

国家自然科学基金 (No.40830748, 4112024003) 资助
创新研究群体科学基金 (No.41521001)

山西

娘子关泉域岩溶水 地球化学演化研究

Geochemical Evolution of Niangziguan
Karst Water System in Shanxi Province,
Northern China

高旭波 著



中国地质大学出版社
CHINA UNIVERSITY OF GEOSCIENCES PRESS

国家自然科学基金(No. 40830748, 4112024003)资助
创新研究群体科学基金(No. 41521001)资助

山西娘子关泉域岩溶水地球 化学演化研究

Geochemical Evolution of Niangziguan Karst Water
in Shanxi Province, Northern China

高旭波 著

图书在版编目(CIP)数据

山西娘子关泉域岩溶水地球化学演化研究/高旭波著. —武汉:中国地质大学出版社, 2016. 6

ISBN 978-7-5625-3106-7

I. ①山…

II. ①高…

III. ①岩溶泉-岩溶水-地球化学演化-研究-平定县

IV. ①P641.134

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2016)第 053476 号

山西娘子关泉域岩溶水地球化学演化研究

高旭波 著

责任编辑:王凤林 王 敏

责任校对:张咏梅

出版发行:中国地质大学出版社(武汉市洪山区鲁磨路 388 号)

邮政编码:430074

电 话:(027)67883511

传 真:67883580

E-mail:cbb@cug.edu.cn

经 销:全国新华书店

<http://www.cugp.cug.edu.cn>

开本:787 毫米×1092 毫米 1/16

字数:218 千字 印张:8.5

版次:2016 年 6 月第 1 版

印次:2016 年 6 月第 1 次印刷

印刷:武汉珞南印务有限公司

印数:1—500 册

ISBN 978-7-5625-3106-7

定价:28.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

前言

作为北方第一岩溶大泉,娘子关泉是研究区最主要的供水水源,多年平均流量 $9.4\text{m}^3/\text{s}$ (1956—2005)。20 世纪 70 年代以来,由于周期性降水量的影响和岩溶区地下水开采量的不断增加,使得区域岩溶水水位不断下降,泉流量不断下降。其中,程家泉、石桥泉已干涸,水帘洞泉时干时续,排泄区泉水总流量同步减小。娘子关泉的最大年流量为 $14.3\text{m}^3/\text{s}$ (1964),最小年流量为 $5.8\text{m}^3/\text{s}$ (2006),流量极值之比接近 3 : 1,51 年间 (1956—2007) 流量均方差为 $2.43\text{m}^3/\text{s}$,占多年平均流量的 22.5%。泉流量的多年变化具有周期性,51 年来泉流量动态曲线均出现比较明显的波峰及波谷,但波峰或波谷之间的时间间隔稍有不同。同样,从泉流量的多年分月统计数据来看,也存在类似的规律:泉水分月平均流量具有显著的波峰和波谷,呈不稳定的周期性变化。除 1985 年 (0.42) 和 1995 年 (0.59) 外,其余年份泉流量不稳定系数介于 0.7~0.9 之间 (不稳定系数等于最小流量和最大流量的比值)。这与娘子关岩溶泉补给来源丰富、地下水径流稳定的认识一致。单个岩溶泉流量的年内变化以苇泽关泉波动性最强,其泉流量规则地以年均值为轴对称分布,具有短周期脉冲效应;而城西泉和五龙泉却具有更长的脉冲周期。这种泉流量变化上的差异,反映了苇泽关泉、城西泉和五龙泉来源水补给途径及范围上的差异。可以说苇泽关泉的补给来源水主要来自于局部流动系统中的单一含水层组补给,因而其流量特征基本上未受到人为活动的影响。而城西泉的流量动态比较稳定,全年范围内基本由一个峰 (2~3 月)、一个谷 (7~8 月) 和一个稳定期 (9~12~1 月) 组成。因此可以确定,城西泉具有稳定的补给来源,且补给历时长。

研究区岩溶地下水水位在 30 年内呈现逐渐下降的趋势。以会理深井为例,1981 年地下水水位标高为 404.33m,至 2006 年已经下降为 391.45m。25 年间共下降了 12.88m,平均年水位下降幅度大于 0.5m。同样,位于径流-汇流区的上董寨深井在过去的 27 年间,地下水位共下降了 13.86m,年下降幅度达 0.513m。会理深井地下水水位年内月际变化较大,反映其补给来源比较单一,主要为降雨补给,具有显著的降雨补给滞后效应。而上董寨深井地下水水位年内变化相对较小,仅在每年的 9~10 月份形成一个较短的高值区间,反映了地下水主要来源于上游补给,降雨对地下水水位波动的影响仅局限于最高降雨量的滞后补给。历年来逐渐增加的波峰值也说明由于地下水位持续下降,局部流动系统的地下水补给在该井处越来越具有重要的地位。

研究区 5 个主要岩溶泉在 20 世纪 80 年代水质变化基本稳定,90 年代以后水质波动较大,且离子浓度呈逐渐上升态势。上升速度最大的是城西泉,硫酸盐和钙浓度最高值几乎达到 80 年代的 2 倍。与 80 年代相比,主要离子组分含量均在 90 年代中期开始出现一定程度的波动。可见在气候变化和人类活动的双重作用下,岩溶泉的水质状况已经受到了严重的影响,这种影响集中体现在离子组分含量变化和其随时间波动性加强上。

