

桂林地区岩溶水同位素 水文地球化学研究

龚 自 珍

(中国地质科学院岩溶地质研究所, 桂林)

1984年在桂林地区不同类型岩溶水中取了61个氢氧同位素样品, 根据分析数据结合水文地质条件论述了不同岩溶水的同位素组成及其影响因素, 取得了如下认识: 不同类型岩溶水在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图上的分布具有一定的规律性, 反映其补给源及形成过程的差异; 同一类型水由于地质环境及补给源不同其 δ 值有显著差别, 岩溶水同位素组成雨量效应掩盖了温度效应; 本区岩溶水的同位素组成具有经受了不平衡蒸发的特点。

一、研究区概况

桂林地区位于东经 $110^{\circ}09'-110^{\circ}42'$ 、北纬 $24^{\circ}40'-25^{\circ}40'$ 之间, 面积 7420km^2 。属亚热带季风气候, 夏季炎热多雨。年平均气温约 18°C , 由北向南逐渐增高。年平均降雨量 1838mm , 由西北向东南逐渐减少。降雨分配不均匀, 4—7月为雨季, 约占全年降雨量的60%以上。年蒸发量平均为 1255mm 。

本区地势总的是东西两侧高, 为中低山地形; 中部为低缓的漓江谷地, 自北向南纵贯全区。漓江水系在非碳酸盐岩地区支流发育, 呈树枝状, 而在碳酸盐岩地区支流较少, 特别是在峰丛洼地区, 地表线状水流罕见。

区内出露地层主要有泥盆系和石炭系, 其中中、上泥盆统和下石炭统主要为碳酸盐岩, 其分布广泛, 约占本区面积的一半。前泥盆系强烈褶皱为轻度变质的碎屑岩系, 分布于本区边缘地带。此外, 还分布少量的白垩系和第四系。

由于多期构造作用的结果, 呈南北向的桂林弧形构造带, 形成数个大小不等的向斜盆地, 其四周被由较古老的碎屑岩所组成的中低山分水岭所环绕, 成为盆地内地表水和地下水的补给区。碳酸盐岩基本上集中分布于盆地内, 桂林盆地即是其中最广阔的岩溶盆地。在较大的盆地内, 还零星分布有碎屑岩组成的低山丘陵, 成为盆地内局部的地表和地下分水岭。

由于碳酸盐岩分布广泛, 层厚质纯, 岩溶强烈发育, 呈现典型的峰林平原和峰丛洼地地貌景观。峰丛洼地多分布于盆地边缘的山地, 为盆地内岩溶地下水的补给区, 其地下岩溶形态主要是巨厚的包气带洞穴和埋藏较深的地下河型洞穴。地下河系发育, 每条地下河系都有一定的汇水范围或泉域, 其排泄点呈岩溶大泉或称洞泉。峰林平原分布于盆地内部漓江两岸, 其地下岩溶形态在石山中主要发育着单个洞穴或洞穴系统, 在第四系复盖的平原区, 据钻孔揭露隐伏岩溶多为相互连通的裂隙和管道。峰林平原为区域岩溶地下水的迳流区, 漓江及其支流是本区地下水的统一排水基准面。由于岩溶盆地为汇水盆地, 区域地下水补、迳、排条件良好, 三水转化迅速。

