

## 黔北高原喀斯特水的硬度特征

宋林华 房金福

(中国科学院地理研究所)

碳酸盐岩地区喀斯特水的硬度与其所接触的岩石化学性质,水贮存和运动的方式、水交替速度等因素有关。碳酸盐岩体中的排水方式主要是扩散流和管道流。裂隙中呈扩散流的喀斯特水具有较高的硬度,而管道流的硬度则比较低,这是由裂隙和管道中 $P_{CO_2}$ 差所引起<sup>[1]</sup>。对于喀斯特水硬度的季节性变化,有的认为明显,但在不列颠索黔塞特几乎所有泉水硬度的变化只有几ppm。阿特金森(1977)指出这种无季节性的变化主要受到不饱和带大气中 $CO_2$ 的影响,即这里大多数石灰岩的溶解作用似乎在开放系统条件下发生。这些研究的结论,对于我们认识黔北高原喀斯特水硬度的特征有所帮助。

本文将重点研究黔北高原不同碳酸盐岩对喀斯特水硬度的影响以及水运动和降水与硬度的关系。

### 一、黔北高原自然条件概述

黔北高原主要指贵州高原的湄潭以北地区。在大地构造上属于扬子沉降带八面山台凹的一部分,由紧密向斜和箱状背斜相间排列构成阻挡式构造。碳酸盐岩出露面积约占总面积的60%。非碳酸盐岩和极不纯的碳酸盐岩相间呈条带状分布。

宽缓的背斜轴部主要由寒武系白云岩或白云质灰岩组成。两翼是奥陶系的石灰岩,泥质灰岩和砂页岩。多次的构造运动,使背斜部位的断层发育。沿断层发育了许多呈线状分布的漏斗、落水洞、小型洼地和坡立谷。

由二叠—三叠系石灰岩和少量碎屑岩构成的向斜,一般为较完整的汇水和储水构造。沿向斜轴部发育地下水系的主要通道。降水通过地表较密集的漏斗、落水洞和溶隙变成喀斯特地下水。

中生代末的燕山运动奠定了该区地貌的基本格架。此后,本区一直处于间断性的上升运动,形成了不同时期不同高程的喀斯特地面。一般分为大娄山期(白垩纪末—老第三纪)山盆期(包括札佑亚期和平桥亚期)和乌江期(更新世—现代)。其中以乌江期地壳上升运动最强烈,以致乌江及其主要支流的下游急剧下切,深入高原台面200—300米。但是,由于乌江支流溯源侵蚀速度远远低于乌江河谷下切的速度,所以在乌江两侧3—10公里以外的地方仍然保持了第四纪以前喀斯特的发育特征。

在间歇性上升运动中,不同抗溶蚀强度的地层发生了差异性溶蚀和侵蚀作用,形成了本

区特有的向斜山背斜谷的喀斯特地貌景观。二叠—三叠系石灰岩向斜中发育的地下水系因受下垫志留系砂页岩的顶托，常以高达200—300米的悬瀑出露。

黔北高原属于亚热带气候，年平均温度15—16℃，最高39.5℃，最低-6.5℃，无霜期300天左右。多年平均降水量约1200毫米，每年4—10月份为雨季，降水量约占年降水量的80%以上，11月—次年3月为旱季。喀斯特水动态随气候变化而波动。雨季因地下管道排泄能力的限制而导致许多谷地和洼地受淹；旱季水位低，地表干旱。地下水位年变化量可达90—100米，地下水系的流量年变率可高达100多倍。

## 二、岩性对硬度的控制

喀斯特水的硬度在很大程度上决定于岩石的化学成分与溶解度。一般来说，碳酸盐岩的溶解度随着CaO/MgO比值的增大而增高<sup>[2]</sup>，石灰岩的比溶解度比白云岩高0.5—1倍<sup>[3]</sup>，前者的溶解速度约为后者的2—3倍<sup>[4]</sup>。溶蚀速度大的岩石，往往导致强烈的水交替；而溶解速度小的岩石，则整体性破坏很慢，水运动滞缓，水石之间的作用很慢，即使岩石在水溶液中达到饱和状态，岩石的质点还能不断地克服晶格能的影响，向水溶液中扩散，使水溶液过饱和，具有较高的硬度。