结合区域水文地质剖面可知,岩溶地下水水位在阳泉和娘子关泉露头区域分别出现两个

低点,其中岩溶水水位在平定—阳泉一带为最低,呈现南—北—西部高、东—中部低的特点。以上现象说明,从总体上,娘子关岩溶水系统的地下水径流关系为由西部、南部、北部向中东部(阳泉—娘子关)呈扇状汇集。由此可见,娘子关泉群作为研究区地下水总排泄点的特点并没有改变。但有所不同的是,由于过度开采地下水,导致在阳泉—平定一线形成了一个三角形的岩溶地下水降落漏斗。这表明在人类过度开采岩溶地下水后,娘子关岩溶水系统的天然流场已经被破坏。在阳泉市—平定县一线形成的岩溶水降落漏斗水位标高仅有 350m,该降落漏斗已经揭穿中奥陶统峰峰组(O_2f)含水层,进入了中奥陶统上马家沟组(O_2s)含水层。这就意味着,位于其西部、南部和北部的石炭二叠系裂隙水、 O_2f 和 O_2s 岩溶水首先需要部分或全部补给这一漏斗区,而后才有可能继续沿中部径流—汇流区向下运移。事实上,由于该岩溶水漏斗的存在,位于其东部的岩溶地下水很有可能舍远求近而出现逆流径倒流补给漏斗区的现象。野外调查和地下水水位监测数据证明,在位于阳泉市以东的下白泉—龙庄附近已经逐渐出现了一条水丘,该水丘已经成为了一段“人造”的岩溶地下水分水岭。尽管无法在下白泉以北和龙庄以南寻找到与之相连的岩溶地下水分水岭及其最终消失的边界。但研究区西部石炭二叠系裂隙水、 O_2f 及 O_2s 岩溶水以及南北补给—径流区的裂隙水和岩溶水汇流补给该岩溶地下水漏斗已成为不争的事实。依据地下水排泄特征,将研究区岩溶地下水系统划分为两个子区域,即西部的岩溶水降落漏斗子系统(简称漏斗区子系统)和东部的岩溶泉子系统(以上分区仅代表名称,并不代表西部的地下水与东部的地下水是完全独立的两个系统)。由于存在着多含水层共同补给的现象,因此西部的深层岩溶水完全可能在顶托补给漏斗区子系统的同时沿径流带运移补给岩溶泉子系统。

通过对桃河和温河沿岸岩溶地下水水化学特征的对比,重新认识了前人勾画的径流—汇流区地下水水流场形态。沿两条河流的岩溶地下水在水质上存在明显的差异,因此推断在地下水向娘子关运移的过程中,由于磨峪山的存在,地下水分两条径流—汇流线向娘子关泉补给,磨峪山作为地表分水岭也同时是季节性的地下水分水岭。

在空间形态上,运用基于水化学—同位素指示作用的分析方法,进一步证明研究区地下水运移存在层状分布现象,包括石炭二叠系裂隙水含水层、下奥陶统含水层和中奥陶统含水层。岩溶地下水主要赋存于中奥陶统含水层,但下奥陶统含水层的区域性补给也是存在的。

从岩溶泉补给的角度来看,五龙泉和苇泽关泉主要接受来自下奥陶统岩溶地下水的补给,但同时也可能部分地接受来自寒武系岩溶地下水的补给;水帘洞泉主要接受来自东部岩溶裸露区的下马家沟组岩溶地下水“优势流”的补给。而城西泉和坡底泉则分别接受来自南部沿桃河的补给—径流区及北部沿温河的补给—径流区岩溶水的补给。此外,两泉较低的离子组分含量表明它们同时还接受来自南部/北部岩溶裸露区的局部流动系统的补给。依据地下水水力特性,地下水系统可划分为南部补给—径流区、北部补给—径流区、西部滞流区、中部降落漏斗区、东部径流—汇流区和排泄区六个水动力区。其中,中部降落漏斗区以降落漏斗边界为界限,向东直至下白泉—龙庄附近的水丘(“人造地下水分水岭”)。

地下水水化学空间演化特征为:低离子含量的 $HCO_3 - SO_4 - Ca - Mg$ 或 $HCO_3 - Ca - Mg$ 型裂隙水和低—中等离子含量的 $HCO_3 - SO_4 - Ca - Mg$ 型岩溶裂隙水在其向下游运移的过程中,除固有的水—岩相互作用外,由于受采矿活动、地表水和生活污水渗漏补给的影响,其离子组分含量不断上升,最终成为 SO_4 型、 $SO_4 - HCO_3$ 型、 $SO_4 - HCO_3 - Cl$ 型水。在降落漏斗区,不同来源的地下水混合开采;而在泉群集中排泄区,区域流动系统与局部流动系统的地下

水发生混合作用,最终形成了水质相对良好的 $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca} - \text{Mg}$ 型或 $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{Mg}$ 型岩溶泉水。

在地下水由补给区向排泄区运移过程中,方解石和白云石的 SI (饱和指数)值呈增加趋势,由最初 $SI < 0$ 逐渐转化为 $SI > 0$,地下水对方解石和白云石也由最初的溶解作用演变为沉淀再结晶。此时,地下水中石膏的饱和指数也呈现相似的增长趋势,但石膏仅能持续发生溶解反应,不会出现石膏沉淀现象。但在采煤活动严重影响区域,石膏的沉淀还是有可能的。地球化学模拟表明,在碳酸盐岩含水层中,地下水初始以方解石(白云石)的溶解为主,随着石膏溶解数量的增加,方解石(白云石)的溶解开始受到抑制,进而发生沉淀,石膏的溶解成为控制地下水水化学成分形成的主导过程。

