

## Indications sur le fonctionnement hydrochimique, le CO<sub>2</sub> et la pollution des eaux karstiques de Chine subtropicale

Jin Yuzhang <sup>1</sup>, Zhang Shouyue <sup>1</sup> et Richard Maire <sup>2</sup>

**Résumé :** le faciès chimique général est de type bicarbonato-calcique (Ca<sup>2+</sup> = 50 à 80 mg/l), avec des teneurs en sulfates notables (10 à 100 mg/l) en relation avec des niveaux gypseux. Pendant la saison d'été (hiver), les eaux sont sursaturées par rapport à la calcite. Le fonctionnement de l'endokarst durant la mousson d'été a été appréhendé dans deux grottes du district de Panxian (Guizhou) ; la dissolution s'établit à 79 % pour l'épikarst et 21 % pour l'endokarst. D'autres mesures montrent que la conductivité des eaux de percolation et des sources provenant d'aquifères fissurés de type épikarstique (sources de fractures) atteint 290 à 340 µS/cm. On observe une faible dissolution dans les drains à écoulement libre. Ces résultats sont en accord avec les mesures en continu sur un cycle annuel effectué par l'Institut du Karst de Puding (district de Puding, Guizhou). Les courbes du calcium et du magnésium, sur un cycle annuel, montrent une minéralisation plus importante pendant la saison sèche. La dissolution spécifique moyenne est de l'ordre de 40 à 44 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/an. En hiver, les cavités thermoventilées ont des pCO<sub>2</sub> faibles de 0,02 à 0,035 % et de 0,06 à 0,07 % dans les parties moins ventilées. Les dosages de CO<sub>2</sub> réalisés dans les sédiments de grotte indiquent des fluctuations saisonnières : 300 à 900 ppmv en hiver, 3 500 à 4 000 ppmv en été. Cet enrichissement en CO<sub>2</sub> est probablement lié à l'activité microbienne en saison chaude humide. Cette pédogenèse souterraine a été prouvée par l'étude micromorphologique en lames minces des pseudo-varves de la grotte de Dadong (district de Wufeng, Hubei). La contamination en nitrates (8 à 20 mg/l) se situe généralement sous la norme de potabilité de l'Organisation Mondiale de la Santé (50 mg/l) et de la Chine (20 mg/l), mais les paysans commencent à utiliser les engrais chimiques, même dans les zones reculées. Par contre la pollution bactériologique est très importante (100 à 1 000 coliformes pour 100 ml) et l'autoépuration par oxygénation est insuffisante dans les rivières souterraines, d'où la pollution des sources.

**Mots-clés :** hydrochimie, gaz carbonique, dissolution, pollution, karst subtropical, Chine.

**Abstract: Indications about hydro-chemistry working, CO<sub>2</sub> and karstic water pollution in subtropical China.** *The water chemical composition of Central and South-West chinese karsts is of calcic-bicarbonated type (Ca<sup>2+</sup> = 50-80 mg/l), with sulfate (10-120 mg/l) often in connection with gypsum layers. During the dry season (winter), waters are supersaturated with regard to the calcite. The hydrochemical functioning of the endokarst during the summer monsoon was studied in two caves of Panxian district (Guizhou). The dissolution rate is about 79 % for the epikarst and 21 % for the endokarst. Other measures show that the conductivity of percolation water and also for springs resulting from epikarstic aquifers (fissured aquifers) reaches 290 to 340 µS/cm. We observe a weak dissolution in free flow channels and often a strong mechanical erosion. These results are in agreement with the analyses made on one annual cycle by the Karst Institute of Puding (Puding County, Guizhou). The calcium and magnesium curves show a more important mineralization during the dry season. The specific dissolution in Guizhou is around 40-44 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/year. In winter, ventilated caves have a weak pCO<sub>2</sub> from 0,02 to 0,035 % and from 0,06 to 0,07 % in the less ventilated parts. The contents of pCO<sub>2</sub> analyzed in the cave deposits indicate seasonal fluctuations: 300-900 ppmv in winter and 3 500-4 000 ppmv in summer. This carbon dioxide increase is probably connected with the microbial activity in wet warm season. The subterranean pedogenesis was proved by a micromorphological study in the big brown silty deposit of Dadong (Wufeng County, Hubei). The nitrate pollution (8-20 mg/l) in karst waters is generally situated under the water quality standard of the World Health Organization (50 mg/l) and under the chinese standard (20 mg/l), but peasants begin to use chemical fertilizers. The bacteriological pollution is very important (100-1000 faecal coliforms for 100 ml) and the selfpurification by oxygenation is insufficient.*

**Key-words:** hydrochemistry, carbone dioxyde, dissolution, pollution, subtropical karst.

1. Karst and Groundwater Research Division, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing.

2. ADES-Dymset, UMR 5185 et GDR 440 du CNRS, Université de Bordeaux 3. <rmaire@ades.cnrs.fr>

# 第十一章 中国亚热带的水化学作用、 二氧化碳及喀斯特水污染

中国中部和西南地区亚热带喀斯特水化学成分为重碳酸钙型 ( $\text{Ca}^{2+}$ : 50—80 mg/L),  $\text{SO}_4^{2-}$  (10—120 mg/L) 含量常与石膏层有关。在较干旱的冬季, 水对  $\text{CaCO}_3$  过饱和。研究了贵州盘县二个洞穴夏季季风时期内生喀斯特区的水化学作用, 表生喀斯特的溶解率约 79%, 内生喀斯特则为 21%。其它测定表明, 渗流水和源于表皮喀斯特含水层(裂隙水)的泉水的电导率达 290—340  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 。还观察到在自由流洞穴廊道微弱的溶解作用, 且常有较强的机械侵蚀, 这结果与贵州普定喀斯特站年度资料相一致。地下水的钙、镁含量曲线显示干旱季节重要的矿化作用, 贵州的溶蚀速度约为 40—44

$\text{m}^3/\text{km}^2/\text{a}$ 。在冬季, 通风洞穴具弱的与大气圈相近的  $\text{pCO}_2$ , 通风差的洞段为 0.06—0.07%。洞穴松散沉积物中空气  $\text{pCO}_2$  测定表明具季节性变动: 冬季 300—900 ppmv, 夏季 3 500—4 000 ppmv。二氧化碳的增加应与暖湿季节微生物活动有关。洞穴中成土作用为湖北五峰大洞大量褐色粉砂沉积层微形态学研究所证实。喀斯特水中有 8—20 mg/L 硝酸盐污染是低于世界卫生组织水质标准(50 mg/L), 也低于中国国家标准 10—20 mg/L, 这是因为没有化肥污染的喀斯特山区农作。另一方面, 细菌污染十分重要(100 ml 水中大肠杆菌数 100—1 000 个), 暗河水的氧化自净作用是不充分的。

## Introduction

La dissolution karstique en zone tropicale est un thème de recherche karstologique important car elle conditionne la karstogenèse dans des régions où les morphologies karstiques et les grottes ont une ampleur importante. Le concept de karst tropical est hérité de la géomorphologie climatique car il s'avère que les régions tropicales humides présentent des morphologies caractéristiques comme le karst conique et le karst à tours. Ces morphologies résultent d'une longue évolution où interfèrent les paramètres géologiques et bioclimatiques. Or les études hydrochimiques donnent un instantané sur le processus actuel de dissolution et sur des karsts qui sont soumis à une importante influence anthropique : forte déforestation, érosion des sols, pollution des eaux. Il faut donc replacer les données hydrochimiques dans ce contexte particulier.

## I. Méthodologie

Au cours des expéditions spéléologiques franco-chinoises de 1986 à 2003, l'accent a été mis sur la topographie souterraine, l'étude des sédiments karstiques et la géomorphologie. Les études hydrochimiques ont été privilégiées lors des expéditions Gebihe 89 et Donghe 92 durant lesquelles plus de 140 analyses d'eau ont été

Paramètres Parameters	Méthodes Methods	Précision Precision
Hach Model 44600 Conductivity/TDS		
Température Temperature (°C)		± 0.5°C
Conductivité Conductivity (µS/cm)		de 0 - 70°C 0.1µS/cm
TDS (mg/l)		0.1 mg/l
pH	Cole-Palmer Digital pH Meter	± 0.1 pH ± 1 count
CO <sub>2</sub> air (ppmv)	Gastec sample pump	5 - 10 %
Hach digital titrator Model 16900-01		
CO <sub>2</sub> f. (mg/l)	Titration Cartridge (NaOH)	± 1%
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	Titration Cartridge (H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> )	± 1%
SO <sub>4</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	Titration Cartridge (EDTA)	± 1%
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	Titration Cartridge (AgNO <sub>3</sub> )	± 1%
Ca <sup>++</sup> (mg/l)	Titration Cartridge (EDTA)	± 1%
Mg <sup>++</sup> (mg/l)	Titration Cartridge (EDTA)	± 1%

Tableau 17 : Paramètres, méthodes et précision des mesures.