黔北高原碳酸盐岩化学构成列于表1。表2表示1977年和1978年冬、春枯水季节德江地区喀斯特泉和地下水系的水化学分析结果。它表明白云岩水硬度一般都大于200毫克/升CaCO<sub>3</sub>，奥陶系石灰岩水为160—200毫克/升CaCO<sub>3</sub>，而二叠—三叠系石灰岩水为100—160毫克/升CaCO<sub>3</sub>。

表1 黔北地区碳酸盐岩主要化学成分表

Table 1 Chemical compositions of the carbonate formations in Northern Guizhou Plateau

地 层	岩 性	取 样 地 点	主要化学成分及含量(%)			
			CaO	MgO	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
E <sub>2-3</sub> Ls <sup>2</sup>	白云岩	思南东华溪	30.15	20.81	0.70	1.69
E <sub>3</sub> 顶部	石灰岩	沿河老寨	53.12	0.35	0.24	0.38
O1t底部	石灰岩	沿河老寨	53.59	0.74	0.42	2.68
O1h	石灰岩	思南东华溪	50.94	0.56	1.43	4.64
P <sub>1q</sub>	石灰岩	沿河沙子场	52.08	0.91	0.24	3.01
P <sub>1m</sub>	石灰岩	沿河沙子场	54.01	1.44	0.18	0.16
T <sub>1y</sub> <sup>2</sup>	石灰岩	印江郎溪	53.93~54.55	0.20~1.02	0.02~0.60	0.02~1.18

据贵州省地矿局108队资料

喀斯特水硬度主要由Ca和Mg的碳酸盐构成。因此，硬度值的大小取决于水中Ca<sup>2+</sup>和Mg<sup>2+</sup>碳酸盐的含量，尤其是Mg盐的含量。表3中黄家屯泉的硬度是狮岑岗洞内地下河水硬度的一倍，但它们的Ca离子含量相近，而黄家屯泉的Mg离子含量却是狮岑岗的17倍。

表1和表2还说明寒武系白云岩中MgO的含量为20.81%，奥陶系灰岩为2.97—3.48%二叠—三叠系石灰岩中MgO的含量仅为0.97—1.44%，这与喀斯特水硬度的三

表 2 黔北德江地区喀斯特水硬度与岩性关系表

Table 2 The relationship between the hardness of karst water and carbonate lithology in Northern Guizhou Plateau

采 样 点	时 间	层 位	岩 性	硬度 毫克/升CaCO <sub>3</sub>
冷溪泉	1977.11.17	S <sub>1</sub> sh	泥灰岩	156
大龙阡	1977.11.18	O <sub>1</sub> t-h, E <sub>2-3</sub> Ls <sup>2</sup>	石灰岩, 白云质灰岩	199
渣子圪	1977.11.18	T <sub>1</sub>	泥质灰岩	126
闹水岩	1977.11.18	T <sub>1</sub> , P <sub>1</sub> , P <sub>2</sub>	石灰岩	119
冷水岩	1077.11.19	T <sub>1</sub> , P <sub>1</sub> , P <sub>2</sub>	石灰岩, 砂页岩	91
长滩泉	1977.11.22	T <sub>1</sub> , P <sub>1</sub> , P <sub>2</sub>	石灰岩	165
屯底泉	1978.3.15	E <sub>2-3</sub> Ls <sup>2</sup>	白云岩	242
黄家屯泉	1978.3.16	E <sub>2-3</sub> Ls <sup>2</sup>	白云岩	256
台家山泉	1978.3.17	E <sub>2-3</sub> Ls <sup>2</sup>	白云岩	286
龙扩大井	1978.3.18	O <sub>1</sub> t-h	石灰岩	176
板坡洞	1978.3.20	O <sub>1</sub> t-h	石灰岩	162
枫香溪泉	1978.3.21	E <sub>2-3</sub> Ls <sup>2</sup>	白云岩	285
潮水河泉	1978.3.21	E <sub>2-3</sub> Ls <sup>2</sup>	石灰岩, 白云岩	236
狮岑岗洞	1978.3.27	T <sub>1</sub> , P <sub>1</sub> , P <sub>2</sub>	石灰岩	126
渣子圪地下流	1978.4.6	T <sub>1</sub>	泥质灰岩	164
大岩门	1978.4.3	P <sub>1</sub>	石灰岩	118
天池湾	1978.4.4	T <sub>1</sub>	泥质灰岩	100
后头坝泉	1979.3.25	O <sub>1</sub> t-h	石灰岩	195
沟里头泉	1979.3.25	O <sub>1</sub> t-h	石灰岩	235
中寨泉	1979.3.27	O <sub>1</sub> t-h	石灰岩, 页岩	189
石潮洞流	1978.3.30	P <sub>2</sub> c	石灰岩	120

