

Comportement particulier lors des montées de crues dans les aquifères karstiques, mise en évidence d'une double fracturation et/ou de circulation profonde : exemple de la Fontaine de Vaucluse

Autor(en): **Emblanch, Christophe / Puig, Jean-Michel / Zuppi, Gian-Maria**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **92 (1999)**

Heft 2

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-168666>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Comportement particulier lors des montées de crues dans les aquifères karstiques, mise en évidence d'une double fracturation et/ou de circulation profonde: Exemple de la Fontaine de Vaucluse

CHRISTOPHE EMBLANCH¹, JEAN-MICHEL PUIG¹, GIAN-MARIA ZUPPI², JACQUES MUDRY³ & BERNARD BLAVOUX¹

Key words: karst, deep circulation, double fracturation, high discharge, Fontaine de Vaucluse

ABSTRACT

Lots of works demonstrate the complexity of functioning of the Fontaine de Vaucluse. A daily sampling during a flood period, using ¹³C of the total dissolved inorganic carbon (TDIC), is compared to classical parameters. It enables more accurate interpretation.

With this experiment, we observed particular water outflows at the outlet during high flow periods. This water has a high magnesium content which reveals a long residence time; a TDIC ¹³C enrichment, significant of a long residence time within the saturated zone, and a high temperature indicating again an origin within the saturated zone.

This particular water flowing only during high discharge period can be assigned to saturated zone with high pressure loss, which limits its participation to the flow in normal conditions. To explain this phenomenon, we propose the double fracturing concept. An open one, mainly with a drain function and a second one which generally plays a storage role. This storage fracturing could be made of joints or small fractures, but also of old drains with a bad connection to the present drainage system.

RESUME

De nombreux travaux ont mis en évidence la complexité du fonctionnement de la Fontaine de Vaucluse. La mise en œuvre d'un suivi hydrochimique serré des périodes de crues et l'utilisation du ¹³C du carbone minéral total dissous (CMTD) couplée à des paramètres plus classiques a permis d'interpréter plus finement certaines phases du fonctionnement.

Le suivi journalier en période de hautes eaux a permis de mettre en évidence des eaux particulières lors des montées de crues importantes. Ces eaux ont une forte concentration en magnésium caractéristique d'un long temps de séjour dans le système, elles montrent un net enrichissement en ¹³C du CMTD signifiant une évolution prolongée en zone noyée et une température élevée indiquant également une origine de la zone noyée. Ces eaux particulières qui s'écoulent lors de fortes mises en charge du système sont attribuables à des secteurs où de fortes pertes de charges limitent leur participation à l'écoulement en temps normal. D'où la notion de double fracturation avec une fracturation essentiellement transmissive assurant le drainage classique et une fracturation capacitive qui ne participe à l'écoulement que dans des conditions particulières. Cette fracturation capacitive peut être constituée de fissures faiblement ouvertes ou d'anciens drains mal connectés au réseau de drainage actuel.

I. Introduction

Les suivis physico-chimiques des exutoires des systèmes karstiques ont permis d'établir les caractéristiques générales de leur fonctionnement. Mais ces suivis trouvent leurs limites devant la complexité des phénomènes rencontrés. Pour aller plus loin dans le détail du fonctionnement, il est nécessaire de travailler à des pas de temps réduits, et aussi de faire appel à de nouveaux traceurs et à des techniques nouvelles.

Sur le système karstique de la Fontaine de Vaucluse dont de nombreux travaux antérieurs ont montré la complexité, la mise en œuvre d'un suivi serré des périodes de variation brutale du régime et l'utilisation du ¹³C du carbone minéral total dissous (CMTD = CITD) couplée à des paramètres plus classiques (t°, Mg²⁺, SiO₂) ont permis d'interpréter plus finement certaines phases du fonctionnement.

¹ Université d'Avignon, Faculté des Sciences, Laboratoire d'hydrogéologie, 33, rue Louis Pasteur, F-84000 Avignon, France, e-mail: christophe.emblanch@univ-avignon.fr et jean-michel.puig@univ-avignon.fr

² Università Ca Foscari di Venezia, Dipartimento di Scienze Ambientali, Calle Larga Santa Marta, Dosoduro 2137, I-30123 Venezia, Italia, e-mail: zuppi@mbox.vol.it

³ Université de Franche Comté, Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, place Leclerc, F-25030 Besançon, France, e-mail: jacques.mudry@univ-fcomte.fr

