地 质 学 报
1985 年 ACTA GEOLOGICA SINICA 第 4 期

太原西山的同位素水文地质

王 瑞 久
（中国地质科学院地质力学研究所）

在西山对一些生产井，地表水和岩溶泉水的天然氚和氧-18含量做了详细研究。降水氧-18梯度为每100m 0.354‰，并与局部地形有良好关系。当计算的补给高程高出研究区最高的平均补给高程时，现代补给的可能性应当排除，因为它的氧-18含量要低于现代降水的值。排泄带泉水的氚含量给出了一个有价值的信息，即为局部入渗的浅层地下水和露头区补给的深层地下水的混合。环境同位素研究结合水文地质条件所得结果，清楚地表明区域地下水可以分出三个系统。

山西省太原市的工农业发展，在很大程度上决定于当地有限的地下水资源。随着开采井不断增加，许多地方已出现地下水位或水头压力的下降，同时导致岩溶泉水流量衰减[1,2]。尤其是晋祠泉群的平均流量在过去二十年中连续下降，从1958年的 $2m^3/s$ 减少到1979年6月的 $0.64m^3/s$。为进一步开发地下水资源，山西省地质矿产局承担了地下水勘察工作．这项水资源调查及其评价，主要包括钻探、抽水试验、物探以及同位素等研究。常规方法对提供水的起源及相互联系方面的信息有限，本文提供了应用环境同位素技术在这方面所作的研究及其结果。

一、研究区概况

太原西山位于吕梁山脉东翼，其东部及东南部边界与太原盆地相交接。研究区面积约为 $6000km^2$，南北长约110km，东西最宽处约为60km，总的地势是西北高、东南低的崎岖不平的山地。太原盆地的高程变化在拔海750—850m，而山区的高程点在西北部达到2041m，西南部达到2202m。

本区属典型的大陆性气候，夏季炎热多雨，冬季干燥寒冷。平均年降水量为470mm，雨季在7—9月，该期间降雨量占正常年降水量的60—70%。1951—1971年间太原市的平均年气温为9.4℃[1]。汾河为研究区的主要河流，流经山区北部，向东注入太原盆地。汾河的流域面积在寨上水文站以上为 $6819km^2$，年平均流量为 $16m^3/s$。在寨上与峙头之间，河道的渗漏量约占寨上水文站流量的10—15%。但是，在峙头与兰村之间，却接受沿河谷分布的岩溶泉排泄。据估算，这些泉的总流量约为 $5m^3/s$。大川河系汾河支流，排泄南部流域部分水体并向北流去于古交附近汇入汾河。

前寒武系变质岩仅出露于本区的北部和西部。该层上覆有沉积岩层，包括前寒武—

本文1984年4月收到，1985年5月改回，梁少颜编辑。

寒武系碳酸盐岩、奥陶系碳酸盐岩、石炭系含煤地层、二叠系砂岩页岩，三叠系砂岩，并向东南方向缓缓倾斜。在山间河谷盆地，还上覆有松散沉积层。在孤爷山一带有燕山期碱性岩体侵入。构造上，本区位于五台-云中背斜的东南翼，沁水向斜的西北翼。根据该区各种不同的构造型式[3]可划分为三个不同的带：(1) 位于汾河以北的东西向构造带；(2)