表 3 喀斯特水中钙镁离子含量与硬度的关系

Table 3 The relationship between the Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> ion contents and hardness of karst water in Dejiang area, Northern Guizhou Plateau

泉 点	岩 性	硬度CaCO <sub>3</sub> (毫克/升)	Ca(毫克/升)	Mg(毫克/升)
黄家屯泉	白云岩	256	48.898	32.589
台家山泉	白云岩	286	52.104	37.939
板坡洞泉	石灰岩	162	50.047	9.047
后头坝泉	石灰岩	195	63.817	8.679
狮岑岗洞流	石灰岩	126	47.294	1.946
渣子圪湖水	石灰岩	126	46.115	2.626

个等级相一致。

岩石中Ca/Mg比值与喀斯特水中Ca/Mg比值之间的关系, 卢耀如(1966)认为如果以溶解作用为主而又不发生交代作用的情况下, 一般水溶液中各种离子的含量比例与当地岩石中有关元素的含量比例相等<sup>[5]</sup>。但是, 正如表4所示, 本区喀斯特水中Ca/Mg比值却小于岩石中的比值, 这说明水中的镁离子比岩石中更富集。这种现象可能是由MgCO<sub>3</sub>在水中具

有较大的溶解度引起。实验表明方解石 ( $\text{CaCO}_3$ ) 的溶解度为14.33毫克/升 ( $25^\circ\text{C}$ )，菱镁矿 ( $\text{MgCO}_3$ ) 则达106毫克/升 ( $18^\circ\text{C}$ )。当含有 $\text{MgCO}_3$ 和 $\text{CaCO}_3$ 的碳酸盐岩在水中溶解时，水首先选择对 $\text{MgCO}_3$ 的溶解。但是，任何结晶物质的溶解作用过程，都是从颗粒表面开始并且随着表面积收缩而逐步向颗粒中心转移的。在表面质点完全转移以前，内部结构中的质点不可能克服晶格能的作用而发生迁移。而且，在质点向水中迁移的同时，水中的质点也不断相互结合发生沉淀或向固体表面。这种边溶边析的现象，已为不同岩性的碳酸盐岩溶解试验所证实<sup>[6]</sup>。当溶解速度和结晶速度相等时，碳酸盐岩和水溶液之间的溶解量和析出量就达到了相对平衡，因此溶液中碳酸盐的浓度保持恒定，化学成分之间的比值相对保持稳定。这意味着水溶液对 $\text{MgCO}_3$ 的溶解选择性和溶解的平衡性控制了水中Mg离子含量的比例大于岩石中的比例，但又不是无限大的原因。碳酸盐岩中 $\text{MgCO}_3$ 含量越高，则水中 $\text{MgCO}_3$ 也就越高；岩石中 $\text{MgCO}_3$ 含量较低时，对 $\text{MgCO}_3$ 的溶解选择作用更加明显，因此水中镁 (Mg) 的富集率 ( $n = \text{Mg}_\text{水}/\text{Ca}_\text{水} : \text{Mg}_\text{石}/\text{Ca}_\text{石}$ ) 将高于富含 $\text{MgCO}_3$ 的岩石。表4所示，石灰岩水的镁富集率 ( $> 2$ ) 大于白云岩的镁富集率 ( $< 1.5$ )。