当高浓度的矿坑水混入时,地下水相对石膏过饱和;铁氢氧化物也呈现过饱和状态;地下水对碳酸盐岩含水介质的溶蚀能力得到增强。随着水-岩相互作用程度的加深,铁氢氧化物沉淀,通过共沉淀和吸附作用去除了地下水中的重金属类污染物;地下水对方解石和白云石的溶解趋缓并逐渐发生沉淀。

ABSTRACT

As the largest karst spring in northern China, Niangziguan spring provides the most part of water supply for local habitants with an annual average discharge of $9.4\text{m}^3/\text{s}$ (1956—2005). The groundwater table has been declining due to aridity and over-exploitation of karst water since 1970s. The Chengjia spring and Shiqiao spring has disappeared; the Shuiliandong spring has become a seasonal spring and the total flow of the springs in the discharge area decreases too for the same reason. The highest annual flow of Niangziguan spring was $14.3\text{m}^3/\text{s}$ (1964) and the smallest $5.8\text{m}^3/\text{s}$ (2006) with a ratio about 3 : 1. The mean square error of the flow is $2.43\text{m}^3/\text{s}$ over the past 51 years (1956—2007), occupying 22.5% of the annual average flow. The periodical change of annual spring flow of the past 51 years is observed with the visible wave peaks and troughs though the time slot is different. At the same time, the spring flow of every month shows the similar phenomenon according to the monthly discharge monitoring data. Most of the instability coefficients of the annual spring flow ranges between 0.7~0.9 except for 1985 ($0.42\text{m}^3/\text{s}$) and 1995 ($0.59\text{m}^3/\text{s}$). This indicates the recharge sources of the Niangziguan spring are abundant and the groundwater flowpath is steady. The flow fluctuation of the Weizeguan spring is intensive among the spring group. The flow data distributed at the two sides of the line of annual flow which can be took as the result of many short term recharges. However, the recharge distance of the Chengxi and Wulong spring is long deduced from the weak fluctuation of spring flow. The difference in spring flow fluctuation reflects the difference in the flowpath and recharge sources of the springs. It is deduced that the Weizeguan spring is recharged by the groundwater from a single aquifer in the local flow system according to the annual and month flow data. The spring flow is few disturbed by human being activity. The flow curve of the Chengxi spring is steady composed of one wave peak (Feb. - Mar.), one trough (July - August) and one steady term (Sep. - Jan. of the next year). Therefore, it is deduced that the Chengxi spring is recharged by the groundwater far from the discharge area in the regional flow system.

A gradual decrease of karst groundwater table was observed over the past thirty years. The groundwater table decreased from 404.33m (1981) to 391.45m (2006) in recharge area (Huili deep well) with a total decrease of 12.88m and average 0.513m per year. At the same time, the groundwater table decreased 13.86m in the past 27 years in the flow-conflux area (Shangdongzhai deep well).

The rapid fluctuation of groundwater table between months indicates the single recharge source in Huili deep well where the groundwater is mainly recharged by precipitation, with a

delayed response. The groundwater of Shangdongzhai deep well is recharged mainly by the upper reach karst water. Therefore, the fluctuation of groundwater table is weak except for the time period Sep. – Nov. . The gradually enhanced wave peak makes us believe that the groundwater from the local system begins to play more and more important role with the decrease of groundwater table in the conflux area.

The groundwater quality remains essentially constant in 1980s, and fluctuates since 1990s with an obvious elevation of main ion concentrations in groundwater. The highest elevation of sulfate and calcium content was found in Chengxi spring which is about two times higher than that of 1980s. Slight elevation of calcium, magnesium and chloride content was also found in all the springs. The fluctuation of main ion concentration was appeared since the year of 1950 compared with that of 1980s. This let us believe that the water quality of karst water is essentially impacted by the climate change and human being activities.

The lowest groundwater table was found in the areas of Pingding – Yangquan and Niangziguan. To sum up, the groundwater moves into the central(Pingding – Yangquan) and east areas(Niangziguan) from west, south and north areas of the basin. The hydraulic gradient of the groundwater ranges $7.6\text{‰} \sim 9\text{‰}$ in the south and north recharge – flow areas, $0.3\text{‰} \sim 1\text{‰}$ in the flow – conflux area and 3.5‰ in the discharge area. Regional groundwater finally discharges as a group of springs. However, a triangle – shaped cone of depression was formed due to over exploitation of groundwater, and the natural flow field was changed. The elevation of groundwater is only 350m in the cone of depression located at Pingding – Yangquan area which has communicated the O_2f and O_2s aquifers. It meant that the fracture water from the west area and karst water from the O_2f and O_2s aquifers need to recharge the depression area first and then the spring group. In fact, the karst groundwater located in the east of the depression area may return back the depression area. It was proved by the evidences of field investigation and the monitoring data of groundwater table that an “artificial” groundwater watershed was appeared between Xiabaiquan – Longzhuang east of the Yangquan City. Though it is difficult to find the groundwater watershed in the north side of Xiabaiquan and south of Longzhuang, but the recharge of fracture water and karst water into the depression area is evident. So the karst water system can be divided into two sub – systems; the depression area subsystem in the west and karst spring subsystem in the east, according to the discharge characteristics of groundwater in the study area. The deep karst water from the west part of the study area may transport into the karst spring subsystem except for the depression area subsystem where the groundwaters are recharged by different aquifers in the study area.