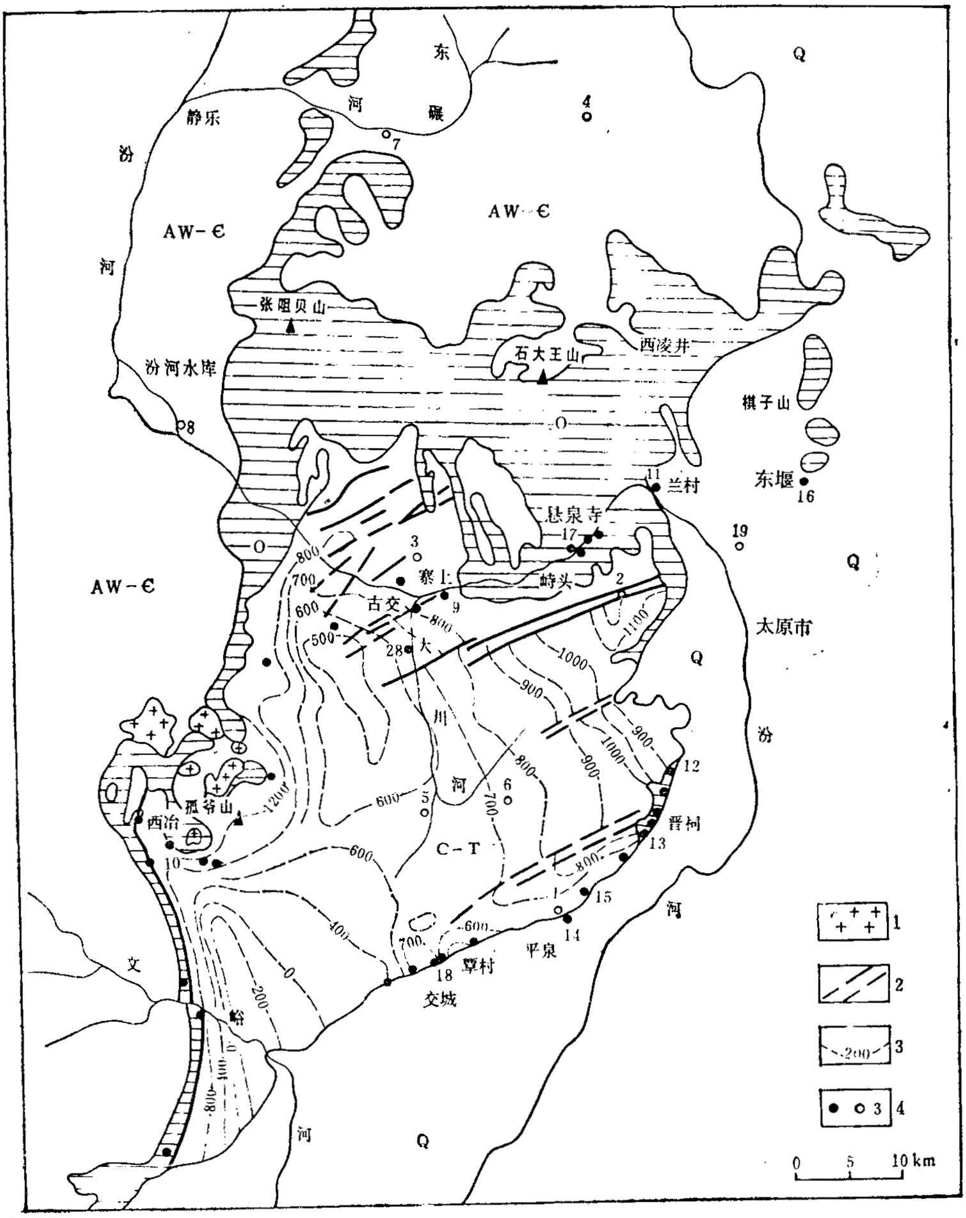

图 1 太原西山研究区地质略图

Fig. 1 Geological sketch of the study area in the West Mountain, Taiyuan

Q. 第四系；C－T. 石炭系至三叠系；O. 奥陶系；AW－Є. 前寒武系至寒武系；1. 燕山期碱性岩浆岩；2. 断层；3. 奥陶系顶面的近似高程（米，拔海高程）；4 取样点位置及编号（黑圆表示水化学取样点）

大川河以西的南北向构造带；(3) 大川河以东的北北东一北东向构造带。

奥陶纪地层系研究区主要含水层，主要出露于汾河以北地区及研究区的西部边缘(图1)。该层平均厚度约 600m，主要岩性为灰岩、泥灰岩、白云质灰岩和石膏夹层。含水层是通过露头区的降水入渗和峙头以西汾河的渗漏进行补给的。在天然条件下，区域地下迳流向南和东南方向流动。地下水流从露头区经含水层承压部分流向位于西山和太原盆地之间的兰村-交城断裂带作天然排泄。据估算[1]，悬泉寺、兰村及晋祠泉群的天然流量分别约为 1，4.5 和 $2m^3/s$。在 1976 年晋祠泉附近生产井的抽水量增加到 $1.1m^3/s$。在 1978 年平泉的自流井流量达到 $1.5m^3/s$。所以排泄区的压力水头由于抽水量连续增长，在过去十年中已经下降 5—10m。

二、环境同位素数据

本项调查以 1980 和 1981 两年对西山不同位置的水源(大部分为井和泉)所取水样作为基础。有关分析结果列于表 1 和表 2，取样点位置见图 1。$^{18}O/^{16}O$ 比值采用对 SMOW 值的偏差表示，分析结果的误差为 0.2‰。表 1 上的平均补给高程是通过不同高程表面积的加权因子估算出来的。

表 1　局部补给区泉水的同位素成分

Table 1　Isotopic composition of the springs from the area of local recharge

样号	位　置	取样日期 (年，月，日)	水温(℃)	$\delta^{18}O$(‰)	氚 (TU)*	平均补给高程 (m)
1	娘子城	1980，6，13		−7.50		900
2	北银角	1980，6，18	9.2	−8.46		1220
3	麦杆台	1980，6，18	11.7	−8.84		1220
4	牛尾庄	1980，7，1	11.4	−9.40	9.27±0.4	1500
5	草庄头	1980，6，28	9.6	−9.51		1450
6	麦地掌	1980，6，28	11.0	−10.20		1650

