

# Reconnaissance de certains caractères chimiques des eaux souterraines des séries carbonatées karstiques dévono-carbonifères de Chine méridionale

The main chemical features of groundwater in carbonate devono-carboniferous rocks in southern China

---

P. BIDAUX (1), C. DROGUE (1), A. DAI (2) et J.S. TANG (2)

---

## RÉSUMÉ

L'étude porte sur un magasin aquifère calcaréo-dolomitique très karstifié (karst à pitons ou tourelles) d'une région à climat tropical humide de la vallée de Li-Jiang.

L'échantillonnage hydrochimique concerne les zones saturée et non saturée de différents secteurs du karst.

La détermination des pressions de  $\text{CO}_2$  et des coefficients de saturation par rapport à la calcite ont fait l'objet d'une attention particulière. Les concentrations en calcium et bicarbonates (éléments prépondérants) varient respectivement dans les intervalles 3,1 à 4,7 et 2,5 à 4,8  $\text{mé.l}^{-1}$ .

La plus grande partie des échantillons de la zone saturée est en équilibre avec la calcite et la dolomite, sous des pressions de  $\text{CO}_2$  de l'ordre de 1 à  $2 \cdot 10^{-2}$  atm.

Les eaux de la zone non saturée sont celles de différents suintements recueillis au plafond d'une galerie naturelle. Elles se distinguent par une inégalité entre les teneurs en bicarbonates et en calcium, interprétée comme étant due à des échanges de bases avec les résidus de colmatage des fissures.

Les résultats hydrochimiques font supposer l'existence, dans le karst, de plusieurs domaines aquifères liés à la morphologie, interconnectés, avec drainage général par le Li-Jiang.

Mots-clés : karst, aquifère, Chine, hydrochimie.

---

(1) Laboratoire d'Hydrologie, U.S.T.L., Place E. bataillon, 34060 Montpellier Cédex, France.

(2) Institute of Karst Geology, Ministry of Geology, GUILIN, GUANGXI, China.

## SUMMARY

This paper deals with a research program aimed at studying the hydrogeologic properties of the water-rich carbonate rocks in Southern China. We focus our attention on the Guilin area (Guangxi province). Our results concern the hydrochemistry and we show how a study of time- and space-variations in the chemical composition of groundwater (saturated and unsaturated zone) may help in understanding the hydrodynamic conditions in a karstic aquifer.

The Guilin karstic area is mainly composed of a limestone and dolomitic limestone series extending in age from Mid-Devonian to Early Triassic, reaching 3 000 m in thickness. In the Li-Jiang valley, the quaternary cover (alluvial deposits) is 10 to 20 meters thick. Geomorphology is named "tower karst", as it may be observed in various tropical regions. In fact, two different types of landform appear: the "fonglin" (peak forest) and the "fongchong" (peak cluster). In the former, isolated peaks (mean altitude: 250-300 m) rise in the plain (altitude around 150 m). In the latter, the peaks join together and delimit closed depressions (altitude up to 600 m in the Guilin area). Deep karstification is as important as surface karstification, which is related to the tectonic context (rocks are intensely fractured), to the subtropical wet climate (mean annual rainfall: 1 900 mm) and also to intense groundwater circulation.

Our hydrochemical study has been carried out on various types of water points (springs, sinkholes, large diameter wells, boreholes, an underground river, oozing points from the unsaturated zone). They are located in both the fonglin and the fongchong area, but the highest density is close to the contact line between the two landforms. The chemical analyses are interpreted in three steps:

- 1) calculation (if possible) of the saturation coefficient relative to calcite and dolomite and of the  $\text{CO}_2$  equilibrium pressure,
- 2) study of time variations in the composition of water sampled at oozing points from the unsaturated zone and,
- 3) statistic study of space variations in the composition of water sampled at all points.

Hydrochemistry is dominated by  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{HCO}_3^-$  ions. Except for two aberrant points (probably resulting from a mixture with surface water),  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{HCO}_3^-$  concentration varies in a fairly narrow range (respectively 3.12-4.72 meq.l<sup>-1</sup> and 2.53-4.80 meq.l<sup>-1</sup>). Most of samples from the saturated zone are close to equilibrium with calcite and often with dolomite, under  $\text{CO}_2$  pressures about 0.01-0.02 atm. Small scale variations in lithology (presence of dolomite) and in  $\text{CO}_2$  pressure may therefore explain space variations in hydrochemistry and enable waters of the same origin to be identified.

The study of the unsaturated zone consists in sampling the water at three oozing points located in three fractures of the roof of a natural cave. Although the points are quite near to each other, water composition differs clearly between them. The most interesting result though is provided by the

following experiment. One of the three points was initially dry. The flow occurred when breaking the concretion obstructing it. For six hours we studied the discharge and the water-composition variations at that point. The initial value of the discharge ( $6 \text{ ml.mn}^{-1}$ ) rapidly decreases and reaches its stable value ( $4 \text{ ml.mn}^{-1}$ ) after 1 h 30 mn.  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  and  $\text{HCO}_3^-$  concentration show erratic variations, but the fact that  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$  concentration are linked suggests that these fluctuations are related to adsorption-desorption phenomena. It should be noticed that  $\text{SO}_4^{2-}$  concentration is not erratic: it decreases from  $0.44 \text{ meq.l}^{-1}$  and reaches a stable value ( $0.08 \text{ meq.l}^{-1}$ ) after four hours, i.e. much later than the discharge. This proves that the oozing point yields water from two different origins: a small reservoir and a network of connected fractures reaching a given potential boundary, both being initially static.

The statistic study of space variations identifies a mountain aquifer, in the Fongchong zone, and proves that relationships do exist between points which may be located quite far apart. Such relationships should be discussed within the tectonic setting: it has been shown that fracturation develops mainly in three directions (N000-020, N060-080, N120-130); the fracture opening is maximum in the N060-080 direction which corresponds to anormal and strike-slip faults. An open fracture in that direction, joining two points, may explain the relation between them. It also appears that the water composition of springs in the plain, far from the contact line with the fongchong zone, may be similar to the fongchong one. This proves that water from the fongchong does not only yield springs on the contact line between fonglin and fongchong. Thus, a groundwater flow occurs from fongchong to fonglin and the hydraulic boundary conditions between the two landforms may be very complex.

Finally, we propose the most probable flow pattern in the area studied. The various elements (unsaturated zone, mountain karst aquifer, fongchong aquifer, deep plain aquifer, surface plain aquifer) appear to be closely linked. Further work is underway, in order to estimate the depth of karstification, to identify the groundwater flow more precisely and to quantify it.

Key-words : *karst, aquifer, China, hydrochemistry.*

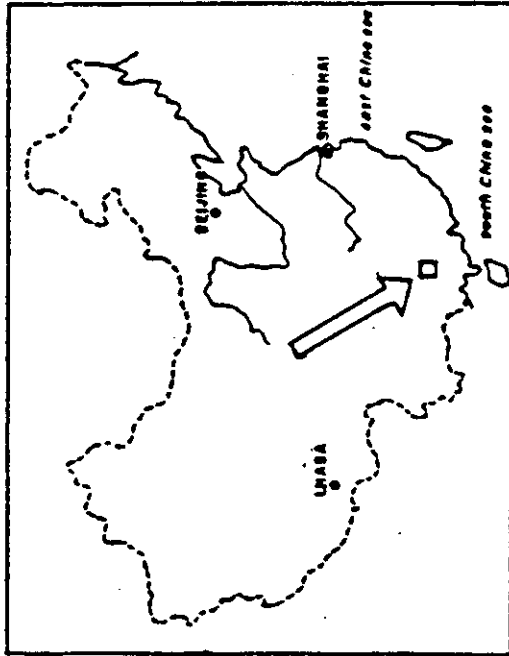
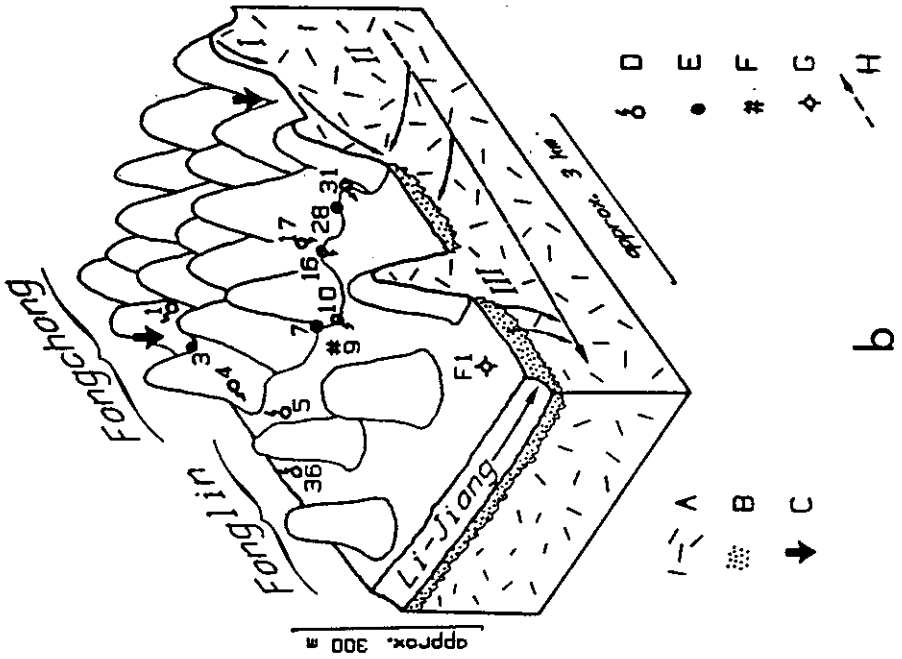
---

