (3) 该系统中的岩溶热水形成于中更新世晚期—晚更新世早期, 由于上覆盖层良好的保温作用而封存至今. 其分布范围受地质构造的控制, 东西向分别以东山、西山断裂为界, 南以田庄断裂为界, 北以亲贤地垒北边界为界.

关键词: 太原盆地; 碳酸盐岩; 中一低温地热系统; 水化学; 同位素; 水文地质.

中图分类号: X143; P314.1

文章编号: 1000-2383(2012)02-0229-09

收稿日期: 2011-09-12

Evolution of Middle-Low Temperature Carbonate Geothermal System in Taiyuan, Northern China

MA Teng^{1,2}, WANG Yan-xin^{1,2*}, MA Rui^{1,2}, YAN Chun-miao^{2,3}, SHAN Hui-mei^{1,2}, CHEN Liu-zhu^{1,2}

1. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. Hubei Academy of Environmental Sciences, Wuhan 430072, China

Abstract: To study the complicated issue of interactions between carbonate geothermal system with mid-low temperature existing in Taiyuan basin and its surrounding karst system existing in mountains, the geological evolution processes of the carbonate geothermal system were remodeled based on the analysis of geological structure and characterization of hydrochemistry and isotopic compositions of the karst water. We come to the following conclusions; (1) The carbonate geothermal system with mid-low temperature has experienced five stages of geological evolution since Yanshan Movement, and it separated from its surrounding karst system in mountains during the stable sedimentation period of Neogene to the Early Pleistocene, and then they evolved respectively; (2) The karstification of the carbonate geothermal system with mid-low temperature were due to the following two factors: ① rainfall of the late Middle Pleistocene and the early Late Pleistocene infiltrated along the fault zone (e. g. Fenhe fault), reacted with the metal sulfide in C-P coal measure strata and formed the groundwater rich in sulfuric acid. The groundwater was recharged to the carbonated geothermal reservoir and mixed with the older karst water stored in it, which facilitated the dissolution of carbonate rock; ② the pyrolyzation of carbonated rock occurred by the baking of magma from the basin basement in the late Middle Pleistocene and the early Late Pleistocene; (3) The karst water in the geothermal system formed in the late Middle Pleistocene and the early Late Pleistocene, and sealed up to now because of the good insulation of its overlying strata. Mainly controlled by the geological structure, its east-west boundaries were Dongshan fault and Xishan fault

基金项目: 国家自然科学基金项目 (Nos. 40872157, 40830748); 教育部新世纪优秀人才支持计划项目 (No. NCET-07-0773); 中央高校基本科研业务费专项资金资助 (No. CUGL100501); 国家重点基础研究发展规划“973”项目 (No. 2010CB428802); 高等学校博士学科点专项科研基金 (No. 20110145110003).

作者简介: 马腾 (1972—), 男, 教授, 主要从事水岩相互作用研究. * **通讯作者:** 王焰新, E-mail: yx.wang@cug.edu.cn

respectively and its south-north boundaries were Tianzhuang fault and north boundary of Qinxian horst respectively.

Key words: Taiyuan basin; carbonate; geothermal gystem with mid-low temperature; evolution; hydrogeochemistry; isotopes; hydrogeology.

0 引言

H₂O-CO₂-碳酸盐岩相互作用的岩溶水系统在自然界中常见且重要. 约占全球陆地总面积 15% 的岩溶区是人类重要的生存环境, 居住着约 10 亿人口; 岩溶动力系统是全球碳循环的积极参与者(袁道先等, 2003), 而赋存于碳酸盐岩中的岩溶水则是工、农业生产和居民生活的重要优质水源.

碳酸盐岩中一低温地热系统是指含水层为热储层、水温在 25~150 °C 间的碳酸盐岩地热水系统, 属相对封闭的地下水碳酸平衡系统. 它的复杂性表现为: (1) H₂O-CO₂-碳酸盐岩相互作用发生在温度、压力较高的半封闭一封闭环境中; (2) 碳酸盐岩的溶解作用受温度(Coudrain-Ribstein *et al.*, 1998; 闫志为等, 2009; 陈楠和梁冰, 2011)、压力(于炳松和赖兴运, 2006; 阮壮等, 2011)、酸效应(于炳松等, 2006; 阮壮等, 2011)、盐效应(闫志为, 2008; 闫志为和张志卫, 2009)、CO₂ 来源和混合作用(卢耀如, 1999)等众多因素的影响, 并常呈现出地下水碳酸平衡开系统的特征.

太原盆地区的地热水属典型碳酸盐岩中一低温地热系统: 奥陶系上、下马家沟组碳酸盐岩为主要热储层, 其上覆的中生代、新生代盖层厚约 400~2 000 m, 水温多在 30~60 °C, 主要分布在三给地垒以南的盆地区(马瑞, 2007; Ma *et al.*, 2009). 该碳酸盐岩中一低温地热系统的独特之处在于, 盆地边发育了东山、北山和西山三大现代岩溶水系统(水温多低于 20 °C). 为了科学指导该地岩溶地热水的开发, 更好地保护边山岩溶水这一优质供水水源, 众多学者围绕该地热系统的成因开展了研究(侯玉新, 2002; Yan *et al.*, 2003; 马瑞, 2007; Ma *et al.*, 2009; Ma *et al.*, 2011). 然而, 对如下 3 个关键问题的认识还十分有限: (1) 盆地区深部岩溶的发育机理; (2) 盆地区岩溶热水与边山区岩溶水的关系; (3) 岩溶热水的热源.