* 1 个氚单位 (TU) 定义为每 10^{18} 个氢原子中有一个氚原子

另外，如果在热平衡条件下就地确定地温梯度的话，那么这些泉及井的水温测量可以估计地下水循环的深度。本区所有浅层地下水样的温度在 9.2—11.7℃，深层地下水样为 13.5—23.6℃。

三、同位素数据研究结果与讨论

1. 高程效应

地下水的同位素含量，与给定高程上入渗雨水所补给的同位素浓度的分布是一致的。

表 2　太原西山地下水的同位素成分

Table 2　Isotopic composition of the groundwater in the West Mountain, Taiyuan

样号	位置	取样日期（年，月，日）	高程（m）	水温（℃）	$\delta^{18}O$ (‰)	氚（TU）	取样层位
7	砚湾泉	1980,7,1		9.2	−10.50	27.16±0.53	O
8	汾河	1980,6,17	1100		−8.60	113.79±1.14	河水
9	古交钢厂井	1980,6,17		11.4	−8.65	73.84±1.02	O
10	西冶泉	1980,6,16		10.5	−10.70		O
11a	兰村泉	1980,6,10	810	13.5	−10.18	1.75±0.29	O
b		1981,7,27		13.8	−10.00		
12	开化沟井	1980,6,12		20.0	−10.02	6.42±0.28	O
13a	晋祠泉	1980,6,12	803	16.2	−9.85	18.66±0.56	O
b		1981,7,26		15.9	−10.00		
14a	平泉井	1980,6,13	795	21.8	−9.73	35.35±0.55	O
b		1981,7,26			−9.72		
15	洞儿沟井	1980,6,13		23.6	−9.56	42.35±0.55	O
16a	东堰井	1980,6,10	850	14.4	−9.96	7.61±0.18	O
b		1981,7,27		14.5	−9.98		
17	悬泉寺泉	1980,6,19	867		−10.24		O
18a	罩村井	1980,6,14	790	17.2	−10.81	9.58±0.50	O
b		1981,7,26			−10.72		
19	观测站井	1980,7,2		10.7	−12.24		C
28	李家社井	1981,11,7		17.0	−10.94		O

所以降水同位素含量的高程效应可以根据泉水的 $\delta^{18}O$ 值及其平均补给高程之间的关系确定[4]。在西山，$\delta^{18}O$ 值与高程(用平均补给高程代替)的迴归方程描述了平均同位素梯度为高程的函数(图 2)。

$$\delta^{18}O = -3.53 \times 10^{-3}h - 4.323 \tag{1}$$

式中 h 为高程，用 m 表示。确定系数 (r^2) 和 $\delta^{18}O$ 值的标准偏差分别为 0.98 和 0.15‰，降水的 $\delta^{18}O$ 值和局部地形有一定的关系。降水的 $\delta^{18}O$ 梯度等于每 100m0.354‰。从全球数据来看，典型的 $\delta^{18}O$ 梯度值为每 100m0.15—0.50‰[5]。同样道理，高程与 $\delta^{18}O$ 值的关系有：

$$h = -277\delta^{18}O - 1170 \tag{2}$$

确定系数 (r^2) 和高程的标准偏差分别为 0.98 和 42m。

砚湾泉的 $\delta^{18}O$ 值相当 1700m 平均高程上降水的同位素含量，并暗示补给区应在 1500m 高程以上范围，因为低于此高程的基岩面多为弱透水的黄土层所覆盖。该泉水温

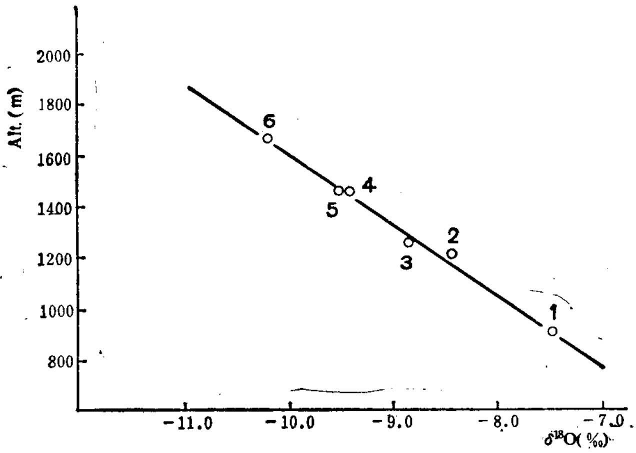

图 2　太原西山局部补给区的 $\delta^{18}O$ 与高程关系

Fig. 2　Relation between $\delta^{18}O$ and altitude for the area of local recharge in the West Mountain, Taiyuan

