

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

山西潞安煤矿区兼及辛安村泉域 岩溶水同位素研究

龚自珍 李兆林 张之淦

(中国地质科学院岩溶地质研究所, 桂林)

付利群 左宝林

(煤炭部水文勘探公司第一水文地质队, 邯郸)



根据同位素水文地质研究,对潞安煤矿供水勘探区中奥陶统岩溶水划分为4个水动力条件分区,对其所在辛安村泉域划分了3个岩溶水系统。论述了各区岩溶水的补、径、排特征,计算了岩溶水的年龄及流速、天然补给量等水文地质参数。

关键词 同位素 岩溶水 主径流带 天然补给量 年龄

1 水文地质背景

潞安煤矿供水勘探区位于山西省东南部的辛安村泉域内,在长治市及襄垣县之间。泉域面积约14 000 km²,四周为标高1 000—1 600 m的中低山,中部为标高700—1 000 m的丘陵和盆地,浊漳河在东部深切太行山,河谷标高600—640 m,出露辛安村泉群。浊漳河多年平均流量13.9亿立方米。本区属暖温带大陆性气候,多年平均气温8.7℃;多年平均降雨量600 mm,多集中在6—9月;蒸发量1 490 mm。

泉域位于太行山复背斜西翼、沁水向斜东翼中段,其上叠置有长治、襄垣、潞城、黎城等晚近沉降盆地。晋获大断裂呈NNE向展布,次级构造发育,差异运动明显,晚近构造强烈。震旦系—下寒武统变质岩、砂页岩以及中、上寒武统一奥陶系碳酸盐岩地层出露于泉域东部,上古生界—中生界碎屑岩主要分布于泉域西部,新生界松散堆积物分布于盆地及河谷地带(图1)。

东部碳酸盐岩裸露区为泉域岩溶水补给区,含水层向西倾斜。排泄区为同一侧的辛安村泉群,多年平均流量11.9 m³/s。根据钻孔和区域资料¹⁾得出的岩溶地下水面趋势线,反映岩溶水以渗流为主并呈扇状水流,反地层倾向的总径流不利于岩溶水向深部循环,致使西部岩溶不发育,并利于形成全排型泉^[1]。

潞安煤矿供水勘探区地处泉域的中南部,面积约1 000 km²。勘探目的层为中奥陶统碳酸盐岩含水层,平均厚度600 m,顶板为石炭—二叠系砂页岩,底板为相对隔水的下奥

1) 山西省地质局水文地质队。山西省1/50万水文地质图说明书。1976。
本文1991年7月收到,1993年7月改回,罗正华编辑。

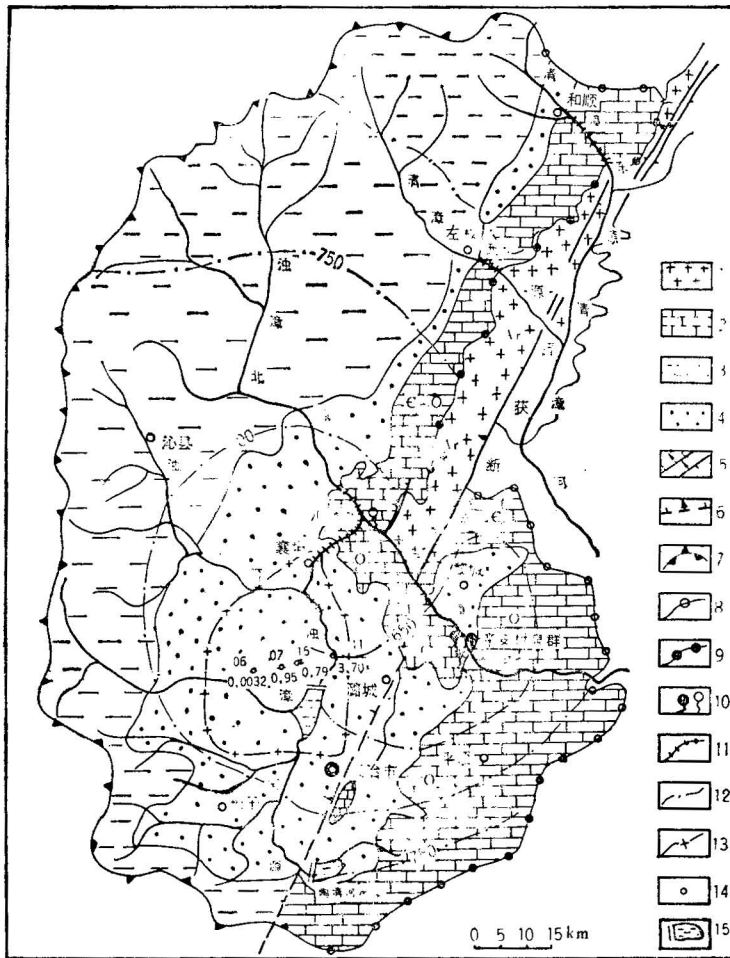


图 1 辛安村泉域水文地质略图

Fig. 1 Hydrogeological sketch map of the Xin'ancun Spring Basin

1. 太古宙 (Ar) 至震旦系变质岩、火成岩及碎屑岩裂隙水；
2. 寒武 (€) 奥陶 (O) 系岩溶裂隙水；
3. 石炭、二叠、三叠系碎屑岩裂隙水；
4. 第四系孔隙水；
5. 正、逆断层；
6. 隐伏断层；
7. 地表分水岭；
8. 地下分水岭；
9. 隔水边界；
10. 岩溶泉；
11. 河流渗漏段；
12. 岩溶地下水位趋势线 (假设含水层为均质)；
13. 潞安煤矿供水勘探区范围；
14. 钻孔, 孔号及单位涌水量 ($l/s \cdot m$)；
15. 地表水库

1. Fracture water of Archean-Sinian metamorphic, igneous and clastic rocks;
2. karstic fracture water of Cambrian and Ordovician carbonate rocks;
3. fracture water of Carboniferous, Permian and Triassic clastic rocks;
4. Quaternary void water;
5. normal and thrust faults;
6. concealed fault;
7. surface divide;
8. subsurface divide;
9. water-resisting boundary;
10. karst spring;
11. infiltration section of stream;
12. trend isoline of karst water level;
13. limits of the water supply exploration area for the Luan Coal Mine;
14. drill hole and its number and specific capacity ($l/s \cdot m$);
15. reservoir

陶统白云岩, 呈向西缓倾的单斜构造, 除东部和地垒上有零星出露外, 均隐伏于上古生界—新生界之下, 埋深 200—800m。该含水层分 3 组 8 段, 自上而下为峰峰组 (O_2f^2 、 O_2f^1)、上马家沟组 (O_2s^3 、 O_2s^2 、 O_2s^1), 下马家沟组 (O_2x^3 、 O_2x^2 、 O_2x^1)。岩性以灰岩为主, 在每组底部发育角砾状泥灰岩夹石膏层。在垂向上 O_2s 较 O_2f 岩溶发育; 在平面上越向西岩溶

越不发育,至泉域西界属沁水盆地中部,中奥陶统埋深达千余米,岩溶极微弱。

2 岩溶水同位素分布特征与水动力条件分区

勘探区供水井和钻孔的揭露深度在东部达到上马家沟组,个别到下马家沟组;在西部只揭露到峰峰组,个别到上马家沟组。泉域内各类水点共 50 个,氦、氡和氧-18 样品共 102 个(多为系列样品),碳-14 样品 4 个,均由岩溶地质研究所测定,精度 $\delta D = 2\%$, $\delta^{18}O = 0.2\%$, $T = 1 - 3TU$ 。