地下水是地质历史时期多种因素综合作用的产物, 对地下水形成与演化研究有助于我们更全面地认识地下水系统(孙连发等, 1997; Ma *et al.*, 2003; 马腾等, 2005). 本文从地质演化的角度诠释太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统成因.

1 研究区地质背景

太原盆地位于山西省中部, 东经 111°35′~112°59′, 北纬 36°50′~38°15′, 平面上呈北东走向平行四边形(图 1). 盆地区地势平坦, 高程 755~810 m, 面积约为 6 195 km². 盆地西侧山区(西山)属吕梁山系, 东侧山区(东山)属太行山余脉. 北部棋子山连接西山、东山, 山区地面高程在 1 360~1 600 m 之间. 研究区属于温带半干旱大陆性气候, 年平均气温 9.5 °C, 年平均降雨量 449.7 mm/a, 年平均蒸发量 1 045 mm/a. 汾河自北向南贯通全境.

太原盆地属新生代断陷盆地, 其地质发展经历了 3 个重要时期(韩颖等, 2009): (1) 早前寒武纪的五台—吕梁构造期, 壳幔分异、克拉通化, 并形成结晶基底; (2) 中生代燕山构造期, 形成了西部为南北向的吕梁复背斜, 北部为北东向的五台复背斜, 东部为南北向的太行复背斜的构造格局; (3) 新生代喜马拉雅构造期, E₂-E₃ 时期形成 NNE 向拉张构造; N₁-Q₁ 时期形成 EW 向拉张构造; Q₂ 后为新构造期. 在此构造背景下, 地貌上隆起断块崛起成山, 陷落断块形成盆地. 新生界沉积盖层自北西向东南逐层超覆沉积.

太原盆地的中北部发育次级地垒和凹陷(图 2). 三给地垒以北发育泥屯及阳曲凹陷, 以南发育太原城区凹陷、亲贤地垒和晋源凹陷. 区内控制性断裂包括: (1) 东、西边山断裂带, 主要为燕山期的挤压断层而后弯曲表现为张性的正断层(先压后张), 盆地东、西两侧的边山断裂均由 3~5 条互相平行的断层组成阶梯状断裂, 伴生 NW 或 NNW 向次级张扭性断层, 构成宽达 1 km 的复杂破碎带. 断裂带上经常发生地震, 说明近期仍在活动. (2) 汾河断裂, 沿汾河呈南北向展布, 由多条高角度断层组成, 断距 300~500 m, 经历了多期活动, 具有先正(燕山期)后逆(喜山期)的特点, 部分断层切割了第三系, 表现出最新活动的迹象.

太原盆地周边山区有东山、北山、西山 3 个现代岩溶水系统. 对于盆地区的岩溶水而言, 隆起区构成补给区, 各级凹陷构成承压汇水区; 三给地垒和亲贤地垒对东、西山岩溶水的连通有一定的沟通作用, 而汾河断裂是组成岩溶水深部径流的构造背景之一.