The flow field of the formerly flow – conflux area was studied by the comparing of hydrochemistry of karst groundwaters along the Taohe River and Wenhe River. Significant difference was identified in these karst groundwaters which make it possible that the karst groundwater move into the flow – conflux area along two flowpath. It is because of the existing of Moyu Mountain which may be a seasonal groundwater watershed except for a surface

water watershed.

The movement of groundwater in different aquifers, fracture aquifer of Carboniferous and Permian, aquifer of the lower Ordovician and upper Ordovician, was further proved using hydrochemistry and environmental isotope method. Most of the karst water storied in the upper Ordovician aquifer and the regional recharge of lower Ordovician aquifer occurs too. The recharge of karst water for Wulong and Weizeguan main come from the lower Ordovician aquifer and few from the Cambrian aquifer. The Shuiliandong spring may mainly receive the karst water which we named it as "preferential flow" from the Xiamajiagou formation. The recharge water of Chengxi spring and Podi spring mainly come from the upper reach karst water along the two flowpath in the flow - conflux area. Besides, the lower ion content in the two springs indicate the recharge water partly from the local flow system located in the south and north bare karst areas. Finally, the groundwater system can be divided into six hydrodynamic areas, south and north recharge - flow region, west retardance region, central depression region, east flow - conflux region and discharge region, in the study area. Among them, the central depression region was confined as the area of the cone of depression with the groundwater watershed near the Xiabaiquan - Longzhuang as the east boundary.

From recharge area to discharge area, the hydrochemical type of the karst water changing from $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$ or HCO_3 type water into SO_4 , $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3$ or $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3 - \text{Cl}$ type water was controlled by water - rock interaction with leakage of coal mining waste water and surface water. The elevation of main ion content was also observed during this course. In the discharge area with a group of karst springs outcropping, mixing of groundwater from regional flow system and local flow system took place to form portable $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$ or $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3$ type karst spring water.

During the transport of groundwater, over - saturation with respect to calcite and dolomite resulted in precipitation and recrystallization. The dissolution of gypsum prevails except for areas where the groundwater was affected by coal mining and gypsum precipitation may occur.

In the karst aquifer, groundwater quality was first controlled by calcite(dolomite) dissolution and then by gypsum dissolution once calcite (dolomite) dissolution was restrained. Gypsum in groundwater may precipitate and the carbonate dissolution capacity of groundwater was enhanced with leakage of coal mine drainage. Iron hydroxides in the groundwater were precipitated with the evolution of water - rock interaction and heavy metals in the groundwater were removed via co - precipitation with and adsorption by iron hydroxides.

目 录

§ 1 绪 论	(1)
1.1 课题依据与研究意义	(1)
1.2 国内外研究现状	(2)
1.3 研究内容与工作方法	(10)
§ 2 研究区地质背景	(13)
2.1 研究区概况	(13)
2.2 区域地层概况	(16)
2.3 区域构造特征	(19)
§ 3 岩溶及岩溶地下水系统	(24)
3.1 岩溶发育特征	(24)
3.2 岩溶水系统圈定	(27)
3.3 岩溶地下水系统组成	(32)
3.4 岩溶地下水系统补给——径流与排泄	(36)
§ 4 娘子关泉域岩溶演化史	(40)
4.1 地质构造演化史	(40)
4.2 岩溶演化史	(43)
4.3 娘子关泉群的形成与演变	(46)
§ 5 区域岩溶水水化学特征	(55)
5.1 岩溶水水化学特征	(55)
5.2 人类活动对地下水影响分析	(59)
5.3 岩溶水中污染组分物质来源	(63)
§ 6 岩溶流动系统及岩溶泉补给来源再认识	(68)
6.1 岩溶水水动力分区	(69)
6.2 补-径-排水体环境稳定同位素特征	(70)
6.3 岩溶泉补给来源分析	(74)

6.4 小结..... (84)

§ 7 岩溶地下水时空演化特征..... (87)

7.1 岩溶水动态演变特征..... (87)

7.2 岩溶水水质演变特征..... (91)

7.3 沿流经岩溶地下水水质演化特征..... (95)

7.4 岩溶水水质演化的地球化学过程模拟 (105)

§ 8 结论与建议 (109)

主要参考文献..... (118)

§ 1 绪 论

1.1 课题依据与研究意义

岩溶地下水历来是岩溶地区重要的供水水源,近年来由于受城乡经济的发展及全球气候变化的影响,对地下水的需求量急剧增加。特别是在我国北方碳酸盐岩分布地区,地表水资源分布严重不均,污染日趋严重,岩溶水资源的开发利用和合理保护也就显得日益重要。

娘子关泉是我国北方最大的岩溶泉之一,也是阳泉市工农业生产和人民生活的重要供水水源,其供水量占整个阳泉市供水量的 70% 以上,对地方经济的可持续发展具有至关重要的作用。然而,自从 20 世纪 80 年代以来,随着社会经济的快速发展,由于降雨量周期性变化、过度开采地下水和受采煤疏干影响,使得地下水水位持续下降,娘子关泉群总流量由多年平均的 $9.4\text{m}^3/\text{s}$ (1956—2005) 减少至近期的 $6.1\text{m}^3/\text{s}$ (2006)。更为严重的是在气候变化和人类活动的影响下,岩溶水水质恶化现象显著,硬度和硫酸盐等指标严重超标,同时伴随着其他致毒性组分含量升高,生态环境恶化。由于地下水水质下降导致的可利用水资源量减少,已严重影响了城市工农业的健康发展(阳泉市水资源公报,2005)。