2.1 岩溶水 $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 和 T 值平面分布特征

岩溶水 $\delta^{18}O$ 值的分布见图 2。东部除 9 井和 08、11 钻孔与河水渗漏点 $\delta^{18}O$ 值较高 (-6.75% — -7.85%)外,一般为 -9% 左右。向西 $\delta^{18}O$ 值变化较大,在 -9.0% 到 -11.6% 之间。长治地区 $\delta^{18}O$ 值较稳定,在 -9.75% 左右。辛安村泉群(见图 2 左侧同比例尺插图)西流(1 号泉) $\delta^{18}O$ 值较高为 -9.17% ,其余泉水变化较小,为 -9.67% 到 -10.16% 。王曲(3 号泉) $\delta^{18}O$ 值介于西流和南流(2 号泉)之间。小蛟泉(6 号泉)位于襄垣县东北约 20km 的基岩裸露区(图 1),处于补给区, $\delta^{18}O$ 值 -10.3% 。

T 值也具有和 $\delta^{18}O$ 值相似的分布特征(图 3)。勘探区东部河水渗漏点(9 井、11 和 08 孔)T 值较高,为 33—47TU,其余除个别较低(11TU)外,一般在 20—30TU 之间。向西部 T 值渐低,到 06 和 25 孔 $T = 1.5 - 2TU$,可视为无氡水。长治地区 T 值从南到北呈有规律的递减变化。辛安村 1 号泉 T 值较高为 42TU; 2—4 号泉变化较小,为 17—21TU; 5 号和 7 号泉出露于中上寒武统中, T 值各为 11 和 33TU。与 $\delta^{18}O$ 值一样, 3 号泉 T 值介于 1 号和 2 号泉之间。补给区的小蛟泉 $T = 60.5TU$ 。

2.2 岩溶水 $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 和 T 值动态变化特征

岩溶水和地表水的 $\delta^{18}O$ 值与 T 值随时间的变化示于图 4。降水取样点在 29 孔附近。降水同位素值受季节影响大致呈正弦曲线变化,高值出现于 6—8 月雨季,低值出现于 10—3 月枯、平水期,主要与气温变化有关。河水及水库水同位素高峰值滞后雨水约 2 个月。岩溶井水也显示与河水相似的季节变化特征,但文王山地垒南侧的 5 井和 1 井 $\delta^{18}O$ 值季节变化不明显。泉水看不出季节变化特点。辛安村泉群的 1、2、3 号泉动态变化各异,其中 1 号泉变化最大,2 号泉则较稳定,3 号泉介于两者之间,表明 1、2 号泉各具不同的补给来源,3 号泉则是两者的混合水。

2.3 岩溶水动力条件分区

根据岩溶水 $\delta^{18}O$ 、 δD 、T 值及 $\delta^{34}S$ 等数据及水化学特征,结合水文地质勘探资料(主要是岩溶率和井、孔单位涌水量),对勘探区及辛安村泉群排泄区划分为 5 个水动力条件分区,示于表 1 及图 5。

1) 本次工作同时取 ^{34}S 样 41 个。

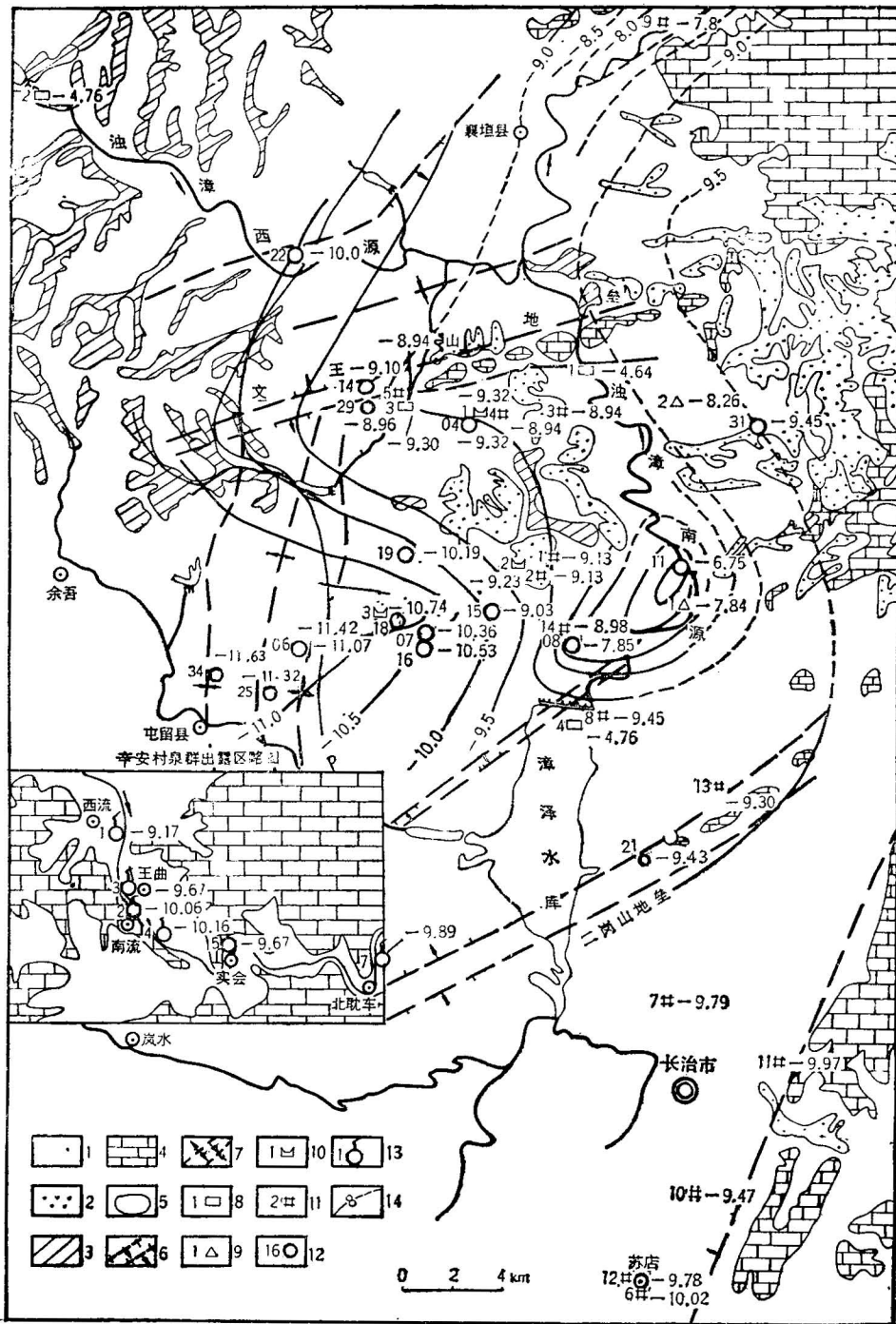


图2 取样点位置及中奥陶统岩溶水 $\delta^{18}\text{O}$ 等值线图

Fig. 2 Location of samples and isolines of $\delta^{18}\text{O}$ value for Middle Ordovician karst water