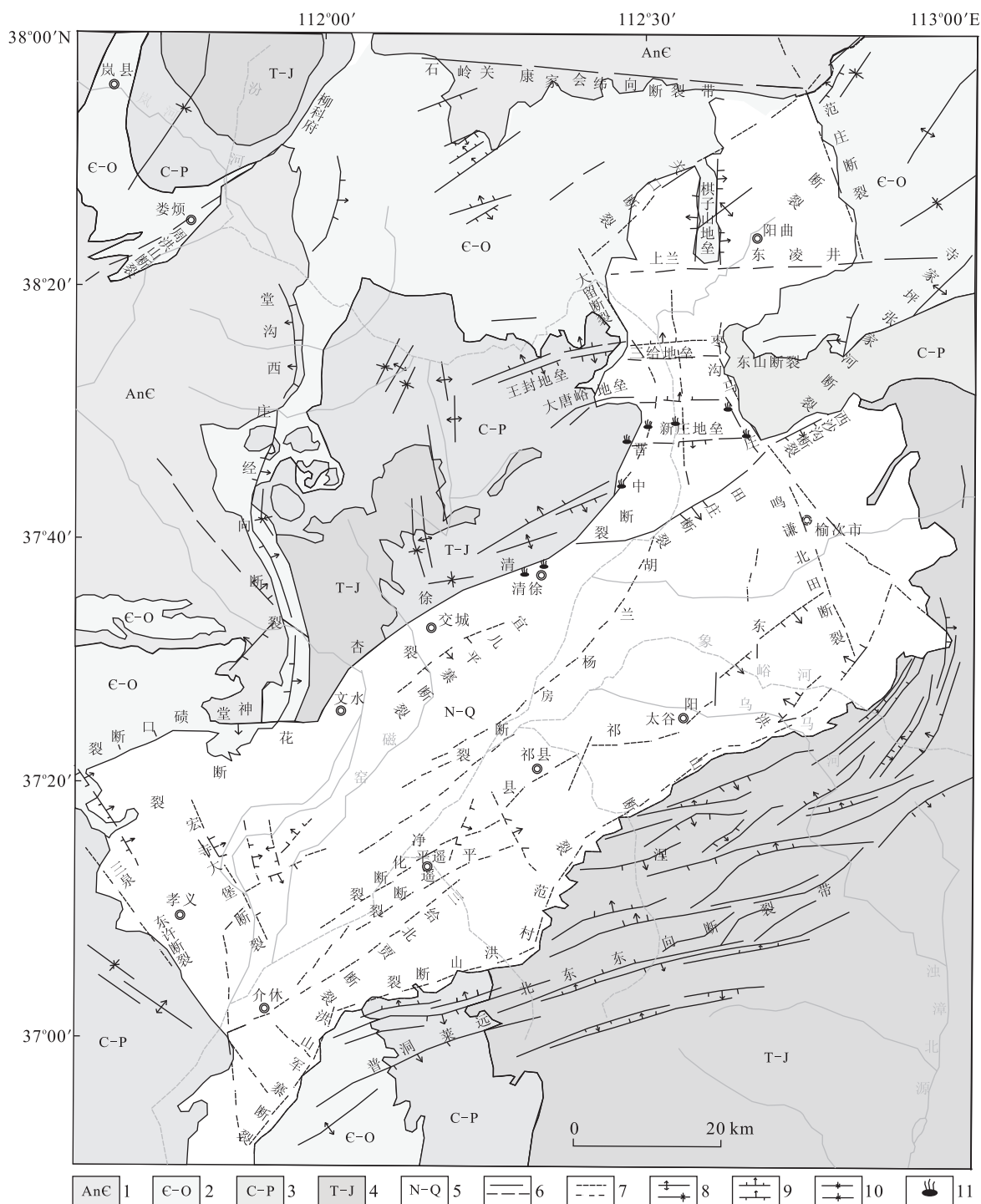


图1 太原盆地区域地质构造示意(据韩颖等修改,2009)

Fig. 1 Schematic diagram of the regional geological structure of Taiyuan basin

1. 前寒武系; 2. 寒武—奥陶系; 3. 石炭—二叠系; 4. 三叠—侏罗系; 5. 上第三系—第四系; 6. 燕山期构造; 7. 喜马拉雅期构造; 8. 背向斜; 9. 正逆断层; 10. 实例及推测构造; 11. 热水点

2 太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统

太原盆地区属中—低温隐伏型地热分布区,地

表没有明显的热显示。所以,太原市地热勘查工作尽管始于 20 世纪 70 年代,但受当时调查思路和勘探方法、技术等的局限,并未取得较大突破。1995 年 5 月,山西省地质工程勘察院在太原市西边山神堂沟村地下 603.71 m 深处开凿出地热水,热储层为奥陶

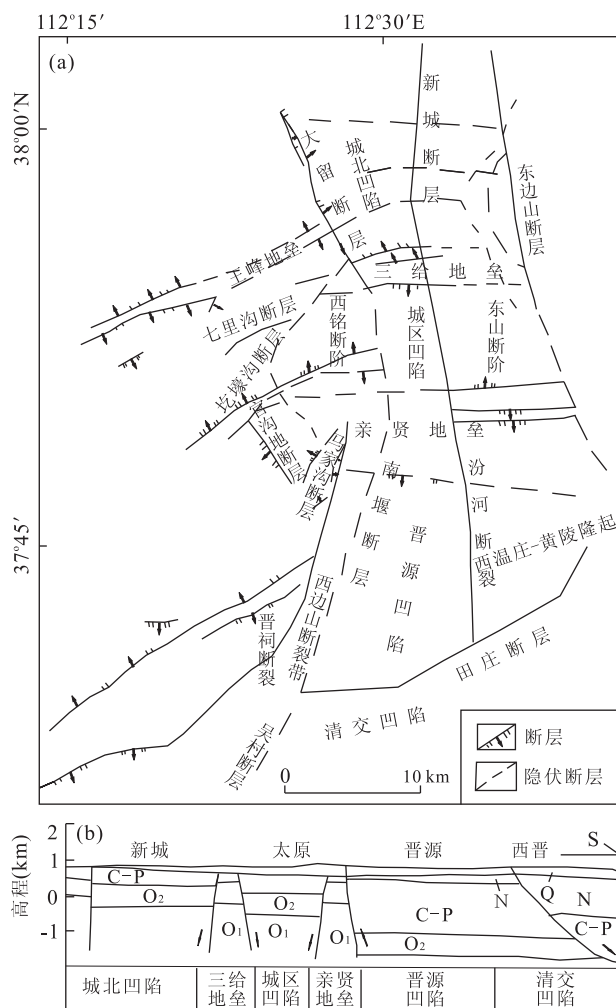


图 2 太原盆地中北部基底构造平面图及剖面图(SN)

Fig. 2 Plan and section of geological structure in north-central part of Taiyuan basin

系灰岩,水位埋深 33 m,水温 43 ℃,单井涌水量 2 520 m³/d.太原盆地地热勘查与开发的序幕由此拉开.随后在沙沟、农展馆、丽华苑、西华苑、汇锦花园、煤炭学校、伞儿树等地的奥陶系灰岩中均发现了地热水.奥陶系岩溶水井深在 600~2 000 m 间,井口出水温度为 30~50 ℃,涌水量为 600~6 000 m³/d,在亲贤等地垒城南隆起带地下热水还可自流,水头高出地表 10.2 m.可见太原市地下热水资源比较丰富,具有较好的开发前景.

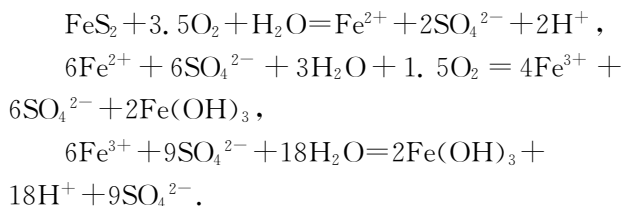
已揭露的岩溶热水在平面上呈如下分布特征:(1)主要分布在三给地垒以南奥陶系灰岩埋藏较深的地区;(2)沿东、西边山断裂带和汾河断裂分布;(3)在亲贤等地垒上分布;(4)汾河以西,热储层埋藏较深(1 300~2 012 m),井口出水温度较高(40~60 ℃);汾河以东,热储层埋藏较浅(1 100~1 300 m),井口出水温度较低(30~40 ℃).