Parameters, methods and precision of the measures.

Echantillon-date	Site	Type d'eau	Débit (l/s) <i>Discharge</i>	Temp. (°C)	pH	TH mg/l CaCO <sub>3</sub> équiv.	Divers <i>Misc.</i>
1 (15/06/97)	Yanfendong, 1280 m/Yunnan	perte	20	20		91	
2 (16/06/97)	Ganhedong, 1200 m/Yunnan	résurgence	10 (griffon)	22		180	
3 (21/06/97)	Baishuitai, 2610 m/Yunnan	source thermale	<100	11,5	6,65	634	778 µS/cm
4 (21/06/97)	Baishuitai, 2565 m/Yunnan	eau thermale	<100	20		329	base des gours
5 (22/06/97)	Shuoduogang, 3285 m/Yunnan	rivière surface	>7000	11	7,11	assez faible	52,3 µS/cm
6 (22/06/97)	Shuoduogang, 3290 m/Yunnan	sourcin paroi	<0,1	12		178	
7 (22/06/97)	Shuoduogang, 3335 m/Yunnan	source chaude	<10	58	6,1	forte	1610 µS/cm
8 (24/06/97)	Yulong, 2580 m/Yunnan	torrent glaciaire	>2000	10		90	95 µS/cm
9 (24/06/97)	Lijiang, 2435 m/Yunnan	source (Black Dragon)	<600	18		144	254 µS/cm
10 (12/07/97)	Liangfeng, 1555 m/Guizhou	percolation	faible	16,7		221	pluie, épikarst
11 (12/07/97)	Liangfeng, 1555 m/Guizhou	percolation	faible	16,7		115	pluie, épikarst
12 (12/07/97)	Liangfeng, 1550 m/Guizhou	ruisselet souterrain	<1	16,5		169	
13 (12/07/97)	Panlong, 1580 m/Guizhou	percolation	faible	19		153	pluie, épikarst
14 (12/07/97)	Panlong, 1580 m/Guizhou	percolation	faible	18		128	pluie, épikarst
15 (12/07/97)	Panlong, 1580 m/Guizhou	percolation	faible	18,5		125	pluie, épikarst
16 (12/07/97)	Panlong, 1580 m/Guizhou	coulée	1	17		190	pluie, endokarst
17 (12/07/97)	Panlong, 1580 m/Guizhou	affluent	0,5	17		192	pluie, endokarst
18 (22/08/98)	Yuhedong, 2623 m/Yunnan	source, tufs	10	15,5		225	
19 (03/09/98)	Guanniu, Guizhou	rivière souterraine	300	17	7,5	290	débit moyen
20 (03/09/98)	Guanniu, Guizhou	petit affluent - 70	1	17	7,5	299	Mg/Ca = 0,26
21 (07/09/98)	Guanniu, Guizhou	idem 19, collecteur	1000 (crue)		7,4	292	très peu de Mg <sup>++</sup>
22 (04/09/98)	Baishuidong, 850 m/Guizhou	résurgence, porche	500	17	7,2	285	
23 (05/09/98)	Xianshui, 1030 m/Guizhou	rivière souterraine	100		7,3	406	Mg/Ca = 0,15
24 (05/09/98)	Luoshui, 1000 m/Guizhou	perte (puits 50 m)	50		8,3	409	Mg/Ca = 0,14
25 (08/09/98)	Poljé forêt pierre/Guizhou	lac (mine charbon)		27		552	mine en amont
26 (09/09/98)	Chushui, 760 m/Guizhou	résurgence (tufs)	300	> 20	7,7	214	Mg/Ca = 0,12
27 (09/09/98)	Jiuzhuang, 770 m/Guizhou	résurgence		> 18	7,4	274	très peu de Mg <sup>++</sup>
28 (17/02/03)	Shuanghe, 685 m/Guizhou	résurgence	500	13,5		183	petite crue
29 (01/03/03)	Shuanghe, 685 m/Guizhou	résurgence	200	<14		191	étiage

Tableau 18 : Résultats des analyses de dureté totale (TH) en mg/l de CaCO<sub>3</sub> équivalent et pH pour des échantillons de sources karstiques et d'eaux souterraines du Yunnan et du Guizhou.

*Results of total hardness (mg/l CaCO<sub>3</sub>) and pH for samples of karst springs and subterranean waters (Yunnan and Guizhou).*

Analyses R. Maire

effectuées *in situ* dans les provinces du Guizhou, du Hubei, du Hunan et dans la municipalité de Chongqing. Elles ont permis de caractériser la composition chimique des eaux souterraines en saison sèche, notamment pour les grandes rivières empruntant les grottes tunnels.

Des mesures ont aussi été effectuées en saison humide en 1986, 1997 et 1998 spécialement pour les eaux de percolation et de rivières souterraines. Enfin, d'autres analyses ont été effectuées à

différentes périodes pour des eaux variées en surface et en profondeur. Ces travaux, relativement ponctuels dans le temps, ont par contre l'avantage de couvrir une grande variété d'eaux karstiques souterraines et superficielles. Ce critère statistique valide donc une partie des résultats. Mais il faut aussi comparer ces travaux préliminaires avec les résultats effectués par d'autres auteurs montrant par exemple l'évolution de la minéralisation de plusieurs systèmes karstiques au cours d'un cycle annuel.



Photo 391 : Emergence suspendue de Baishuidong sur le flanc du canyon du Wujiang (district de Xiuwen, Guizhou).

*Baishuidong spring in the Wujiang gorge (Xiuwen County, Guizhou).*

Photo R. Maire 1997

Le matériel utilisé a été choisi en tenant compte des impératifs inhérents à la spéléologie d'exploration et aux mesures de terrain. Pour l'analyse des éléments dissous, nous avons utilisé (tableau 17) :

- un analyseur digital Hach 16900-01 avec ses accessoires pour titrage des paramètres  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{CO}_2$  total et actif ;
- un conductimètre Hach T.D.S. donnant la température ambiante et de l'eau, la conductivité et la masse totale des solutés ainsi qu'un conductimètre HANNA ;
- un pHmètre digital Cole-Palmer ;
- des coffrets AQUAMERCK pour le TH et le  $\text{Ca}^{2+}$  (précision  $\pm 5\%$ ) ;

Depuis 1998, plus de 100 mesures de concentration de la pression partielle de gaz carbonique ( $\text{pCO}_2$ ) ont été faites dans les sols, les dépôts souterrains, l'atmosphère des grottes et l'air extérieur des karsts de Chine. Les mesures ont été effectuées avec une pompe à gaz GASTEC dont les tubes de réactifs donnent par lecture directe la concentration du  $\text{CO}_2$  dans l'air en parties par million par volume (ppmv). D'autres ont été

réalisées avec un appareil similaire, une pompe Dräger et des tubes, dans diverses cavités du Guizhou et du Hubei en 1986, 1989 et 1992-93.

La pollution bactériologique des eaux karstiques a été étudiée seulement lors des expéditions de 1989 et 1992-1993.

## II. Dissolution en saison sèche

[Collignon et Jin Yuzhang, 1991, 1995]

Pendant la saison d'étiage (hiver), les eaux sont sursaturées par rapport à la calcite avec peu de  $\text{CO}_2$  dissous. Les teneurs en  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  fluctuent en moyenne entre 53 et 72 mg/l et 4 et 23 mg/l. Mais on constate aussi une forte influence de la nature géologique des aquifères karstiques. Les eaux du Cambrien ont un rapport Ca/Mg moyen de 6,6 ; celles du Permien sont plus riches en sulfates et en magnésium avec un rapport Ca/Mg moyen de 4,7. En effet, les calcaires du Permien sont généralement associés à des formations détritiques et évaporitiques riches en soufre, fer, manganèse et magnésium. Pour les aquifères du Trias, le rapport Ca/Mg est de 8,5.

De manière générale, le magnésium est nettement moins abondant que le calcium ; seuls 10 % des échantillons en contiennent plus de 20 %. Les dolomies ne représentent donc qu'une faible part des roches karstifiées étudiées. Le rapport Ca/Mg est généralement compris entre 4 et 7. Toutes les eaux sont assez pauvres en chlorure, sodium et potassium. De plus, les roches carbonatées en contiennent très peu. Seuls quelques lits d'évaporites, dans les séries du Permien, permettent l'augmentation locale des teneurs.