娘子关岩溶水系统发育于中更新世,总面积 7435.82km^2 ,包括阳泉、平定、昔阳、盂县、寿阳、和顺和左权等县市。其中,半裸露和全裸露可溶岩面积 2100km^2 ,全裸露可溶岩面积 1882km^2 (因地下分水岭波动,不同年份略有变化)。经历了长期的地质环境演变和岩溶水系统自身的演化,在构造运动、气候变化以及人类活动等因素共同作用下,娘子关岩溶水系统的地下水作为地质环境演化过程中最活跃、影响最广泛的对象之一,也强烈地受到各种地质环境因素的影响,形成了复杂的岩溶地下水系统。同时地下水系统中的物质来源也因岩溶系统的变化而相应地发生了变化,这些都集中地反映在地下水水质的变化上。地下水水质的变化也从另一个层面上反映出在岩溶水系统演化的不同阶段,地下水与含水介质发生的水-岩相互作用过程的演变。因此有必要对人为活动及天然条件变化相互作用下的岩溶水系统演化过程和其中的水文地球化学过程进行系统的研究,以揭示其内在规律,为实现区域水资源可持续利用提供科学依据。

娘子关岩溶水系统的形成经历了漫长的地质历史。在此过程中,实现了由季节性泉到稳定的岩溶大泉的历史演化。伴随着泉群的不断发展壮大,其补、径、排也经历了一个发展、变化的过程。开展对岩溶地下水系统的调查研究不仅要地下水系统进行定性的描述,也需要对系统的层次划分有一个明确的认识。但事实上,在层次划分上,还存在着不同的认识。此外,随着地下水和煤炭资源的开采,区域地下水补、径、排关系在不同程度上均发生了变化,如何刻画这种变化,并将其运用于实际中来解决水资源供应紧张问题,也值得探讨。因此从系统

分析的角度认识地下水流程是非常有必要的,这对明确岩溶地下水资源的时空演变规律、正确评价地下水资源有着重要的意义。近几十年来,人类活动加剧和全球变化影响突显,表现在专著的研究对象上主要为:岩溶水水量骤减、水质不断恶化,岩溶水中污染组分日趋复杂。高强度的人类活动,尤其是农业活动和工业生产活动导致大量的环境污染物进入水文循环系统,天然水环境原有的动态平衡被破坏。无论是地表水还是地下水,其水-岩相互作用的模式和过程均受到了严峻的挑战。但同时,由于地下水在含水层运移过程中能够或多或少地保留其所处的“母岩”的某些特质。这就使得我们研究地下水系统及其演化具有了良好的工作手段,这种手段就是同位素-水化学方法。基于同位素-水化学技术的研究方法不仅能够有助于全面认识岩溶水系统,同时也极有可能为研究气候变化提供更为丰富的素材。因此开展岩溶水系统划分,判定泉群中不同泉水的补给来源、补给途径、物质来源,以及岩溶水对气候变化和人类活动的响应,对于合理开发利用地下水资源、实现水资源可持续利用具有重要的意义。

本专著目的在于,在地下水系统理论和水-岩相互作用理论的指导下,将含水介质结构、水动力场、水化学场等信息融合提取,构建岩溶地下水系统水文地质概念模型,划分岩溶地下水分区;揭示岩溶地下水中污染组分的物质来源、识别控制岩溶地下水水质演化的主要水文地球化学过程,定量模拟水文地球化学过程;分析岩溶水系统对近 50 年来气候变化和人类活动的响应。研究成果不仅可丰富全球变化的研究方法和内容,而且可为实现区域水资源有效保护及合理开发提供科学的依据。

1.2 国内外研究现状

作为地下水的主要组成部分之一,岩溶地下水资源的开发、利用、保护一直是水文和环境领域研究的热点之一。我国岩溶地区,可溶岩分布面积为 $3.4 \times 10^6 \text{ km}^2$, 约占国土面积的 1/3。其中北方岩溶发育区(主要为碳酸盐岩区)分布面积约为 $4.6 \times 10^5 \text{ km}^2$, 岩溶水天然资源量为 $1.92 \times 10^{10} \text{ m}^3/\text{a}$ (李振栓, 2000), 是北方城市和工农业生产的重要优质供水水源。

然而,近几十年来受气候变化和人类活动等因素的影响,北方岩溶水系统的供水能力不断衰减,主要表现为岩溶水水位持续下降、水质恶化,并由此引发了泉水枯竭、河流断流、湖泊干涸、植被死亡、耕地荒芜等诸多生态环境问题,严重制约了区域社会经济的有序发展,恶化了生存环境(关碧珠等, 1993)。娘子关泉作为我国北方第一大岩溶泉,是阳泉市及其周边区域的最主要供水水源。由于其地处全球变化敏感带,在研究岩溶地下水系统对气候变化和人类活动的响应方面具有独特的地位,因而其流量动态变化、水质演化近年来备受研究者关注(郭占荣 & 尹宝瑞, 1997; 韩行瑞 & 梁永平, 1989; 李纯纪, 2005; 李义连 & 王焰新, 1998; 梁永平 & 韩行瑞, 2006; 宁维亮, 1996; 孙连发等, 1997; 王焰新等, 1997)。

1.2.1 地下水系统的圈定与划分

自 20 世纪 80 年代国际水文地质界提出“地下水系统”以来,国内外的学者对“地下水系统”的概念、分类、工作方法、定量描述等方面进行了深入研究。荷兰阿姆斯特丹自由大学 Engelen & Jones(1986), 日本学者柴崎达雄(1982), 美国学者 Toth(1986), 中国张人权(2002)、陈梦熊(1984)等学者分别提出了不同的地下水系统的定义,这些都比较客观地反映了人们对