3 岩溶热水的水文地球化学特征

对区内 9 个岩溶热水井和 4 个岩溶冷水(水温低于 20 ℃)井的水样分析结果见表 1~3(马瑞, 2007; Ma *et al.*, 2009; Ma *et al.*, 2011)和图 3.分析结果显示,岩溶热水相对于岩溶冷水具有如下水化学特征:(1)pH 值中性偏酸,在 6.8~7.9 之间;(2)矿化度高,电导率为 1 000~3 000 μS/cm 间,矿化度为 1 000~2 500 mg/L;(3)SO₄²⁻和 Ca²⁺、Mg²⁺为优势离子组分,水化学类型主要为 SO₄-Ca·Mg 型;(4)游离 CO₂ 含量高,为 20~40 mg/L;(5)除沙沟、伞儿树外,均未检出 NO₃⁻,指示岩溶热水系统相对封闭;(6)F、Sr、Si、Fe、B、Cs、Mn、Ni 等微量组分含量高于岩溶冷水.

相对于开放性较好的太原东山、西山和北山岩溶水系统,大部分岩溶热水(RS03、RS07 除外)中未检出 NO₃⁻,其中 HCO₃⁻ 含量较低(RS02 除外),其毫克当量百分数普遍 <20%;H₂S 含量较高.这表明,太原碳酸盐岩中一低温地热系统是一个碳酸平衡闭系统.然而,岩溶热水的 pH、游离 CO₂ 和矿化度均高于岩溶冷水,而 Ca²⁺、Mg²⁺ 含量与岩溶冷水相当(这不符合方解石、白云石以及石膏的溶解性随温度升高而降低的规律),这又指示其是一个碳酸平衡开系统.该系统的另外一个显著特点是,阴离子 SO₄²⁻ 占优势(RS02 除外),其毫克当量百分数在 60%~90% 间,水化学类型为 SO₄-Ca·Mg 型.如前所述,地热系统中石膏的溶解有限,不会产生如此多的 SO₄²⁻.

太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统中直接与碳酸热储层接触的是石炭—二叠系的砂页岩煤系地层,其中含有相对丰富的黄铁矿(FeS₂)等还原性硫化矿物,如石炭系本溪组底部为铝土矿、黄铁矿夹 2~3 层灰岩.众所周知,黄铁矿氧化会发生如下反应:



如果含氧量不大,上述反应进行到 FeSO₄ 后即止,而含硫酸的水在下渗进入碳酸盐岩层中会继续发生如下反应:

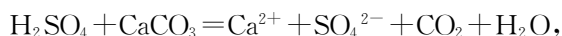


表 1 岩溶水样信息及其宏量组分分析结果(单位 mg/L)

Table 1 Sampling information and analysis results of major components of karst water samples

样品编号	采样位置	井深(m)	水位(m)	层位	水温(℃)	pH	EC(μs/cm)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	游离CO ₂	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	F ⁻	水化学类型
RS01	神堂沟	603	783.0	O ₂	39.0	6.81	2 400	412.11	105.54	25.34	10.20	237.33	41.81	12.38	1366.10	nd	1.26	S-CM
RS02	西华苑	2 012	—	∈	31.5	6.88	1 083	112.78	47.20	28.08	2.14	311.85	28.61	75.57	172.30	nd	—	H-S-CM
RS03	沙沟	1 339	787.9	O ₂	54.0	6.71	2 630	444.90	119.30	38.26	18.48	195.26	—	14.20	1 542.30	1.78	2.16	S-CM
RS04	农展馆	1 690	792.2	O ₂	50.0	6.94	2 200	356.70	107.70	19.22	8.44	237.98	—	8.55	1 462.30	nd	2.20	S-CM
RS05	汇锦花园	1 805	—	O ₂	40.0	7.91	2 260	387.08	97.97	15.16	7.27	262.25	72.62	8.46	1 172.70	nd	2.40	S-CM
RS06	丽华苑	1 803	794.2	O ₂	50.0	7.03	3 000	347.58	88.96	15.20	7.37	227.61	52.81	8.51	1 773.00	nd	2.39	S-CM
RS07	统计学校	1 168	795.0	O ₂	39.0	7.09	1 130	151.67	53.81	26.78	1.26	284.13	34.33	13.73	382.95	1.71	1.75	SH-CM
RS09	剪子湾	1 351	—	O ₂	33.4	7.05	1 630	227.31	75.07	44.22	4.02	243.41	29.49	35.00	739.25	nd	1.82	S-CM
RS11	伞儿树	1 250	780.0	O ₂	33.0	7.27	1 150	157.42	55.53	19.48	1.97	270.45	21.56	12.63	364.00	nd	1.85	SH-CM
LS01	楼峪乡	468	—	O ₂	16.9	6.69	451	63.08	25.32	13.09	0.87	225.40	4.95	7.97	101.72	6.45	—	H-S-CM
LS02	晋祠泉井	300	—	O ₂	17.9	7.48	1 077	137.63	43.03	38.43	0.08	256.78	14.96	15.42	341.48	5.15	0.03	SH-CM
LS03	孟家井	570	—	O ₂	16.0	7.74	482	54.78	24.10	10.97	0.28	276.53	24.21	5.34	23.52	13.02	0.36	H-CM
LS04	三给村	600	—	O ₂	14.0	7.60	551	82.95	24.00	16.92	0.56	237.90	—	26.55	81.28	12.47	0.35	HS-CM

表 2 岩溶水水样微量组分分析结果(单位 mg/L)