## INTRODUCTION

---

Les roches carbonatées qui affleurent sur de grandes étendues en Chine méridionale, constituent de puissants magasins aquifères d'un grand intérêt, mais encore insuffisamment connus.

Un programme de recherche, entrepris récemment dans la province de Guangxi (région de Guilin, vallée du Li-Jiang, figure 1) a permis notamment d'abord certains aspects de la chimie de ces eaux souterraines karstiques.



a

b

Figure 1.- Situation (a), aperçu géomorphologique de la région étudiée et schéma prévisible de circulation des eaux souterraines (b).

Figure 1.- The studied area : location, geomorphological features and probable pattern for groundwater flow.

A : Calcaires du Dévono-carbonifère ; B : recouvrement quaternaire ; C : dolines.

Les analyses hydrochimiques sur les divers points d'eau (D : source ; E : puits naturel ; F : puits de village ; G : forage) suggèrent des communications entre trois aquifères distincts (H) :

- . aquifère perché (I)
- . aquifère carbonaté (II)
- . aquifère superficiel de plaine (III).

Le forage F2 (situé à 2 km au Nord du schéma), les sources n°48 et 49, la rivière souterraine (échantillon n°71) et les points de suintements (L1, L2, L3), situés à 30 km au Sud, n'apparaissent pas sur la figure.

A : Devonian-Carboniferous limestones ; B : Quaternary cover ; C : depressions.

Hydrochemical analyses at various points (D : spring ; E : natural well ; F : village well ; G : borehole) suggest relations between three aquifers :

- . mountain aquifer (I)
- . deep carbonated aquifer (II)
- . shallow plain aquifer (III).

Tableau 1.- Synthèse des analyses hydrochimiques sur les prélèvements aux divers points d'eau.  
Table 1.- *Synthesis of the hydrochemical analyses.*

ECHANT.N°	PT.EAU N°	TYPE	ZONE	LOCALISATION	PH	Ca++		Mg++		Nat	K+		HCO3-		Cl-	SO4--
						me.l-1	me.l-1	me.l-1	me.l-1		me.l-1	me.l-1	me.l-1	me.l-1		
1	1	SOURCE	FONGCHONG	DOLINE	7.43	1.44	.127	.012	3.3E-03	3.6	.16					
3	3	PUITS NAT.	FONGCHONG	DOLINE	7.3	4.68	.145	8.7E-03	4.8	.12						
4	4	SOURCE	PROX.SEPAR	FLANC PIC		4.66	.137	9.6E-03	4.6	.096						
5	5	SOURCE	PROX.SEPAR	PLAINE	7.45	1.75	.17	.01	5.1E-03	1.77	.02					
7	7	PUITS NAT.	PROX.SEPAR	PIED PIC	7.37	3.24	.161	.014	.0128	3.31	.12					
9	9	PUITS VILL.	PROX.SEPAR	PLAINE	7.4	4.1	.186	.059	.112	4.14	.08					
10	10	SOURCE	PROX.SEPAR	PIED PIC	7.3	3.32	.164	.039	.021	3.36	.12					
16	16	SOURCE	PROX.SEPAR	PIED PIC	7.25	4.64	.076	.011	0	4.66	.06					
17	17	SOURCE	PROX.SEPAR	FLANC PIC	7.3	4.68	.073	.014	0	4.69	.096					
28	28	PUITS NAT.	PROX.SEPAR	PIED PIC	7.2	4.5	.17	.019	2.6E-03	4.53	.08					
31	31	SOURCE	PROX.SEPAR	PIED PIC	7.17	4.58	.099	9.9E-03	0	4.51	.08					
36	36	SOURCE	FONGLIN	PLAINE	7.4	4.04	.19	.06	.023	3.77	.16					
48	48	SOURCE	PROX.SEPAR	PLAINE	6.72	4.4	.946	.035	.0302	4.8	.16					
49	49	SOURCE	PROX.SEPAR.	PIED PIC	7.25	4.56	.404	.01	2.6E-03	4.54	.1					
71	71	RIV.SOUT.	FONGLIN	GROTTE PIC		3.94	.441	.018	8.9E-03	4.14						
81	F1	FORAGE	FONGLIN	PLAINE	8	.376	.166	.091	.035	.52						0
82	F1	FORAGE	FONGLIN	PLAINE	8.55	1.36	.195	.095	.033	.63						0
83	F1	FORAGE	FONGLIN	PLAINE	8.4	1.36	.254	.091	.029	1.36						.02
91	F2	FORAGE	FONGLIN	PLAINE	7.35	3.16	.255	.016	5.1E-03	3.57	.68					0
92	F2	FORAGE	FONGLIN	PLAINE	7.35	3.64	.236	.019	7.7E-03	3.42	.12					0
93	F2	FORAGE	FONGLIN	PLAINE	7.45	3.12	.247	.014	6.4E-03	3.48	.12					.02
94	F2	FORAGE	FONGLIN	PLAINE	7.5	3.44	.258	.018	7.7E-03	3.63	.08					0
95	F2	FORAGE	FONGLIN	PLAINE	7.5	3.26	.255	.016	8.9E-03	3.56	.12					0

## ZONE NON SATURÉE

ECHANT. N°	PT.-EAU N°	TYPE	ZONE	LOCALIS.	DATE	HEURE	pH	Ca++ me.l-1	Mg++ me.l-1	Na+ me.l-1	K+ me.l-1	HCO3- me.l-1	Cl- me.l-1	SO4-- me.l-1
51	L1	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	22/02/86	10H30	7.27	3.2	.08	7.9E-03	3.8E-03	2.78	.08	
52	L1	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	26/02/86	12H00		3.23	.097	6.5E-03	0	2.53		
53	L1	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	26/02/86	13H30		3.16	.099	7.2E-03	0	2.65		
54	L1	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	26/02/86	15H00		3.2	.093	6.9E-03	1.3E-03	2.84		
56	L2	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	22/02/86	11H20	7.22	4.72	.28	6.7E-03	.012	4.35	.08	
57	L2	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	26/02/86	14H30		4.38	.17	6.7E-03	2.6E-03	4.1		
61	L3	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	26/02/86	10H30		3.41	.143	7.2E-03	3.8E-03	3.09		.44
62	L3	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	26/02/86	11H30		3.46	.134	5.3E-03	1.3E-03	3.18		.18
63	L3	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	26/02/86	12H30		3.46	.112	.0145	.0128	3.09		.13
64	L3	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	26/02/86	14H00		3.56	.121	6.4E-03	0	2.92		.07
65	L3	SUINT.	FONBLIN	GROTTE PIC	26/02/86	15H40		3.34	.513	9.1E-03	7.7E-03	2.98		.08

Pour la zone non saturée, les échantillons 51 à 54 sont prélevés à divers instants en un même point de suintement (L1), de même que les échantillons 56 et 57 (point de suintement L2) et 61 à 65 (point de suintement L3). Les échantillons 81 à 83 proviennent de diverses profondeurs d'un forage F1 (respectivement 8 m, 50 m et 67 m) et les échantillons 91 à 95 de diverses profondeurs d'un forage F2 (respectivement 15 m, 30 m, 50 m, 70 m, 88 m). Tous les autres échantillons concernent des points d'eau distincts.