1. 第四系; 2. 第三系; 3. 石炭、二叠、三叠系; 4. 寒武、奥陶系; 5. 地质界线; 6. 隐伏正、逆断层; 7. 隐伏背、向斜; 8. 地表水点及编号; 9. 第四系水点及编号; 10. 石炭、二叠系水点及编号; 11. 中奥陶统岩溶水供水井点及编号; 12. 中奥陶统岩溶水钻孔及编号; 13. 岩溶泉水及编号; 14. $\delta^{18}\text{O}$ 等值线
1. Quaternary; 2. Tertiary; 3. Carboniferous, Permian and Triassic; 4. Cambrian and Ordovician; 5. geologic boundary; 6. concealed normal and thrust fault; 7. concealed anticline and syncline; 8. sample of surface water and number; 9. sample of Quaternary water and number; 10. sample of Carboniferous, Permian water and number; 11. well of Middle Ordovician karst water and number; 12. bore hole of Middle Ordovician karst water and number; 13. karst spring and number; 14. isoline of $\delta^{18}\text{O}$ value

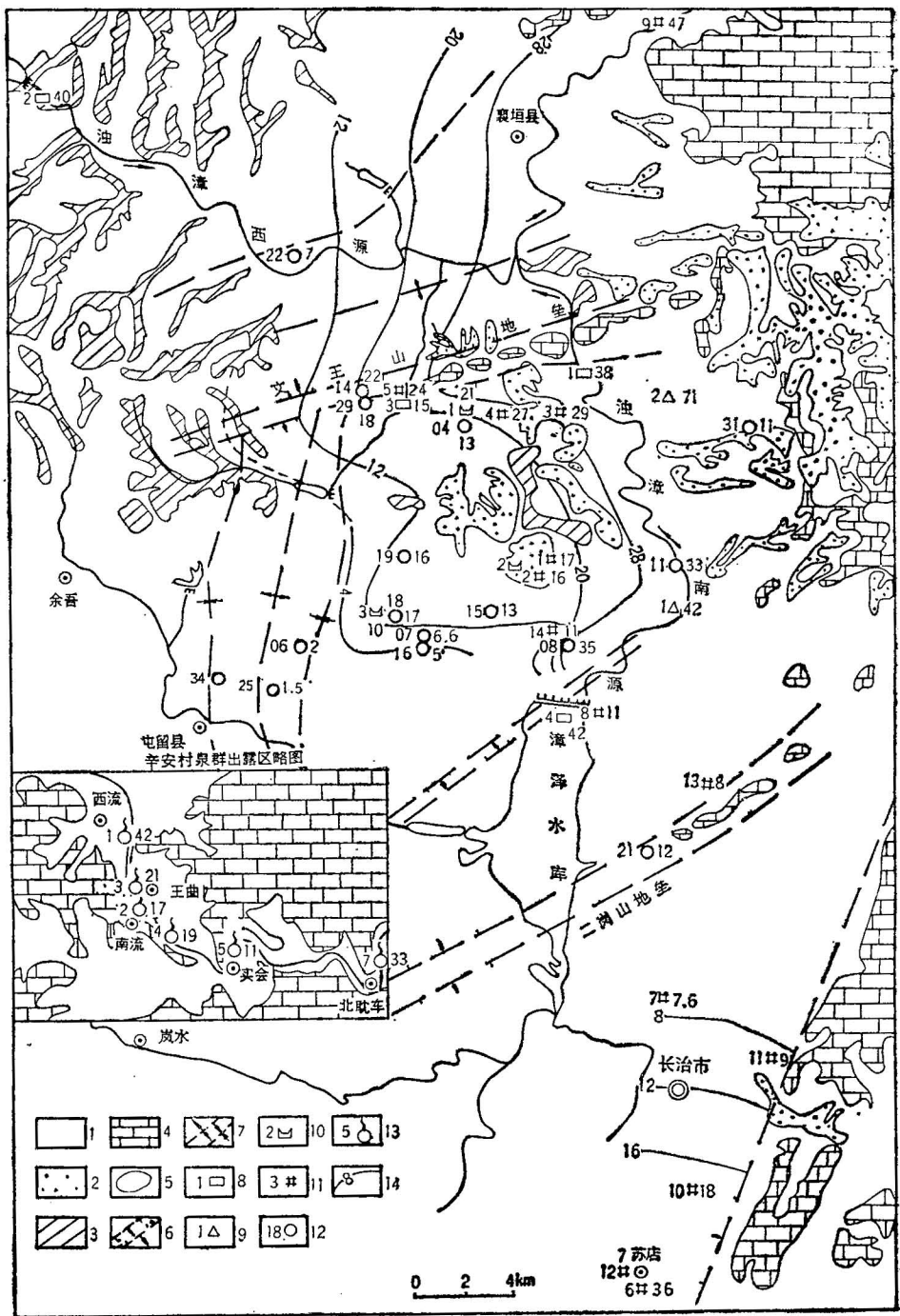


图3 取样点位置及中奥陶统岩溶水T含量等值线图

Fig. 3 Location of samples and isolines of tritium content for Middle Ordovician karst water

- 1.第四系; 2.第三系; 2.石炭、二叠、三叠系; 4.寒武、奥陶系; 5.地质界线; 6.隐伏正、逆断层; 7.隐伏背、向斜; 8.地表水点及编号; 9.第四系水点及编号; 10.石炭、二叠系水点及编号; 11.中奥陶统岩溶水供水井点及编号; 12.中奥陶统岩溶水钻孔及编号; 13.岩溶泉水及编号; 14.T含量等值线
1. Quaternary; 2. Tertiary; 3. Carboniferous, Permian and Triassic; 4. Cambrian and Ordovician; 5. geologic boundary; 6. concealed normal and thrust fault; 7. concealed anticline and syncline; 8. sample of surface water and number; 9. sample of Quaternary water and number; 10. sample of Carboniferous and Permian water and number; 11. well of Middle Ordovician karst water and number; 12. bore hole of Middle Ordovician karst water and number; 13. karst spring and number; 14. isoline of T content

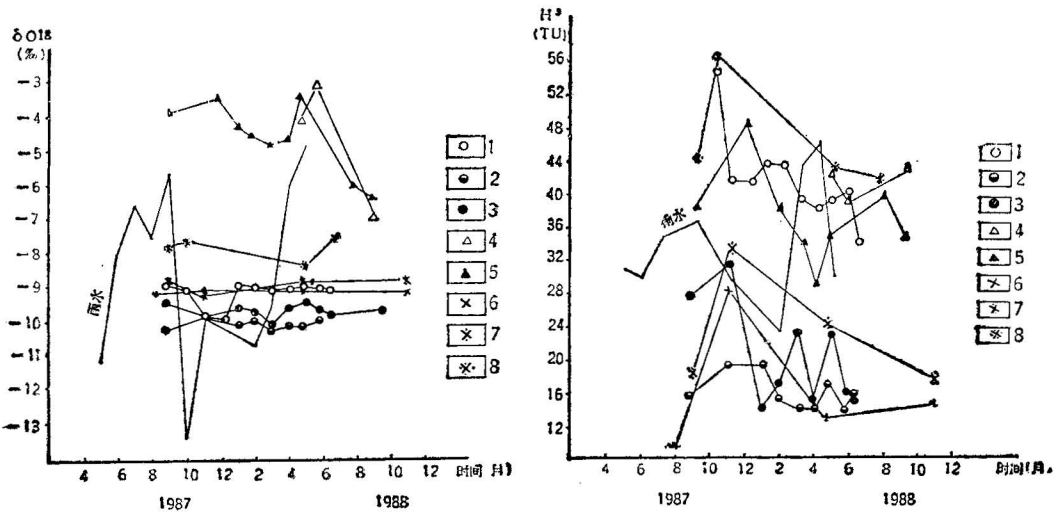


图 4 中奥陶统岩溶水、雨水和地表水 $\delta^{18}O$ 和 T 值动态曲线

Fig. 4 The $\delta^{18}O$ and T regime curves of Middle Ordovician karst water, rainwater and surface water