地下水系统阶段性的认知,导致学界尚未形成关于“地下水系统”这一概念的一个完整的、统一的认识。我国著名水文地质学家陈梦熊则将地下水系统定义为“地下水系统是以系统科学的观点和方法,将水文地质学研究的地下水圈作为一个处于等级从属关系的许多单元组成的复杂的动力系统,在空间分布上具四维性质的能量不断新陈代谢的有机体”(陈梦熊,1984;陈梦熊 & 马凤山,2002)。具体可以归纳为:①地下水系统是由若干个具有一定独立性而又互有联系、互相影响的不同等级的亚系统或次亚系统所组成的;②地下水系统与降水、地表水系统存在密切联系、互相转化,地下水系统的演变很大程度上受输入与输出系统的控制;③每个地下水系统都具有各自的特征与演变规律,包括含水层系统、水文系统(补排系统)、水动力系统、水化学系统等;④含水层系统与地下水系统代表两个不同的概念,前者具有固定边界,而后的边界是自由可变的;⑤地下水系统的时空分布与演变规律,既受天然条件的控制,又受社会环境,特别是人类活动影响而发生变化。

对地下水系统的圈定与划分是将地下水系统理论运用于水文地质研究的前提。其内容就是在一定原则条件下通过分析地下水系统的外部环境特征(区域地质背景、气候、水文、地形地貌)、含水层系统和水流系统特征,从中提取依据,确定系统边界,分层次、分等级对地下水系统进行划分(李文鹏等,1995)。

由于地下水系统的复杂性和划分依据标准的不统一性,导致国内地下水研究工作对地下水系统划分的多样性。为了全面掌控和合理统筹地下水资源,中国地质调查局于2004年提出了国内第一个完整的地下水系统划分细则:《地下水系统划分导则》(以下简称《导则》)。《导则》以宏观地貌单元、大地构造、气候条件、一级地表水系、国际和海岸线作为指标,将我国地下水系统划分为9个区域地下水系统,并细化为23个一级地下水系统和55个二级地下水系统。二级地下水系统重点考虑三种边界类型:地表水分水岭、地下水分水岭、岩相古地理界线。对于局部小区域性的地下水系统的概化,《导则》提出了三级和四级地下水系统划分依据。三级地下水系统在二级划分的基础上,重点考虑含水介质的特征和岩相古地理特征,同一地下水系统要具有独立的含水层体系,具有相对完整的补、径、排体系,具有统一的渗流场和化学场。四级地下水系统的划分应遵循:为某一明确的调查、研究目的服务,具有统一的流场、水化学场,便于分析总结地下水资源的成因和演化规律,易于建立水文地质概念模型;在时空分布上,应考虑地下水系统的层次性和时变性,如考虑局部地下水流场和区域地下水流场的关系;地下水系统边界条件应尽量简单可控。《导则》的实施为地下水系统的划分提供了统一的参照依据,对深入研究地下水系统层次性特征提供了条件。

《导则》与传统的地下水系统划分判据在很大程度上保持了良好的一致性。传统的局域地下水系统划分主要以地下水流场为依据,根据地下水观测水位并结合区域水文地质条件,作出区域地下水等水位线图,判断地下水流向及强弱径流带,划分地下水系统[Ahlfeld & Mulligan, 2000; Alley et al., 2002; Ayenew et al., 2008; Carrillo-Rivera, 2004; 陈爱光等, 1987; 《供水水文地质勘察规范》(GB 50027—2001), 2001; 梁杏等, 2002; 王焰新, 1995]。基于这一原则的地下水系统分区理论在实际应用中得到了广泛的应用,尤其是在流域和盆地以及更大尺度的地下水系统分析中(Robinson & Reay, 2002; Thomas, 2001; 曹剑锋等, 2002; 崔亚莉等, 2004)。但是,在没有泉水出露和地下水观测孔的区域,地下水的水动力特性并不明显。其次,在人类活动和气候变化的约束下,地下水动力场也是可变的(Robinson & Reay, 2002)。尤其是在实践中,局部流动系统与区域流动系统互相重叠、嵌套,使得情况极其复杂。要正确识别

和划分地下水流动系统,除了依据地质和水文地质观察成果外,还需要通过水温、水化学及同位素等资料获取更多的补充信息。

地下水的化学组分是地下水与环境—自然地理、地质背景以及人类活动长期相互作用的产物。一个地区地下水的水化学面貌,反映了该地区地下水的历史演变。研究地下水的化学成分可以帮助我们回溯区域水文地质历史,阐明地下水的起源与形成(Deutsch, 1997; 沈照理等, 1993)。天然条件下,地下水与含水介质的相互作用是地下水中物质的主要来源之一。地下水能够从这种作用中得到物质的多寡首先取决于含水岩层的矿物特性,其次是水-岩相互作用的充分程度,因此来自不同地下水系统的地下水在某种程度或多或少地镌刻着其所处环境的烙印。当代水文地质研究表明,水化学-同位素资料不仅可以反映地下水水质的时空变化特征,而且可以提供有关地下水赋存环境、循环深度、流速、资源量组成等水动力方面的重要信息(Hodges, 2007; Mazor et al., 1993; Posner et al., 2005; Swarzenski et al., 1999, 2001; 王焰新等, 1995, 1996, 1997)。根据地下水的离子特征及同位素特征(如 ^2H 、 O 、 S 、 ^3H 、 Sr 、离子组成、微量元素、稀土元素比值等)可以将地下水划分为不同的水化学类型,再结合地层、构造及水文地质条件,分析基岩类型及断裂构造等对地下水的控制作用,以及不同来源水的混合、溶解-沉淀作用、同位素交换作用等,可以实现局部的和区域的流动系统的划分(Alan & Mark, 1995; Lloyd, 1976; Mukherjee et al., 2009; 郭清海 & 王焰新, 2006)。有些研究在详尽掌握研究区同位素-水化学特征后,对地下水系统的划分类型更多,包括局部、中间及区域流动系统(Carrillo - Rivera et al., 1996; Paces et al., 2002; Plume, 1996)。