L'objectif est d'aider à une meilleure compréhension de l'hydrodynamique souterraine par l'analyse des variations spatio-temporelles des caractéristiques hydrochimiques.

Les premiers résultats sont présentés ci-dessous :

## 1 - MAGASIN AQUIFÈRE

La roche magasin est constituée de calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies, en série continue, allant du Dévonien moyen à la base du Trias, où les calcaires passent à des niveaux argileux. L'épaisseur peut atteindre 3 000 m (CHEN WENJUN, 1982).

Dans le secteur étudié, les dépôts plus récents sont des grès argileux crétacées et, dans la plaine de Li-Jiang, des dépôts alluviaux quaternaires de 10 à 20 m d'épaisseur moyenne (argiles, sables et graviers).

La morphologie est remarquable. Il s'agit d'un karst à pitons (ou tourelles) tels qu'on a pu les reconnaître dans les régions tropicales (notamment LEHMANN, 1953 ; CVIJCIC, 1961 ; JENNINGS, 1983).

Il y a en fait deux types de paysages, décrits par YUAN DAOXIAN, 1961, 1985 et ZHU DEHAN, 1982 (figure 1b) :

- Les "fonglin" (littéralement : forêts de pics) constituées de pitons calcaires, isolés les uns des autres, disposés dans les plaines alluviales de Li-Jiang et de certains de ses affluents. Entre les pitons, d'une altitude moyenne de 250 à 300 m, la surface de la plaine est quasiment plane, à une altitude de 150 m environ.
- Les "fongchong" (littéralement : groupements de pics) sont des pics ou des mamelons jointifs, formant des reliefs montagneux de part et d'autre des plaines alluviales (altitudes pouvant atteindre 500 à 600 m dans la région de Guilin).

Cette karstification de surface, très évoluée, est accompagnée d'une karstification profonde importante, reconnue par forages, dans la plaine, sur une centaine de mètres sous le sol. Des chenaux et des cavités karstiques permettent d'obtenir, dans la nappe phréatique, des débits d'exhaure parfois supérieurs à 50 l/s par forage.

Le magasin karstique a pu se mettre en place à la faveur d'une intense fracturation due à au moins trois épisodes tectoniques (Mésozoïque et début Cénozoïque, DROGUE, 1986 ; DROGUE *et al.*, 1986).

La karstification est probablement, pour l'essentiel, d'âge fini-tertiaire et quaternaire.

La dissolution karstique actuelle est liée à un climat subtropical humide. La température moyenne à GUILIN est de 19 °C, pour une pluviométrie annuelle de 1 900 mm. La période la plus pluvieuse est celle d'avril à août.

Cette pluviosité élevée favorise une forte activité des écoulements d'eau souterraine drainés, dans le secteur étudié, par le Li-Jiang.



Les sources, pérennes ou temporaires, et les puits naturels, sont en grand nombre ; aussi bien en zones de "fonglin" (dans la plaine, au pied des pics) qu'en zones de "fongchong" (notamment sur les flancs des mame-lons ou dans les dolines) où qu'à la limite entre ces deux paysages. Dans la plaine, les niveaux piézométriques sont à quelques mètres sous le sol en étiage et peuvent atteindre la surface lors des hautes eaux.

## 2 - CONDITIONS EXPÉRIMENTALES ET RÉSULTATS

### 2-1 Echantillonnage et mesures

Le choix des points de prélèvement tente de réaliser un échantillonnage des types de points (sources, puits naturels, forages, rivière souterraine, et suintement issus de la zone non saturée) pour diverses positions morphologiques.

Il est à noter que la plus grande densité de points inventoriés se situe près de la ligne de séparation entre zones de fonglin et fongchong (tableau 1).

Les eaux de forages concernent deux ouvrages échantillonnés à diverses profondeurs :

- . forage F1 - profondeur 100 m, à 1 km du fleuve Li-Jiang (prélèvements n° 81 et 83), et
- . forage F2 - profondeur 88 m, à 500 m d'un affleurement de grès à 3 km du Li-Jiang (prélèvements n° 91 et 95).

En ce qui concerne la zone non saturée, les eaux sont recueillies à divers instants en trois points de suintement apparaissant à la faveur de trois fissures au plafond d'une cavité naturelle creusée au pied d'un pic, en zone de fonglin (calcaires du Dévovien supérieur, 30 km au Sud de Guilin) ; la rivière souterraine (échantillon n° 71) est accessible par une autre cavité creusée dans ce même pic.

Le pH est mesuré sur le terrain, *in situ* pour les sources et les eaux d'infiltration, et dès le prélèvement pour les eaux de puits ou de forages. La précision est de 0.05 unités de pH (sources, puits, forages) à 0.1 (eaux d'infiltration). L'eau est filtrée avant le dosage de l'alcalinité effectué, sur le terrain également, par titration potentiométrique. La précision relative est de 1 à 2 %.

Au laboratoire, les chlorures sont dosés avec  $\text{AgNO}_3$ , les sulfates par turbidimétrie, le calcium par complexométrie et les autres cations par absorption atomique. La précision est de l'ordre de 4 % pour les chlorures, de 5 % pour les sulfates, de 3 % pour le calcium, le magnésium et le sodium, de 4 % pour le potassium.

### 2-2 Calcul des pressions de $\text{CO}_2$ équilibrantes et des coefficients de saturation par rapport à la calcite et à la dolomite (voir tableau II).

La pression de  $\text{CO}_2$  équilibrante est calculée d'après les mesures du pH et de l'alcalinité (considérée comme égale à la concentration en

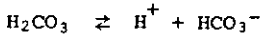
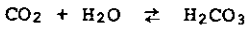
bicarbonates, ce qui est une approximation acceptable pour les eaux du forage F1 dont le pH dépasse 8 ; et une bonne approximation pour tous les autres échantillons car leur pH est, au plus, égal à 7.5).

Tableau 2. - Chimie des eaux : pression de CO<sub>2</sub> équilibrante et coefficient de saturation par rapport à la calcite et à la dolomite. Les échantillons ne figurant pas dans le tableau sont ceux dont le pH n'a pu être mesuré. Hormis les échantillons 81, 82, 83, de moindre façon 5 (PCO<sub>2</sub> plus basse que la moyenne) et l'échantillon 48 (PCO<sub>2</sub> =  $6.6 \times 10^{-2}$ , beaucoup plus élevé que la moyenne en raison du pH particulièrement bas mesuré à cette source), les pressions de CO<sub>2</sub> sont de l'ordre de  $1 \text{ à } 2 \times 10^{-2}$  et les eaux proches de l'équilibre avec la calcite et la dolomite.

Table 2.- Water chemistry : CO<sub>2</sub> equilibrium pressure and saturation coefficient with respect to calcite and dolomite. The samples who do not appear in the table are those whose pH measure was impossible. Except for the samples 81, 82, 83, in a less day 5 (CO<sub>2</sub> pressure much higher than the mean value because pH is particularly low at this spring), CO<sub>2</sub> pressures vary in the  $1-2 \times 10^{-2}$  range and samples are close to equilibrium with respect to calcite and dolomite.