1. 排泄区 1 号岩溶泉; 2. 排泄区 2 号岩溶泉; 3. 排泄区 3 号岩溶泉; 4. 漳泽水库库水 4 号点; 5. 浊漳南源河水 1 号点; 6. 1 号供水井; 7. 5 号供水井; 8. 9 号供水井

1. No. 1 karst spring in discharge area; 2. No. 2 karst spring in discharge area; 3. No. 3 karst spring in discharge area; 4. No. 4 Zhangze reservoir water; 5. No. 1 Zhuozhang south source river water; 6. No. 1 well for water supply; 7. No. 5 well for water supply; 8. No. 9 well for water supply

表 1 岩溶水动力条件分区及分区要素表

Table 1 Factors of hydrodynamic condition division for karst water

分 区		水化学特征		同位素数据(平均值)				水文地质参数	
代号	名 称	矿化度 (mg/l)	水质类型	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)	T (TU)	$\delta^{34}S$ (‰)	单位涌水量 (1/s · m)	岩溶率 (%)
I	北部强径流区	469	$HCO_3 \cdot SO_4 - Ca \cdot Mg$	-9.02	-66.7	21	11.9	1.16—27.54	5—10 最大30
II	北部过渡区	996	$SO_4 \cdot HCO_3 - Ca \cdot Mg$	-10.39	-76.2	9	22.8	0.49—1.01	<5
III	北部滞流区	763	$SO_4 \cdot HCO_3 - Na \cdot Ca$	-11.34	-79.79	2	18.5	0.02	<3
IV	南部强径流区	481	$HCO_3 \cdot SO_4 - Ca \cdot Mg$	-9.81	-70.0	16	20.8	3—10 最大15	
V	泉域排泄区	323	$HCO_3 - Ca$	-9.75	-69.8	24	12.6		
			$HCO_3 - Ca \cdot Mg$						
			$HCO_3 \cdot SO_4 - Ca \cdot Mg$						

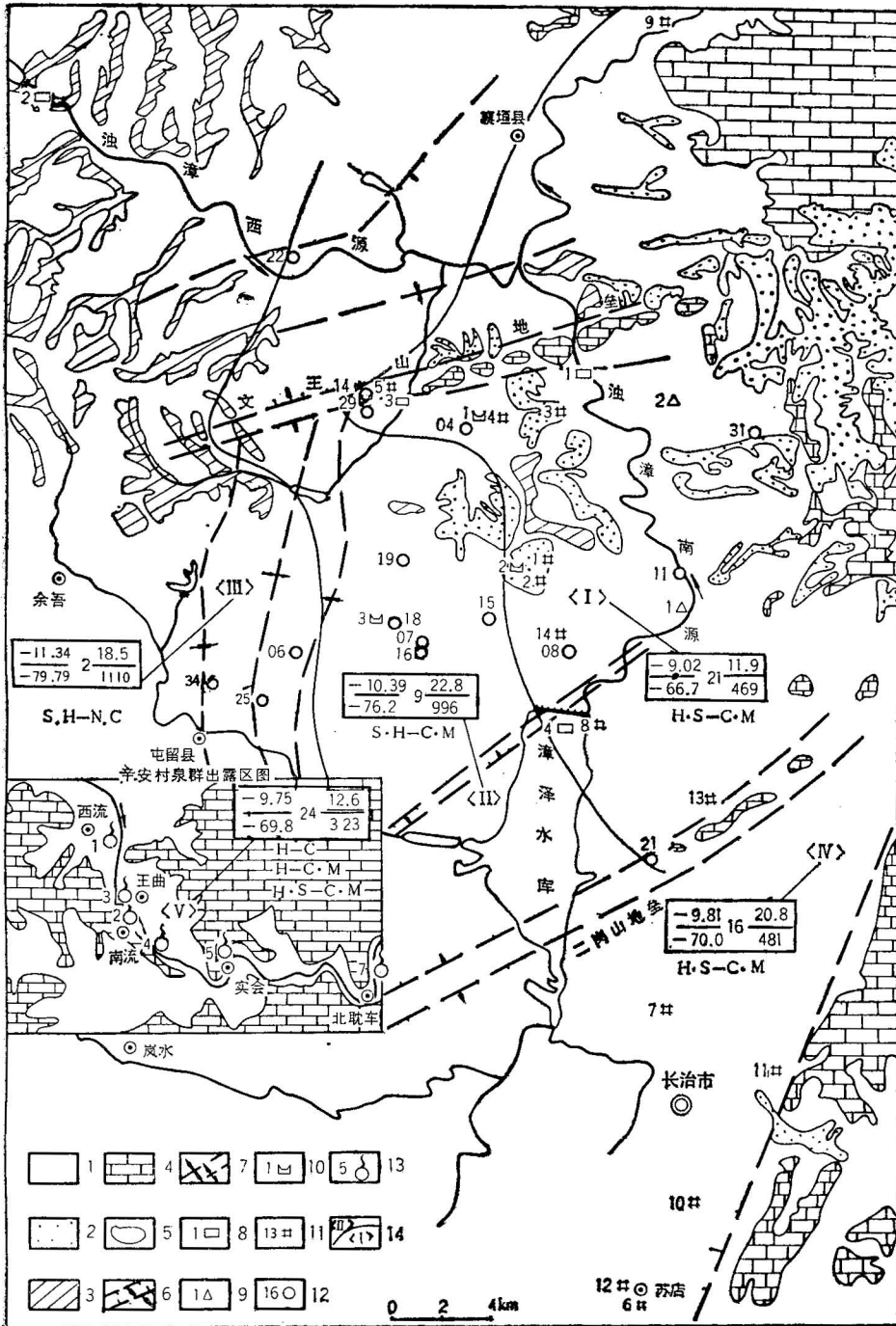


图5 岩溶水动力条件分区图 Fig. 5 Hydrodynamic condition division of karst water

1. 第四系; 2. 第三系; 3. 石炭、二叠、三叠系; 4. 寒武、奥陶系; 5. 地质界线; 6. 隐伏背、向斜; 7. 隐伏正、逆断层; 8. 地表水点及编号; 9. 第四系水点及编号; 10. 石炭、二叠系水点及编号; 11. 中奥陶统岩溶水供水钻孔及编号; 12. 中奥陶统岩溶水供水井点及编号; 13. 岩溶泉水及编号; 14. 分区界线及代号。

注: 图中方框内为 $\frac{\delta^{18}O}{\delta D} - T$ 矿化度 (mg/l) 的各自平均值。方框下为水质类型: H-HCO₃S-SO₄C-Ca, M-Mg, N-Na。

1. Quaternary; 2. Tertiary; 3. Carboniferous, Permian and Triassic; 4. Cambrian and Ordovician; 5. geologic boundary; 6. concealed normal and thrust faults; 7. concealed anticline and syncline; 8. sample of surface water; 9. sample of Quaternary water; 10. sample of Carboniferous and Permian water; 11. well of Middle Ordovician karst water; 12. bore hole of Middle Ordovician karst water; 13. karst spring; 14. boundary line and symbol

Note: Average value of $\frac{\delta^{18}O}{\delta D} - T$ TDS shown in the rectangular frame; symbols below the rectangular frame are chemical types of water.