表4 黔北德江地区喀斯特水中Ca/Mg比值与岩性的关系

Table 4 The relations of Ca/Mg ratios of karst water with lithology in Dejiang area, Northern Guizhou Plateau

采样点	岩性描述			水样		
	地层代号	岩性	Ca/Mg比值	Ca/Mg比值	镁富集系数 (n)	采样日期
黄家屯泉	$\text{E}_{2-3}\text{LS}^2$	白云岩	1.71	1.57	1.13	1978.3.16
屯底下泉	$\text{E}_{2-3}\text{LS}^2$	白云岩	1.71	1.97	0.85	1978.3.16
台家山泉	$\text{E}_{2-3}\text{LS}^2$	白云岩	1.71	1.37	1.23	1978.3.17
枫香溪泉	$\text{E}_{2-3}\text{LS}^2$	白云岩	1.71	1.49	1.13	1978.3.21
龙扩大井	$\text{O}_{1t-h}$	石灰岩	17.15	5.99	2.83	1978.3.18
大岩门裂隙流	$\text{P}_{1q}$	石灰岩	58.57	10.50	4.88	1978.4.3
渣子扩地下流	$\text{T}_1$	泥质灰岩	60.57	20.86	2.85	1978.4.6

### 三、水运动对硬度的控制

喀斯特水的硬度除受岩性的影响外，还决定于水运动的特征，包括水运动的性质——扩散流或管道流，水运动速度和运动的途径。水运动特征决定着水与岩石作用时间的长短和溶解过程中质点迁移的速度。在温度和压力相等的情况下，碳酸盐岩的溶解速度与水、岩石接触表面积的大小成正比。单位体积内单位含水空间越大，水石接触的总面积就越小，含水空间越小，则总表面积越大，越有利于碳酸盐质点向水迁移。

喀斯特扩散流往往是在较小的裂隙和岩石孔隙中运移，因此，有些学者也称为隙流<sup>[7]</sup>或脉隙流<sup>[8]</sup>。它们的流速较小，一般为每昼夜几厘米至几十米不等。这种扩散流具有充分的时间与周围的岩石发生作用，因而具有较高的硬度。例如裂隙——孔隙异常发育的白垩地下水的硬度达300—400毫克/升 $\text{CaCO}_3$ 。

管道流是运移于较大的溶蚀管道或溶洞中的喀斯特地下水，一般为紊流，流速较大，最大可达几千甚至上万米昼夜。这种迅速流动的水体，与周围岩石接触并发生作用的时间较短，对提高水的硬度不利。甚至在某些水流湍急或瀑布的地方，由于水体的强烈扰动而导致水中溶解 $\text{CO}_2$ 的逸出，诱发 $\text{CaCO}_3$ 的析出（有时只有析出趋势而无析出实际），降低水中 $\text{CaCO}_3$ 硬度。另外，由于水流速度大，搬运力大，它所携带的沙砾对管道壁产生强烈的磨蚀作用（如在德江闹水岩洞口所见沙砾磨蚀坑），以及水流本身的冲刷溶蚀作用，它们往往把成块的岩石加工成微粒，加速了岩石的溶蚀作用，以增加水的硬度。但总的来说，喀斯特水的硬度与其流速成负相关关系<sup>[9]</sup>。