Table 2 Analysis results of minor components of karst water samples

样品编号	Sr	Si	Fe	As	Ag	Al	B	Ba	Co	Cr	Cs	Cu	Hg	Li	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	V	Zn
RS01	8.27	9.46	4.27	0.22	0.23	11.3	136.0	19.1	0.69	1.31	0.78	1.06	0.028	74.3	83.3	2.60	2.17	0.13	3.17	0.097	13.60
RS02	11.33	7.08	5.20	1.3	0.16	432.0	51.5	121.0	0.89	4.72	0.13	1.51	0.064	19.5	79.5	27.30	1.24	0.40	2.74	0.600	5.75
RS03	9.26	9.99	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
RS04	4.87	8.34	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
RS05	4.41	8.23	21.14	0.21	0.34	34.8	99.8	29.0	0.37	1.03	0.42	1.03	0.086	43.8	175.0	0.92	1.45	0.28	1.97	0.090	14.30
RS06	5.82	10.52	5.82	0.32	0.29	46.7	108.0	32.2	0.72	1.41	0.51	1.73	0.053	49.7	92.6	1.97	2.53	0.56	5.24	0.150	17.90
RS07	3.25	5.44	0.50	0.13	0.20	21.1	70.8	28.4	1.01	1.10	0.12	0.88	0.041	31.2	12.7	3.77	0.90	0.20	8.54	0.089	11.00
RS09	6.26	6.69	2.81	0.28	0.18	92.1	100.0	35.8	1.42	1.24	0.26	2.11	0.047	56.8	19.4	0.45	1.21	0.14	10.90	0.160	10.40
RS11	2.85	5.97	1.58	0.27	0.23	84.5	67.9	23.4	0.26	1.16	0.22	1.25	0.055	33.5	11.2	1.43	1.05	0.30	2.07	0.230	13.20
LS01	0.78	4.08	0.09	0.11	0.08	3.5	28.3	24.2	0.31	0.52	0.03	0.45	0.026	10.4	2.3	1.79	0.31	0.07	2.13	0.140	58.80
LS02	2.04	4.11	0.20	2.91	0.20	12.2	87.4	23.2	0.46	1.16	0.04	1.00	0.046	18.9	21.4	3.40	0.85	0.14	2.74	0.200	15.10
LS03	0.61	4.29	0.15	0.71	0.61	111.0	42.4	110.0	0.25	6.28	0.02	3.01	0.072	6.25	0.9	1.37	0.88	0.99	2.56	0.730	27.00
LS04	0.81	4.51	nd	0.44	0.00	—	—	59.1	0.43	21.82	—	—	0.062	—	0.4	1.62	2.01	0.32	—	1.062	—

表 3 岩溶水样同位素分析结果
Table 3 Analysis results of isotopes of karst water samples

样品 编号	δD (SMOW, ‰)	$\delta^{18}O$ (SMOW, ‰)	T (TU)	^{14}C (pmc)	$\delta^{13}C$ (PDB, ‰)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	硫酸盐		R	R/R _a	$^4He/^{20}Ne$
							$\delta^{34}S$ (CDT, ‰)	$\delta^{18}O$ (SMOW, ‰)			
RS01	-78.3	-10.83	<2	—	—	0.709 62±0.000 02	26.99	7.72	(1.48±0.10)×10 ⁻⁷	0.11	6.60
RS02	-72.8	-10.42	17.26	25.94±0.03	-33.63	0.709 23±0.000 04	26.86	9.25	—	—	—
RS03	-102.6	-11.78	<2	46.29±	—	0.709 17±0.000 02	—	—	(2.17±0.09)×10 ⁻⁷	0.15	5.60
RS04	-93.3	-10.60	—	—	—	—	—	—	(7.53±0.47)×10 ⁻⁷	0.54	0.67
RS05	-71.2	-10.30	<2	6.59±0.12	-34.17	0.709 23±0.000 03	27.72	6.24	—	—	—
RS06	-73.2	-10.35	12.78	—	—	0.709 20±0.000 01	28.19	8.02	(4.30±0.42)×10 ⁻⁷	0.31	1.00
RS07	-71.5	-10.22	15.91	23.99±0.03	-32.98	0.709 41±0.000 02	24.72	8.12	(2.84±0.15)×10 ⁻⁷	0.20	2.20
RS09	-83.4	-11.22	3.92	17.47±0.03	-34.78	0.709 32±0.000 03	25.68	7.25	(2.05±0.08)×10 ⁻⁷	0.15	3.00
RS11	-75.4	-10.43	10.66	—	—	0.709 59±0.000 02	24.60	7.63	(3.15±0.17)×10 ⁻⁷	0.23	1.70
LS01	-73.4	-10.00	18.83	16.04±0.06	-31.80	0.710 65±0.000 03	—	—	(2.96±0.15)×10 ⁻⁷	0.21	2.10
LS02	-72.8	-7.23	5.69	—	—	0.710 16±0.000 06	—	—	—	—	—
LS03	-69.8	-9.93	12.35	41.44±0.02	-29.18	0.710 07±0.000 03	19.73	8.85	(1.36±0.61)×10 ⁻⁶	0.97	0.99

注:表 1~3 的数据引自马瑞(2007)、Ma *et al.* (2011)和 Ma *et al.* (2009); $R=^3He/^4He$.