3 大气降水氧-18 高程效应及应用

3.1 高程效应分析

降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与地面高程之间存在负的直线相关关系,根据地下水与其补给的人渗水同位素浓度呈现一致的原理,可应用降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程效应研究地下水的补给来源。高程效应点布置在补给区,位于黎城、襄垣、潞城之间碳酸盐岩出露区的不同高程上,其数据列于表 2,其高程和 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系见图 6,相关方程为:

$$\delta^{18}\text{O} = -4.1 \times 10^{-3}H - 5.202, r = 0.98$$

$$H = -232\delta^{18}\text{O} - 1155, r = 0.98$$

式中 H 为高程 (m)。降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 梯度每 100m 为 -0.41‰ , 介于全球典型梯度值 -0.15‰ — $-0.50\text{‰}/100\text{m}$ 的范围内。

表 2 高程效应数据表
Table 2 Altitude effect data

序号	位置	水样类型	取样日期 (年·月·日)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	平均补给高程 (m)
4	英里	窖水	1987.8.27	-9.82	1080
6	归子石	窖水	1987.8.25	-10.63	1351
7	余庄	泉水	1987.9.14	-9.48	1042
9	安岭寺	泉水	1987.9.15	-9.84	1102
10	29 孔附近	雨水	1987.5—1988.4	-8.73	900

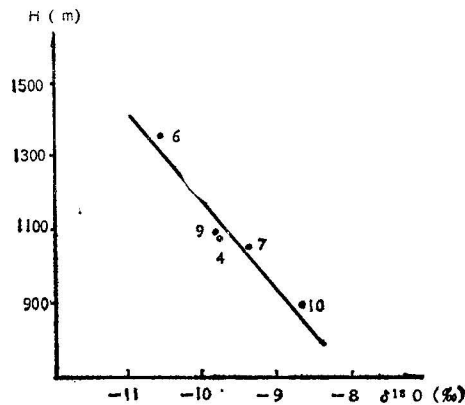


图 6 平均补给高程与 $\delta^{18}\text{O}$ 关系图

Fig. 6 Relation of $\delta^{18}\text{O}$ to mean elevation of recharge area

图中点号见表 2 (The point numbers are shown in Table 2)

3.2 各区平均补给高程的计算

应用上述高程效应方程 $H = -232\delta^{18}\text{O} - 1155$ 可计算勘探区各岩溶水动力分区的

平均补给高程,其结果见表 3。

表 3 勘探区岩溶水计算平均补给高程

Table 3 Calculated average recharge altitudes of karst water in exploration

分 区	I 区	II 区	III 区	IV 区
平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值(‰)	-9.02	-10.39	-11.07	-9.81
计算平均补给高程 (m)	973	1239	1413	1112

4 勘探区岩溶水补、径、排条件

岩溶水 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系见图 7, 其相关方程为:

$$\delta\text{D} = 5.86 \delta^{18}\text{O} - 14.33, r = 0.91$$

从图 7 可见岩溶水点沿地区雨水线分布, 相关直线一端接近地表水线并与之相交, 显示岩溶水的补给来源主要是大气降水, 其次是地表水^[2]。

4.1 I 区(北部强径流区)

图 7 显示及计算得该区岩溶水点 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 平均值(9.77‰ 和 65.64‰), 低于本区雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 平均值(-8.27‰、-53.78‰), 介于其补给区襄垣盆地东北部小蛟泉(6号泉) $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值(-10.30‰、-68.0‰)与地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 平均值(4.72‰、43.9‰)之间, 并靠近 6 号泉 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值, 表明本区岩溶水主要受 6 号泉一带碳酸盐岩出露区降水入渗补给, 其次受河水补给。其补给区平均地理高程为 1 300m。高于根据 $\delta^{18}\text{O}$ 值高程效应计算的平均补给高程 973m, 这很可能是由于受河水补给而使 $\delta^{18}\text{O}$ 值有新增加所致。

I 区东缘 31 孔其 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值在图 7 上位于 I 区的虚线圈内, 但 T 值很低(T = 11 TU)(图 3), 显示该部位岩溶不发育, I 区从东侧碳酸盐岩裸露区和浅埋区得到的补给很少。

本区自北向南 9 井、5 井、1 井具有相似的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 T 值动态特征(图 4) 且其 $\delta^{18}\text{O}$ 值动态变幅变小, 9 井→3 井、4 井→1 井、2 井的 T 值递减, 表明文王山地垒导水, 其南北属于统一的岩溶水系统, 河水渗漏补给主要在文王山地垒以北, 岩溶水从北向南跨越导水的文王山地垒后继续向南流动。图 7 I 区虚线圈内的水点为该区与邻区交界处的水点, 如 3 孔(东部山区)、04' 孔(II 区), 21 孔、13 井(IV 区)。所以该区岩溶水径流约在 08 孔以东部位转向东侧排泄区(见图 8)。

图 7 I 区虚线圈外的水点密集处为该区岩溶水主径流带分布部位, 具较大的平面范围, 但 $\delta^{18}\text{O}$ 值相当稳定, 表明河水的影响主要在文王山地垒以北碳酸盐岩裸露区和浅埋区, 文王山地垒以南广大地区河水入渗仅表现在沿河局部地带, 如 08 和 11 孔, 入渗河水没有向西运移, 在水位势驱动下直接向泉口排泄。

如上所述, 本区 T 值具有从北向南递减的规律, 还具有季节的动态变化, 表明本区岩溶水具有双重含水介质的活塞流特征。洪水期(7—9 月) 岩溶水补给区得到大量雨水的入渗补给, 在较大的裂隙介质空间(大裂隙、孔洞)中, 入渗水流动较快, 优先受其补给, 通