二、岩溶水类型及其环境同位素数据

岩溶盆地中的水统称岩溶水, 按其赋存状态和出露特征, 可分为地表水、洞穴包气带水、地

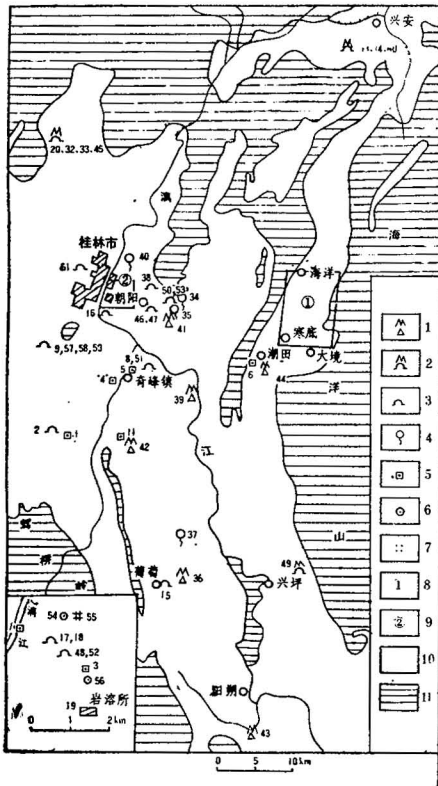


图 1 取样点位置及碳酸盐岩分布图

Fig. 1 The distribution of carbonate rocks and isotopic samples points

注：底图引自岩溶所洞穴组，1984，桂林岩溶地貌与洞穴
1—峰丛洼地的地下河总出口；2—峰丛洼地单个洞穴；3—峰林平原洞穴；4—洞泉或裂隙泉；5—地表水；6—深井；7—浅井；8—样品位置见图2；9—样品位置见银图；10—岩溶区；11—非岩溶区
1—Outflow of subterranean river in peak-cluster-depression; 2—Individual cave in peak-cluster-depression; 3—Caves in peak-forest-plain; 4—Cave spring or fissure spring; 5—Surface water; 6—Deep well; 7—Shallow well; 8—Samples points location show in Fig.2; 9—Samples points location show in inlay figures; 10—Karst region; 11—Nonkarst region

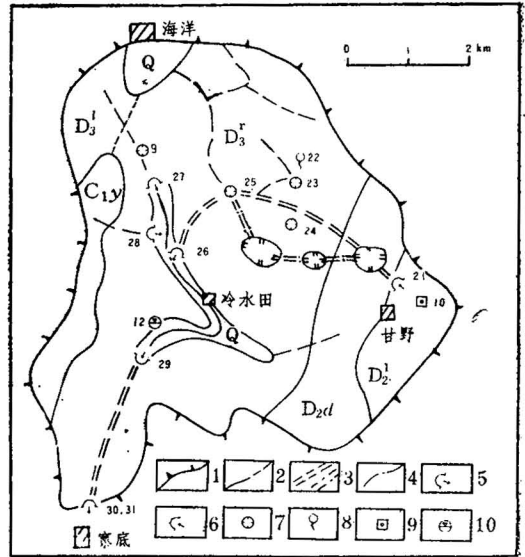


图 2 寨底地下河系及水点分布

Fig. 2 Zhaidi subterranean river system and distribution of water points

注：地下河位置引自本所水资源组

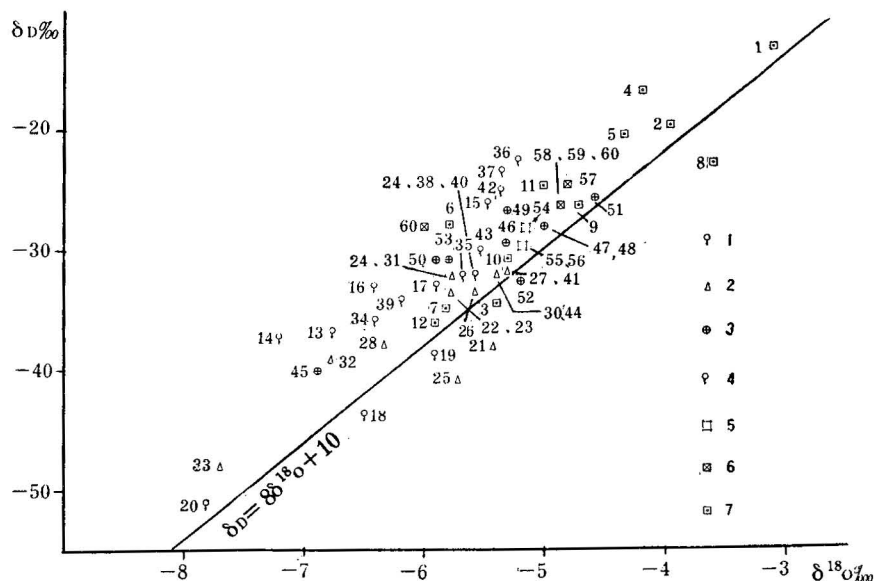
1—地下水分水岭；2—实测、推测地层界线；3—地下河主流和据同位素值推测的主河道；4—地下河支流；5—地下河出口；6—地下河进口；7—落水洞；8—泉；9—地表水；10—岩溶
1—Drainage divide of subterranean water; 2—Dividing line of strata (inferential and real); 3—Main stream of subterranean river and the one inferred by isotope composition; 4—Tributary of subterranean river; 5—Out-let of subterranean river; 6—Inlet of subterranean river; 7—Sinkhole; 8—Spring; 9—Surface water; 10—Karst pool