约为 9.2℃，属降水入渗沿风化裂隙带的浅循环。

根据西冶泉的 $\delta^{18}O$ 值推断，该泉补给区的平均高程约为 1780m。考虑到当地的水文地质背景，补给区范围应位于 1600m 高程以上的山区。因该区岩石主要由前寒武系变质岩，前寒武一寒武系碳酸盐岩组成，均有小溪排泄该范围的地表和地下迳流，并在奥陶系碳酸盐岩分布区流失于地下，然后沿北北西向的裂隙带流动，在西冶附近溢出地面。

汾河河水的计算补给高程低于取样点以上汇水区的平均高程，这说明汾河河水的 $\delta^{18}O$ 值由于水库内裸露水体的蒸发受到某种程度的富集[6]。古交钢厂井水样的 $\delta^{18}O$ 值不同于悬泉寺及兰村泉，但接近于汾河河水，氚值也是如此[见表 2]。若假定在过去 10 年中汾河水库有一相对稳定的氚值以及井内抽出水体主要来自汾河入渗，则说明河水入渗到该井位置约需 8 年时间。沿着古交地垒，这种受河水补给的地下水体似乎是漂浮在汾河以北露头区补给的区域地下水之上。水文化学资料也得出了相同结果1)。

观测站井位于太原市北郊，在孔深 484m 深处揭露石炭系砂页岩，水样的 $\delta^{18}O$ 值相当平均补给高程 2220m，这已超出本区最高的高程点。由于该 $\delta^{18}O$ 值与近代降水的值相比有很大的降低，故应排除近代降水补给的可能[7,8]。该井水温为 10.7℃，尚低于上覆含水层的地下水温。所以该水体可认为是在比现代气候寒冷的条件下入渗补给的。

2. 混合模型

氚数据可以说明非常近期的补给情况。降水中宇宙射线产生的氚量具有一个稳定的平均值，约为 10TU。自 1952 年以来，由于热核爆炸试验，大量人工氚注入到大气圈。在西山的排泄点 7 个水样中，兰村泉含有最低氚量，约为 1.75TU，相当测定仪器本底，水的年龄应该超过 45 年。由于兰村泉离补给区最近，所以其它水样的含氚量只能来自就地补

1) 王怀颖、王瑞久，1982，太原西山岩溶水的地球化学特征。

给的浅层地下水。这样，可以假定这些水样是就地入渗的浅层地下水和来自露头区补给的深层地下水的混合。由图 3 所见，除覃村和东堰二点以外，这些水样的 $\delta^{18}O$ 值随氚浓度而变化，$\delta^{18}O$ 和氚值的迴归方程有：

$$\delta^{18}O = -10.15 + 0.0134(HT) \tag{3}$$

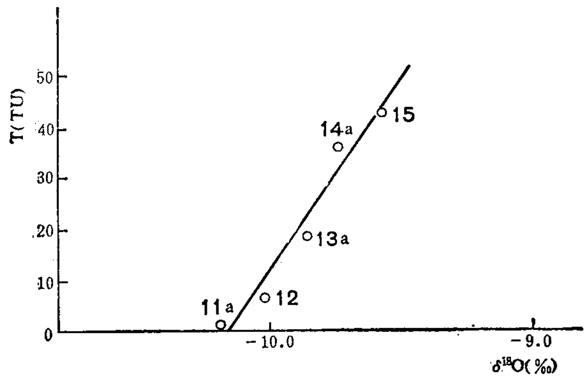

图 3 太原西山排泄区的 $\delta^{18}O$ 和氚关系

Fig. 3 Relation between $\delta^{18}O$ and tritium for the discharge area in the West Mountain, Taiyuan

式中 (HT) 代表氚值并用氚单位表示。确定系数 (r^2) 和估计的 $\delta^{18}O$ 标准偏差分别为 0.96 和 0.1‰。上述关系进而说明：(1) 浅层地下水中具有相对稳定的氚值，与近期降水补给有关；(2) 降水就地补给的平均 $\delta^{18}O$ 值亦应相对稳定，因为从地形上讲浅层水平均补给高程约在 1100—1175m；(3)鉴别出五个水样中深层地下水的 $\delta^{18}O$ 值均为 −10.15‰，应该来自同一补给区[9]。