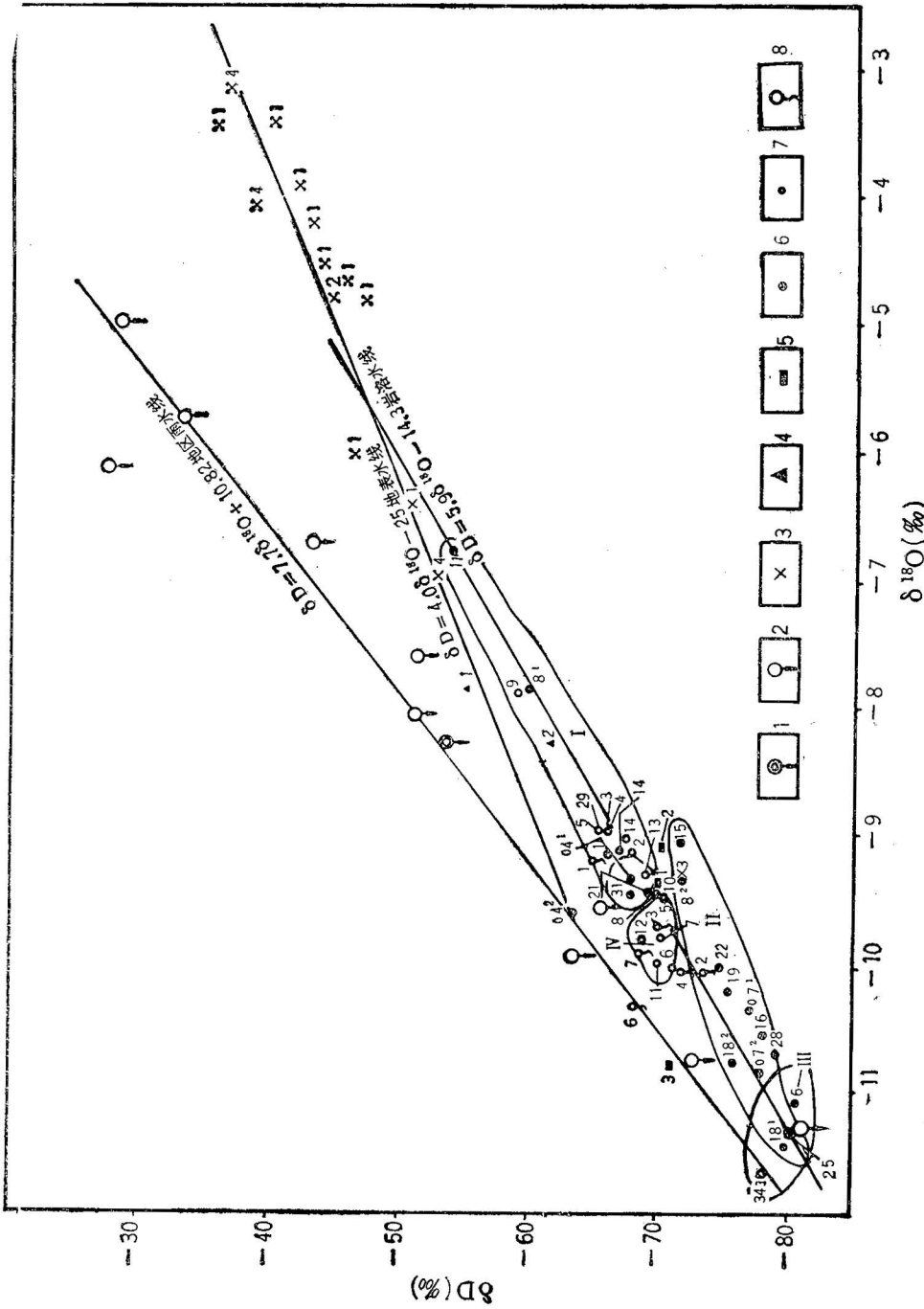


图 7 研究区样品的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图 Fig. 7 $\delta^{18}\text{O}$ versus δD plot of the samples collected in the study area

1. 雨水平均值; 2. 雨水; 3. 地表水; 4. 第四系孔隙水; 5. 石英、二叠系矿坑水; 6. 钻孔中奥陶统岩溶水; 7. 供水井中奥陶统岩溶水; 8. 岩溶泉注; 代号 I、II、III、IV 为岩溶水动力条件分区(见图 5, 表 1).

I. Average value of annual rainfall; 2. value of monthly rainfall; 3. surface water; 4. Quaternary; void water; 5. Carboniferous and Permian fracture water (mine water); 6. Middle Ordovician karst water in bore hole; 7. Middle Ordovician karst water in supply well; 8. karst spring

Note: I. II. III. IV are numbers of the hydrodynamic condition areas of karst water (Fig. 5; Table 1).

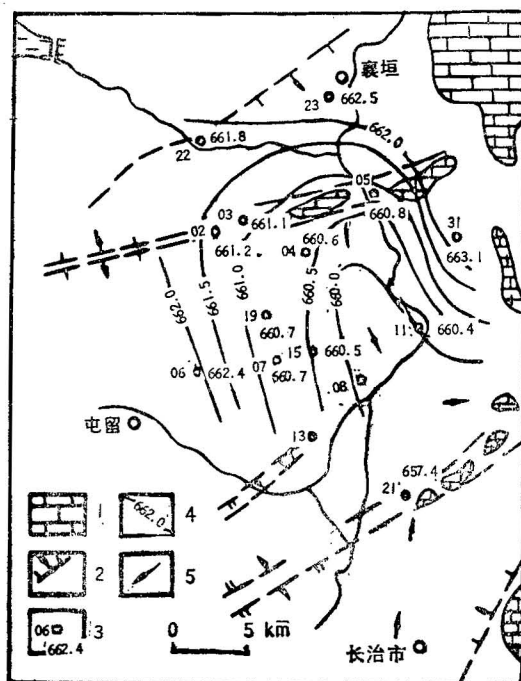


图 8 勘探区中奥陶统岩溶水等水位线图

Fig. 8 Isolines of Middle Ordovician Karst water level in exploration areas

1. 中奥陶统出露区; 2. 隐伏断层; 3. 钻孔, 左编号右水位 (m); 4. 等水位线; 5. 岩溶水流向
1. Outcrop area of the Middle Ordovician; 2. concealed fault; 3. borehole, number and water level(m); 4. isoline of water level; 5. direction of karst water

过它又补给小裂隙和溶孔, 致使全区的 T 值在雨季后的 10—11 月升高。大量入渗水补给过后, 大裂隙、孔洞中的水优先排掉, 这时细小裂隙中的水又向大裂隙排泄, 使岩溶水恢复常态。

4.2 III 区(北部滞流区)

该区的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 T 值都相当低, $\delta^{18}\text{O} = -11.34\text{‰}$ 、 $T \leq 2\text{TU}$, 表明岩溶水补给高程较高, 运动滞缓, 岩溶不发育。区内岩溶含水层被巨厚的石炭二叠系所覆盖, 推断其补给区应在和顺、浊漳北源(图 1)一带的碳酸盐岩裸露区和浅埋区, 平均地理高程为 1400m, 与按高程效应方程计算的平均补给高程 1413m 相当。岩溶水在其径流过程中基本上无外源水补给, 属活塞型水流。受泉域水动力网的控制, 岩溶水流向从东北向西南, 在勘探区转向东径 II、I 区向东部泉群排泄。

4.3 II 区(北部过渡区)

图 7 显示 II 区水点位于 I 区和 III 区之间, 表明岩溶水是这两者过渡的混合水。虽然图 8 的地下水位线显示岩溶水自西向东流, 但图 3 的 T 等值线却显示自东向西递减, 表明岩溶水主要来源于东部。这一反常现象可以“潮汐机理”来解释。在雨季过后, I 区补给区近, 含水层埋藏浅, 可得到大量降水和河水的补给, 像海水涨潮一样, 地下水位整体

抬高,高过 II 区水位,补给水沿含水层倾向向 II 区入侵,II 区相当潮间带,大量补给过后水位恢复常态,在泉域水动力势控制下,岩溶水逆地层倾向向东部排泄区径流。

4.4 IV 区(南部强径流区)

图 7 显示本区水点比较靠近雨水线, $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值比较稳定,但 T 值从南向北递减,表明岩溶水自南向北径流,约在潞城一带与 I 区岩溶水汇合,在其径流过程中基本上无外源水补给,属活塞型水流。岩溶水补给区在其南部的陶清河水库一带碳酸盐岩裸露区(图 1),平均地理高程 1300m,高于高程效应计算的平均补给高程 1112m,这是由于补给区有地表水入渗的影响。

5 泉域岩溶水系统

5.1 黎城盆地岩溶水系统

图 7 显示 1 号泉位于 I 区水点范围内,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 I 区的接近,平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值各为 -9.17‰ (图 2)和 -9.02‰ (表 3),但其动态变幅是泉水中最大的,尤其 T 值动态变幅达 20 TU (2、3 号泉分别为 4TU 和 17TU)(图 4)。T 值也最高,平均 42TU,远高于包括勘探区在内的石炭二叠系覆盖区(以下简称覆盖区)水点的最高值(3井,29TU)和降雨常观点平均 T 值(33TU),而与地表水相当。显示该泉排泄的岩溶水交替强烈,循环迅速,流程较短。水化学特征上该泉在 1、2、3 号泉水中矿化度最低,为 293mg/l,属 $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ 型水^[3],与覆盖区岩溶水(I 区矿化度 469mg/l, $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{—Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水)有显著差异,而与北部黎城盆地(图 1)岩溶水(矿化度 $<300\text{mg/l}$, $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ 型水)基本一致。因此,该泉排泄区主要是黎城盆地碳酸盐岩裸露区和浅埋区短程径流的岩溶水及部分河水。