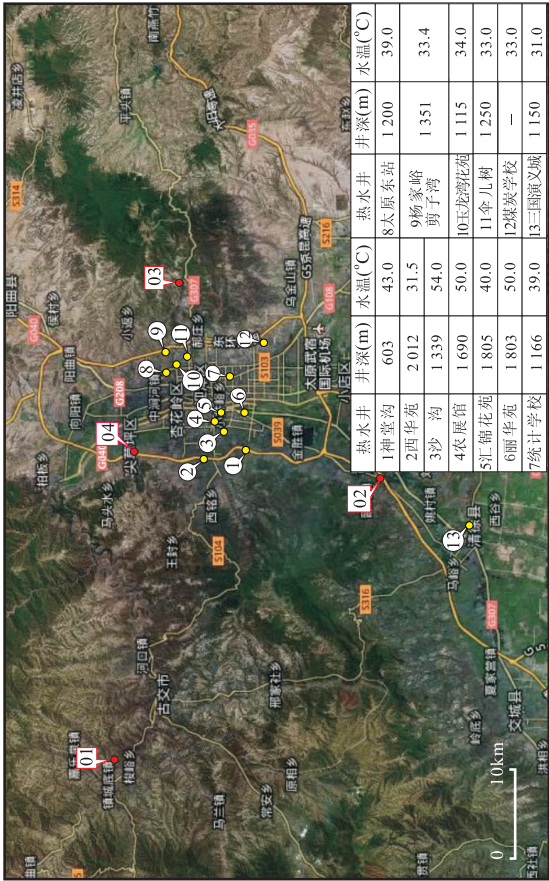
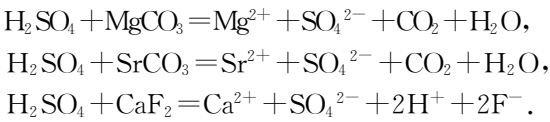


图 3 太原地区岩溶热水井(1—13号)及边山岩溶水样点(01—04号)分布
fig. 3 Location of geothermal karst wells in basin region (No. 1 to 13) and karst water samples in mountain region (No. 01 to 04) at Taiyuan



若上述反应存在,则可以解释该碳酸盐岩中一低温地热系统的水化学特征. 实现上述反应,需具备 2 个前提条件,即富含氧气的水与石炭—二叠系地层中的硫化物作用,形成的含硫酸的地下水;而后,进入碳酸盐岩热储层,与碳酸盐岩相互作用.

4 太原盆地区岩溶发育与演化过程

太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统中的地热水是经历漫长的水—岩相互作用而形成的. 碳酸盐岩热储层形成的首要条件是岩溶发育. 卢耀如(1999)系统研究了我国近 300 万年以来岩溶地质环境演化过程. 笔者以此为基础,结合研究区地质构造发展史,重塑了太原盆地区岩溶发育与演化过程:

(1)燕山期形成了西部为南北向的吕梁复背斜、北部为北东向的五台复背斜、东部为南北向的太行复背斜的构造格局,奠定了太原岩溶水系统发育的边界和格架,并在构造断裂带开始发育地表浅部岩溶.

(2)晚第三纪至早更新世(距今约 320 万~140 万年)是稳定沉降期,气候温暖湿润,年平均气温 6~20℃,年降水量 500~1 600 mm,地形抬升强烈,岩溶活动强烈;与此同时,太行山、吕梁山崛起成山,陷落断块形成盆地,以东、西边山断裂为界,寒武—奥陶系等古—中生带地层在山区被抬升,在盆地区下陷,边山岩溶水系统与盆地区岩溶系统开始分离,并各自演化;古汾河形成,并成为岩溶水排泄基准面.

(3)中更新世(距今约 70 万~15 万年)是重要的构造活跃期,这一时期受软流圈上拱的影响,岩浆和断裂活动频繁,盆地区发育了切穿第三系地层的汾河等断裂;此时,气候总体湿热,年平均气温约 15℃,年降水量约 950 mm,有利于岩溶作用. 盆地区被覆盖的寒武—奥陶系碳酸盐岩,一方面接受大气降雨沿断裂带的补给,使富含氧气的大气降水与石炭—二叠系地层中的硫化物作用,形成含硫酸的地下水,进而促进其溶解;另一方面受基底岩浆的烘烤而发生热解.

(4)晚更新世(距今约 15 万~1 万年),这一时期气候总体干冷,岩溶作用较弱,盆地区岩溶水因上覆新生代地层的保温作用,受地表降温影响较小.

(5)全新世,距今约 1 万~3000 年的全新世早中期,气温开始回升,并逐渐转暖,研究区岩溶迎来了一个新的发展期,此时汾河已纵贯全境,边山岩溶水系统演化为完整的岩溶水系统,而盆地区岩溶水由于上覆新生代地层,逐渐演变为一个相对封闭的系统,岩溶作用相对微弱.

目前,西边山带西铭以北,断裂带两侧寒武—奥陶系岩层存在部分对接,二者有水力联系,而在西铭以南,断裂带两侧寒武—奥陶系岩层的断距达 1 200~1 800 m,二者水力联系微弱;东边山断裂带两侧寒武—奥陶系岩层断距较小,存在一定水力联系(韩颖等,2009). 由于西边山的王封地垒和三给地垒相连,使得三给地垒成为盆地区和东西边山岩溶水的联系通道. 近 30 年来,由于大规模的岩溶水开发,岩溶水水位持续下降,兰村、晋祠泉相继断流,并在盆地区的上兰村等地形成岩溶地下水位降落漏斗.

5 盆地区岩溶热水与边山岩溶水的关系及其成因

对研究区岩溶水 D、¹⁸O 的分析结果如表 3 和图 4 所示. 结果显示除 LS02、RS03、RS04 外,其他岩溶水均分布在全球大气降雨线(GMWL)上,表明其补给来源为大气降雨. 岩溶热水来源于大气降雨的另一证据来自氦同位素比值. 尽管岩溶热水³He/⁴He 比值(即 R 值,(1.48~7.53)×10⁻⁷)相对于岩溶冷水(1.36×10⁻⁶)低了 1 个数量级,但其 R/R_a 值区间在 0.11~0.54 间,指示其氦同位素组成与大气的相近(R_a=1.384×10⁻⁶),远低于幔源(R_m=8R_a)的氦同位素组成,远高于壳源(R_c=0.02 R_a)的氦同位素组成.