利用式 (1) 和式 (3) 可以算出浅层地下水的平均含氚量在 125—145TU，这样各排泄点浅层地下水的混合比 (x) 可用下式 (4) 算出，

$$x = \frac{(HT)}{(ST)} \tag{4}$$

式中 (ST) 系浅层地下水的平均含氚量。把各个水样的 (HT) 代入式 (4) 则估算出排泄带各水样的混合比(表 3)。

表 3 太原西山排泄区地下水的混合比

Table 3 Mixed ratio of the groundwater for the discharge area in the West Mountain, Taiyuan

样号	位 置	浅层水的比例(%)
11(a)	兰村泉	接近 0
12	开化沟井	6.7—7.8
13(a)	晋祠泉	15.5—18.0
14(a)	平泉井	21.6—25.1
15	洞儿沟井	30.4—35.3

因此，在排泄点上浅层地下水和深层地下水之间存在水力联系。它们的地下水动态变化强烈地受到浅层地下水直接补给的影响。同时压力水头的下降将导致浅层地下水的混合比增大。例如平泉的水温与矿化度从 1976 年的 25℃ 和 1.6g/l 分别下降到 1981 年 7 月的 23.8℃ 和 1.27g/l，在此期间压力水面下降超过了10m。当然，在排泄带浅层地下水的温度和矿化度均要低于深层地下水。

由于罩村和东堰取样点的周围地形条件和上述点相近，所以用式 (4) 同样可以求出它们的混合比 (x) 分别为 6.6—7.7% 和 3.4—4.7%。在已知混合比以后，通过式 (5) 计算得到罩村和东堰的深层地下水的 $\delta^{18}O$ 值分别为 −11.00 和 −10.03‰。

$$\delta^{18}O = \delta^{18}O_d(1 - x) + \delta^{18}O_s \cdot x \tag{5}$$

式中 $\delta^{18}O$ 的下标 s 指浅层地下水的值(据式 (1) 取平均值 − 8.345‰)，x 取平均值，下标 d 指深层地下水的值。

3. 地下水系统的划分

把排泄点深层地下水的 $\delta^{18}O$ 值表示在图 4 上，用柱状表示样品数，其中数字表示水样编号。根据基岩地形图，砚湾 (7 号样)和西冶泉 (10 号样)的 $\delta^{18}O$ 值代表了北部和西部

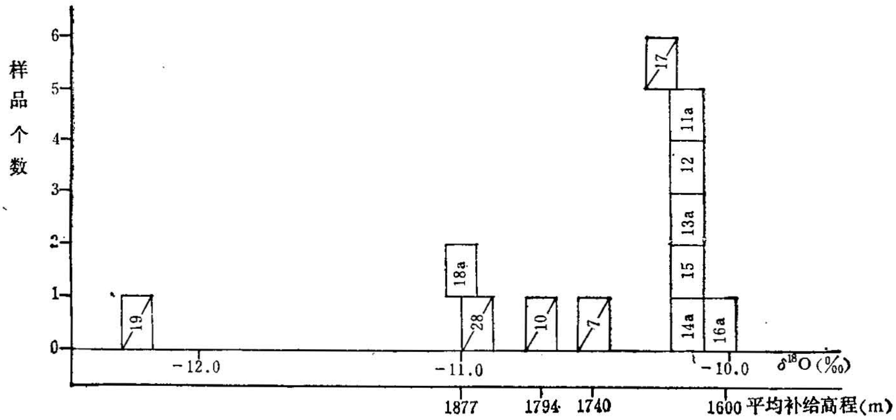

图 4　氧-18 值的频率分布(矩形表示氧-18 值已校正)

Fig. 4　Frequency distribution of the $\delta^{18}O$ values. The squares denote $\delta^{18}O$ value to be corrected

露头区最高的平均补给高程。以此为准，图 4 上的水样可以分为两组：(1) 在其右侧的值系与现代气候相近条件下补给的地下水，并处在迳流状态，在这些排泄点均有泉水自溢；(2) 在其左侧的值为比现代气候寒冷条件下补给的地下水，处在排泄不畅的状态。

沿悬泉寺—兰村—东堰断面观测到的 $\delta^{18}O$ 值变化和平均补给高程 1666m—1600m 的露头区相对应，估计位于张咀贝山到西凌井一带。若假定兰村泉的同位素含量代表来自上述露头区的直接补给，而棋子山及东山附近的平均补给高程取 1300m—1400m 的话，则东堰深层地下水中约有 90% 的补给来自西北部的露头区，而来自棋子山和东山的补给仅是少量的。所以，来自北部露头区的地下水在峙头以东沿汾河排泄一部分水量，该河段对上游地下水来说可视为定水头的排泄边界，也是岩溶水的排泄基准面，而对下游的地下