Les teneurs en sulfates sont supérieures à 10 mg/l et 60 % des échantillons en contiennent plus de 20 mg/l. Certains échantillons dépassent 80-100 mg/l de  $\text{SO}_4^{2-}$ . Deux origines principales sont possibles : d'abord les sulfates (gypse) et sulfures (pyrite  $\text{FeS}_2$ ) contenus dans la roche, ensuite le dioxyde de soufre ( $\text{SO}_2$ ) apporté par les pluies à cause de la combustion du charbon qui constitue la principale énergie pour le chauffage et la cuisine.

Actuellement cette énergie est progressivement remplacée par l'électricité, mais il faut compter avec les centrales thermiques au charbon qui dégagent beaucoup de  $\text{SO}_2$ . D'après le faciès des eaux, on constate que le gypse et les sulfures sont abondants dans les séries détritiques du Permien, et moins abondants dans le Trias carbonaté. Ils semblent rares dans les séries du Cambrien. La base de l'Ordovicien est relativement riche en pyrite et gypse, d'où l'existence de remarquables concrétions de gypse aussi bien dans le Hubei occidental (grottes de Dadong et de Longdong,

district de Wufeng) que dans le Guizhou (réseau de Shuanghe, district de Suiyang).

Le delta pH, qui exprime la différence entre le pH mesuré et le pH d'équilibre, est compris entre 0,15 et 0,75. Tous ces échantillons correspondent à des rivières hypogées importantes. A l'étiage, les grandes rivières souterraines charrient des eaux sursaturées par rapport à la calcite et n'ont donc aucun pouvoir corrosif. Mais la situation est différente en crue avec la conjonction de deux facteurs favorables : une eau corrosive et une érosion mécanique liée à la charge détritique (sables et galets).

### III. Dissolution en saison des pluies et rôle de l'épikarst

Le fonctionnement de l'épikarst a été appréhendé ponctuellement durant la mousson d'été dans deux grottes du district de Panxian (Guizhou) situées dans les conglomérats calcaires éocènes du secteur de Shuitang localisé 15 km au SSW de la ville de Panxian. Plusieurs analyses *in situ* ont été effectuées dans la zone de percolation épaisse de quelques mètres placées dans le conduit d'entrée de

N°	Propriété Property	Strati.	Ta. °C	Tw. °C	CND (µS/cm)	pH	TDS (mg/l)	TH (H°)	Ca++ (mg/l)	Mg++ (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> (mg/l)	Cl- (mg/l)	CO <sub>2</sub> f. (mg/l)	Na++K-- (mg/l)	CO <sub>2</sub> a. (mg/l)
40901	VD	E	14.8	15.2	240	8.14	126.5	6.70	33.6	18.54	158.65	-	2.84	8.00	-	-
41002	VD	E	15.1	15.2	340	8.34	174.8	8.70	51.2	6.83	170.86	-	7.20	12.00	-	-
41104	VD	T2g	15.7	15.8	320	8.70	165.7	8.94	44.0	12.2	183.06	-	0.32	-	-	-
42110	VD	T2g	20.6	20.6	330	8.52	170.9	9.00	34.4	20.98	207.47	-	6.40	-	-	-
42211	VD	P1	20.8	21.2	290	8.42	148.0	8.60	57.6	2.44	176.96	-	4.00	11.60	-	-
43021	VR	T1y	18.7	18.5	280	8.44	144.5	7.71	41.6	8.30	109.84	30.4	4.60	8.80	-	-
41407	VR	C2h	17.2	17.6	270	8.70	140.3	7.90	48.0	5.37	164.75	-	5.20	8.00	-	-
41408	VR	C2h	-	16.7	270	8.75	139.2	7.90	48.0	5.37	158.65	-	5.40	11.20	-	-
41809	VR	C1	19.4	19.7	270	8.37	140.4	7.49	50.4	1.95	140.35	9.50	7.20	6.00	-	-
42313	VR	P1q	18.9	20.9	230	8.02	117.0	6.30	44.0	0.98	134.24	-	2.80	8.00	-	-
41103	VR	T2g	18.3	16.3	310	9.25	151.4	9.50	41.6	16.1	181.84	-	2.40	-	-	-
42212	VF	P1	18.8	20.8	340	7.73	176.8	10.39	70.4	2.44	195.26	-	5.60	20.83	-	-
50222	PF	P1	18.2	18.6	200	8.04	107.4	5.36	29.6	5.37	94.58	9.50	7.40	12.80	-	-
42719	PF	P1	19.2	20.3 (35.2)	290	8.10	151.8	7.90	48.0	5.37	176.96	-	8.00	20.00	6.67	-
41406	PC	C1y	17.6	21.9	150	8.24	79.5	4.42	28.8	0.00	79.33	-	2.00	20.00	-	-
41205	PC	C2h	16.4	16.6	320	8.30	162.4	9.05	62.4	1.46	170.86	-	4.60	10.40	-	-
42415	PC	P1	18.0	20.2	260	8.67	137.3	8.20	51.2	2.93	152.55	11.4	4.80	12.80	-	-
42518	PC	P1m	18.6	20.2	230	8.51	120.8	7.00	42.4	4.88	152.55	-	3.80	12.00	2.30	-
42417	PC	P1m	17.7	19.8	240	8.56	125.7	7.10	46.4	2.92	152.55	-	4.20	13.60	1.84	-
42416	PC	T1y	17.8	20.0	230	8.65	119.2	6.50	45.6	0.49	134.24	-	6.80	7.20	-	-
42920	PC	T1y	18.7	18.7	280	8.40	145.8	8.27	52.0	4.39	170.86	-	5.00	15.20	-	-
50323	PC	T1	17.0	17.8	240	8.42	123.2	5.36	44.0	3.42	140.34	-	6.60	14.00	-	-
42314	F	P2B	19.2	20.1	40	7.80	24.6	0.78	4.0	0.98	21.35	0.00	4.00	4.00	1.61	-
-	F	P2B	-	25.6	-	7.27	32.6	1.50	8.66	1.31	37.07	0.00	5.00	19.20	-	39.18

Tableau 19 : Résultats partiels des analyses hydrochimiques classés par famille d'eau. Abréviations : F = eau de fissure ; V = zone vadose ; P = zone phréatique ; D = eau de percolation ; R = eau de gours ; C = eau de conduits ; CO<sub>2</sub> f. = CO<sub>2</sub> libre ; CO<sub>2</sub> a. = CO<sub>2</sub> agressif ; Ta °C = température air ; Tw °C = température eau. L'échantillon 42719 provient d'une source chaude dont la température originale est de 35,2 °C.

Results of water analyses. Abbreviations : F = fissure water ; V = vadose zone ; P = phreatic zone ; D = dripping water ; R = rimstone pool water ; C = conduit water ; CO<sub>2</sub> f. = free CO<sub>2</sub> ; CO<sub>2</sub> a. = aggressive CO<sub>2</sub> ; Ta. °C = air temperature ; Tw. °C = water temperature. The 42719 sample is a hot spring with the original temperature 35.2 °C.

Analyses Jin Yuzhang

Panlongdong et Liangfengdong. Les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  équivalent (TH ou dureté totale) fluctuent entre 115 et 221 mg/l avec une valeur moyenne de 151 mg/l. Le karst est recouvert par des sols tronqués par l'érosion et par une végétation non arborée ; les têtes de crypto-lapiés apparaissent à l'affleurement. Les mesures ont été effectuées le 12 juillet 1997 moins de 24 h après de très fortes pluies qui ont provoqué l'enneigement du fond de nombreux ouvalas et dépressions. Au même moment, les eaux profondes (collecteurs et affluents) avaient une teneur de 190 et 192 mg/l (tableau 18). La distribution approximative de la dissolution s'établit ici à 79 % pour l'épikarst et 21 % pour l'endokarst. D'autres mesures, effectuées à différentes périodes de l'année et dans d'autres cavités, montrent que la conductivité des eaux de percolation et des sources provenant d'aquifères fissurés de type épikarstique (sources de fractures) atteint 290 à 340  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (tableau 19).