ECHANTILLON N°	P (atm.)	SAT. CALCITE	SAT. DOLOMITE
1	0.01	.15	-.04
3	0.02	.25	.09
5	E-03	-.39	-.7
7	0.01	.03	-.15
9	0.01	.24	.23
10	0.01	-.03	-.26
16	0.02	.18	-.32
17	0.02	.24	-.23
28	0.02	.12	-.08
31	0.02	.09	-.39
36	0.01	.19	.16
48	0.07	-.36	-.3
49	0.02	.17	.39
51	0.01	-.15	-.8
56	0.02	.13	.13
81	4E-04	-.99	-1.23
82	1E-04	.17	.6
83	4E-04	.34	1.06
91	0.01	.03	.06
92	0.01	.06	.04
93	9E-03	.11	.22
94	8E-03	.22	.41
95	8E-03	.19	.37

Les équilibres suivants :



ont respectivement pour constante à 20 °C (température approximative des eaux de cette étude) :

$$K_p = 10^{-1.5} \quad (\text{constante de Henry})$$

$$K_1 = 10^{-6.4} \quad (\text{1ère dissociation de l'acide carbonique})$$

d'où :

$$\frac{(\text{H}^+) (\text{HCO}_3^-)}{\text{PCO}_2} = K_p K_1$$

avec

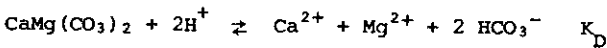
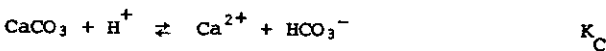
$$(\text{HCO}_3^-) = \gamma_{\text{HCO}_3^-} \cdot [\text{HCO}_3^-]$$

$$(\text{H}^+) = 10^{-\text{pH}}$$

(X),  $\gamma_X$  et [X] désignant respectivement l'activité, le coefficient d'activité et la concentration de l'espèce ionique X ; soit finalement :

$$\text{PCO}_2 = \frac{\gamma_{\text{HCO}_3^-} \cdot [\text{HCO}_3^-] 10^{-\text{pH}}}{K_p K_1}$$

Les coefficients de saturation sont calculés d'après les équilibres suivants :



Les valeurs des constantes d'équilibre sont :

. pour la calcite,  $K_C = 10^{1.9}$

. pour la dolomite,  $K_D = 10^{2.7}$

(évaluation à 20 °C d'après MICHARD, 1983).

Les coefficients de saturation sont définis par :

$$\alpha_C = \frac{(\text{Ca}^{2+}) \cdot (\text{HCO}_3^-)}{(\text{H}^+) \cdot K_C}$$

$$= \frac{\gamma_{\text{Ca}^{2+}} \cdot \gamma_{\text{HCO}_3^-} \cdot [\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-]}{10^{-\text{pH}} \cdot K_C}$$

$$\alpha_D = \frac{(\text{Ca}^{2+})(\text{Mg}^{2+})(\text{HCO}_3^-)^2}{(\text{H}^+)^2 \cdot K_D}$$

$$= \frac{\gamma_{\text{Ca}^{2+}} \cdot \gamma_{\text{Mg}^{2+}} \cdot (\gamma_{\text{HCO}_3^-})^2 \cdot [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{Mg}^{2+}] \cdot [\text{HCO}_3^-]^2}{10^{-2\text{pH}} \cdot K_D}$$

Les coefficients d'activité sont calculés par la formule de Debye-Hückel, étant donné la minéralisation relativement faible des eaux : pour un ion  $X_i$  de charge  $z_i$ ,

$$\log \gamma_{X_i} = -0.51 z_i^2 \frac{\sqrt{I}}{1 + 1.2 \sqrt{I}}$$

où

$$I = \frac{1}{2} \sum_i z_i^2 [X_i]$$

est la force ionique de l'eau.

Les quantités portées (tableau 2) sont :  $P_{\text{CO}_2}$ ,  $\log \alpha_C$  et  $\log \alpha_D$ . Pour chacun des deux minéraux (calcite : C ou dolomite : D), l'équilibre se traduit par la relation :

$$\log \alpha = 0$$

tandis que  $\log \alpha < 0$  signifie une sous-saturation et  $\log \alpha > 0$  une sur-saturation. En fait, compte tenu de l'incertitude sur la valeur des constantes d'équilibre et sur la mesure du pH (de 0.05 à 0.1 suivant le cas), un écart dans un sens ou dans l'autre par rapport à l'équilibre ne peut être considéré comme significatif qu'à partir d'une valeur absolue supérieure à 0.15 - 0.20 pour  $\log \alpha_C$  et 0.25 - 0.30 pour  $\log \alpha_D$ .

## 2-3 Résultats

Les résultats bruts des analyses sont rassemblés dans le tableau 1. Les eaux présentent un faciès bicarbonaté calcique très marqué ; tous les autres ions sont présents en quantités marginales. De plus, si l'on exclut les eaux du forage F1 (n° 81 à 83) et de la source n° 5, les concentrations en ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{HCO}_3^-$  varient dans un intervalle relativement restreint :

- . 3.12 à 4.72 mé.l<sup>-1</sup> pour  $\text{Ca}^{2+}$
- . 2.53 à 4.80 mé.l<sup>-1</sup> pour  $\text{HCO}_3^-$

Quelques échantillons se distinguent par des teneurs en certains éléments s'écartant très nettement de la moyenne :

- . puits du village, n° 9 ; concentration en potassium très élevée,
- . source n° 48, à proximité de la grotte où sont recueillies les eaux d'infiltration ; concentration en magnésium élevée et pH bas (le seul en dessous de 7).

### 3 - DISCUSSION ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

#### 3-1 Eaux de la zone non saturée

Les trois points de suintement où sont recueillies les eaux sont localisés au niveau de trois fissures :

. L1, orientée N060 : écoulement permanent naturel ; 4 prélèvements à divers instants (n° 51 à 54),

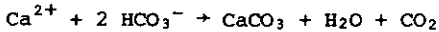
. L2, orientée N120 : fissure dépourvue d'écoulement lors de la visite ; l'écoulement est provoqué par cassure de produits de colmatage ; 2 prélèvements à 4 jours d'intervalle (n° 56 à 57),

. L3, orientée N130 : fissure également sèche, l'écoulement est provoqué par cassure des produits de colmatage ; 5 prélèvements dans les 6 heures suivant la cassure (n° 61 à 65).

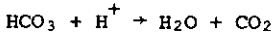
Toutes ces eaux se distinguent de celles de la zone saturée de cette même région par la relation :

$$[\text{HCO}_3^-] \text{ mé.l}^{-1} < [\text{Ca}^{2+}] \text{ mé.l}^{-1}$$

Cette inégalité ne peut pas s'expliquer par la précipitation de calcite :



qui fait apparaître  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{HCO}_3^-$  en quantité égale en  $\text{mé.l}^{-1}$  ; elle ne peut pas non plus par dégazage :



qui n'influence de façon importante que le pH étant donné que  $[\text{H}^+] \ll [\text{HCO}_3^-]$ . Elle peut être due par contre à des échanges des bases avec les résidus de colmatage des fissures.

Ces résultats conduisent aux remarques suivantes :

a/  $[\text{HCO}_3^-]$  et  $[\text{Ca}^{2+}]$  varient notablement d'un suintement à l'autre ; les concentrations se classent suivant l'ordre  $\text{L1} < \text{L3} < \text{L2}$  (l'eau la moins minéralisée est celle du suintement naturel).  $[\text{Mg}^{2+}]$  est en valeur absolue plus faible que  $[\text{HCO}_3^-]$  et  $[\text{Ca}^{2+}]$ , mais varie dans le même sens que ces éléments.

b/ Cependant, le rapport  $[\text{Ca}^{2+}]/[\text{HCO}_3^-]$  est autrement plus élevé que les teneurs absolues en ces éléments qui sont faibles ; soit le classement :  $\text{L2} < \text{L3} < \text{L1}$ .

c/  $[\text{HCO}_3^-]$  et  $[\text{Ca}^{2+}]$  fluctuent au cours du temps sur un même suintement, mais ces fluctuations sont inférieures à la disparité d'un suintement à l'autre.

d/ Quatre jours après le début de l'écoulement en L2, il se produit une diminution de la teneur en tous les éléments ;  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{K}^+$  sont les plus sensibles.

e/ Dans les six heures suivant la cassure de L3,  $[\text{HCO}_3^-]$  et  $[\text{Ca}^{2+}]$

fluctuent façon apparemment non organisée ; le dernier prélèvement marque une augmentation importante de  $[Mg^{2+}]$  accompagnée d'une diminution significative de  $[Ca^{2+}]$ . Un seul échantillon est insuffisant pour interpréter ces variations. Par contre, les fluctuations de  $[Na^+]$  et  $[K^+]$ , relativement importantes, semblent liées l'une à l'autre, les concentrations en ces deux éléments variant dans le même sens (figure 2). Elles sont caractérisées par un rapport  $[Na^+]/[K^+]$  relativement faible (1,7 en moyenne). Mais le seul élément dont les variations de la concentration au cours du temps soit organisée est l'ion sulfate : la teneur, initialement de  $0.44 \text{ mé.l}^{-1}$ , décroît rapidement pour se stabiliser à la valeur de  $0.07$  à  $0.08 \text{ mé.l}^{-1}$  au bout de quatre heures. Ce phénomène sera analysé, du point de vue hydrodynamique, au paragraphe 4-2.