下河水、洞泉水、洞穴水潭、井水和伏流等类型。1984 年在进行岩溶水地球化学野外工作的同时，对不同类型的岩溶水采取了 61 个氢氧同位素样品，采样位置见图 1、2。由本所质谱组利用 MM-903 型 E 质谱仪分析了 δD 和 $\delta^{18}O$ 值，其精度各为 1‰ 和 0.1‰，分析数据列于表 1，并表示在 δD - $\delta^{18}O$ 关系图上（图 3）。

三、不同类型岩溶水的同位素组成及其影响因素

1. 地表水

地表水的同位素数据表明，在 3—4 月平水期其同位素含量较高，6 月分其含量较低，同期样品之间有一定变幅，不同期样品之间变化更大。平均 $\delta D = -26.17\text{‰}$ ， $\delta^{18}O = -4.84\text{‰}$ 。 $\delta D =$

图3 桂林地区岩溶水 δD - $\delta^{18}O$ 图Table 3 δD - $\delta^{18}O$ plot of karst waters in Guilin region

1—滴水; 2—地下河; 3—水潭; 4—泉; 5—民井; 6—伏流; 7—地表水。

1—Dropped water; 2—Subterranean river; 3—Karst pool; 4—Spring; 5—well; 6—Swallet stream; 7—Surface

$7.3\delta^{18}O + 9.3$, $r = 0.91$ 。图3显示出地表水样特别是3—4月分多集中在全球雨水线的左上方。地表水的同位素组成受水体赋存状态和补给源的控制, 分述如下:

(1) 河水

漓江: 补给水源主要来自非碳酸盐岩中低山的地表和地下水, 其次是碳酸盐岩地区的水。由于其补给区位置较高, 又是雨季取样, 补给水中有大量雨水。水的同位素含量是地表水中最低的。

平原河流——良丰河与相思江: 二者主河道发育于峰林平原地区。相思江主要汇集了南部广大碳酸盐岩地区地下水和沿途地表水; 良丰河主河道发育在平原较低洼地区, 接受第四系潜水及地表水补给。因此, 良丰河水的 Ca^{2+} 含量及 SiO_2 都较相思江的低, 水相对 $CaCO_3$ 呈现欠饱和, 而相思江水呈现过饱和。由于潜水与地表水受蒸发作用影响, 因而良丰河的 δ 值较相思江的高。

山区河流——潮田河: 主要河道发育于峰丛洼地和碎屑岩中低山区。补给水源大部分来自较高的碎屑岩山区, 小部分来自碳酸盐岩峰丛山区地下水。水的同位素含量介于平原河流与漓江之间。

(2) 坑塘水同位素组成受其补给源及坑塘大小控制。

渣塘底村东南大型坑塘, 发育在黄色粘土盖层组成的大面积波状平原低洼处, 水浅、面积大约 $1 km^2$ 。主要接受地表水补给, 少部分受岩溶地下水补给。水的 δ 值是本区岩溶水中最高的, 并分布在全球雨水线上。表明蒸发量大并近于平衡蒸发。

黄初塘与消水岩洞外坑塘规模相当, 约 $0.12 km^2$ 。黄初塘主要接受地表水补给^[1]。消水岩洞外坑塘夹于两座峰簇和弧峰石山之间, 除了受地表水补给外, 还有来自北部岩溶地下水补给。加之黄初塘是丰水期取样, 多汇集了近期雨水未经受蒸发作用影响, 使得黄初塘的 δ 值最低, 消水岩坑塘的 δ 值居中而渣塘底坑塘的 δ 值最高。

(3) 石海中积水及溶潭按其成因应是地下水的露头, 按赋存状态将其归入地表水。石海位于桂林南部平原区, 纬度较低, 加以受蒸发作用影响, 使得 δ 值较高近于地表水。溶潭发育于寨底

表 1 地表地下水同位素组成及化学性质

Table 1 Isotopic composition and chemical property of surface and subterranean water