Des mesures sur les eaux de percolation du karst de Shilin (Yunnan), réalisées par J. Kogovsek [1998] en fin de saison des pluies, indiquent des concentrations très fortes. Dans les roches dolomitiques (grotte de Jiuxiang), le rapport Ca/Mg est de 0,6 à 1,2 et la dureté totale atteint 335 à 774 mg/l de  $\text{CaCO}_3$  équivalent, ce qui se traduit par une forte conductivité de 331 à 692  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . On retrouve également une forte dureté totale de 479 à 742 mg/l pour les eaux de percolation de la grotte de Baiyun, alors que les eaux sont moins magnésiennes (Ca/Mg jusqu'à 5,5). Cette forte dissolution dans l'épikarst et la zone fissurée de la forêt de pierre, notamment pendant la saison des

pluies, est attribuée à la couverture d'altérites et probablement à une  $\text{pCO}_2$  pédologique importante.

En été, dans le Guizhou, les rivières souterraines peuvent avoir une minéralisation assez forte. Dans le système karstique de Baishuidong alimenté en partie par des pertes (district de Xiuwen), nous avons effectué quelques analyses en septembre 1998 dans le collecteur souterrain. Le réseau se développe sur la rive droite du Wujiang dans les calcaires et dolomies du Trias inférieur. Dans le collecteur principal accessible par la grotte de Guanniudong, vers - 110 m, le TH est de 290 mg/l en eaux moyennes et de 292 mg/l en petite crue. Un petit affluent provenant de la zone de transfert vertical (épikarst et tranche endokarstique), d'un débit de 2 à 3 l/s, présente un TH de 299 mg/l. A la résurgence, le TH est de 285 mg/l (tableau 18). On observe donc une quasi absence de dissolution dans le collecteur à écoulement libre dans la partie aval du système durant la saison des pluies. Ces analyses effectuées dans les districts de Panxian et Xiuwen sont en accord avec les mesures en continu sur un cycle annuel effectué par l'Institut du Karst de Puding. A savoir que l'épikarst (zone fissurée d'absorption), dont l'épaisseur peut atteindre quelques mètres à quelques dizaines de mètres, et la zone noyée concentrent l'essentiel de la dissolution [Bakalowicz, 1993 ; p. 142].

On peut donc se poser la question suivante : comment les grandes galeries en écoulement libre ont-elles été creusées ? Il y a plusieurs facteurs favorables : la concentration de l'écoulement qui compense la faiblesse de la dissolution et l'érosion mécanique des eaux courantes (photos 393 à 395).

Photo 392 : Ouvala occupé par un lac lors d'une crue de mousson en juillet 1997, dans le bassin de conglomérat éocène de Dabashan/Shuitang (district de Panxian, Guizhou).

*Ouvala with lake during a monsoon flood, July 1997, in the eocene basin of Dabashan/Shuitang (Panxian County, Guizhou).*

Photo R. Maire 1997





Photo 393 : Marmite creusée dans un bloc dans la galerie située en aval de la salle de la Brume, Jiaocaidong.

*Kettle in a block observed in the main gallery, downstream of Jiaocaidong.*

Photo R. Maire 2003

Photo 394 : Coulée de calcite érodée par les crues et située 10 m au-dessus du plancher de la galerie principale de la Gesohe.

*Flowstone eroded by floods 10 m above the bottom of the main gallery of Gesohe.*

Photo R. Maire 2003

## Formes d'érosion mécanique dans le réseau de la Gesohe (district de Panxian, Guizhou)

### *Morphologies of mechanical erosion in the Gesohe Cave (Panxian County, Guizhou)*

Photo 395 : Gros galet sphéroïde de 30 cm de diamètre montrant l'importance des débits de crue dans la Gesohe (aval de Jiaocaidong).

*Big pebble (diameter 30 cm) showing the importance of floods in Gesohe (Jiaocaidong, downstream).*

Photo R. Maire 2003



Photo 396 : Rigoles de dissolution plus ou moins méandriformes sur la rive gauche du Wujiang, en liaison avec les périodes de hautes eaux (district de Xiuwen, Guizhou).

*Solution karren on the left side of Wujiang river (Xiuwen County, Guizhou).*

Photo R. Maire 1997



Photo 397 : Vasques de dissolution sur des blocs situés dans le cours du Wujiang (Guizhou). On note ici le rôle important joué par la dissolution pendant les périodes de hautes eaux (district de Xiuwen, Guizhou).

*Solution pans on blocks due to high water levels, Wujiang river (Guizhou).*

Photo R. Maire 1997



Le processus d'évrosion (marmites) se vérifie pour les grands systèmes pertes-résurgences, de type Gesohe (district de Panxian) ou Gebihe (district de Ziyun), car la galerie principale est creusée en majeure partie par la perte d'une grande rivière de surface, d'où l'importance considérable des morphologies d'usure mécanique.

Le cas des aquifères basaltiques est intéressant car ils constituent des réserves souterraines importantes de grande qualité, assez comparables à l'eau de pluie, mais avec davantage de  $\text{CO}_2$  agressif. Ces aquifères basaltiques peuvent contribuer à l'alimentation des aquifères karstiques situés au contact des basaltes et des roches carbonatées.

## IV. Fonctionnement du karst sur un cycle annuel

Les travaux de l'Institut du Karst de Puding [Bakalowicz, 1993] ont permis de suivre l'évolution du chimisme des eaux de quatre systèmes karstiques (Muzhudong, Laoheitan, Luguo, Maoshuikeng) et d'une rivière de surface (Houzhai) situés dans le karst conique du district de Puding (Guizhou). Le faciès chimique général est classique, de type bicarbonato-calcique ( $\text{Ca}^{2+} = 51,3$  à  $85,5$  mg/l ;



$\text{HCO}_3^- = 200$  à  $242$  mg/l), avec des teneurs en sulfates importantes de  $45$  à  $121$  mg/l. Le delta pH fluctue dans une fourchette  $0,15$  à  $0,33$ . Le rapport Ca/Mg va de  $2,3$  et  $3,5$ . L'importance des sulfates est attribuée à la présence de niveaux de gypse interstratifiés dans les formations du Trias.

Les courbes du calcium et du magnésium sur un cycle annuel (1988-1989) montrent une minéralisation qualitativement plus importante pendant la saison sèche pour tous les systèmes karstiques, mais il existe des variations en fonction des types de fonctionnement hydrodynamique. Dans l'exemple de Luguo, on observe des concentrations en  $\text{Ca}^{2+}$  qui fluctuent entre  $70$  et  $120$  mg/l en saison sèche et entre  $35$  et  $70$  mg/l en saison des pluies. Pour le système de Muzhudong, la variation du  $\text{Ca}^{2+}$  est de  $50$  à  $80$  mg/l en saison sèche et de  $37$  à  $50$  mg/l en saison des pluies. Ces systèmes sont caractéristiques d'aquifères karstiques à circulation rapide constitués par de grands drains à circulation libre et par une zone saturée peu importante.

En revanche, pour le système de Maoshuikeng, le  $\text{Ca}^{2+}$  fluctue de  $45$  à  $60$  mg/l en saison des pluies et de  $55$  à  $66$  mg/l en saison sèche. Cette évolution saisonnière moins marquée est mise en relation avec l'importance de la zone noyée et le long temps de résidence de l'eau dans l'aquifère. Pour la rivière superficielle Houzhai, qui est alimentée également par des émergences, la minéralisation est légèrement plus forte en saison sèche.

A partir des quantités de carbonates exportés, le taux de dissolution spécifique a pu être calculé pour le bassin-versant Houzhai-Muzhudong ; il s'établit à  $44,7$   $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{an}$ .  $50$  % de la dissolution totale s'est exercée en  $94$  jours, représentant un quart de l'année, durant deux phases de hautes

eaux (15 juin-17 juillet et 23 août-17 octobre). Ce calcul confirme l'importance karstogénique majeure des crues aussi bien en zone subtropicale que dans les régions tempérées comme l'a soulignée S. Jaillot [2000] pour le système karstique du Rupt-du-Puits situé en milieu tempéré (Meuse, France).

En 1989, la dissolution spécifique moyenne que nous avons proposée pour les karsts du Guizhou était de l'ordre de  $40$   $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{an}$  en partant d'une pluviométrie moyenne de  $1\,400$  mm/an et d'un taux d'écoulement de  $57$  % [Collignon et Jin Yuzhang, 1991 ; p. 126].

## V. Le dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ )

On sait que le processus de dissolution des roches carbonatées est commandé par le dioxyde de carbone qui se combine à l'eau pour former de l'acide carbonique. Ce  $\text{CO}_2$  disponible provient de l'atmosphère ambiante, de l'activité racinaire et de la fermentation microbienne de la matière organique (humification) grâce à la microflore et la microfaune des sols. La  $\text{pCO}_2$  moyenne de l'atmosphère est de l'ordre de  $0,03$  % ou  $300$  ppmv (partie par millions par volume), mais avec l'augmentation de la production de  $\text{CO}_2$  liée aux activités humaines, ce taux est passé en  $25$  ans de  $315$  à  $343$  ppmv. Elle était de l'ordre  $270$  à  $290$  ppmv vers  $1900$  et de  $200$  ppmv il y a  $20\,000$  ans au cours de la dernière glaciation [Lambert, 1987].