表 2 中，后头坝泉是奥陶系桐梓——红花园生物碎屑灰岩中的裂隙泉，枯季流量 5 升/秒左右，泉水口有水草和鱼。据访问，过去在修整泉口时发现底部有向北东延伸的裂隙状溶洞。此泉随降雨而明显改变流量。而同一地层中的裂隙泉沟里头泉，枯季流量 1 升/秒。前者硬度为 195 毫克/升  $\text{CaCO}_3$ ，后者高达 235 毫克/升  $\text{CaCO}_3$ ，这种差别在白云岩中的屯底下泉与黄家屯泉也有表现。

后头坝泉和沟里头泉是大龙阡地下水系的上游。在流域内分布着中上寒武统灰色厚层灰岩和白云质灰岩，奥陶系的厚层生物灰岩。大龙阡地下水系汇水面积 29 平方公里，枯季流量 335 升/秒，洪水期流量可高达 20 米<sup>3</sup>/秒以上，洪枯流量的变率达 59 倍<sup>[10]</sup>。经示踪试验证实，从后头坝附近的白果坝至大龙阡之间水流速为 615 米/日。虽然上游裂隙水的硬度高达 195—235 毫克/升  $\text{CaCO}_3$ ，水流经 8 公里后的大龙阡水枯期硬度为 199 毫克/升。即 8 公里左右的管道流似乎没有增加它的硬度或增加不明显。这种现象与布雷研究 Dgof Ffynnon Ddu 系统结论<sup>[11]</sup>很相似。

闹水岩地下水系发育在德江沙溪向斜核部二叠—三叠系石灰岩中，汇水面积 41.2 平方公里，干流长 10 公里。枯期流量 225 升/秒。示踪试验证明枯期流速为 3000 米/日<sup>[9]</sup>。枯季闹水岩水的硬度为 120 毫克/升  $\text{CaCO}_3$ ，与务川青坪地下水系的硬度值相近<sup>[12]</sup>，并为流域特征相似的大龙阡地下水系的一半强。这表明喀斯特水运移越畅通，其硬度值越低。其原因也许是在地下有许多象沙溪大洞那样的喀斯特湖，雨季大量低硬度水迅速输入地下，储存在喀斯特湖群里，待旱季，湖水又慢慢地释放出来，稀释从裂隙中释放出来的高硬度水。

#### 四、降水对硬度的控制

黔北地区碳酸盐岩的断裂构造发育，北北东和北西西以及北西和北东两组共轭断裂，控制着喀斯特的发育。为大气降水的渗入和喀斯特地下水的运动创造了条件<sup>[13]</sup>。

喀斯特地下水的硬度， $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}/\text{Mg}$  以及水中镁富集率随着降雨的变化而作季节性的波动。表 5 中列出了 1980 年 1 月至 9 月德江地区的降水量以及大龙阡地下水系和屯底下泉的硬度（毫克/升  $\text{CaCO}_3$  为计算单位）、钙和镁含量、 $\text{Ca}/\text{Mg}$  比值和镁富集率的月平均值。

表 5 说明在枯水季节，大龙阡地下水系和屯底下裂隙泉具较高的硬度，并且几乎分别恒定在 170—180 毫克/升  $\text{CaCO}_3$  和 220—230 毫克/升  $\text{CaCO}_3$ 。但钙镁含量随着降雨量的增加而变小，钙镁比值随降水量的增加而降低，镁富集率与降水量呈正相关。进入雨季以后，降水

量大幅度增加, 喀斯特水的硬度大幅度降低, 至七月份降至最低值, 118 毫克/升 $\text{CaCO}_3$ 。即雨季的硬度比旱季降低了 1/3 左右, 与含钙量降低的情况相近, 而镁含量的降低率很小。同时 $\text{Ca}/\text{Mg}$ 比值也相应降低, 镁富集率逐步增加。