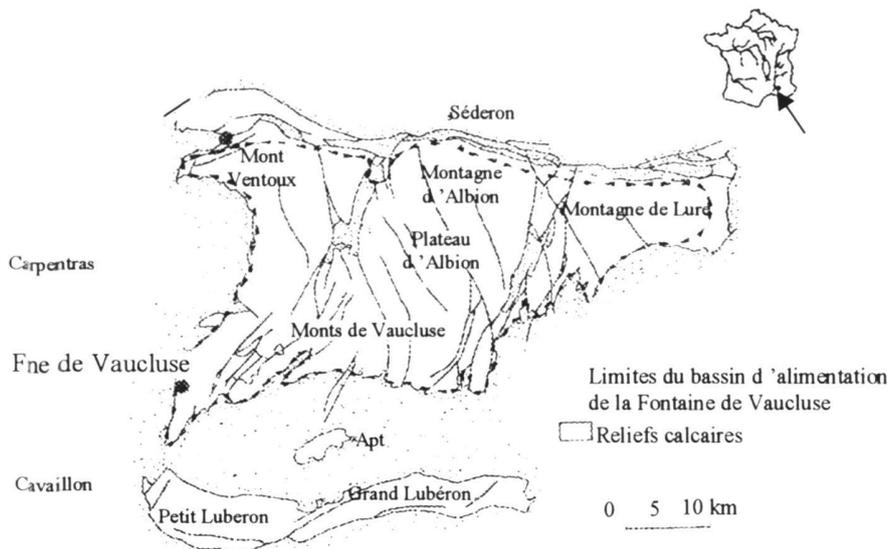


Fig. 1. Limites du système de Fontaine de Vaucluse (d'après Puig 1987).

II. Etat des connaissances sur l'aquifère karstique de la Fontaine de Vaucluse

II.1. Limites du système et spécificité liée à sa zone non saturée

Puig (1987) a défini un bassin d'alimentation de 1130 km² (Fig. 1) comprenant notamment le Mont Ventoux, la Montagne d'Albion et la Montagne de Lure, en s'appuyant sur des considérations géologiques, mais aussi par la réalisation d'un bilan hydrologique. Ce bassin exclut le Lubéron: comme le bilan est équilibré et qu'aucune circulation entre le Lubéron et la Fontaine de Vaucluse n'a été prouvée, nous utiliserons ce bassin d'alimentation dans notre étude. Ce système se caractérise par un fort étagement altitudinal de son impluvium, avec un sommet situé à 1909 m et un exutoire à 84 m pour une altitude moyenne pondérée de 870 m. Il faut également noter que les eaux circulent par un conduit terminal de 308 m sous l'exutoire.

Géologiquement, le karst de Fontaine de Vaucluse est constitué d'une partie de la dalle calcaire barrémo-bédoulienne qui s'est soulevée à la limite Crétacé-Paléogène à l'exception des fossés d'effondrement qui possèdent une couverture de Crétacé supérieur plus ou moins aquifère. Sur les plateaux comme celui de Saint Christol d'Albion le sol a pu se développer alors que dans les zones à forte pente il peut être réduit à quelques centimètres ou même être absent par endroit.

Des réserves d'eau pourront s'établir dans la zone non saturée: dans l'épikarst, mais aussi dans toute la zone d'infiltration. Les aquifères épikarstiques favorisés par l'ouverture des fractures sont soumis à l'évapotranspiration, l'eau s'y enrichira en chlorures apportés par les pluies et en nitrates et gaz carbonique essentiellement produits par la végétation (Mudry 1986).

L'ensemble de la zone d'infiltration présente à la Fontaine de Vaucluse la particularité d'être très épaisse (800 mètres en

moyenne selon Puig 1987). Des niveaux plus ou moins imperméables, marneux ou peu fracturés, retiennent de petits aquifères suspendus qui alimentent les drains karstiques (Lastenet et al. 1995).

Le volume d'eau contenu dans la zone non saturée a été estimé par trois méthodes différentes à environ 100 millions de m³ (Puig 1987). Au plus fort des périodes de sécheresse il subsiste donc des écoulements dans la zone non saturée. L'exemple le plus marquant est la rivière d'Albion qui coule à 600 mètres sous la surface avec un débit d'étiage de l'ordre de 100 l/s. Pendant la traversée de ces 800 m d'épaisseur, l'eau se minéralise, surtout si elle transite lentement dans les blocs fissurés ce qui laisse le temps aux interactions eau-roche de se réaliser. C'est ainsi qu'à la rivière d'Albion on retrouve des minéralisations proches de celles des eaux de la Fontaine.