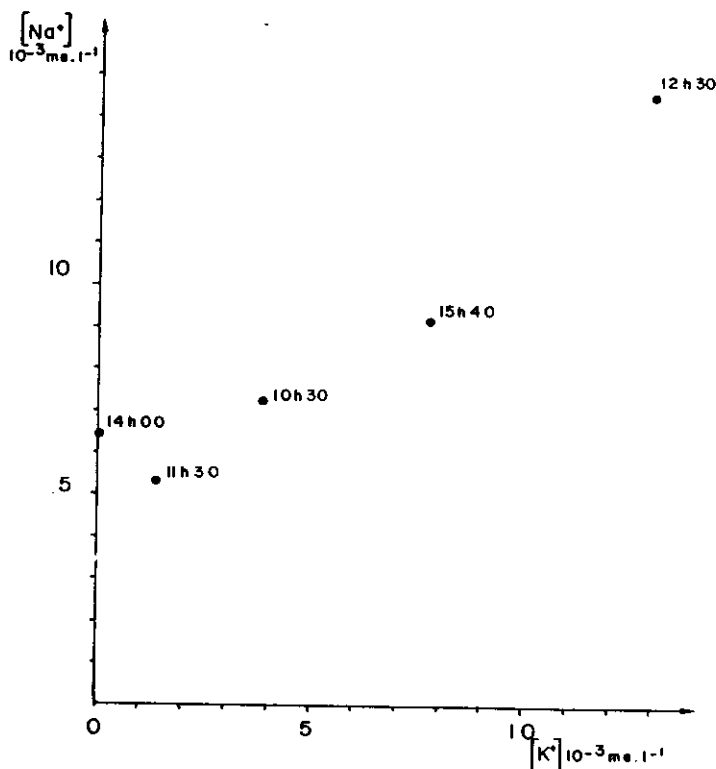


Figure 2.- Variations de la concentration en sodium et en potassium de l'eau issue du point de suintement L3 à la suite de la cassure des produits de colmatage. Les fluctuations des teneurs en ces deux éléments sont désordonnées mais liées l'une à l'autre (elles s'effectuent dans le même sens). Il est probable que sodium et potassium soient impliqués dans un même mécanisme.

Figure 2.- Sodium and potassium concentration variations in water from L3 leaking point, after breaking the concretion obstructing it. The variations are time-erratic but linked each other (the higher sodium concentration, the higher potassium concentration). Sodium and potassium are probably involved in the same process.

### 3-2 Eaux de forages

#### 3-2-1 Forage F1

C'est le seul point d'eau où des pH supérieurs à 8 ont été rencontrés. La faible minéralisation en  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{Ca}^{2+}$  suggère que cette eau pourrait ne pas être en relation directe avec les écoulements issus des fongchong. On observe des teneurs en  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  relativement élevées, une augmentation de  $[\text{HCO}_3^-]$ ,  $[\text{Ca}^{2+}]$  et  $[\text{Mg}^{2+}]$  avec la profondeur, en même temps qu'une légère diminution de  $[\text{K}^+]$ . Mais il est impossible de dire que la composition des eaux au fond du forage se rapproche de celle d'une eau karstique, bien que le forage atteigne le karst. Il est vraisemblable qu'à ce niveau, la recharge de l'aquifère de surface, peu minéralisé, est prépondérante sur l'alimentation par l'aquifère profond, karstique.

Pour les eaux de ce forage, les pressions de  $\text{CO}_2$  calculées d'après le pH et les bicarbonates, seraient de quelques  $10^{-4}$  atm. De la surface au fond, on passe d'une nette sous-saturation à une nette sursaturation par rapport à la calcite et à la dolomite. Cela est compatible avec le fait que ces eaux soient d'origine superficielle et n'aient donc pas acquis leur composition au contact de ces minéraux.

#### 3-2-2 Forage F2

Dans les eaux de ce forage, situé à 500 m d'un affleurement de grès du Dévonien inférieur, les variations de concentration en divers éléments, observées en fonction de la profondeur, ne sont guère significatives.  $[\text{Ca}^{2+}]$  est du même ordre que pour l'eau d'infiltration prélevée au suintement L1, mais  $[\text{HCO}_3^-]$ ,  $[\text{Mg}^{2+}]$  et  $[\text{Na}^+]$  sont plus élevés.

La caractéristique la plus remarquable est l'équilibre chimique de ces eaux avec la calcite et la dolomite, simultanément, sous une pression de  $\text{CO}_2$  de l'ordre de  $10^{-2}$  (tableau 2). Ceci est particulièrement évident pour les échantillons les plus proches de la surface (n° 91 et 92), tandis que la sursaturation apparente des échantillons plus profonds, n'est probablement qu'un artefact dû à la modification du pH entre les conditions *in situ* et la mesure en surface.

Ces équilibres chimiques sont peut-être en partie liés aux caractéristiques hydrauliques des grès, perméabilité fissurale plus faible mais à perméabilité matricielle plus élevée que le karst. Cela permet un meilleur contact entre l'eau et les minéraux.

### 3-3 Eaux des sources et des puits peu profonds

Comme sur les forages et contrairement aux eaux d'infiltration, les teneurs en bicarbonates et en calcium (en  $\text{m}\cdot\text{l}^{-1}$ ) sont pour chaque échantillon, de valeurs voisines avec une concentration légèrement supérieure en  $[\text{HCO}_3^-]$ . La seule exception (n° 36, source) n'est pas significative.

Quelques particularités sont à noter :

. Un point d'eau (source n° 5) situé en plaine, à seulement 250 m des fongchong, présente des concentrations en  $[\text{Ca}^{2+}]$  et  $[\text{HCO}_3^-]$  deux fois plus basses que la moyenne ;

. Le puits du village n° 9 a une teneur en potassium anormalement

élevée, comparée à celles rencontrées sur les autres échantillons ;

. La source n° 48 (en plaine, près des fongchong, à proximité de la grotte dans laquelle sont recueillies les eaux de la zone non saturée) a une teneur en magnésium très élevée. Elle est malgré tout sous-saturée par rapport à la dolomite (et à la calcite) compte tenu de son pH (le seul à être mesuré en dessous de 7). Ici encore, un seul point de mesure n'est malheureusement pas suffisant pour esquisser une interprétation.

Des dix points d'eau restants, trois sont relativement moins minéralisés que le reste du groupe :  $[Ca^{2+}]$  et  $[HCO_3^-] < 4 \text{ mé.l}^{-1}$  (n° 1, 7 et 10) ; ils sont proches de l'équilibre avec la calcite et la dolomite sous une pression de  $CO_2$  de  $10^{-2}$  atm. (avec une tendance à une sous-saturation pour la dolomite à la source n° 10). Ils sont cependant différents par leurs concentrations en  $Na^+$  et  $K^+$ .

Les sept autres points (puits naturels n°3 ; sources n° 4, 16, 17, 28, 31, 49) constituent un groupe relativement homogène quant aux teneurs en la plupart des éléments dosés, aux pressions de  $CO_2$  (déduites de l'équilibre  $CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$ ), de l'ordre de  $2 \times 10^{-2}$  atm., et à la saturation par rapport à la calcite (équilibre ou légère sursaturation). Ces eaux sont soit en équilibre avec la dolomite, soit sous-saturées (n° 16, 17, 31). Seule la source n° 49, géographiquement éloignée des neuf autres, plus riche en magnésium, est sursaturée par rapport à la dolomite. Il est à noter que des teneurs élevées en magnésium ont également été trouvées à la source n° 48 et dans la rivière souterraine n° 71 qui se situent dans le même secteur que la source n° 49.