表 5 中也出现了一些反常现象, 特别是 4、5、6 月份的一些数值。如当 4 月份的流量从 0.432 米<sup>3</sup>/秒 (三月份) 增加到 0.977 米<sup>3</sup>/秒时, 镁的含量率达到 9.61 毫克/升, 而 $\text{Ca}/\text{Mg}$ 比值却为 2.99, 镁的富集率达到 5.66。其原因很可能是一部分储存于白云质灰岩微小裂隙中的高镁含量的孔隙裂隙水, 因雨水的渗入补给交替而被迫排泄, 以致大龙阡排泄口的镁含量增加。

表 5 黔北德江县大龙阡水系及屯底下泉水化学特征历月值

Table 5 The mean monthly characterized values of Dalongqi Drainage system and Tundixia spring in Dejiang area, Northern Guizhou Plateau.

月份	降水量 (mm)	大龙阡地下水系						屯底下泉 月均硬度 毫克/升 $\text{CaCO}_3$
		月均硬度 毫克/升 $\text{CaCO}_3$	月均钙含量 毫克/升	月均镁含量 毫克/升	$\text{Ca}/\text{Mg}$ 比值	镁富集率 n	月均流量 米 <sup>3</sup> /秒	
1	30.2	176	56.94	8.16	4.19	4.05	0.256	229
2	12.8	174	55.57	8.42	3.96	4.28	0.330	231
3	56.4	175	54.41	9.38	3.48	4.87	0.432	223
4	87.2	161	47.94	9.61	2.99	5.66	0.977	221
5	158.5	135	43.66	6.08	4.30	3.93	1.480	178
6	251.1	142	43.53	8.03	3.25	5.21	3.956	145
7	270.6	118	35.47	7.19	2.95	5.34	2.184	189
8	194.3	126	38.28	7.51	3.06	5.54	3.769	197
9	106.8	157	45.85	8.37	3.28	5.16	0.652	215

若喀斯特水仅以裂隙性的扩散流存在, 那么硬度的变化要比扩散流与管道流的混合型循环更为规则, 表 5 中的屯底下泉即为一例。

图 1 表示一九八〇年六月一日至七月二十日德江地区的降水量以及大龙阡地下水系的流量、硬度、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 和 $\text{Cl}^-$ 离子含量的历时曲线。

大龙阡的流量从六月十日的 0.6 米<sup>3</sup>/秒增加到十二日的 7.2 米<sup>3</sup>/秒, 出现了六月份的第一个洪峰。十二日后降水量很小, 大龙阡流量衰退。从六月十八日—二十二日共降雨 166 毫米, 形成了十九日 24.1 米<sup>3</sup>/秒的洪峰及二十一日的最高洪峰—28.7 米<sup>3</sup>/秒。随后直至七月十六日, 大龙阡流量一直衰退至雨季的基流 0.5 米<sup>3</sup>/秒左右。图 1 中的流量变化与降雨量的一致性, 是由于大龙阡水系分布在 700—800 米标高的盆高地地貌单元, 而德江气象站位于标高 540 米的德江盆地, 两个地貌单元之间存在着区域降雨差。因此有时候德江盆地的降雨量不能真正代表高位盆地的降水量。

虽然大龙阡的流量在六月份出现了三次洪峰, 但是大龙阡水化学特性却从六月初的最高值逐渐降低, 至七月二—三日出现了极低值。这种流量与化学特性变化的不协调性, 反映了喀斯特含水层内结构的调整。如六月十二日流量出现第一个洪峰值时, 大龙阡水的硬度、 $\text{Ca}^{2+}$ 和 $\text{Cl}^{2-}$ 离子含量并没有低值。六月十四日的低值并非是高流量引起, 因为从六月八日