编号	水 型 及 位 置		取样日期	水温/气温	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Ca^{2+} (mg/l)	$\log P^*CO_2$	SiC^*	
1	地 表 水	坑 塘	渣塘底村	4.11	16.0/15.5	-12.7	-3.07	32.06	-2.64	-0.87
2			消水岩洞外	4.11	16.5/18.0	-19.5	-3.97	53.71	-2.54	0.14
3			黄初塘	6.27	24.0/21.0	-34.1	-5.39	17.64	-3.44	-0.41
4		河 流	良丰河	4.11	/	-16.7	-4.21	51.30	-2.40	-0.01
5			相思江	3.29	15.0/15.0	-20.3	-4.34	60.52	-2.75	0.47
6			潮田河	4.4	18.5/25.0	-27.8	-5.82	27.25	-2.71	-0.40
7			漓 江	6.27	31.8/33.0	-34.9	-5.83	18.04	-2.80	-0.97
8		沟 渠	牛岩旁	3.29	17.0/15.0	-22.6	-3.60	68.54	-2.65	0.47
9			岩门底洞外	3.27	13.0/12.5	-25.9	-4.74	23.25	-2.81	-0.71
10			甘野洼地	6.17	25.3/28.5	-30.6	-5.27	57.72	-2.18	0.17
11	窑门口村北石海	4.10	15.0/14.0	-24.6	-5.00	80.56	-2.36	0.38		
12		寨底空连山溶潭	6.19	22.0/31.0	-35.9	-5.92	62.93	-2.38	0.28	
13	洞穴包气带水	乳洞岩石田	3.31	17.0/18.0	-36.9	-6.77	78.16	-2.05	0.10	
14		飞霞洞线流	3.31	17.0/17.0	-36.8	-7.22	92.99	-2.00	0.26	
15		观音岩线流	4.2	18.0/18.2	-26.2	-5.48	103.81	-1.97	0.35	
16		穿山岩线流	4.3	17.5/19.0	-33.1	-6.43	63.33	-2.29	0.01	
17		七星岩滴水	6.18	19.2/	-32.6	-5.91	92.99	-2.09	0.30	
18		七星岩股流	6.18	18.5/	-43.5	-6.49	67.33	-2.45	0.21	
19		岩溶所院内雨水	6.28	28.0/28.0	-38.5	-5.93	—	—	—	
20		蔡岗太平岩线流	8.20		-51.3	-7.83	75.75	-2.21	0.15	
21	地 下 水	甘野洞内	6.17	19.2/	-37.8	-5.43	44.09	-2.17	0.34	
22		至岭塘裂隙泉	6.17	19.2/32.2	-32.6	-5.81	91.38	-2.11	0.31	
23		至岭塘落水洞	6.17	18.5/19.5	-33.0	-5.75	80.56	-1.88	0.02	
24		小税洼地洞穴	6.17	18.0/22.5	-32.1	-5.74	87.37	-1.98	0.12	
25		毫猪岩暗河	6.17	18.2/20.0	-40.5	-5.72	63.33	-2.33	0.21	
26		东究暗河出口	6.17	18.6/19.5	-32.6	-5.57	64.53	-2.22	0.12	
27		水牛厄暗河出口	6.17	22.7/29.2	-31.6	-5.30	63.33	-2.22	0.14	
28		东究北岩洞	6.17	19.6/25.0	-37.6	-6.35	72.54	-1.99	0.02	
29		响水岩	6.17	23.5/24.0	-32.8	-5.59	58.52	-2.41	0.29	
30		寨底堰	6.17	21.0/25.0	-31.9	-5.41	70.14	-2.10	0.13	
31		寨底堰	4.4	18.5/20.5	-32.0	-5.77	75.35	-2.13	0.16	
32		蔡岗太平岩裂隙地下河	3.23	17.8/18.0	-39.0	-6.82	78.16	-2.22	0.13	
33**		蔡岗太平岩裂隙地下河	8.20	—	-48.4	-7.67	—	—	—	
34		皎霞县挂泉	3.28	17.2/13.5	-35.8	-6.40	89.38	-2.49	0.66	
35	洞 泉 水	邓家村泉	3.28	20.0/13.0	-31.7	-5.73	—	—	—	
36		葡萄乌龙堰	4.2	19.0/18.0	-22.4	-5.23	58.52	-2.10	-0.07	
37		思和泉	4.2	19.5/19.5	-23.6	-5.35	85.20	-1.88	0.11	
38		冷水塘泉	4.3	21.5/20.0	-32.0	-5.68	58.92	-2.06	0.13	
39		竹江村堰	4.5	19.0/17.5	-34.0	-6.23	82.16	-1.94	0.11	
40		邝家村堰	4.6	—	-32.0	-5.64	59.32	-2.32	0.06	
41		轮胎厂外洞泉	4.9	20.0/15.0	-32.5	-5.30	86.57	-2.02	0.02	