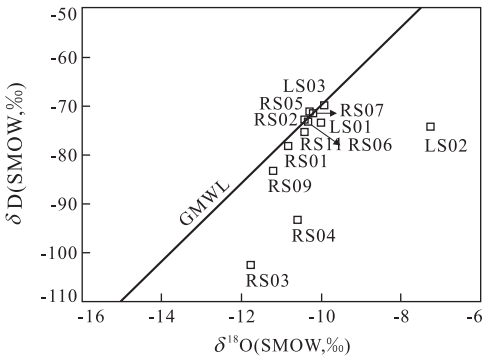


图 4 太原岩溶水样 δD-δ¹⁸O 关系
Fig. 4 Relationship of δD and δ¹⁸O of karst water samples collected from Taiyuan karst

^{13}C 可以指示水中 CO_2 的来源. 分析结果显示, 岩溶热水的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-33\text{‰} \sim -35\text{‰}$, 而岩溶冷水在 $-29\text{‰} \sim -32\text{‰}$ 间, 指示二者的 CO_2 成因有所不同. 岩溶热水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 在 $0.70917 \sim 0.70962$ 间, 而岩溶冷水在 $0.71007 \sim 0.71065$ 间; 岩溶热水硫酸盐中的 $\delta^{34}\text{S}$ 在 $24\text{‰} \sim 28\text{‰}$ 间, 而岩溶冷水不到 20‰ . 上述同位素证据(表 3)表明, 大气降雨通过补给边山岩溶水, 进而补给盆地区碳酸盐岩热储层的可能性不大.

上述论断还可以得到地层学和水动力学方面证据的支持. 如前所述, 在岩溶热水分布地段, 西边山断裂两侧的寒武、奥陶系地层断距大, 不存在对接; 东边山断裂带尽管存在寒武、奥陶系地层的对接, 但从岩溶热水的水位来看(表 1), 是盆地中心区的岩溶水分别形成东西两侧径流. 在三给地垒地段, 盆地和边山的岩溶水得以联接, 但由于该处岩溶水位降落漏斗的形成, 使其与岩溶热水形成了一个分水岭.

综上所述, 太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统中的岩溶热水是来自于地质演化时期的盆地大气降雨补给. 岩溶热水的 ^{14}C 年龄多在 1 万~2 万年(马瑞, 2007), 但综合该区岩溶演化史, 补给时间可能在中更新世晚期一晚更新世早期. 大气降雨沿盆地断裂带下渗, 经石炭一二叠煤系地层补给碳酸盐岩热储层, 并与其中存留的更古老的岩溶水混合. 受盆地基地岩浆的烘烤而被加热, 而后被后续沉积物覆盖并封存保温至今. 由于盆地的汾河地带沉积物覆盖最厚, 使该处的岩溶水位呈最高.

据此成因来看, 太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统东西以东山、西山断裂为界, 南以田庄断裂为界, 北以亲贤地垒北边界为界. 地热水储量有限, 持续地开发有可能形成岩溶水位降落漏斗, 进而激发北部、东边山岩溶冷水的补给, 而使热储层岩溶水水温降低.

6 结论

(1) 太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统经历了自燕山运动以来的 5 个阶段的地质演化过程. 在晚第三纪至早更新世阶段的稳定沉降期, 该系统与边山岩溶水系统开始分离, 并各自演化. (2) 太原盆地区碳酸盐岩中一低温地热系统的岩溶作用来自于 2 个方面: ①中更新世晚期一晚更新世早期的大气降雨沿汾河等断裂带下渗, 经与石炭一二叠煤系地层中的金属硫化物作用, 形成富含硫酸的地下水,

补给碳酸盐岩热储层, 并与其中存留的更古老的岩溶水混合, 促进了碳酸盐岩溶解; ②受中更新世晚期一晚更新世早期盆地基地岩浆的烘烤, 碳酸盐岩发生热解. (3) 该系统中的岩溶热水形成于中更新世晚期一晚更新世早期, 由于上覆盖层的良好保温作用而封存至今. 其分布范围受地质构造的控制, 东西以东、西山断裂为界, 南以田庄断裂为界, 北以亲贤地垒北边界为界.

致谢: 我们的山西地下水研究工作持续 20 余年, 得到山西省水利、地勘、国土资源部门和相关科研、生产单位的支持与帮助, 得到包括沈照理教授在内的众多专家的指导. 谨以此文祝贺沈照理先生八十华诞!

References

- Chen, N., Liang, B., 2011. Influence of temperature of sulphate solution on solubilities of calcite and dolomite. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 39 (6): 661—664 (in Chinese with English abstract). doi: 10.3876/j.issn.1000—1980.2011.06.013
- Coudrain-Ribstein, A., Gouze, P., de Marsily, G., 1998. Temperature-carbon dioxide partial pressure trends in confined aquifers. *Chemical Geology*, 145: 73—89. doi: 10.1016/S0009—2541(97)00161—7
- Han, Y., Yan, S. L., Ma, H. T., et al., 2009. Survey and evaluation of groundwater resources and environmental geological problem in six basins in Shanxi Province. Geological Publishing House, Beijing.
- Hou, Y. S., 2002. Research on the geothermal resources in border-mount fracture zone in Taiyuan region. *Coal Geology of China*, 14(4): 38—4 (in Chinese with English abstract).
- Lu, Y. R., 1999. Research on the evolutions of karst hydrogeological environments and their engineering impacts. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Ma, R., 2007. Water-rock interaction and genesis of low-medium temperature thermal groundwater in carbonate reservoir. China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Ma, T., Wang, Y. X., Guo, Q. H., 2003. Evolution of groundwater system on three timescales: geological, historical and instrument-recordable. In: Wang, Y. X., Liang, X., eds., *Proceeding of international symposium on water resources and the urban environment*. China Environmental Sciences Press, Beijing, 103—111.
- Ma, T., Wang, Y. X., Guo, Q. H., et al., 2005. Karst water system evolution and global environmental changes—a