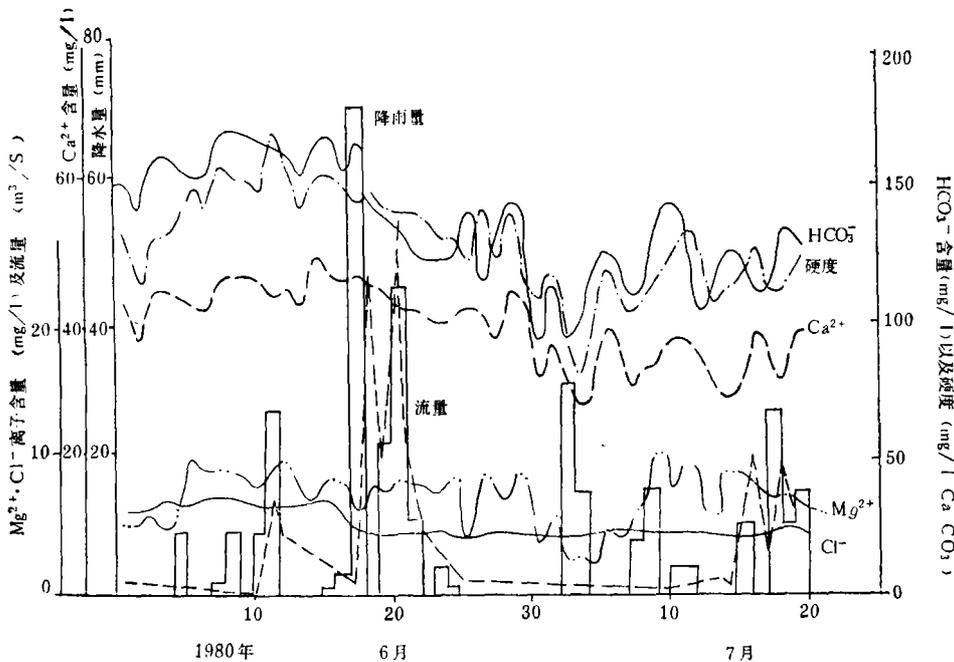


图1 德江县大龙阡地下水系的水化学特性与降水量的关系

Fig. 1 The relationship between the hydrochemical characters of Dalongqi subterranean drainage system and the precipitation in Dejiang.

以后这种降低是一个连续的趋势。因此这可能是前期进入水系的低硬度水稀释作用所致。从六月十五日开始，这些化学成分出现了相对高值。这种高值的出现代表了一部分高硬度孔隙裂隙水被渗入补给的新鲜水挤迫而排出。图1说明了这种取代过程十分缓慢。尽管六月十八日至二十一日连日暴雨，大龙阡的流量骤增，但硬度值并不突然降低。因为暴雨后在全流域内部发生渗入补给，并在水压力作用下迅速排出。靠近排泄口，管道内主要是由远方来的高硬度水，这时流量虽大，实际上排泄的仍为储存于含水层中的高硬度水。随着时间的迁移，稀释的成分越来越多，因此水的硬度及其它化学成分不管流量如何都逐渐降低。另外当含水层得到大量补给时，就形成了以管道为中心的向四周孔隙裂隙充水的过程。这种新储存的水在后期无水补给的情况下，又逐渐被释放出来。因此在图1中，水的硬度从六月十五日的153毫克/升 $\text{CaCO}_3$ 降至七月四日的73毫克/升 $\text{CaCO}_3$ ， $\text{Ca}^{2+}$ 从49毫克/升降到26毫克/升， $\text{Cl}^-$ 从7毫克/升降到六月十八日的4毫克/升，以后一直处于比较稳定的状态。 $\text{HCO}_3^-$ 离子从六月八日的172毫克/升降至七月三日的90毫克/升。

大龙阡地下水系的上述水交替过程历时20天左右。这种水交替过程的长短对于同一体系来讲，主要决定于降雨量和降雨强度。降雨量及降雨强度越小，这个过程就越长，甚至根本不明显；相反，降雨量和强度越大，水交替就明显，过程时间越短。

## 结 论

本文研究了以德江地区为代表的黔北高原喀斯特水的三个主要特征。

喀斯特水的硬度主要取决于岩石的溶解度以及水与岩石作用时间的长短。一般来说,白云岩中的喀斯特水硬度高于石灰岩水。水中的Ca/Mg比值低于岩石中的Ca/Mg比值。这是由镁选择性溶解所致。石灰岩的镁富集率高于白云岩水。