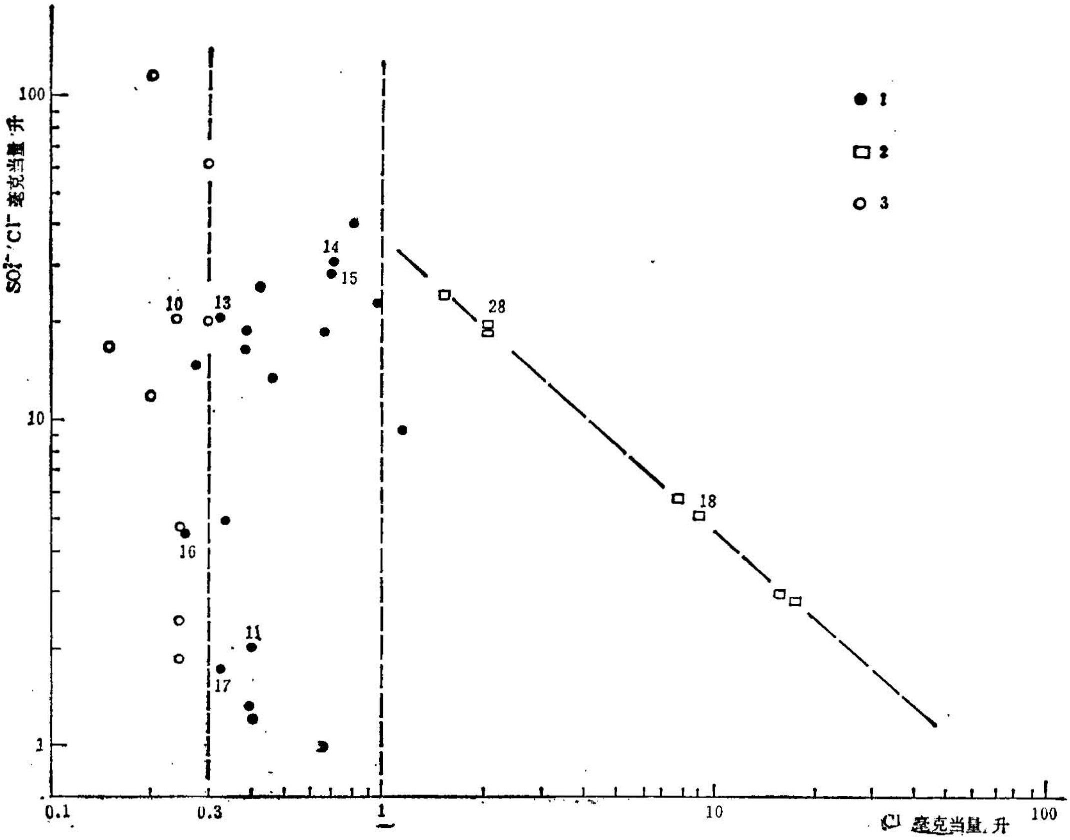

图 5 奥陶系含水层中水的 SO_4^{2-}/Cl^- 和 Cl^- 的关系(样点见图 1 和 6)

Fig. 5 Relationship between SO_4^{2-}/Cl^- ratio and Cl^- concentration in water from the Ordovician aquifer (for sample points see Fig. 1 and 6)

1.东部水流系统；2.中部滞流系统；3.西部水流系统

水则为定水头的补给边界，对区域地下水流起有调节作用[10]，使得处在下游的晋祠至平泉一带的总排泄量基本稳定。这一点已被近年来的开采所证实。

根据本区水文地球化学数据分析(图 5)，西部和北部露头区现代补给的地下水的氯根含量一般为 0.1—0.3 毫克当量/升和 0.3—1.0 毫克当量/升，并且 SO_4^{2-}/Cl^-比值具有同样的变化趋势，均随矿化度增长而增长。这种水化学成分的演化表明水中微量石膏的连续溶解[11,12]，而氯根含量说明了水文地球化学环境的相对稳定。李家社和覃村一带的氯根含量变化在 1.5—17 毫克当量/升，并且与 SO_4^{2-}/Cl^-比值呈反比。与上述迳流带相比，地下水中石膏已呈饱和，主要溶解氯化物，并正趋向海水化学成分作演化。这和 $\delta^{18}O$ 值一样，都证实这股水体处于相对滞流的状态。

迳流带和滞流带在空间上的界限可以参照奥陶系顶面等高线(图 1)画出，在含水层呈凹槽的地段常常因为地下水埋深大而成为滞流空间。因此东侧界限一般取在 600—700m 等值线之间，相当地面的大川河位置，而西侧以孤爷山南北向断层带为界。这样，本区地下水(图 6)可以划分为三个不同的系统[13,14]：(1) 东部水流系统；(2) 中部滞流系