续表

编号	水 型 及 位 置		取样日期	水温/气温	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Ca^{2+} (mg/l)	$\log P^*CO_2$	SIc^*
42	洞泉水	官庄堰	4.10	18.5/15	-25.4	-5.39	85.77	-2.20	0.38
43		龙门村堰	4.12	21.3/15.7	-30.0	-5.52	60.12	-2.16	0.05
44		毛村堰	4.4	19.5/25	-32.0	-5.40	68.94	-2.27	0.31
45	洞穴水潭	蔡岗太平岩水潭	3.23	16.2/16.5	-39.8	-6.86	76.95	-2.07	0.07
46		住岩内水潭	3.24	18.5/15.5	-29.8	-5.34	52.50	-2.79	0.30
47		住岩洞口水潭	3.24	20.0/15.3	-27.8	-4.91	48.90	-3.46	0.86
48		普陀黑岩水潭	3.24	16.5/15.0	-28.0	-4.97	47.29	-3.57	0.86
49		莲花洞水潭	3.24	20.0/20.0	-26.9	-5.36	55.31	-2.75	0.44
50		皎霞村2号洞穴	3.28	19.8/14.5	-30.0	-5.91	72.54	-2.28	0.29
51		奇峰镇牛岩水潭	3.29	16.5/14.0	-26.2	-4.56	109.12	-2.24	0.66
52		普陀黑岩水潭	6.27	22.0/23.3	-32.5	-5.22	62.52	-2.43	-0.13
53		皎霞村3号洞穴	3.28	19.0/15.0	-31.6	-5.81	72.54	-2.26	0.26
54	井水	冶金地质学院深井	6.27	21.0/26.0	-28.2	-5.17	—	—	—
55		冶金地质学院浅井	6.27	20.0/23.3	-30.2	-5.29	62.52	-1.58	-0.74
56		师范学院民井	6.27	22.0/32.0	-29.3	-5.22	68.93	-2.22	0.17
57	伏流	岩门底洞内地下河	3.27	14.5/13.8	-24.5	-4.84	32.06	-2.62	-0.39
58		地下河旁消水洞	3.27	14.5/15.0	-25.9	-4.89	33.27	-2.73	-0.28
59		洞口地表水	3.27	13.0/12.5	-25.9	-4.74	23.25	-2.81	-0.70
60	流	乳洞岩伏流	3.31	15.5/18.0	-2.81	-5.95	38.88	-2.43	-0.34
61		芦笛岩外伏流	4.9	16.0/15.0	-26.2	-4.71	18.04	-2.67	-1.14

* $\log PCO_2$ —水 CO_2 分压的负对数, SIc —水相对 $CaCO_3$ 的饱和度指数。

** 数据由陈正明提供。寨底地下河流域样品系与周维新共同采取。

峰丛洼地区谷地中(图2)是丰水期取样,峰丛区水文交替速度快,它代表了近期雨水补给的地下水,补给高程较高,所以 δ 值较低。

(4) 沟渠水,牛岩东南的地表沟水,根据其 Ca^{2+} 含量及 SIc 较高,推断主要是来自山区的碳酸盐岩地下水,其 δ 值较高与沿途的蒸发有关。岩门底洞口旁地表沟汇集的主要是地表水,由于蒸发作用,其 δ 值也较高。甘野地表沟地处高峰丛洼地,汇集了当地的地表地下水,又是丰水期取的样,其 δ 值较低。

2. 地下水

其同位素组成受补给水源及水文地质条件的制约。

(1) 洞穴包气带水。这类水纯属降雨入渗水,没有其他来源的水混入。但由于洞穴顶部岩层的裂隙性质不同,它们代表了不同时段水的混合。洞穴包气带水的 δ 值较低,平均 $\delta D = -36.11\text{‰}$, $\delta^{18}O = -6.4\text{‰}$, $\delta D = 8.5\delta^{18}O + 18.0$, $r = 0.83$ 。图3显示包气带水的样品多分布在全球雨水线的下部。3—4月枯水期样品大部分集中在左下方;丰水期样品在近于全球雨水线的下方。包气带水的这种分布特征说明其除受大气降水同位素影响外,还受入渗剖面性质(地层岩性、厚度、过水介质性质)的影响。

从位于北部的乳洞岩、蔡岗太平岩到中部的七星岩、穿山岩以及南部的观音岩,水的位同素 δ 值由北向南有逐渐增高的趋势,反映了降雨的纬度效应和雨量效应。由于南北纬度差仅 1° ,可能以雨量效应为主,从北到南雨量减少与同位素 δ 值增加相适应。此外,各个地区降雨时间的不一致也增加了 δ 值的空间变化。