### 3-4 Utilisation de l'analyse multidimensionnelle (ACP)

Ce traitement statistique est effectué sur 5 variables ( $HCO_3^-$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  et  $K^+$  qui sont les seules complètes)  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  et le pH, non mesurés sur certains échantillons, sont exclus du traitement. Les échantillons du forage F1, du puits n° 9 et de la source n° 48, qui se particularisent à la lecture simple des données brutes, n'ont pas été pris en compte dans cette ACP.

Les axes principaux mettent en évidence les tendances majeures de variations de composition des eaux (tableau 3).  $Ca^{2+}$  et  $HCO_3^-$  déterminent essentiellement l'axe 1 (variations de  $P_{CO_2}$  ou du taux de saturation en calcite) ;  $Na^+$ ,  $K^+$  et accessoirement  $Mg^{2+}$  l'axe 2 (échanges de bases), et  $Mg^{2+}$  l'axe 3 (équilibre avec la dolomite). La représentation graphique (figure 3) constitue une synthèse des diverses compositions chimiques rencontrées et met en évidence les proximités entre échantillons.



Tableau 3. - Traitement des données : paramètres statistiques ; matrice des corrélations et analyse en composantes principales. Les cations alcalins, non contrôlés par les équilibres avec les carbonates, sont présents en quantité beaucoup plus variable que  $\text{HCO}_3^-$  et Ca. Les corrélations des diverses concentrations sont faibles, sauf  $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$  (0.926) et de moindre façon  $\text{Na}^+ - \text{K}^+$  (0.796).

Les trois premiers axes principaux, totalisant 95 % d'inertie, donnent une bonne représentation du nuage de points (figure 3). L'axe 1 représente essentiellement l'aspect bicarbonaté calcique des eaux tandis que l'axe 2 traduit sa minéralisation secondaire (Na, K, Mg) et que l'axe 3 oppose le magnésium aux cations alcalins.

Table 3.- Data analysis : statistical parameters, correlation matrix and Principal Component Analysis. The concentration in alkaline cations, not controlled by carbonate equilibria, varies in a much larger range than bicarbonate and calcium concentration. Correlation coefficients are low, except  $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$  (0.926) and in a less way  $\text{Na}^+ - \text{K}^+$  (0.796). Axes 1, 2, 3, totalizing 95 % of inertia, give a good representation of the data cluster (figure 3). Axis 1 essentially figures the calcium bicarbonate facies of water, axis 2 its secondary mineralization (Na, K, Mg) and axis 3 the opposition between magnesium and the alkaline cations.

PARAMETRES STATISTIQUES					
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
MOYENNE	3.716	.1879	.01396	5.797E-03	3.609
ECART-TYPE	.6955	.1084	.01091	5.851E-03	.7709
COEF. VAR. (%)	18.72	57.69	78.15	100.93	21.36

A.C.P. EN VALEURS CENTREES REDUITES			
TABLEAU DES INERTIES (%) :			
	AXE 1	AXE 2	AXE 3
INDIVIDUELLE :	38.89	37.8	18.65
CUMULEE :	38.89	76.69	95.34

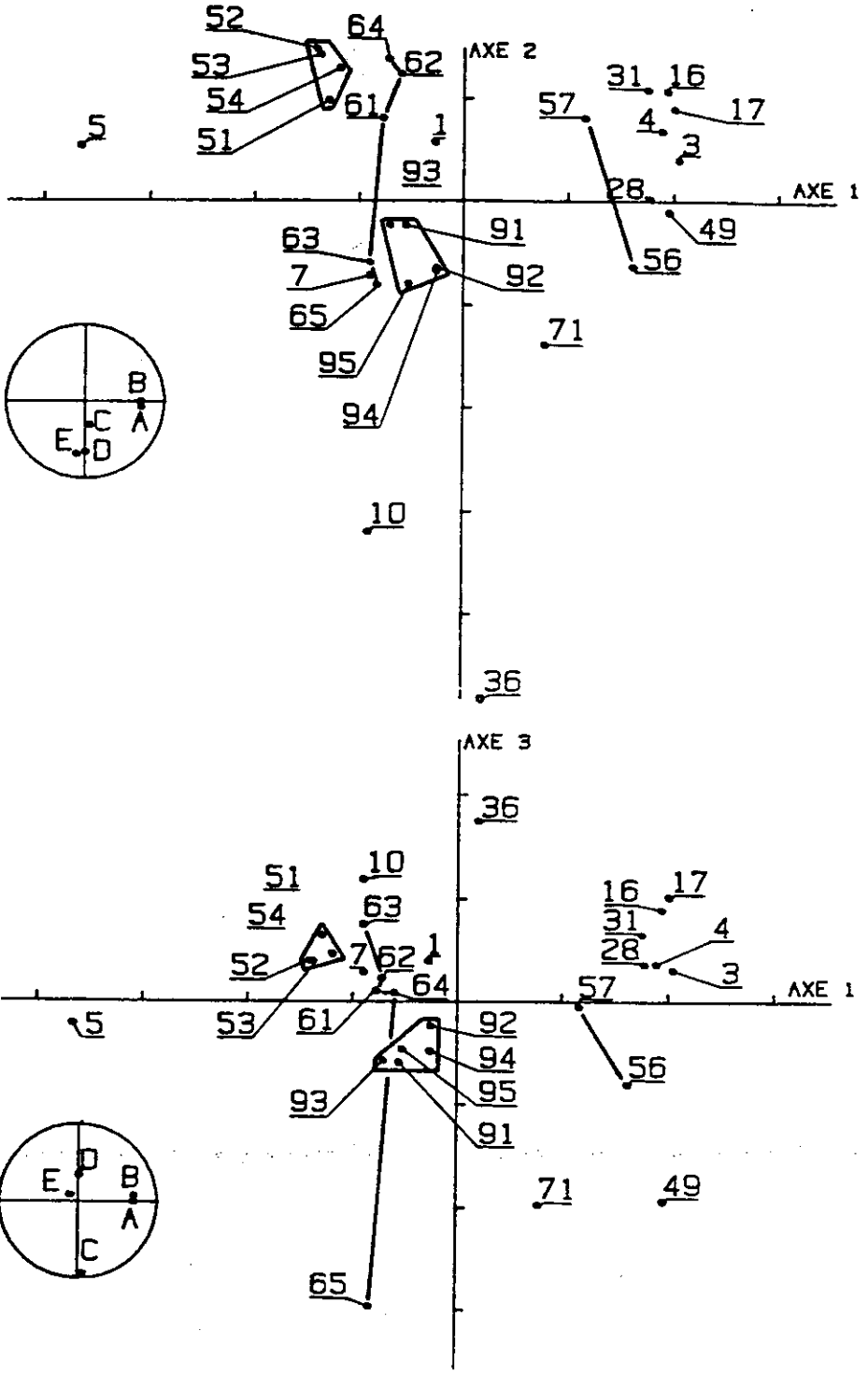
CORRELATIONS					
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
Ca <sup>++</sup>	1.				
Mg <sup>++</sup>	3E-03	1.			
Na <sup>+</sup>	.02	.104	1.		
K <sup>+</sup>	-.121	.292	.796	1.	
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	.926	.113	.101	-.052	1.

AXES PRINCIPAUX ASSOCIES :			
	AXE 1	AXE 2	AXE 3
POLE Ca <sup>++</sup>	.702	1E-03	.081
POLE Mg <sup>++</sup>	.055	-.31	-.93
POLE Na <sup>+</sup>	7E-03	-.656	.346
POLE K <sup>+</sup>	-.105	-.684	.09
POLE HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	.702	-.073	2E-03

TABLEAU DES CORRELATIONS MULTIPLES :			
	AXE 1	AXE 2	AXE 3
POLE Ca <sup>++</sup>	.493	.493	.499
POLE Mg <sup>++</sup>	3E-03	.099	.964
POLE Na <sup>+</sup>	0	.43	.55
POLE K <sup>+</sup>	.011	.479	.487
POLE HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	.493	.498	.498



*Figure 3.* - Représentation des échantillons en Analyses en composantes Principales pour les 5 variables (A :  $\text{HCO}_3$ , B : Ca, C : Mg, D : Na, E : K). Les échantillons du forage F1 (n° 81, 82, 83), beaucoup moins minéralisés que tous les autres, ainsi que l'échantillon n° 48, dont la concentration en magnésium est beaucoup plus élevée que la moyenne, sont exclus du traitement.