La zone saturée est mal connue du fait que le seul point d'accès est le conduit terminal dont la profondeur de 308 m indique l'épaisseur minimale. En prenant une épaisseur noyée de 300 m et une porosité connectée de 0,1% on obtient un volume de 150 à 300 millions de m³. Le volume chassé des drains noyés en début de crue à la Fontaine de Vaucluse est évalué à 27 millions de m³ (Puig 1987).

II.2. Fonctionnement de la Fontaine de Vaucluse

Les plus faibles débits mesurés depuis 1869 sont de l'ordre de 4 m³/s, après de très longs étiages (minimum depuis que les mesures sont quotidiennes atteint le 27/01/1990 avec 3.77 m³/s). Les débits maxima sont plus difficiles à connaître, en raison de leur rareté et des problèmes de mesure. Des valeurs de 100 à 120 m³/s peuvent être raisonnablement envisagées.

La forme des hydrogrammes de crue indique un système évolué et bien hiérarchisé. L'étude des courbes de récession

montre une grande dispersion des coefficients de tarissement (Aigrot 1967), ce qui confirme la complexité du système.

Pour compléter l'étude hydrodynamique, de nombreux auteurs ont réalisé des suivis hydrochimiques ou isotopiques. Blavoux & Mudry (1983), grâce à l'étude des concentrations en magnésium, proposent un modèle de fonctionnement du système de la Fontaine de Vaucluse. La figure 2 montre une relation entre le débit à la Fontaine de Vaucluse et la teneur en magnésium. L'interprétation proposée par les auteurs est la suivante: les points d'étiage à forte concentration et faible débit marquent les eaux de la réserve. Puis le débit augmente et la concentration reste élevée, ce qui correspond à la chasse des eaux de la réserve située dans les drains par l'onde de crue (1). Ensuite, le débit continue d'augmenter mais la minéralisation baisse. (2) Le ruissellement souterrain, peu minéralisé atteint l'exutoire. (3) Le débit diminue mais la minéralisation reste faible, c'est le début de la décrue avec forte contribution du ruissellement. (4) Le débit continue de baisser mais la concentration remonte, le ruissellement cesse progressivement pour laisser s'écouler des eaux exclusivement issues de la zone noyée. Sur cette figure le système apparaît comme très inertiel, le temps de transit est nettement différent du temps de transfert. Mudry (1986) a retrouvé cette évolution en pratiquant une Analyse des Composantes Principales (ACP) avec l'ensemble des éléments chimiques suivis.

III. Travail à l'échelle de la crue

De mars 1995 à mai 1996, Emblanch (1997) a effectué un suivi journalier en période de crue afin d'observer les variations dans leur détail, et un suivi hebdomadaire à l'étiage pour connaître le signal moyen au cours de cette période. Pendant cette étude, on différencie deux périodes de crues (fin avril 1995 et hiver 1995-1996). Même si les débits de pointe sont identiques, ces crues se différencient par leur durée et par les types de précipitations qui les ont engendrées. La crue d'avril 1995 est consécutive à une impulsion pluvieuse de 120 mm en quelques heures alors que pour la suivante, il s'agit plutôt d'un enchaînement de crues liées à une succession d'épisodes pluvieux moins importants mais dont le cumul dépasse 500 mm (12/1995 à 01/1996).

La crue d'avril 1995 étant isolée et faisant suite à une seule impulsion pluvieuse est la plus simple à interpréter. C'est donc par elle que nous commencerons notre étude, puis nous comparerons nos observations à la deuxième période de crue ainsi qu'aux données de 1981.

Notre suivi journalier (Fig. 3 et 4) montre que pendant la montée de crue d'avril 1995, non seulement les concentrations en magnésium ne diminuent pas mais qu'elles augmentent de façon significative. La teneur en magnésium est généralement considérée comme un bon indicateur du temps de séjour relatif (Blavoux & Mudry 1983, Plagnes 1997), les augmentations significatives de concentration en magnésium lors des montées de crue indiquent donc une augmentation du temps de séjour moyen de l'eau dans le système. Pour sa part, l'augmentation