在研究中,岩溶水系统被理解为:以单个或多个泉(泉群)作为地下水的天然排泄露头的,具有完整的补给、径流、排泄体系,由岩溶地下水及其岩溶含水介质共同组成的地质体。其最主要特点是泉或泉群成为了地下水系统的最主要的排泄方式,其空间分布范围与水资源管理部门和传统水文地质研究所称“泉域”一致,但使用岩溶水系统概念体现了研究中一以贯之的系统思想和研究方法。

由于岩溶地下水系统发育于碳酸盐岩地区,所以地下水水化学组分颇具特点,表现为地下水中阳离子主要以 Ca 、 Mg 为主,而在海相碳酸盐岩地层中则 Sr 含量较高(张虎才, 1997; 王增银, 2003),且与 Sr/Ca 、 Mg/Ca 呈现良好的线性关系(Cicero & Lohmann, 2001; Land et al., 2000)。因此通过获取岩溶水水化学常量及微量组分数据,就可以在特定水文地质区域中实现岩溶水系统子系统的划分(Mihealsick et al., 2004; 胡进武等, 2004; 李俊云等, 2006; 汪玉松等, 2004)。在岩溶水系统划分中,新兴的同位素方法也得到了广泛的应用。 ^2H 、 O 、 ^{34}S 、 ^3H 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 ^{13}C 等同位素指标,已经被人们逐渐开发应用于岩溶水系统补-径-排区域的划分、局部与区域系统的划分、追踪岩溶裂隙-管道的分布特征(Fritzan & Fontes, 1980; Swarzenski et al., 2001; 王焰新等, 1997)。尽管这种划分方法多数基于定性划分,但其应用前景广泛,随着分析测试手段的提高,会进一步得到完善。

1.2.2 地下水中物质来源解析

地下水系统作为一个相对独立的单元,其与外界环境的物质交换呈现出多源输入-单源输出的模式。降雨作为地下水最初始的补给来源,在向地下水系统供给水量的同时,也成为了地下水系统最直接的物质来源。但由于雨水中组分浓度一般均较低,所以其对地下水系统的水质并不具有决定性的作用。然而在雨水入渗包气带,并与包气带矿物发生溶滤作用的过程中,

其水质会发生显著变化并最终将一部分组分携带进入地下水系统。近几十年来,人类活动(农业活动、采矿、工业生产等)强烈地改变了包气带的物质组成,导致降雨淋滤进入地下水的物质成分也发生了巨大的变化。地表水与地下水的相互作用,作为水文循环的一部分,也是地下水中物质输入的另一种途径。尤其是在地表水流经含水层裸露区域时,往往会出现大量地表水漏失进入地下水的情况,严重时甚至出现断流现象,俗称断头河。近年来,由于区域地表水质恶化,也引发了与其联系的地下水系统的局部或整体水质恶化现象。作为地下水的储存空间,地下水与含水岩层矿物的相互作用也越来越得到人们的重视。一方面,地下水中的物质组分在含水层的自净作用下,发生吸附、降解、沉淀等物理化学作用而不再赋存于水相中;另一方面,含水介质中的岩石矿物通过溶解、氧化-还原、离子交换等作用而进入地下水(Freeze & Cherry, 1979; 王焰新等, 2007)。这种地下水与含水介质之间的物质交换广泛地存在于地下水系统之中。在岩溶发育区域,由于岩溶地下水系统常处于开放-半开放状态,气体组分的参与使得出现广泛的水-岩-气三相之间的物质交换。可见,地下水中物质组分的来源可以概化为:外源输入[如降雨来源、地表水渗漏、越流补给、大气来源(CO_2)等]和内源生成(如水-岩相互作用等)两部分。

1.2.3 水-岩相互作用及其地球化学模拟

水-岩相互作用理论是研究地下水中化学物质的形成与迁移、环境污染防治的主要基础理论。借助于地球化学模拟,可以更精细刻画环境与水相间的化学作用关系,从而探索地球内部的演化规律。

目前对于水-岩相互作用的研究,主要在分析地下水流经地层分布和不同元素的水文地球化学特征基础上,运用同位素分布特征、水文地球化学图解、各种离子的相关统计等相关工具,开展以下工作:①水-岩反应的程度(平衡状态)判识(Garrels & Mackenzie, 1967);②饱和指数计算,并研究饱和指数在不同温度、电导和 pH 值下的变化(Glynn & Reardon, 1990; 李义连等, 2002);③控制水-岩相互作用的主要过程和矿物体系研究(Binning & Celia, 2008);④水岩体系中各种离子的来源分析以及水(气)与矿物之间可能发生的各种作用(如氧化还原、离子交换、沉淀、溶解交换等)研究(Koshi Nishimura, 2009; 王焰新 & 高旭波, 2009);⑤不同水化学特征来源水的混合过程分析,在此基础上研究不同类型水化学特征的形成作用及水-岩相互作用过程(Wang & Shpeyzer, 1997; Gao et al., 2007)。