- case study in Shanxi Province, China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Ma, T., Wang, Y. X., Guo, Q. H., et al., 2009. Hydrochemical and isotopic evidence of origin of thermal karst water at Taiyuan, northern China. *Journal of Earth Science*, 20(5): 879—889. doi: 10. 1007/s12583—009—0074—4
- Ma, R., Wang, Y. X., Sun, Z. Y., et al., 2011. Geochemical evolution of groundwater in carbonate aquifers in Taiyuan, northern China. *Applied Geochemistry*, 26(5): 884—897. doi: 10. 1016/j. apgeochem. 2011. 02. 008
- Ruan, Z., Yu, B. S., Li, Z. H., et al., 2011. Thermodynamic equilibrium of calcite in strata Environment and its application of burial karst forecasting in Tahe oil field, Tarim basin. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 41(4): 1020—1027 (in Chinese with English abstract).
- Sun, L. F., Wang, Y. X., Ma, T., et al., 1997. Evolution of the Niangziguan karst springs in view of travertines environmental record and groundwater flow system development. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 22(6): 648—651 (in Chinese with English abstract).
- Yan, S. L., Wang, R. F., Gan, Y. Q., 2003. Geochemistry of thermal groundwaters at Shentanggou, Taiyuan, China. In: Wang, Y., ed., *Proceeding of the international symposium on water resources and the urban environment*. China Environmental Science Press, Beijing, 137.
- Yan, Z. W., 2008. Influences of SO_4^{2-} on the solubility of calcite and dolomite. *Carsologica Sinica*, 27(1): 24—31 (in Chinese with English abstract).
- Yan, Z. W., Liu, H. L., Zhang, Z. W., 2009. Influences of temperature and CO_2 on the solubility of calcite and dolomite. *Carsologica Sinica*, 28(1): 7—11 (in Chinese with English abstract).
- Yan, Z. W., Zhang, Z. W., 2009. The effect of chloride on the solubility of calcite and dolomite. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 1: 113—118 (in Chinese with English abstract).
- Yan, Z. W., Zhang, J. F., Huang, S. J., et al., 2007. Character and origin of eluvial deposits between the copper ore layers at Dongxiang mining area. *Carsologica Sinica*, 26(2): 126—131 (in Chinese with English abstract).
- Yu, B. S., Lai, X. Y., 2006. Carbonic acid system of groundwater and the solubility of calcite during diagenesis. *Acta Sedimentologica Sinica*, 24(5): 627—635 (in Chinese with English abstract).
- Yuan, D. X., Liu, Z. H., Jiang, Z. C., et al., 2003. Carbon cycle and karst geological environment. Sciences Press, Beijing, 238—239 (in Chinese).

附中文参考文献

- 陈楠, 梁冰, 2011. 硫酸盐溶液中温度对方解石和白云石溶解度的影响. 河海大学学报(自然科学版), 39(6): 661—664.
- 韩颖, 阎世龙, 马汉田, 等, 2009. 山西六大盆地地下水资源及其环境问题调查评价. 北京: 地质出版社.
- 侯玉新, 2002. 太原边山断裂带地热资源研究. 中国煤田地质, 14(4): 38—41.
- 卢耀如, 1999. 岩溶水文地质环境演化与工程效应研究. 北京: 科学出版社, 1—157.
- 马瑞, 2007. 碳酸盐岩热储隐伏型中低温热水的成因与水—岩相互作用研究. 武汉: 中国地质大学.
- 马腾, 王焰新, 郭清海, 等, 2005. 岩溶水系统演化与全球变化研究——以山西岩溶大泉为例. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 孙连发, 王焰新, 马腾, 等, 1997. 应用泉钙化环境纪录和地下水流动系统探讨娘子关泉群演变历史. 地球科学——中国地质大学学报, 22(6): 648—651.
- 闫志为, 2008. 硫酸根离子对方解石和白云石溶解度的影响. 中国岩溶, 27(1): 24—31.
- 闫志为, 刘辉利, 张志卫, 2009. 温度及 CO_2 对方解石、白云石溶解度影响特征分析. 中国岩溶, 28(1): 7—11.
- 闫志为, 张俊峰, 黄苏锦, 等, 2007. 江西东乡铜矿层间溶蚀残积堆积物的特征及成因. 中国岩溶, 26(2): 126—131.
- 闫志为, 张志卫, 2009. 氯化物对方解石和白云石矿物溶解度的影响. 水文地质工程地质, 1: 113—118.
- 于炳松, 赖兴运, 2006. 成岩作用中的地下水碳酸体系与方解石溶解度. 沉积学报, 24(5): 627—635.
- 阮壮, 于炳松, 李朝晖, 等, 2011. 埋藏条件下方解石热力学平衡及其在塔河油田埋藏岩溶预测中的应用. 吉林大学学报(地球科学版), 41(4): 1020—1027.
- 袁道先, 刘再华, 蒋忠诚, 等, 2003. 碳循环与岩溶地质环境. 北京: 科学出版社, 238—239.