入渗水流在洞穴中的出露方式有滴水、线流或股流,是由入渗剖面的性质决定的,也影响水的 δ 值。例如,七星岩26号滴水及其附近3 m处的股流同时取样,其 δ 值相差很大。该处位于半山腰,,洞穴顶部为残积土层复盖,土层不但储存了入渗雨水,还接受基岩裂隙水补给。滴水常年不断流,其同位素 δ 值代表相当一段时间的混合值。股流只在丰水期大雨时才出现,主要为降雨通过较大裂隙渗透补给,雨量大, δ 值低,与滴水相比其 δ 值较低。

(2) 地下河水。这一类型水主要分布于寨底峰丛洼地区的地下河系中,其同位素组成变化不大。平均 $\delta D = -35.55\%$, $\delta^{18}O = -5.95\%$ 。 $\delta D = 5.9\delta^{18}O + 0.36$, $r = 0.81$ 。该类型水中的蔡岗太平岩地下河与蛟霞悬挂泉两个样品属于高峰丛洼地包气带地下水,出露位置较高,直接受洼地入渗水补给,未经过多次循环的蒸发作用,其 δ 值较低。

寨底地下河系的水点(图2), δ 值较低的有21、25、28号点,余者 δ 值较高且相近。在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图上,21、25号点位于全球大气雨水线的右边,其他水点则均位于全球大气雨水线的左边。这些特点反映了各个水点所处的水文地质环境。28号主要汇集西边较高陡山地的地表地下水,21号主要接受东部较高的碎屑岩山区水补给,因此其 δ 值较低。25号比21号的 δ 值更低,表明主河道通过南侧的几个大型洼地,由于接受了大量雨水的直接补给,降低了主河道中水的 δ 值。这一推断与应用洼地分析法^[2]的结果一致。

(3) 洞泉水。该类型水样多取自峰林平原边缘、峰丛洼地地下河系的总排泄口,少量取自裂隙泉或峰林平原上的洞泉。由于处于地下河系的总出口,水流一般经过明暗流交替的多次混合,其 δ 值较地下水的高。平均 $\delta D = -29.36\%$, $\delta^{18}O = -5.55\%$ 。 $\delta D = 9.5\delta^{18}O + 24$, $r = 0.83$ 。图3显示该类型水分布于全球雨水线的左中部。影响 δ 值的因素,除水流的混合作用外,主要与各个洞泉水补给环境的不同有关。例如:官庄堰和乌龙堰两个样品,主要由于水库渗漏影响,使其 δ 值较高而 δD 值更高。显然补给水受到了不平衡蒸发作用。

(4) 洞穴水潭。这一类型是指人能进入的较大型洞穴中的水潭,目视为静止状态。除个别水样外,水的 δ 值一般较高。平均 $\delta D = -30.38\%$, $\delta^{18}O = -5.43\%$,图3显示其样品分布于全球大气雨水线的左中部。 $\delta D = 5.5\delta^{18}O + 0.6$, $r = 0.89$ 。

这一类型水 δ 值的影响因素主要是水的混合作用及水的存在状态。平原石山中的水潭在丰水期除接受岩溶地下水的侧向补给外,还接受地表水的补给,有利条件下可形成地下河,枯水期水位降低后则残留下来形成水潭^[1]。枯水期样品因暴露于大气经过蒸发作用,使其 δ 值升高;丰水期得到入渗水的补给,又使 δ 值降低。蛟霞山边的两个洞穴水潭,位于峰丛山地的脚洞中,在枯水期也有一定的水交替条件,其 δ 值接近于洞泉水。蔡岗太平岩水潭直接受峰丛山区高位洼地的入渗水补给,其 δ 值与补给水一致(见该洞地下水数据)。

(5) 井水。取样点为三个位于桂林市东区的供水民井。冶金地质学院两个井相距7 m,深井深度43 m,上为厚20 m的第四系冲积层,下为灰岩,有两层溶洞,洞内有砂粘土充填物;浅井深约20 m,为第四系孔隙水。师范学院民井深92 m,上部为厚15 m的粘性土层,下部为灰岩,有两层溶洞被粘性土充填。井水 δ 值由于井间距离不远(图1)空间变化较小。平均 $\delta D = -29.23\%$, $\delta^{18}O = -5.22\%$ 。影响 δ 值的因素是水的补给来源。冶金地质学院浅井主要接受大气降水补给,深井主要接受侧向补给,虽然两个井邻近,其 δ 值也有一定差别。