5.2 覆盖区南部和北部岩溶水系统

2 号泉¹⁾在图 7 上位于岩溶水点中间并在岩溶水线上。在 1、2、3 号泉中,该泉的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 T 值最低 ($\delta^{18}\text{O} = -10.06\text{‰}$, $T = 17\text{TU}$),动态最稳定,矿化度最高(383mg/L),水质类型最差 ($\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{—Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水)^[3]。如前所述,覆盖区潞城以北(图 5 I、II、III 区)和以南(图 5 IV 区)岩溶水各有自己的补给区,岩溶水流向、运动特征和岩溶发育程度北部和南部都有差异,各自形成南、北两个岩溶水子系统,2 号泉即为它们的共同排泄口。3 号泉水化学性质(矿化度 317mg/l, $\text{HCO}_3\text{—Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水)和同位素数据 ($\delta^{18}\text{O} = -9.67\text{‰}$, $T = 21\text{TU}$)均介于 1、2 号泉之间^[3],是两者的混合水。因此覆盖区岩溶水主要由 2 号泉排泄,一部分由 3 号泉排泄。勘探区中奥陶统岩溶水即属此系统。

5.3 平顺单斜岩溶水系统

图 7 中 5.7 号泉位于 IV 区内,表明其补给区高程与 IV 区的相当。从水文地质结构分析,5、7 号泉恰位于泉域东南隅平顺一带单斜含水层(图 1)沿走向向北延展的河谷切割点。因此,5、7 号泉的补给径流区应在平顺单斜含水层分布区。该区碳酸盐岩裸露区与

1) 2 号泉附近的 4 号泉均出露于中奥陶世地层中,两者同位素值相近,因其水量甚小,故与 2 号泉合并考虑。

第四系直接覆盖,岩溶水径流条件好,矿化度较低 (< 300mg/L), 属 HCO₃-Ca 水。与泉水的一致(矿化度 299mg/L,HCO₃-Ca 型水)^[3]。

6 勘探区及泉域岩溶水年龄与水量计算

6.1 岩溶水年龄计算

6.1.1 岩溶水年龄数学模型

活塞流模型^[4]: $C(t) = C_0(t - \tau)\exp(-\lambda\tau)$ (1)

全混流模型^[4]: $C(t) = \sum_{\tau=0}^{36} C_0(t - \tau)\exp(-\lambda\tau)1/\tau_m \exp(-\tau/\tau_m)$ (2)

式中: $C(t)$ 和 $C_0(t - \tau)$ 为 T 值输出和输入函数; t 为取样时间; τ 为水在系统中的滞留时间; τ_m 为水的平均年龄; 36 为 1952 到 1988 取样年的年数。1952 年以前输入到岩溶水体中的氡值经计算, $\tau_m = 5-500$ 年时,保留在岩溶水体中的 $T < 1TU$,可略^[5]。

6.1.2 降水氡浓度恢复

降水 T 值随时间的变化关系可根据北半球同一纬度上不同地区降水 T 的年加权平均值与当地年降水量的正比关系来确定: $T = -KP + C$ ^[6] (3)

式中: T — 年加权平均 T 值; K — T 值随降水量的变化率; P — 年降水量; C — 常数。利用长治气象站 1963—1978 年降水量资料按 (3) 式计算了本区相应年份降水氡浓度。根据全球 T 值分布, 北半球降水 T 值与观测最早、资料最全的渥太华站存在相关关系, 将上述计算结果与渥太华站进行相关, 得相关方程:

$$\log y = 0.955 \log x - 0.074 (r = 0.98)$$
 (4)

应用(4)式可确定 1953—1962 年降水 T 浓度。1979—1987 年降水 T 浓度是利用焦作地区的资料^[6]以插值法求得。采样的当年 1988 年为实测值。历年降水 T 浓度恢复值见表 4。

表 4 本区历年大气降水 T 浓度恢复值

Table 4 T concentration reconstruction of precipitation over the years

年份	T 浓度	年份	T 浓度	年份	T 浓度	年份	T 浓度	年份	T 浓度	年份	T 浓度
1988	37	1982	41	1976	30	1970	168	1964	924	1958	320
1987	38	1981	68	1975	50	1969	166	1963	1557	1957	71
1986	54	1980	78	1974	83	1968	190	1962	523	1956	107
1985	47	1979	61	1973	64	1967	205	1961	131	1955	26
1984	50	1978	46	1972	72	1966	284	1960	92	1954	164
1983	43	1977	42	1971	134	1965	721	1959	250	1953	17

6.1.3 岩溶水年龄计算方法

(1) 活塞流模型氡年龄计算: 把历年大气降水 T 含量对于取样年进行衰减校正, 得

1) 刘玉林, 1988, 环境氡离散态混合元示踪模型及其在焦作地下水资源研究中的应用, 研究生论文, 中国地质科学院。

历年的 T 输出值,作 T 输出值—时间曲线,用样品 T 含量查对应年份,即为岩溶水年龄。

(2) 全混流模型氡年龄计算:将历年大气降水 T 值代入(2)式,并设定不同的 τ_m 值,得对应的 $C(t)$ 值,作 $C(t) - \tau_m$ 曲线,据样品 T 值查得 τ_m 值,即得岩溶水平均年龄。

6.2 勘探区中奥陶统岩溶水水文地质计算

6.2.1 IV 区(南部强径流区)

本次研究与 1986 年张之淦的研究成果¹⁾均表明该区岩溶水属活塞流,7#T=7.6TU,计算其氡年龄为 33 年,该井距补给区约 20km,得岩溶水实际流速 $V_4 = 0.61\text{km/a}$ 。沿用张之淦(1989)计算参数,取断面宽 $B = 5\text{km}$,含水层厚 $H = 400\text{m}$,孔隙度 $n_4 = 0.01$,计算得岩溶水天然补给量 $Q_{IV} = BHV_4 n_4 = 0.387\text{m}^3/\text{s}$ 。

6.2.2 I 区(北部强径流区)

如前所述,岩溶水属双重介质的活塞流,其氡年龄以枯、丰水期 T 平均值计算。主径流带下游 1 井 $T_{平均} = 17\text{TU}$,计算氡年龄为 12 年。该井距补给区约 22km,得岩溶水流速 $V_1 = 1.83\text{km/a}$ 。取与 IV 区等大断面,根据本区单位涌水量明显高于 IV 区,参照 IV 区 n_4 ,取 $n_1 = 0.03$,计算得主径流带天然补给量 $Q_{I} = 3.48\text{m}^3/\text{s}$ 。

应用水量及同位素均衡原理,可得: $Q_1 = Q_1(\delta_1 - \delta_2)/(\delta_1 - \delta_2) \dots\dots (5)$

式中: Q_1, δ_1 ——I 区岩溶水总径流量及 $\delta^{18}\text{O}$ 值; Q_1, δ_1 ——河水入渗量及其 $\delta^{18}\text{O}$ 值; δ_2 ——I 区补给区降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。取 $Q_1 = 1.039\text{m}^3/\text{s}$ (1987、1988 年实测平均值), $\delta_1 = -9.02\text{‰}$ (本区平均值), $\delta_1 = -4.70\text{‰}$, $\delta_2 = -10.30\text{‰}$ (以小蛟泉为代表),代入(5)得本区岩溶水天然补给量 $Q_1 = 4.55\text{m}^3/\text{s}$ 。