. Les échantillons 51 à 54, prélevés au point de suintement L1, en zone non saturée, sur une fissure non colmatée, forment un groupe homogène.

. Les échantillons 91 à 95 (forage F2) constituent également un ensemble homogène.

. Les échantillons 61 à 65 (point de suintement L3, initialement sec et siège d'un écoulement après la cassure des produits de colmatage) constituent une famille homogène par rapport à l'axe 1 ( $\text{HCO}_3$  et Ca), mais hétérogène par rapport à l'axe 2 et à l'axe 3 (K, Na et Mg).

*Figure 3.* - Principal Component Analysis for 5 variables ( $\text{HCO}_3$ , Ca, Mg, Na, K). Samples from F1 borehole (81, 82, 83), much less mineralized than the others, and samples n° 48, whose magnesium concentration is much higher than the others, are not taken into account in the treatment.

. Samples from L1 leaking point (51 to 54), in the unsaturated zone, on an open fissure, form a homogeneous group.

. Samples from F2 borehole (91 to 95) also form a homogeneous group.

. Samples from L3 leaking point (61 to 65), initially dry and yielding water after breaking the concretion obstructing it, form a homogeneous family in regard to the 1<sup>st</sup> axis ( $\text{HCO}_3$ ) and Ca but a heterogeneous family in regard to the 2<sup>nd</sup> axis (K, Na and Mg).

. Samples n° 3, 4, 16, 17, 28, 31 are close to one another : 3-4 and 16-17 associations are particularly noticeable.

. The sample from the underground river (71), although fewly excentered relatively to the data cluster, has no other point in its vicinity.

---

#### 4 - SCHÉMATISATION DE L'ORGANISATION DES ÉCOULEMENTS D'APRÈS LES DONNÉES DE L'HYDROCHIMIE

---

##### 4-1 Zone saturée

Une ressemblance particulière nette entre certains points d'eau peut être interprétée comme due à une origine commune de ces eaux ou une liaison hydraulique rapide entre ces points. Une origine commune peut, par exemple, être suggérée par des considérations géographiques ; c'est le cas pour la source n° 16 (située au pied des fongchong) et la source n° 17 (environ 150 m en amont de S16), de compositions chimiques très voisines.

L'existence de liaisons hydrauliques rapides doit être discutée suivant le contexte structural. Des mesures effectuées ressortent deux exemples :

. Le puits naturel n° 3, dans une doline, et la source n° 4, sur le flanc opposé d'un pic bordant cette doline, sont distants de 200 m sur un axe de direction N.S.. Cette orientation peut correspondre à des fentes de tension liées à la compression subméridienne, et ouvertes par la distension post-crétacée qui les fait rejouer en décrochements à composante normale (DROGUE *et al.*, 1986).

. La source n° 1, bien que située dans la même doline que le puits naturel n° 3, est de composition chimique sensiblement différente de celle des eaux de ce puits. Par contre, les eaux du puits naturel n° 7 et de la source n° 10 (ces deux points sont situés au pied des fongchong) sont de composition relativement voisines de celle des eaux de la source n° 1. Or dans la doline, les eaux de cette source se perdent en un point s'alignant sur un axe NO60 avec les deux points d'eau n° 7 et 10. Cette direction correspond à une famille de failles normales ou de décrochements pouvant rejouer en failles normales. L'existence de ces accidents peut expliquer le fait que des circulations rapides se produisent entre ces points, malgré leur éloignement relatif : 1 000 m de S1 à S7, 500 m de S7 à S10. Des échanges de bases, possibles lors du cheminement des eaux entre ces points, peuvent expliquer les différences constatées pour  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ . Par ailleurs, une influence rapide sur S10 lors des pompages sur S7 est à noter.

Des relations sont également possibles entre la zone de fongchong et la plaine. En effet, des deux sources n° 5 et 36 (situées dans la plaine), la plus proche des fongchong (n° 5) est paradoxalement la moins minéralisée tandis que la composition de la source n° 36 (située à 1 500 m des fongchong) est assez voisine de celle de points d'eau situés au pied des fongchong (puits naturel n° 28), du moins en ce qui concerne  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ . Il est donc probable qu'un aquifère profond, dont les eaux sont proches de l'équilibre avec la calcite (et parfois la dolomite), alimente à la fois des points d'eau situés au pied des fongchong (n° 16, 28, 31, 49) ou en amont (n° 3, 4, 17), et certaines sources de la plaine (n° 36). Mais au niveau de cette plaine, une nappe superficielle, de caractéristiques hydrochimiques très différentes (source n° 5, forage F1) existe conjointement à l'aquifère karstique (figure 1b).

#### 4-2 Zone non saturée

Les analyses effectuées sur les eaux des points de suintement L1, L2 et L3 montrent que la composition chimique de ces eaux peut varier sensiblement entre fissures, même très voisines : L2 et L3 sont distantes d'un mètre, L1 et L2 d'une dizaine de mètres. Cela laisse supposer une géométrie des écoulements très complexe des points proches dans l'espace pouvant être sans relation hydraulique s'il n'existe, entre eux, aucun cheminement de fissures ouvertes et connectées entre elles. La même différenciation hydrochimique entre fissures voisines a déjà été mise en évidence dans la zone saturée de divers milieux fissurés : granites (BEAUCAIRE et MICHARD, 1982 ; BIDAUX *et al.*, 1986) ; cela laisse supposer une analogie de structure et de mécanisme entre zone saturée et zone non saturée.

Quant au fonctionnement hydraulique de la zone non saturée, des informations sont acquises à partir de l'étude conjointe de l'évolution, au cours du temps, de la teneur en sulfates de l'eau du point de suin-

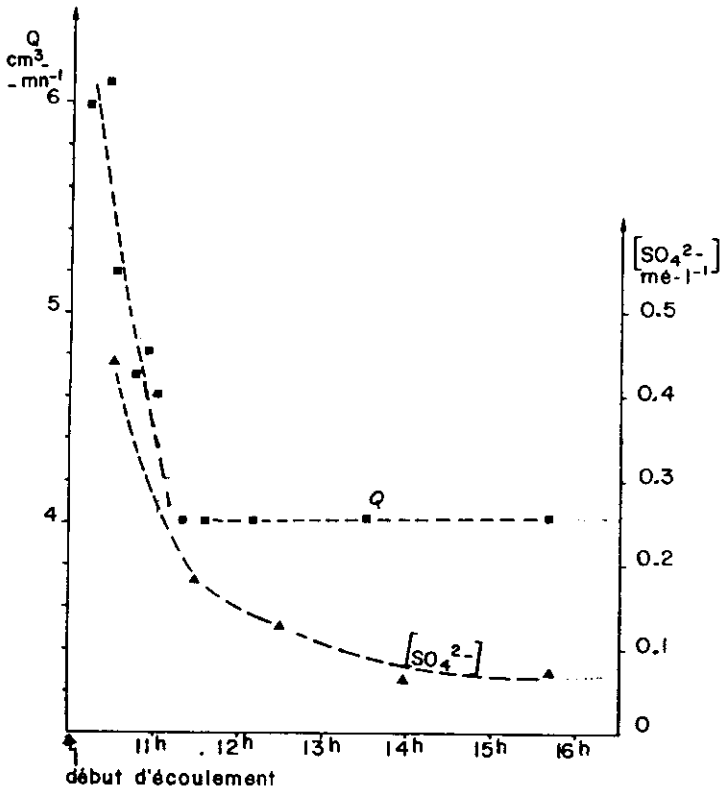


Figure 4.- Evolution comparée du débit et de la teneur en sulfates de l'eau du suintement L3 à la suite de la cassure des produits de colmatage. Il apparaît que le débit se stabilise beaucoup plus rapidement que la concentration en ions sulfate.