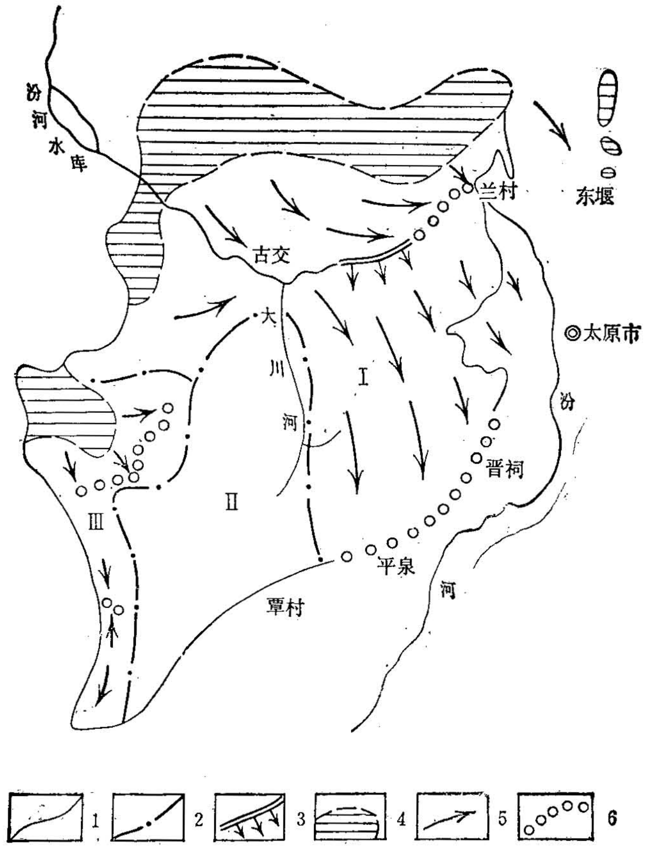

图 6　西山地下水系统的迳流型式

Fig. 6　Flow pattern of the groundwater systems in the West Mountain

1.边界(不透水或透水)；2.地下水系统界线；3.河流入渗带；4.补给带；5.水流方向；6.排泄带；
I. 东部地下水流系统；II. 中部地下水滞流系统；III. 西部地下水流系统

统；(3) 西部水流系统。通常这些系统之间应该存在一个过渡带，以这些不同水体的混合为其特征。西部水流系统由于东侧南北向断层所阻而分成两支：向东的地下迳流途径短，加之岩体阻隔而溢出地面排泄；另一支沿露头区向南迳流排泄。中部滞流系统的地下水埋深大，迳流相对停滞，周围未见明显的自然排泄现象。

四、结　论

本项研究利用环境同位素技术结合系统的水文地质研究，包括地质构造、水文地球化学、地下水渗流力学以及水温学等方面，把太原西山的区域地下水划分为两个水流系统和一个滞流系统。通过研究认为，一个区域水流系统可以包括一个或几个地形盆地在内的地下水流，并在其迳流途径中存在一个或几个排泄基准面。

在东部水流系统，因为汾河起有调节作用，所以兰村泉在自溢条件下开采不会直接影响晋祠泉流量，而晋祠泉和平泉处在同一水流系统的排泄带，后者的开采势必袭夺前者的补给带宽度，导致晋祠泉流量衰减。覃村一带位于中部滞流系统，地下水补给条件差，不宜

辟作水源地。深部地下水在排泄点周围均不同程度混有浅层地下水，随着大量开采，水头压力降低，引起浅层地下水混入比例增大，地下水质将转淡化并有水温降低的趋向。

本文的氧同位素分析由中国地质科学院矿床研究所冯江华、罗续荣制样测定，氚样由中国地质科学院地质力学研究所董宜兰制备，中国科学院生物物理研究所蒋汉英测定。山西省地质矿产局第一水文地质队的谢云鹤、徐爽、贾维钊为本项研究的野外工作提供指导和帮助。在此一并致谢。

参 考 文 献

[1] 汤邦义、周忠孝、王秀进，1982，太原西山奥陶系岩溶水特征及其资源的初步探讨。 中国北方岩溶及岩溶水，pp.108—115，地质出版社。

[2] 崔起超，1982，兰泉水文地质单元岩溶发育规律的初步探讨。中国北方岩溶及岩溶水，pp. 50—54，地质出版社。

[3] 胡海涛、许贵森，1980，论构造体系与地下水网络。水文地质工程地质，第3期。

[4] Payne, B. R. and Yurtsever, Y., 1974, Environmental isotopes as a hydrological tool in Nicaragua. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology. Vol. 1, IAEA, pp. 193—202.