6.2.3 III 区(北部滞流区)

本区岩溶水 $T \leq 2\text{TU}$,是 1952 年以前的水,其年龄借用 T 值相近位于其东 3km 07 孔 O_2^{2-} 岩溶水 ($T = 1.5\text{TU}$) 的 ^{14}C 年龄。07 孔岩溶水 ^{14}C 浓度 $A^{14}\text{C} = 27.5\text{pmc}$ (p.m.c 为现代碳百分含量), $\text{CO}_2 = 1.14 \times 10^{-4}\text{mol/l}$, $\text{HCO}_3^- = 4.98 \times 10^{-3}\text{mol/l}$ 。本区属半干旱地区,补给区土层较薄,空隙不太发育,土层含有碳酸盐,土壤 CO_2 分压估计为中等,岩溶水属封闭承压含水系统。采用与上述水文地球化学环境特征较符合的丹麦尔斯(M. A. Tamers)校正模型^[7,8],计算得 ^{14}C 初始浓度 $A_0 = 51.11\text{pmc}$, ^{14}C 年龄为 5 124 年。

III 区 06 及 25 孔距补给区约 75km,故岩溶水流速 $V_3 = 0.015\text{km/a}$,采用与前等大断面,参照钻孔单位涌水量及 n_4 ,取 $n_3 = 0.001$,得天然补给量 $Q_{III} = 0.001\text{m}^3/\text{s}$ 。

介于本区与 I 区之间的 II 区(图 5),是 III 与 I 区的过渡区, $T_{平均} = 9\text{TU}$,主要是 1952 年以来补给的近代水,水量分布不均。

6.3 辛安村泉域水文地质计算

1) 张之淦,1989,应用环境同位素方法评价长治市隐伏岩溶水资源的初步研究,第四届全国同位素地质年代学、同位素地球化学学术讨论会论文(摘要)汇编,中国地质学会同位素地质专业委员会。

6.3.1 泉域岩溶水氡年龄计算

辛安村泉属全排型, 故泉域岩溶水氡年龄模型可概化为全混流型。根据各泉水 T 平均值计算结果, 得到各泉水平均年龄如表 5。

表 5 排泄区泉水平均年龄
Table 5 Average retained time of spring water

泉号	1 号泉	2 号泉	3 号泉	4 号泉	5 号泉	7 号泉
T(TU)	42	17	21	19	11	33
τ_m (年)	25	107	85	95	180	42

1、2、3 号泉为来自中奥陶统碳酸盐岩中最大的泉水, 多年平均流量分别为 1.0; 1.7 和 1.5 m³/s, 故中奥陶统岩溶水的加权平均年龄为 $\tau_{mO_2} = 80$ 年。

5、7 号泉为中、上寒武统岩溶水, 取二者平均年龄平均值得 $\tau_{m_{\epsilon_{2+3}}} = 111$ 年。

据观测¹⁾中奥陶统泉水占总流量的 86%, 中、上寒武统泉水占 14%, 故中奥陶统泉水流量 $Q_{O_2} = 10.2$ m³/s, 中、上寒武统泉水流量 $Q_{\epsilon_{2+3}} = 1.7$ m³/s。用水量加权平均得泉域岩溶水平均年龄 $\tau_m = 84$ 年。

6.3.2 泉域岩溶水储量计算

泉域岩溶水储量 $V = Q \cdot \tau_m = 11.9$ m³/s \times 84 年 = 3.15 \times 10¹⁰ m³/s;

中奥陶统岩溶水储量 $V_{O_2} = Q_{O_2} \cdot \tau_{mO_2} = 2.57 \times 10^{10}$ m³/s;

中、上寒武统岩溶水储量 $V_{\epsilon_{2+3}} = 0.58 \times 10^{10}$ m³/s。

参 考 文 献

- 1 陈爱光. 山西辛安村岩溶泉随机模拟. 中国岩溶, 1989, 8(3): 237—241.
- 2 Yurtsever Y, Payne B R. Application of environmental isotopes to groundwater investigations in Qatar. Isotope Hydrology, Vol. II. IAEA, 1978, 465—490.
- 3 龚自珍, 付利群, 左保林. 潞安矿区及辛安村泉域奥灰水水文地球化学研究. 中国北方岩溶和岩溶水研究. 广西桂林: 广西师范大学出版社, 1993. 124—133.
- 4 李大通, 张之淦等译. 核技术在水文地质中的应用指南. 北京: 地质出版社, 1990. 251—263 页.
- 5 邵益生. 应用环境同位素方法确定泉域岩溶水滞留时间和含水层参数. 工程勘察, 1987(2): 39—45.
- 6 关秉钧. 我国大气降水中氡的数值推算. 水文地质工程地质, 1986(4): 39—41.
- 7 Fontes J-C, Garnier J-M. Determination of the initial ¹⁴C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. Water Resources Research, 1979, 15(2): 399—413.
- 8 刘存富. 地下水 ¹⁴C 年龄校正方法. 水文地质工程地质, 1990(5): 4—8.

1) 山西电力勘测设计院 1983 年 6 月 9—12 日分段实测结果。

ISOTOPE HYDROGEOLOGIC STUDY ON KARST WATER IN THE LU'AN COAL MINING DISTRICT AND THE XIN'ANCUN SPRING BASIN, SHANXI

Gong Zizhen, Li Zhaolin and Zhang Zhigan

(*Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences Guilin, Guangxi*)

Fu Liquan and Zuo Baolin

(*No. 1 Hydrogeologic Party, Hydrogeologic Exploration Company, Ministry
of Coal Industry, Handan, Hebei*)

Abstract

The isotope hydrogeological study of karst water has shown that there are three karst water systems in the water supply exploration district of the Lu'an coal mine and the Xin'ancun spring basin where it is located, one of which is the Middle Ordovician karst water system in the northern and southern parts of the cover area where water supply exploration is carried out for the Lu'an coal mine. The exploration district can be divided into four zones of hydrodynamic conditions based on $\delta^{18}\text{O}$, δD , T and $\delta^{34}\text{S}$ data of karst water and its hydrochemical characteristics combined with the data from hydrogeologic investigations (mainly including karst ratio and specific water capacity per well). According to the isotope content distribution and features of the regimes as well as the precipitation ^{18}O altitude effect analysis, the characteristics of karst water recharge, runoff and discharge for various zones are discussed. Among the four zones, zones I, III and IV are zones of piston flow. The isotopic ages and the rates of natural recharge of karst water of zones I and IV have been calculated with the piston flow tritium age calculation model; they are 12 years and $4.55\text{m}^3/\text{s}$ for zone I and 33 years and $0.387\text{m}^3/\text{s}$ for zone IV. The ^{14}C age of karst water and the rate of natural recharge of zone III have been calculated by using the Tamers correction model, which are over 5000 years and $0.001\text{m}^3/\text{s}$ respectively. Zone II is a transitional zone between zones I and III, where the water is mainly recent water recharged since 1952 and unevenly distributed.

The Xin'ancun spring swarm is the discharge outlet of the full drainage-pattern spring basin. The average tritium age and reserves of karst water in the basin have been calculated by using the full mixing model; they are 84 years and $3.15 \times 10^{11}\text{m}^3/\text{s}$ respectively. Among other things the Middle Ordovician karst water has an average age of 80 years and reserves of $2.57 \times 10^{10}\text{m}^3/\text{s}$, and the Middle and Upper Cambrian karst water has an average age of 111 years and reserves of $0.58 \times 10^{10}\text{m}^3/\text{s}$.

Key words: isotope, karst water, main runoff zone, natural recharge, age

作 者 简 介

龚自珍, 1936年10月出生, 1960年毕业于长春地质学院水文工程地质系。从事同位素水文地质和水文地球化学研究, 出版专著并有论文10余篇发表, 现为中国地质科学院岩溶地质研究所副研究员。通讯处: 广西桂林市七里路40号, 邮政编码: 541004。