Figure 4.- Compared evolution of discharge and sulfate concentration at L3 leaking point, after breaking the concretion. Discharge reaches a stable value much earlier than sulfate concentration.

tement L3 et du débit issu de ce point, à la suite de la cassure des produits de colmatage de la fissure correspondante. En effet, nous avons noté (III, 1, e) que la teneur en sulfates, assez élevée au départ (0.44 mé.l<sup>-1</sup>), décroissait rapidement pour se stabiliser à la valeur de 0.07 à 0.08 mé.l<sup>-1</sup> au bout de quatre heures. Cela est d'autant plus remarquable que le débit du suintement (6 cm<sup>3</sup> par minute après la cassure) décroît aussi mais se stabilise beaucoup plus rapidement, à la valeur de 4 cm<sup>3</sup> par minute, au bout d'une heure et demie (figure 4). Nous pouvons, de ces observations, tirer les conclusions suivantes :

- le colmatage de la fissure conduit à l'existence d'un certain volume d'eau piégée, qui se distingue chimiquement de l'eau en mouvement par sa teneur en sulfates ;

- l'eau piégée est en partie contenue dans un réseau de type réservoir dont la vidange, en gros exponentielle (figure 5), est terminée au bout d'une heure et demie ; on peut ainsi estimer son volume à environ 80 cm<sup>3</sup> ;

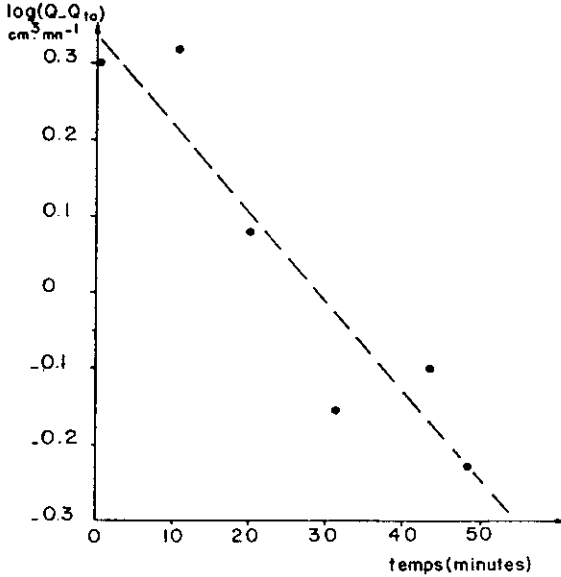


Figure 5.- Etude de la vidange du réservoir en relation avec le suintement L3 (débit total  $Q$  diminué au débit stabilisé  $Q_{\infty} = 4 \text{ cm}^3.\text{mn}^{-1}$ ) à la suite de la cassure des produits de colmatage (l'origine des temps est prise à l'instant de la cassure). Cette vidange s'ajuste selon une loi :

$$\log (Q - Q_{\infty}) = At + B$$

avec  $A = - 0.012 \pm 0.002$  et  $B = 0.34 \pm 0.06$  à 84 % de confiance ;

soit une estimation du volume du réservoir concerné :

$$V = \frac{10B}{2.3 A} \approx 80 \text{ cm}^3.$$

Figure 5.- Discharge from the reservoir related to L3 leaking point (total discharge  $Q$ , minus stable discharge value  $Q_{\infty} = 4 \text{ cm}^3.\text{mn}^{-1}$ ) after breaking the concretion ( $t = 0$  when breaking the concretion). The curve can be fitted with :

$$\log (Q - Q_{\infty}) = At + B$$

with  $A = - 0.012 \pm 0.002$  and  $B = 0.34 \pm 0.06$  (84 % confidence interval) ;

Hence an estimation of the reservoir volume :

$$V = - 10B / (2.3 A) \approx 80 \text{ cm}^3$$

- le suintement est en liaison hydraulique avec une limite à charge constante, probablement constituée par l'eau en mouvement ; la connexion entre le suintement et cette limite est un réseau contenant de l'eau

également statique avant la cassure (réseau en cul-de-sac) puisque la stabilisation chimique n'apparaît pas encore alors que le réservoir est déjà vide. Le renouvellement du réseau de connexion demandant quatre heures au débit de  $4 \text{ cm}^3$  par minute, son volume peut être estimé à un litre environ. Quant au fait que la teneur en sulfates diminue dès le début de l'écoulement, deux explications sont possibles : soit le réseau de connexion contient un mélange, en proportion variable, d'eau à forte teneur et d'eau à basse teneur en sulfates (influence de l'eau en mouvement par diffusion, par exemple) ; soit encore l'écoulement provoque une baisse de la concentration en sulfates, par phénomène d'adsorption.

---

## CONCLUSION

---

La composition chimique des eaux, dont le principal facteur est l'équilibre avec la calcite et la dolomite sous des pressions de  $\text{CO}_2$  pour la plupart de l'ordre de  $1 \text{ à } 2 \times 10^{-2} \text{ atm.}$ , ne peut s'expliquer entièrement par des critères de géomorphologie (forage ou source en plaine ; source ou puits au pied d'un fonglin, des fongchong, perché, dans une doline ...). Ceci suppose un système d'écoulement complexe ou plusieurs aquifères sont en relation plus ou moins directe (eau superficielle de la plaine, eau profonde du karst, aquifères perchés) et où le réseau de drains, mis en place suite aux diverses phases tectoniques, joue un rôle prépondérant. De même, les observations effectuées sur la zone non saturée montrent un contexte structural complexe (fissures plus ou moins ouvertes, plus ou moins connectées, colmatées ou non, s'organisant en sous-réseaux de taille variable), d'où des écoulements complexes : sous-réseaux fonctionnant soit en réservoir, soit en conduit alimenté par une limite à charge constante ; dualité eau statique - eau en mouvement, la première se logeant dans les réseaux en cul-de-sac et se différenciant chimiquement de la seconde.

Les données acquises lors de cette première phase d'étude peuvent déjà donner lieu à interprétation, mais ne permettent pas encore une généralisation des résultats. Toutefois, la coexistence de divers systèmes aquifères, ici mise en évidence, laisse supposer qu'une étude hydrochimique plus approfondie (augmentation du nombre de points de prélèvement, réalisation de chroniques, mesures en période de crue), jointe à une étude structurale et hydrodynamique, peut apporter une précieuse contribution à la connaissance des écoulements. De telles mesures sont actuellement entreprises.

---

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

BEUCAIRE C., MICHARD G. (1982). Site du Mayet de Montagne. Rapport préliminaire. In : *Shallow depth experimentation on a method for extracting heat from deep dry hot rocks.* CORNET F. II. Rapport final pour le contrat CEE EGD.

BIDAUX P., MICHARD G., DROGUE C., BEUCAIRE C. (1986). Nouvelle méthode pour l'identification des écoulements en roches fissurées peu perméables. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, série II, 11: 751-754.

CHEN WENJUN. (1982). Brief introduction to the karst geology of Guilin (in chinese). *Selected papers from the second All-China Symposium on Karst of Guilin*. Géol. Soc. China, pp. 30-37.

CVIJIĆ. (1981). La géographie des terrains calcaires. Monographie de l'Académie Serbe des Sciences et des Arts, n° 26, 212 p..

DROGUE C. (1986). Fracturing in the Paleozoic carbonate formations of Southern China (Guangxi fracture area) ; interprétation within the tectonic context of Eastern Asia. *Tectonophysics*, 121: 295-302.

DROGUE C., YUAN DAOXIAN, BIDAUX P. et ZHOU SHI-YING. (1986). Conditions structurales des aquifères carbonatés de Chine méridionale (Province de Guangxi, région de Guilin). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, série II, 15°.

JENNINGS J.N. (1983). Karst landforms. *American Scientist*, 71: 578-586.

LEHMANN H. (1953). Der tropische Kegel Karst in Westindien. *Verh. dt. Geogr. Tags*, 29: 126-131.

MICHARD G. (1983). Recueil des données thermodynamiques concernant les équilibres eaux-minéraux dans les réservoirs hydrothermaux. Commission des Communautés Européennes. Energie, rapport EUR 8590 FR, 22 p..

YUAN DAOXIAN. (1985). New observations on tower karst. First Inter. Conf. on Geomorphology 15-21 Sept. Manchester - England, 15 p..

YUAN DAOXIAN. (1981). A brief introduction to China's research in karst. *Bull. Inst. Karst. Geol. Guilin* n° spécial, 37 p..

ZHU DEHAN. (1982). Evolution of peak-cluster depression in Guilin area and morphometric measurement (in chinese) *Carsologica Sinica*, V.I., n°2, p. 134-141.