Photo 399 : Tuf de cascade au niveau de l'émergence perchée de Longtangdong (district de Xifeng, Guizhou).

*Waterfall tuf of Langtangdong spring (Xifeng County, Guizhou)*

Photo R. Maire 1998

De nombreux travaux ont été effectués sur le CO<sub>2</sub> et le karst. Par contre, les mesures de pCO<sub>2</sub> dans les cavités des karsts tropicaux sont moins fréquentes.

## A. Le CO<sub>2</sub> dans les sols

Les mesures dans les sols ont été effectuées entre 10 et 65 cm de profondeur, notamment entre 10 et 20 cm et entre 30 et 60 cm, principalement en été ; elles montrent une augmentation de la pCO<sub>2</sub> avec la profondeur (tableau 4). Les teneurs varient entre 1 200 et 42 500 ppmv, c'est-à-dire entre 0,12 et 4,25 %. Des concentrations de plusieurs % sont aussi bien mesurées dans des sols subtropicaux du Yunnan que dans des sols de la zone tempérée. Ainsi dans un horizon humique de sol forestier de Bailongdong, dans la province du nord-est de Heilongjiang (lat. 48°39'N), le CO<sub>2</sub> est de 2 % à

30 cm et 3,15 % à 50 cm. Dans le Yunnan, on observe des valeurs du même ordre dans les sols de la forêt de pierre de Shilin (Lunan), de 1,35 % à 20 cm jusqu'à 4,25 % à 40 cm, et dans les sols de la forêt pluvieuse (Mengla, 21°17'N), avec 2,15 % à 30 cm et 2,4 % à 65 cm. Les sols des steppes de haute d'altitude du Nord Yunnan, près de Lijiang, présentent aussi des teneurs identiques : 1,8 % à 20 cm, 2,2 et 2,3 % à 30 et 40 cm.

A titre comparatif, J. Crowther [1983] indique des résultats identiques pour des sols de Malaisie occidentale où la pCO<sub>2</sub> moyenne peut aller de 1,32 % (15 cm) à 4,21 % (65 cm) avec un maximum de 5,83 % (60 cm). Pour l'auteur la concentration en CO<sub>2</sub> est plus importante en saison des pluies et dans les sols peu poreux ; les sols poreux sur calcaires purs sont moins riches en CO<sub>2</sub>.

Tableau 20 : Concentration de CO<sub>2</sub> dans l'air des sols à différentes profondeurs.

Content of CO<sub>2</sub> in the air of soils at different depths.

Analyses Zhang Shouyue

Localisation de l'échantillon Location sample		Altitude Elevation (m)	Profondeur de l'échantillonnage sous la surface Depth below surface of cave sediments (cm)								Remarques Remarks			
			65	50	40	35	30	25	20	15		10		
Wudalianchi Heilongjiang (1998) 48° 39' N	Bailongdong forest humic horizon			31 500				20 000					7 000	The mid-Temperate zone humid climate
	Crystal cave lawn	314		2 500				2 500						
Shuidong, Benxi Liaoning (1998) 41° 18' N	bush	190		7 500	9 000				5 000			5 000		
Wutaishan Shanxi (2000) 39° 00' N	Dailoding	1 930			11 500			>13 500			9 000			The warm-Temperate zone sub-arid climate
	Nantaiding	2 434				19 000	15 000	13 000		7 000			6 000	
Ningwu Shanxi (2000) 38° 57' N Ice cave	forest site 1 humic horizon	2 253			2 500			2 500		2 500			2 500	
	forest site 2 humic horizon	2 269				6 000		6 000		5 500			5 500	
Lichuan Hubei(1988) 30° 22' N	side of dry valley tobacco field	1 006						3 700			3 000		1 300	The mid-Subtropics humid climate
	bottom of dry valley wet grass land and maize field	1 006		2 600		6 500								
	on the lapie village near the rice field	1 200 1 200			1 400						1 900			
Lijiang Yunnan (1998) 27° 09' -26° 53' N	Yunshanping grassland	3 210				23 000		22 000			18 000		5 000	The Qinghai-Xizang plateau sub-humid climate
	Heilongtan grassland	2 415			2 500			5 500			2 000		4 000	The mid-Subtropics humid climate
	Heilongtan near the cypress roots	2 415				13 500		14 000		6 000				
Panxian Guizhou (1998) Lomin 25° N		1 530				2 500	5 000			1 500		2 000		
Lunan Yunnan (1994) Stone forest 24° 50' N	lawn terra-rossa	1 800	17 500		42 500			13 500			13 500			The mid-Subtropics humid climate
Mengla Yunnan (1991) 21° 17' N	rain forest	650	24 000				21 500	18 500						The warm-Tropics humid climate
Qiongsan Hainan (1998) Dongzhai 19° 58' N		2								2500		2 500		
Wanning Hainan (1998) Xinglong 18° 45' N		25			14 500			13 500		2 500			2 500	The mid-Tropics humid climate
Sanya Hainan (1998) Holliday Inn 18° 17' N	near the roots of coconuts palm	3			7 500			12 900		5 000				
	near the roots of deander	3						5 100		7 000			4 500	

Localisation de l'échantillon <i>Location sample</i>		Profondeur de l'échantillonnage sous la surface <i>Depth below surface of cave sediments (cm)</i>	CO <sub>2</sub> (ppmv)	Remarques <i>Remarks</i>	
<b>Tenglongdong (Lichuan, Hubei) 1988</b>				Domaine sub-tropical humide <i>The mid-subtropics zone humid climate</i>	
Galerie principale <i>Main Galerie</i>	point a	- 30	1100		
	point b	- 40	900		
	point c	- 45	2300		
Galerie y <i>Branch y</i>		- 28	350	Sédiment sableux <i>Sandy sediment</i>	
Galerie m <i>Branch m</i>	point d	- 20	3500	Domaine sub-tropical humide <i>The mid-subtropics zone humid climate</i>	
		- 30	4000		
	point e	- 13	1000		
Sortie <i>Exit</i>		- 33	2000		
		- 50	5200		
<b>Yaolindong (Tonglu, Zhejiang) 1988</b>					Domaine sub-tropical humide <i>The mid-subtropics zone humid climate</i>
Galerie principale <i>Main Galerie</i>	point a	- 20	1500		
		- 30	1800		
		- 50	3000		
	point b	- 20	1250		
		- 30	1500		
		- 50	1750		
	point c	- 20	1250		
		- 30	1750		
		- 50	2250		
point d	- 20	950			
	- 30	1250			
	- 50	1500			
point e	- 20	3700			
	- 30	4000			
	- 50	5000			
<b>Shuidong (Benxi, Liaoning) 1992</b>				Domaine tempéré sub-humide <i>The mid-temperate zone humid climate</i>	
Terrasse 10 m au-dessus de la rivière souterraine <i>Terrace above the ground river 10 m</i>		- 52	1200		
Terrasse 1,7 m au-dessus de la rivière souterraine <i>Terrace above the ground river 1.7 m</i>		- 9	2500		
		- 32	1800		
		- 52	1200		

Localisation de l'échantillon <i>Location sample</i>		Profondeur d'échantillonnage sous la surface <i>Depth below surface of cave sediments (cm)</i>	CO <sub>2</sub> (ppmv)	Remarques <i>Remarks</i>
Galerie principale <i>Main galerie</i>	point b	- 40	900	08/1988
	point b	- 22	300	12/1989
	point b	- 45	700	12/1989
Galerie m <i>Branch m</i>	point d	- 20	3 500	08/1988
	point d	- 30	4 000	08/1988
	point d	- 15	700	12/1989
	point d	- 26	900	12/1989

Tableaux 21 et 21 bis : Concentration de CO<sub>2</sub> à différentes saisons, dans les dépôts des grottes de Tenglongdong (Lichuan, Hubei), Yaolindong (Tonglu, Zhejiang) et Shuidong (Benxi, Liaoning).  
*Levels of soil CO<sub>2</sub> in deposits of caves of Tenglongdong (Lichuan, Hubei), Yaolindong (Tonglu, Zhejiang) and Shuidong (Benxi, Liaoning) in different seasons.*

Analyses Zhang Shouyue

## B. Le CO<sub>2</sub> dans l'air des grottes

Des mesures ont été effectuées dans l'atmosphère de plusieurs grottes du Guizhou et du Hubei en 1986 [Guizhou 86, mesures Ph. Audra], 1989, 1992 et 1993 [inédit, B. Collignon et R. Maire] (tableau 22). Les teneurs ont été mesurées durant la saison hivernale, période caractérisée par une production de CO<sub>2</sub> biogénique ralentie. Les teneurs, généralement faibles (0,02 à 0,07 %), sont aussi en relation avec la plus ou moins bonne ventilation des cavités. Néanmoins, on peut observer des nuances intéressantes.