水运动的性质也直接控制着喀斯特水硬度的大小。扩散流的硬度大于管道流。由于管道流的速度一般较大,水与岩石接触面积小,时间短,它的硬度一般增加很小。

降水对喀斯特水硬度的控制是通过降水量和降水强度来实现的。雨季水的硬度、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、Cl<sup>-</sup>等化学成分的含量低于旱季,镁的富集率高于旱季。降水过程中,硬度等水化学特征与流量变化的不协调性反映了碳酸盐岩含水层储水结构的变化。化学特征的变化受水交替过程的控制。水交替过程迅速,则水化学特征变化也迅速。

## 参 考 文 献

- 〔1〕 Atkinson, T.C. Carbonate dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: an important control of ground water hardness in limestone. *Journal of Hydrology*, 1977, Vol. 35, pp 111-123.
- 〔2〕 金玉璋 广西碳酸盐类岩石的试验室研究 全国喀斯特研究会议论文集 科学出版社 1962年
- 〔3〕 张寿越 碳酸盐岩系的溶蚀作用与岩溶发育 地质学报 1979年第53卷第三期
- 〔4〕 钱学溥 石灰岩矿物成分和粒度与溶解速度的关系 水文地质工程地质 1958年第10期
- 〔5〕 卢耀如、王兆馨 华南某坝区的喀斯特及其水文地质工程地质条件 中华人民共和国地质部地质科学研究所论文集 丁种 水文地质工程地质 第1号 中国工业出版社 1966年
- 〔6〕 陈文俊等 中国南方岩溶地下水 地质学报 1981年第55卷第2期。
- 〔7〕 关玉华 论岩溶地下水系及倒虹吸管流 中国地质学会第二届岩溶学术会议论文集 科学出版社 1982年
- 〔8〕 Thrailkill, John, Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 1968, Vol. 79, pp 19-45.
- 〔9〕 Song Linhua et al., Karst development and the distribution of karst drainage systems in Dejiang, Guizhou Province, China. *Journal of Hydrology*, 1983, vol. 61, pp 3-17.
- 〔10〕 Bray, L.G., Recent chemical work in the Ogof Ffynnon Ddu system: A conductimetric study including a novel method for aggressiveness assessment. *Trns British Cave Research Assoc.* 1976, Vol. 8, pp 20-28.
- 〔11〕 肖楠森 新构造裂隙水 水文地质工程地质 1981年第四期

## HARDNESS OF KARST WATER ON NORTH GUIZHOU PLATEAU

Song Linhua Fang Jinfu

(*Institute of Geography, Academia Sinica*)

### Abstract

Three principle characteristics of the hardness of karst water in Dejiang area representative of that on the North Guizhou Plateau are studied. (1) The hardness of karst water is essentially determined by the solubility of carbonate rocks and the time of the reaction between the aqueous solution and the rocks. Generally the hardness of water in karstified dolomite is much higher than that in limestone. The Ca/Mg ratio of the water is lower than that of the rocks. This is due to the selective dissolution of magnesium carbonates. The enrichment of magnesium in the water in limestone media ( $n = Mg_w / Ca_w : Mg_R / Ca_R$ ) is higher than that in dolomite. (2) The properties and patterns of the ground water flow impact the hardness immediately. The hardness of the diffuse flow prevails over that of the conduit flow. The rapid conduit flow from the upper reaches to the lower has a very low increment. (3) There is a great and seasonal fluctuation of hardness of the fissure springs and underground drainage systems. In rainy season, the hardness is only two-thirds that in dry season. The changing rate of hardness depends basically on the replacement rate of water with high hardness in carbonate structure by the newly infiltrated water with low hardness. For example, the process of replacement in Dalongqing subsurface drainage is about 20 days.