(6) 伏流水。伏流段少有其他来源水的加入,其同位素含量应与伏流入口处地表水的相近。如表1所示的岩门底洞穴的三个样品数据。因此,伏流水化学性质及 δ 值均接近于地表水,在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图上,样品位于全球大气雨水线上部并接近地表水,其平均 $\delta D = -26.12\%$, $\delta^{18}O = -5.03\%$ 。

四、岩溶水同位素地球化学特征

1. 从以上分析可见, 本区岩溶水同位素组成具有一定的规律性。在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图上, 地表水和伏流水主要分布在全球大气雨水线的最上部, 最下部主要为滴水, 而中部主要为地下水。表 2 也显示出地表水、伏流水的 δ 值最高, 包气带水的 δ 值最低, 而地下水的 δ 值居中, 水化学性质也具有相应的变化特征。岩溶水在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图上的分布特征和各类型水平均同位素组成的递变规律,

表 2 各类型水同位素组成及化学指标平均值

Table 2 The mean values of Isotopic Composition and chemical index in each type of waters

δ 值 \ 水型	洞穴包气带水	地下河	洞泉水	洞穴水潭	井 水	伏流水	地表水
$\delta^{18}O\%$	-6.4	-5.95	-5.55	-5.43	-5.23	-5.10	-4.84
$\delta D\%$	-36.11	-35.55	-29.36	-30.43	-29.23	-26.18	-26.17
$Ca^{2+}mg/l$	83.27	67.23	75.23	68.49	65.73	30.56	41.00
$\log PCO_2$	-2.13	-2.18	-2.13	-2.58	-1.90	-2.61	-2.69
Slc	0.20	0.17	0.19	0.37	0.29	-0.54	-0.14

反映了各类型水的补给源和形成过程的差异。地表水在形成过程中经受长期的蒸发作用, 其 δ 值最高 (散布在地下水分布区的地表水点, 说明其以混合作用为主)。伏流水主要接受地表水补给, 其 δ 值接近地表水。包气带水为降雨直接入渗水, 其 δ 值最低。由于包气带厚薄不一、岩层中裂隙性质不同以及降雨的时空变化影响, 包气带水的 δ 值分布比较分散。地下水根据样品在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图上的位置, 应是大气降水与地表水混合形成。但根据本区岩溶十分发育、地下水循环强烈、三水转化迅速的特点, 则地下水同位素这一分布特征在水文地质意义上主要反映本区地下水的多循环性。即得到大气降水或地表水补给后, 经过一段流程又出露地表经受蒸发, 复又进入地下等等。这种多循环的结果使水的 δ 值有不同程度的升高。

2. 同一类型水由于地质环境和补给来源不同, 其 δ 值有较大的差别。例如前述的七星岩洞穴中的滴水 ($\delta D=-32.6\%$, $\delta^{18}O=-5.91\%$) 和股流 ($\delta D=-43.5\%$, $\delta^{18}O=-6.49\%$)。又如漓江 ($\delta D=-34.9\%$, $\delta^{18}O=-5.83\%$) 和相思江 ($\delta D=-20.3\%$, $\delta^{18}O=-4.34\%$)。后者是前者的一级支流, 由于补给源不同差别很大。

3. 同一水点不同季节同位素含量也有不同程度的变化 (见表 3)。太平岩裂隙地下河主要是通过高位洼地直接接受降雨入渗补给, 所以不同季节 δ 值变化很大。普陀黑岩水潭只是受到降雨入渗水的影响, δ 值变化较小。寨底地下河出口由于是不同高程明暗流的混合水, 加以均是雨季取样, 虽相隔两个月 δ 值也无显著变化。雨季温度升高 δ 值降低, 反映出大气降雨的同位素雨量效应掩盖了温度效应。

4. 岩溶地区地下水循环过程中同位素组成与化学性质变化的关系, 可分为两种情况: 一种是化学性质变化而同位素含量不变; 另一种是两者都有变化。但两种情况下化学性质变化与同位素含量变化均不存在因果关系。表 1 伏流类型水中岩门底洞穴外的地表水转入地下水后, 水中同位素含量未变, 但化学性质有了一定程度的变化, 其原因与洞穴环境有关。表 1 地下河类型的蛟霞悬挂泉水出露后, 顺着约 45° 的山坡水槽流动, 水槽中沉积了大量钙华, 在距泉口约 200m 山坡水槽中的一个样品, 经分析计算水中的 Ca^{2+} 含量较泉口水中的减少了 $26.45mg/l$, HCO_3^- 减少了 $78mg/l$, CO_2 减少了 1.46×10^{-3} 大气压, 几乎减少了一半。同时水中的 δ 值也发生了变化, δD 增