作为水-岩相互作用研究的主要手段之一,水文地球化学模拟在最近的 50 年里得到了长足的发展,并成为水文地质学和地球化学研究领域的生力军。水-岩相互作用模拟始于 20 世纪 60 年代初,以 Garrels & Thompson 对天然水化学进行模拟的研究(1962 年建立的海水离子络合模型)开始至《溶解矿物和平衡》一书的出版(Garrels & Christ, 1965)标志着地下水地球化学模拟基本理论体系的建立。20 世纪 70 年代以前主要是获取矿物及有关化合物的热力学参数、建立理论体系(Robie et al., 1978)。从 20 世纪 60 年代末开始进入水-岩作用计算机模拟时期,研制出各种计算机模拟软件,并开始考虑非平衡化学动力学问题(Parkhurst et al., 1980, 1982; Plummer et al., 1991; Schecher & McAvoy, 1991)。

目前水文地球化学模型建立在以下两个方向:①对大量矿物和水溶液热力学数据的测量、评价和归纳(Tebes Stevens et al., 1997);②引入这些数据对复杂的水-岩系统进行精确的计算机描述。而地球化学模拟的发展方向业已扩充为如下几个方面:①用于解释观察到的数据

的反向模拟技术(Hendricks Franssen et al., 2009; Plummer, 1984; Vermeulen et al., 2005); ②用于模拟水-岩系统中化学演化的正向模拟技术(Parkhurst, 1997; 马腾等, 2000; 王焰新 & 李永敏, 1998); ③化学反应与溶质运移耦合的反应性溶质运移模拟技术(Tebes Stevens et al., 1998; Toride et al., 1993; Morris et al., 1990; Khadilkar et al., 2005); ④水-岩相互作用系统外界因素对矿物溶解速率影响的化学动力学模拟技术(Ball & Nordstrom, 1991; Merkel et al., 2005)。通过水-岩相互作用过程分析和水文地球化学模拟可以达到揭示地下水与含水岩层之间物质及能量的交换过程, 从而实现对地下水中物质来源的判定。

1.2.4 水化学-同位素方法

一般来说, 当各种输入来源的水化学和环境同位素特征存在明显的差异时, 就可以依据水化学指标实现对地下水系统中物质来源的判定。

水化学-环境同位素技术为地下水的深入研究提供了新的手段。尤其在地下水形成及其变化的分析上提供了新的信息。环境同位素水文地球化学就是通过研究地下水天然同位素的组成、分布和变化规律, 并运用这些规律解决各种水文地质问题。环境同位素是指天然存在或非人为目的进入环境的同位素, 包括环境稳定同位素和环境放射性同位素。环境稳定同位素形成、分布和演变主要受形成温度的制约, 往往在不同物质或同一种物质的不同相中产生分馏现象, 成为天然的示踪剂。在水文地质研究中可用于研究地下水和地表水的环境同位素组成, 探讨其补给、径流、排泄、不同来源水的混合、水年龄等有实际应用意义的水文地质问题(Fritz & Fontes, 1980; Clark & Fritz, 1997)。

1.2.4.1 锶同位素

近 30 年来, 锶同位素的研究已逐渐从岩浆及成矿热液来源、演化转向环境地球化学领域, 尤其是在地球化学元素的环境示踪方面发挥了重要的作用。这种应用方向的转变与近年来获取的海水锶同位素数据的不断丰富密切相关。海水锶同位素数据为研究显生宙以来的地球化学演化提供了条件, 同时也完善和拓展了锶同位素的理论及应用。

锶元素化学性质稳定, 不同岩石中锶含量有明显差异, 因此地下水中锶浓度的变化可以反映不同的环境特征(Faure, 1986)。在自然界, 锶有四种稳定同位素(相对丰度): ^{88}Sr (82.6%)、 ^{87}Sr (7.0%)、 ^{86}Sr (9.9%) 和 ^{84}Sr (0.6%)。 ^{84}Sr 对 ^{86}Sr 和 ^{88}Sr 的同位素比值在所有的矿物中是常数, 但 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的比值由于 ^{87}Sr 是 ^{87}Rb 历经地质时期衰变的产物(半衰期 $4.89 \times 10^{10} \text{ a}$), 因此会发生变化。但由于它的衰变过程非常缓慢, 因此不同来源的锶同位素值可以认为是不变的(McNutt et al., 1990)。

由于锶特殊的地球化学性质, 近年来锶元素作为示踪元素在水文地质研究中得到了广泛的应用。锶的基本地球化学性质决定了锶元素作为示踪元素的两个优点: ①不同岩石中锶含量有明显的差异, 因此地下水中锶浓度的变化可以反映不同的环境特征(Shand et al., 2007); ②锶元素化学性质稳定, 锶同位素不受质量分馏的影响。因此水中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 特征能反映地下水流经的土壤和不同含水层的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 特征。在水文地质研究中常用 Sr/Ca 和同位素 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的比值作为研究指标来确定水的来源(Banner et al., 1994; Blum et al., 1994; Bohlke & Horan 2000; Chaudhuri, 1978; Goldstein & Jacobsen, 1987; Heideel et al., 2007; Horst et al., 2007; Leung & Jiao, 2006; Ojiambo et al., 2003; Uliana et al., 2007)。Sr 同位素不会由于