Les cavités bien thermoventilées ont des teneurs de 0,02 à 0,035 %, cas des grottes de Mawotou et de Ganlaodong situées sur le massif de Santang dans le district de Zhijin (Guizhou). Il en est de même pour des grottes du Hubei comme le Long Serpent (Lichuan) et Jinshidong (Yichang). En revanche, pour la grande grotte-tunnel de Donghe (Hefeng, Hubei), les teneurs sont deux à trois fois supérieures dans les parties moins ventilées du réseau : 0,06 % dans le réseau inactif des grandes galeries fossiles et 0,07 % dans le drain collecteur du système (rivière Sans Retour).

Il existe un cas particulier intéressant, c'est celui de la grotte de Bailongdong située dans le district de Xianfeng (Hubei). Dans cet exemple, nous ne disposons pas de mesures, mais une estimation a pu être faite en fonction de la gêne respiratoire ressentie dans la zone d'entrée et dans la galerie dite du CO<sub>2</sub>, conduit semi-fossile sans ventilation se terminant sur un siphon. Or on sait qu'il y a gêne respiratoire quand le taux de CO<sub>2</sub> est supérieur à 1 ou 2 %.

Le piégeage du dioxyde de carbone a deux causes possibles : soit du CO<sub>2</sub> biogénique conservé dans une poche (mais c'est peu probable compte tenu de la période hivernale), soit du CO<sub>2</sub> provenant de la distillerie de maïs située dans le porche

Grotte, site <i>Cave, site</i>	District-Province <i>County-Province</i>	Date	T (°C)	pCO <sub>2</sub> (%)
Mawotou, entrée	Zhijin-Guizhou	nov. 1989	17,4	0,02
Mawotou, sommet P77	Zhijin-Guizhou	nov. 1989	16,4	0,035
Ganlaodong	Zhijin-Guizhou	nov. 1989	12,7	0,02
Long Serpent	Lichuan-Hubei	déc. 1989	14	0,02
Jinshidong	Yichang-Hubei	déc. 1989	11,5	0,02
Donghe, salle Topo-Ropôt	Hefeng-Hubei	déc. 1992		0,06
Donghe, affluent	Hefeng-Hubei	déc. 1992	14,6	0,06
Donghe, fond	Hefeng-Hubei	déc. 1992	14,2	0,06
Donghe, Rivière Sans Retour	Hefeng-Hubei	déc. 1992	13,9	0,07
Bailongdong, gal. du CO <sub>2</sub>	Xianfeng-Hubei	janv. 1993	> 20	> 1 (?)
Dajidong (grotte aménagée)	Zhijin-Guizhou	sept. 1986		0,5 et 1
Baitong Shujing (base P230)	Ziyun-Guizhou	sept. 1986		0,04
Daxiaodong	Luodian-Guizhou	sept. 1986	16,5	0,03
Xiangshuidong, siphon - 85	Luodian-Guizhou	sept. 1986	19-20 (eau)	0,04
Xiangshuidong, siphon - 24	Luodian-Guizhou	sept. 1986	19-20 (eau)	0,05
Xiangshuidong, siphon - 8	Luodian-Guizhou	sept. 1986	19-20 (eau)	0,3

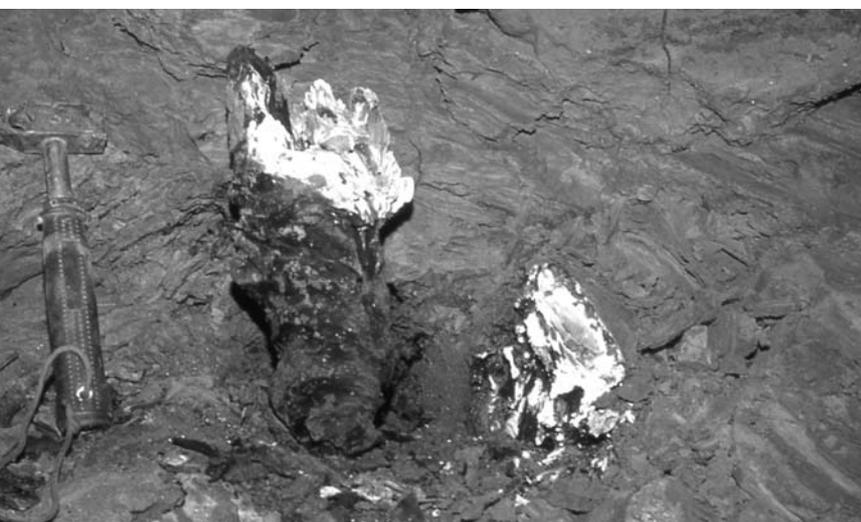
Tableau 22 : Mesure de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère de grottes du Guizhou et du Hubei. Mesures P. Audra, B. Collignon, R. Maire.

CO<sub>2</sub> data of cave air (Guizhou et Hubei).

Photo 400 : Bois flotté scellé à la base de la coupe des Varves Marrons de Dadong (district de Wufeng, Hubei). Le remplissage a subi une pédogenèse souterraine depuis la fin du stade isotopique 2.

Wood trapped at the bottom of the brown rhythmic deposit of Dadong (Wufeng County, Hubei). The micromorphology of laminae shows a subterranean pedogenesis since the end of isotopic stage 2.

Photo R. Maire 1989



d'entrée de la grotte. Cette dernière hypothèse est la plus vraisemblable en raison du processus bactérien qui est générateur d'une grande quantité de CO<sub>2</sub>. En effet, la salle d'entrée présente un lac contaminé par des amas bactériens gélatineux nourris par les effluents glucidiques de la distillerie. Cette zone d'entrée, qui fabrique du CO<sub>2</sub>, présente une chaleur anormale liée à cette activité bactérienne.

Hormis cette exception originale, des concentrations identiques ont été mesurées dans le Guizhou lors de l'expédition franco-chinoise de 1986 et dans le Hubei par l'expédition sino-belge [EK *et al.*, 1989]. Ces faibles pCO<sub>2</sub> s'expliquent par la thermoventilation (conduits larges et aérés) et la faible production de CO<sub>2</sub> en hiver.

La pCO<sub>2</sub> calculées dans l'eau des exutoires des systèmes karstiques du district de Puding est variable [Bakalowicz, 1993]. Elle est de l'ordre de 0,26 % à l'exutoire de Muzhudong alors qu'elle atteint 0,56 % à l'émergence du système de Luguo. Cette différence est attribuée à plusieurs facteurs.

A Muzhudong on a un fort dégazage, l'écoulement est rapide et le karst est déforesté. A Luguo, la plus forte pCO<sub>2</sub> est attribuée à une importante couverture de sédiments et une zone noyée plus importante.

## C. Le CO<sub>2</sub> dans les dépôts souterrains et la pédogenèse microbienne

Des mesures ont été effectuées dans les dépôts souterrains perméables à l'air. Les teneurs en CO<sub>2</sub> dépendent de la nature des sédiments. Les dosages de CO<sub>2</sub> réalisés dans les sédiments de la grotte de Tenglongdong, dans le nord-ouest du Hubei (district de Lichuan), indiquent des taux faibles (350 ppmv) dans les dépôts sableux secs et des taux moyens à élevés (900 à 5 200 ppmv) dans les dépôts argileux humides (tableau 21). Les valeurs s'élèvent donc en milieu humide.

On observe des valeurs comparables pour la grotte de Yaolindong située dans la province subtropicale côtière de Zhejiang (district de Tonglu) avec des taux allant de 950 à 5 000 ppmv. Dans la grotte de Benxi Shuidong (chap. 7 et 12), située dans la province tempérée de Liaoning, les taux de pCO<sub>2</sub> sont de 1 200 à 2 500 ppmv.

Pour les fluctuations saisonnières, on observe une certaine activité pédologique dans les remplissages souterrains argileux. Ainsi, dans Tenglongdong, les mesures hivernales se situent entre 300 et 900 ppmv. Elles atteignent 3 500 à 4 000 ppmv en été (tableau 21). Cet enrichissement en CO<sub>2</sub> des sédiments souterrains en saison chaude, qui est dix fois supérieure à celle de l'atmosphère, est probablement lié à l'activité microbienne des dépôts argileux qui est favorisée par la chaleur humide.