表 3 岩溶水同位素含量季节变化

Table 3 Seasonal variation of Isotopic content in karst water

位置与日期 δ 值与水温	普陀黑岩水潭		太平岩裂隙地下河		寨底暗河出口	
	3.24	6.27	3.23	8.20	4.4	6.17
水 温	16.5	22.0	17.8	—	18.5	21
δD (‰)	-28.0	-32.5	-39.0	-48.4	-32.0	-31.9
$\delta^{18}O$ (‰)	-4.97	-5.22	-6.82	-7.67	-5.77	-5.41

加了2.7‰, $\delta^{18}O$ 增加了0.06‰。根据碳酸盐的平衡原理^[3], 水中碳酸盐减少是由于CO₂溢出所致。如果说 δ 值变化是由于CO₂变化引起, 也只能引起 $\delta^{18}O$ 的变化, 实际上 δD 增加了, $\delta^{18}O$ 没有什么变化。这样, δD 的变化应是由于薄层水流的蒸发作用引起。

5. 在 δD - $\delta^{18}O$ 图上, 绝大部分水点均落在大气雨水线左边, 与参考文献的[4]的图形相似, 根据上述关于悬挂泉出流后同位素含量变化的讨论, 可以认为这是由于不平衡蒸发作用使岩溶水 δD 值升高的结果, 使水点位置在图上向上位移。

参 考 文 献

- [1] 龚自珍, 1985, 七星岩洞穴系统及其附近地区岩溶水地球化学的研究。水文地球化学理论与方法的研究, 第22—27页, 地质出版社。
- [2] 陈治平、顾钟熊、林钧枢、张耀光, 1981, 预测岩溶地下水系的洼地分析法。地理集刊第十三号, 第62—72页, 科学出版社。
- [3] R. G. Picknett, L. G. Bray and R. D. Stenner., 1976, The Chemistry of Cave Water. The Science of Speleology, Edited by T. D. Ford and C. H. D. Cullingford, London, pp. 214—225.
- [4] A. H. Bath, W. M. Edmunds and J. N. Anderws, 1978, Palaeoclimatic Trends Deduced From the Hydrochemistry of a Triassic Sandstone Aquifer, United Kingdom. Isotope Hydrology, Vol, 11, IAEA, pp. 545—566.

ISOTOPE HYDROGEOCHEMISTRY OF KARST WATER IN GUILIN

Gong Zizhen

(Institute of Karst Geology, Ministry of Geology and Mineral Resources, Guilin)

Abstract

Carbonate rocks are widespread and karst is well developed in the Guilin area. 61 oxygen and hydrogen isotope samples were collected in 1984 when the karst water hydrogeochemical field work was carried out, and they were analysed for δD and $\delta^{18}O$ values. According to the mode of occurrence and outcropping features, karst water may be divided into surface water, aeration zone water in caves, underground river water, cave spring water, cave pool water, well water and subterranean stream. The isotopic compositions and influenced factors of various types of water are discussed as follows.

1. The isotopic composition of karst water in the area has a certain regularity.

On the δD - $\delta^{18}O$ diagram, the samples of surface water and subterranean stream mainly plot in the uppermost part of the $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$ line (global rain line). the drip water samples in the lowermost part, and the groundwater samples mainly in the middle. The features of the distribution mentioned above and the regularity of gradation of the isotopic compositions of various types of water reflect the differences in recharge sources and formational process of various types of water. The isotopic composition and distribution features of karst ground water reflect their repeated circulation.

2. There are appreciable differences in δ value for the same type of water because of differences in geological environments and recharge sources.

3. There are seasonal variations in isotopic composition at the same water point. The δ value is lower in summer, reflecting that the temperature effect of isotopes is covered by the precipitation effect.

4. In the circulation process of karst groundwater, in some cases, the chemical properties and the isotopic composition of water vary, but both show no causal relation. The variation of the isotope content results from evaporation.

5. Most water points in the area fall at the left side of the $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$ line. According to the changes in isotopic composition of the suspended spring, it can be considered that this situation is because uneven evaporation causes an increase of the δD value in karst water and an upward shift of the position of water points.