[5] Fritz, P. and Fontes, J. C. (Ed.), 1980, Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol. 1, Amsterdam/Oxford/New York.

[6] Bortolami, G. C., Ricci, B., Susella, C. F. and Zuppi, G. M., 1978, Isotope hydrology of the Val Corsaglia Maritime Alps, Piedmont, Italy. Isotope Hydrology, Vol. 1, IAEA, pp. 327—348.

[7] Sonntag, C. et al., 1978, Paleoclimatic information from deuterium and oxygen-18 in carbon-14 dated North-Saharian groundwater. Isotope Hydrology, Vol. 2, IAEA, pp. 569—581.

[8] Smith, D. B. et al., 1976, The age of groundwater in the Chalk of the London Basin. Water Resour. Res., Vol. 12, pp. 393—404.

[9] Sigbiarnerson, G. et al., 1976, The use of environmental isotope techniques together with conventional methods in regional groundwater studies. Norgic Hydrology. Vol. 7, pp. 81—94.

[10] Wallick, E. I. and Toth, J., 1976, Methods of regional groundwater flow analysis with suggestions for the use of environmental isotopes. Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in ground water hydrology, IAEA, pp. 37—64.

[11] Back, W. and Hanshow, B. B., 1971, Geochemical interpretations of ground water flow system. Water Resour., Bulletin, Vol. 7, pp. 1008—1016.

[12] Rightmire, C. T. et al., 1974, Distribution of sulfur isotopes of sulfates in groundwater from the principal artesian aquifer of Florida and the Edwards aquifer of Texas, USA. Isotope Techniques in groundwater hydrology. Vol. 2, IAEA, pp. 191—208.

[13] Mifflin, M. d. and Hess, J. W., 1979, Regional carbornate flow systems in Nevada. Contemporary Hydrogeology, Amsterdam/Oxford/New York, pp. 217—237.

[14] Ralston, D. R. and Williams, R. E., 1979, Ground water flow systems in the Western phosphate field in Idaho. Contemporary Hydrogeology, Amsterdam/Oxford/New York, pp. 239—264.

ISOTOPE HYDROGEOLOGY OF THE WEST MOUNTAIN, TAIYUAN

Wang Ruijiu

(Institute of Geomechanics, CAGS)

Abstract

Natural tritium and oxygen-18 contents of the well waters, surface water, and karst springs in the West Mountain of Tairuan have been studied in detail. The altitude effect in isotopic composition of precipitation was determined according to the relationship between ^{18}O content and "average altitude of recharge" of these springs. The oxygen-18 gradient of precipitation equals to 0.354‰ per 100 m and shows a good correlation with local topography. When the calculated recharge altitude is above the highest altitude of mean recharge in the studied area, the possibility of modern recharge should be excluded, as its ^{18}O content is more depleted with respect to that of modern precipitation.

In the discharge zone, the tritium content of the springs give a valuable information on a *mixture* of locally infiltrated shallow groundwater and deeper groundwater originated from recharge of outcrop area. Therefore certain hydraulic connection between shallow and deeper groundwater does exist at the points of discharge. The regime of groundwater in these sites are strongly affected by direct recharge from shallow groundwater which depends mainly on local climate and topography. The decline of piezometric surface for these springs and wells results in an increase of the mixed ratio of the shallow water.

The ^{18}O content of deeper groundwater for all the sampled springs and wells in the area of discharge can be divided into two groups: (1) −10.06—−10.24‰ and (2) −10.94—−11.00‰. It indicates that the groundwater in group 2 was not recharged under modern climatic conditions and that the climate at that time should be colder than at present.

The evolution of the chemical character of the groundwater suggests that the increase of SO_4^{2-}/Cl^- ratio is caused by continuous dissolution of trace amounts of gypsum and that constant fluctuations of the chloride concentration represent certain hydrogeochemical environment in different systems. After gypsum saturation is reached, halite would continue to dissolve. Therefore the chemical composition of the groundwater in the central part trends toward that of sea water.

The results of the enviromental isotope study in conjunction with hydrogeological conditions (the elevation of the top surface of aquifer, hydrodynamics and hydrochemical data) have clearly indicated that the regional groundwater can be divided into three systems: the eastern groundwater flow system, the western groundwater flow system and the central groundwater stagnant system. Each of these systems has its own isotopic and geochemical characteristics. Recharge of the two flow systems occurs in the northern and western outcrop area, respectively. Their flow paths are influenced by the structural features. Lying between the two flow systems, it is mainly controlled by the N-S trending folds, forming a N-S trending deep trough. As a result, the water circulation is slow, the recharge is very low and the groundwater remains stagnant.