Cette pédogenèse souterraine a été prouvée par l'étude micromorphologique en lames minces des pseudo-varves marrons de la grotte de Dadong (district de Wufeng, Hubei) après les expéditions de Gebihe 89 et Donghe 92 [Pomel et Maire, 1997]. On observe une activité remarquable de bactéries (sulfato et ferro-bactéries) et probablement d'algues provenant des éléments turbides et organiques transportés par l'eau de crue durant la mousson d'été lors de la fin du stade isotopique 2. Cette pédogenèse provoque une production de CO<sub>2</sub> par fermentation.

La micromorphologie spéléo-karstique des dépôts souterrains permet donc d'utiliser les concepts de l'analyse micropédologique fondée par W.-L. Kubierna [1938].

En étudiant les types de distribution entre plasma et squelette, les revêtements (ou cutanes) et les éléments organiques et biologiques du squelette, la micromorphologie permet de considérer un remplissage détritique fin comme

une roche meuble susceptible de connaître une micropédogenèse en présence de la microflore et microfaune. Il s'agit donc d'une pédogenèse microbienne souterraine [Maire, 2000]. Dans les cavités actives de Chine du Sud-Ouest, l'apport massif de matières organiques dans l'endokarst pourrait contribuer de façon significative à la production de CO<sub>2</sub> souterrain, notamment dans la zone épinoyée non ventilée et la zone noyée et donc à un regain de la dissolution souterraine dans cet horizon inférieur du karst. Il existe un recyclage du CO<sub>2</sub> à l'intérieur du karst. Cet apport favorise aussi l'eutrophisation des émergences.

## D. Influence du bio-climat sur les teneurs en CO<sub>2</sub> des sols et de l'endokarst

L'évolution des concentrations de CO<sub>2</sub> en fonction des paramètres climatiques (humidité, température) est altérée par les variations de la couverture végétale et de la nature des sols.

Dans les zones subtropicales et tropicales de Chine, les teneurs courantes en CO<sub>2</sub> des sols vont de 1,4 à 2,4 % ; parfois on enregistre des teneurs de 4 à 6 %. En zone tempérée chaude, on se situe entre 0,25 et 1,9 % ; en zone tempérée normale la concentration varie entre 0,9 et 0,25 % ; sur le plateau du Qinghai-Xizang, située en zone continentale, la teneur en CO<sub>2</sub> est de 0,5 à 2,3 % dans les sols humides de fond de dépression. Dans les grandes cavités actives et sèches plus ou moins ventilées, la pCO<sub>2</sub> mesurée ne dépasse pas 0,1 %. Localement, en zone non aérée et pour de petits conduits, elle peut dépasser 1 % en saison chaude.

A titre de comparaison, en zone équatoriale humide, les grandes cavités actives ventilées de Nouvelle Bretagne, en Papouasie Nouvelle-Guinée, présentent des pCO<sub>2</sub> de 0,05 à 0,17 % (Naré, Kavakuna). En surface, la pCO<sub>2</sub> est de 0,02 à 0,05 % (photo 404).

Cette pCO<sub>2</sub> souterraine, un peu plus importante qu'en Chine, est à mettre en relation avec le contexte de forêt pluviale hyperhumide (forêt primaire), mais aussi avec un dégazage des rivières souterraines pétrifiantes comme à Naré dont le débit d'étiage est de 15 m<sup>3</sup>/s et le débit de crue peut dépasser 100-200 m<sup>3</sup>/s [Maire, 1981].

## VI. La pollution des eaux karstiques

Plusieurs catégories de contamination sont envisagées : la contamination naturelle et la pollution anthropique, mais il peut y avoir recoupement entre les deux types.

## A. Les contaminations géologiques

Les eaux qui proviennent des couches carbonneuses du Permien détritique ont une composition spécifique. Par exemple, dans le district de Zhijin (secteur de Santang), certaines eaux sont très acides (pH 3) et sulfatées (300 à 1 000 mg/l) à cause de la présence de sulfures de fer (pyrite : FeS<sub>2</sub>). En s'écoulant au contact des roches carbonatées, la teneur en carbonates augmente et le pH s'équilibre. Autre exemple, dans le district de Xiuwen, la partie amont du système karstique de Baishui est alimentée par des pertes traversant le petit poljé de la forêt de pierre (chap. 3). Plus en amont encore, le cours d'eau aérien lessive des terrils provenant de l'exploitation de mines de charbon. La dureté anormalement forte (552 mg/l) des eaux traversant le poljé, provient également de l'abondance des sulfates. Dans le même secteur, il existe une contamination par une ancienne mine de mercure. Dans d'autres cas, les eaux qui lessivent les niveaux de gypse peuvent atteindre plus de 1 300 mg/l de sulfates comme dans Yanzidong (Wufeng, Hubei) [Collignon et Jin Yuzhang, 1995].

Dans le Sichuan (district de Xingwen), l'expédition anglo-chinoise de 1989-1993 a exploré le grand réseau de Zhucaojing (8,8 km) et le réseau proche de Heping (1,75 km). Comme dans le Guizhou, le Permien carbonaté est recouvert par des niveaux charbonneux. Le lessivage des eaux au contact de ce charbon très sulfureux explique la présence d'eaux très acides dans l'endokarst. Ainsi, dans la grotte-perte de Heping, le lac dénommé *Acid Bath*, long de 150 m, présente un pH de 2,6 et des rebords encroûtés par des cristaux sulfatés rouges [Waltham and Willis, 1993].

La contamination la plus dangereuse provient de l'arsenic et de la fluorine contenus dans le charbon du Guizhou qui est sulfureux, arsénieux et riche en fluor. Cette contamination se transmet par le lessivage des déchets miniers et des niveaux charbonneux, mais aussi par la combustion du charbon pour la cuisine. Dans ce dernier cas, la contamination est insidieuse (chap. 15). La norme O.M.S. pour le fluor est de 1,5 mg/l. Les teneurs en fluor et en arsenic n'ont pas été mesurées pour les eaux karstiques du Guizhou. Néanmoins on sait que la Chine détient le record de fluorose dentaire et osseuse avec près de 40 millions de personnes affectées [Mazet, 2002]. Pour les sulfates, la norme O.M.S. et la norme chinoise sont de 250 mg/l.

## B. Les contaminations anthropiques

### 1. Les nitrates

Les teneurs en nitrates mesurés dans les eaux karstiques du Hubei, de Chongqing et du Guizhou

sont moyennes, de 2 à 15-20 mg/l de  $\text{NO}_3^-$ . La plupart des échantillons ont moins de 8 mg/l. La contamination en nitrates est donc sous la norme de potabilité de la Chine (20 mg/l), de l'O.M.S., de l'Europe et de la France (50 mg/l). Les concentrations les plus fortes ont été mesurées, par ordre d'importance, dans les eaux de percolation et de condensation de grottes (jusqu'à 46 mg/l, district de Wuxi, Chongqing), les sources karstiques, puis les rivières souterraines [Collignon et Jin Yuzhang, 1991].

Malgré la forte population rurale, ces concentrations faibles à moyennes sont le résultat d'une agriculture de montagne utilisant peu d'engrais chimiques. Les paysans emploient essentiellement le fumier et les lisiers animal ou humain, de manière économe et la majorité du potentiel fertilisant est utilisé par les plantes. Dans la région de Shilin (Yunnan), des mesures de nitrates ont été effectuées dans les sols par J. Kogovsek [1998]. Les concentrations mesurées dans l'eau distillé lessivant des échantillons de sols pendant six jours donnent des teneurs de 2,2 à 11 mg/100 g.

Le lessivage des nitrates par les eaux de pluie est donc assez faible, mais il en sera autrement le jour, sans doute proche, où les engrais chimiques remplaceront plus largement les fertilisants naturels. On est donc dans le cadre d'une agriculture traditionnelle, ce qui n'est pas le cas des agricultures européennes, nord-américaines ou de la Chine des plaines. En effet la Chine est actuellement le premier pays consommateur d'engrais azotés avec 23 millions de tonnes en 1996-97, avant les Etats Unis d'Amérique. Des travaux récents montrent les problèmes similaires de pollution en nitrate ( $> 20$  mg/l) dans les régions d'agriculture intensive en Chine et aux USA [Domagalski, Zhou *et al.*,

2001]. L'emploi des engrais chimiques va pourtant se développer dans le Guizhou. C'est déjà le cas de l'agriculture légumière commerciale située autour des grandes agglomérations, dans des bassins et poljés. Mais on commence aussi à voir l'utilisation de sacs d'engrais dans les montagnes.

La pollution des eaux en nitrates (mais aussi en pesticides), bien que modeste à moyenne dans les montagnes karstiques de Chine, est révélateur d'un problème d'ampleur nationale et mondiale. En Chine, la lutte contre la pollution agricole n'est pas encore une priorité fondamentale en raison de la nécessité de nourrir une population énorme [Li Yong and Zhang Jiabao, 1999]. Dans ce contexte, on peut être surpris de constater que la norme de l'O.M.S. pour les nitrates est nettement plus élevée (50 mg/l) que la norme chinoise (20 mg/l). Il ne fait guère de doute que cette norme anormalement élevée a été établie en particulier à cause des contraintes de l'industrie agro-alimentaire toute puissante et probablement de l'absence de preuve montrant la relation entre consommation de nitrates et cancer.

## 2. La pollution bactériologique

La pollution bactériologique des eaux en Chine est généralisée et supérieure généralement à celle des autres pays. La conséquence est l'utilisation traditionnelle d'eau bouillie pour la boisson et maintenant d'eau purifiée livrée en grosses bouteilles, notamment dans les villes. Rappelons que la consommation d'eau bouillie est une tradition remontant à près de 4 000 ans. La contamination est présente dans toutes les eaux, y compris dans les petites sources karstiques de montagne en raison de la surpopulation rurale. En 1989 et 1992, les eaux karstiques présentaient de forts taux de contamination, de 100 à 1000 coliformes pour 100 ml dans plus de 60 % des échantillons. Or les normes de l'OMS sont de 0 coliforme fécal (thermotolérant) et 0 streptocoque pour un échantillon de 100 ml. Comme les rivières de surface jouent le rôle d'égout, les taux de contamination sont énormes.

Dans les rivières souterraines étudiées, l'autoépuration par oxygénation est insuffisante à cause du temps de transit trop court, de l'ordre de quelques heures à quelques jours. La situation ne s'est pas améliorée au cours des années 1990 et début 2000 à cause de l'accroissement de la pression anthropique.

## 3. L'eutrophisation

L'eutrophisation anthropique des cours d'eau, des eaux souterraines et des sources est un problème généralisé en Chine. Il est lié aux rejets multiples, organiques, nitrates et phosphates, qui favorisent le pullulement des algues et du phytoplancton et l'appauvrissement en oxygène. La production de nitrites ( $\text{NO}_2^-$ ), liée à l'oxydation bactérienne des débris végétaux dans les eaux croupies, n'a pas été mesurée. La norme française et euro-

Photo 401 : Algues vertes se développant dans la rivière au fond de la doline d'effondrement de Longtanzi (district de Suiyang, Guizhou).

Green algae in the river at the bottom of Longtanzi collapse doline (Suiyang County, Guizhou).

Photo R. Maire 2003



péenne est de 0,1 mg/l. Les carpes argentées de Chine, de type phytophage, permettent de réduire l'eutrophisation des lacs et des cours d'eau. Ce remède est utilisé maintenant dans de nombreux pays. En contexte équatorial humide, comme dans la forêt pluviale de Papouasie Nouvelle Guinée, la teneur en nitrite naturelle varie de 0,1 à 1 mg/l comme pour les marais des pays tempérés [Maire, 1990].

## Conclusion

Les eaux karstiques de Chine subtropicale, notamment dans le Guizhou, sont caractérisées par des concentrations normales en ions hydrogénéocarbonates, calcium et magnésium en fonction des roches traversées (calcaires ou dolomies). Les sulfates, parfois assez abondants, sont en relation avec les niveaux de gypse situés en divers points de la colonne stratigraphique. On peut y ajouter les sulfures contenus dans le charbon et les couches riches en pyrite.

Le creusement chimique de l'endokarst obéit aux lois générales de la karstification sous couverture pédologique et végétale, à savoir une forte dissolution épikarstique. La zone d'écoulement libre (affluents et drains principaux) connaît une dissolution faible, mais la concentration de l'écoulement (débit plus important) tend à compenser un potentiel d'agressivité plus faible. En fait, on observe deux types de creusement en écoulement libre en fonction du type d'alimentation karstique : autochtone ou allochtone.

**1) Les réseaux karstiques autochtones.** Ces derniers sont alimentés essentiellement par l'infiltration diffuse et/ou par de petites pertes. Le collecteur souterrain est caractérisé par un chimisme qui est très dépendant du régime saisonnier. En saison sèche et en eaux moyennes, les eaux sont sursaturées et déposent de la calcite par dégazage. Le phénomène est typique pour les lits concrétionnés à gours de certains réseaux comme celui du système de Longtan dans le district de Xifeng (Guizhou) (chap. 3). A titre de comparaison, ce processus est classique dans les grands réseaux de Nouvelle Bretagne (Papouasie Nouvelle Guinée), comme la rivière souterraine de Naré qui est située sous un karst équatorial forestier très humide (photo 404). En Chine, les drains collecteurs sont creusés lors des crues très importantes pendant lesquelles les eaux sont agressives. Il faut également ajouter la part importante du creusement hérité des phases plus froides du Pléistocène.

**2) Les réseaux karstiques allochtones.** Ces réseaux forment la plupart des grottes-tunnels de Chine. Le creusement principal est assuré par la perte d'un cours d'eau allochtone qui peut avoir des débits de crue considérable, dépassant parfois plusieurs centaines de m<sup>3</sup>/s. Si l'on se confère aux mesures hydrochimiques effectuées dans certaines rivières souterraines, on constate un très faible potentiel de corrosion (réseau de Baishui, district de Xiuwen/Guizhou), mais les mesures sont insuffisantes pour apprécier la part réelle de la dissolution. En revanche, les indices morphologiques relevées dans plusieurs grands drains sont remarqua-



Photo 402 : La grande galerie de la Gesohe en saison sèche, en aval de Jiaocaidong (district de Panxian, Guizhou), est l'illustration de l'action conjuguée de la dissolution et de l'érosion mécanique.

*The main gallery of Gesohe, Jiaocaidong downstream, is a good example of dissolution and mechanical erosion into a large through cave (Panxian County, Guizhou).*

Photo R. Maire 2003

Photo 403 : Coulée active sur la rive droite du cours souterrain de la Gesohe, aval de Jiaocaidong (district de Panxian, Guizhou).

*Active flowstone on the right side of Gesohe main gallery, downstream of Jiaocaidong (Panxian County, Guizhou).*

Photo R. Maire 2003



Photo 404 : Le torrent souterrain de Naré, dans les Monts Nakanai (Nouvelle Bretagne, Papouasie Nouvelle-Guinée), est un exemple de grande rivière karstique autochtone en domaine équatorial humide. Le lit concrétionné est dû au dégazage des eaux saturées.

*The Nare river in Nakanai Mountains (New Britain, Papua New Guinea) is an example of a large autochthonous underground river in equatorial zone. The concretioned bed is due to saturated water.*

Expédition nationale PNG 80, photo S. Fulcrand



tos 396 et 397). Cette combinaison des actions mécaniques et de corrosion par des débits très importants explique la dimension imposante des conduits endokarstiques chinois (photo 402).

La karstification initiale de ces grands réseaux karstiques de Chine est difficile à appréhender. Nous n'avons pas pu trouver d'indices attestant le processus initial éventuel de prékarstification par fantômisation préalable de la roche (altération isovolumétrique). Ce processus karstique fonctionne par évacuation des altérites (décohésion) sous flux hydrique après abaissement du niveau de base, comme cela a pu être démontré expérimentalement et de manière indubitable dans une carrière du Hainaut en Belgique [Vergari, 1998 ; Quinif, 1998 et 2002 ; cf. photo de couverture de Karstologia n° 39, 2002] et en Italie [Tognini, 1999]. Cet aspect reste donc à étudier attentivement dans le futur afin d'essayer de comprendre les tracés parfois curieux des réseaux souterrains sans lien apparent avec la fracturation.

bles. Par exemple, dans le canyon souterrain de la Gesohe (district de Panxian), les formes d'érosion mécanique sont remarquables : marmites étagées à différents niveaux et polis de la roche par abrasion. On observe également des formes de dissolution affectant soit des coulées de calcite (photo 394), soit la roche dans la zone de fluctuation des crues (vasques, lapiés de paroi). Le même processus de dissolution a été observé à l'extérieur dans la zone de fluctuation des crues du cours du Wujiang (pho-