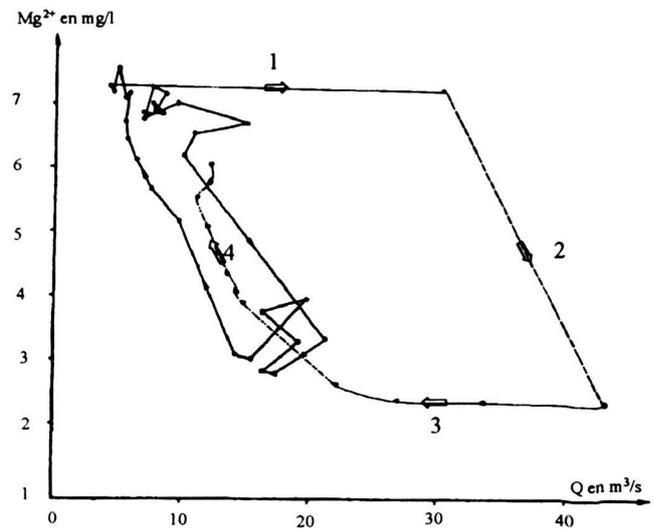


Fig. 2. Relation concentration en magnésium - débit à la Fontaine de Vaucluse au cours d'un cycle hydrologique (Blavoux & Mudry 1983). 1 chasse d'eau de la réserve en montée de crue; 2 arrivée d'eau plus faiblement minéralisée; 3 baisse de débit avec des eaux faiblement minéralisées; le ruissellement cesse progressivement.

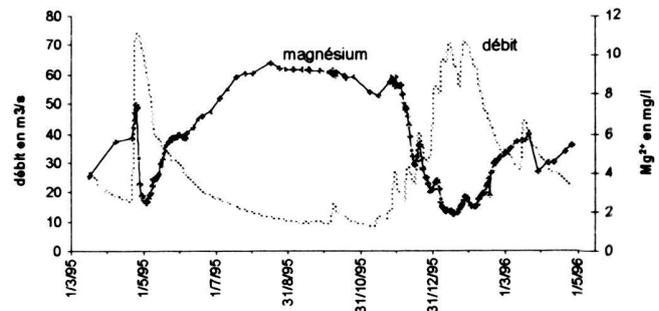


Fig. 3. Evolution du magnésium et du débit à la Fontaine de Vaucluse au cours du cycle hydrologique.

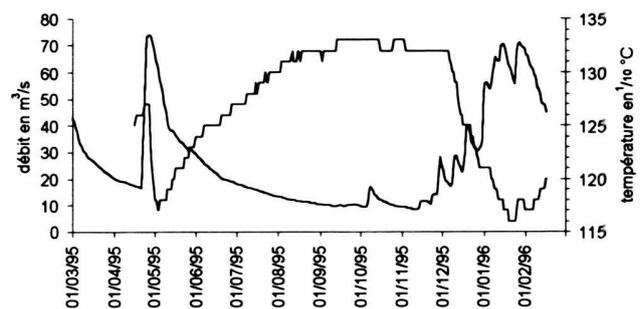


Fig. 4. Evolution de la température et du débit à la Fontaine de Vaucluse au cours du cycle hydrologique.

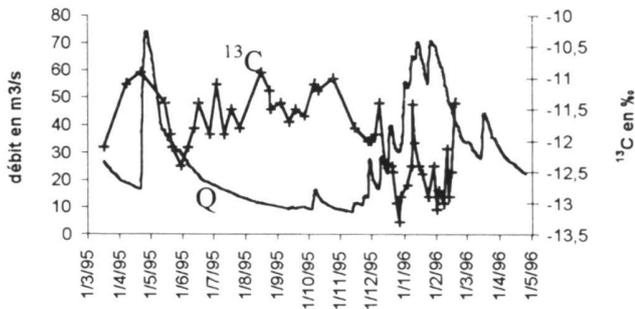


Fig. 5. Evolution du ^{13}C et du débit à la Fontaine de Vacluse au cours du cycle hydrologique (Emblanch 1997).

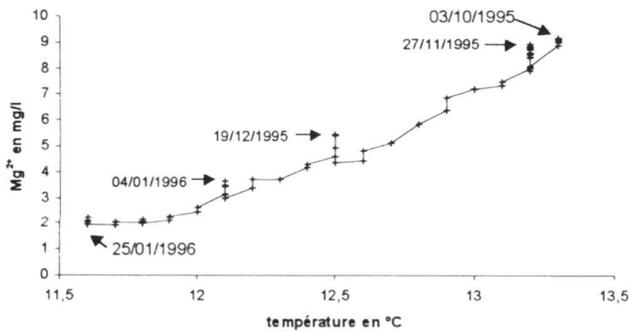


Fig.6. Relation température magnésium à la Fontaine de Vacluse.

significative de température observée (+ 0,3 °C) en figure 4 au même moment indique que cette eau ne provient pas de la zone non saturée dont la température est plus faible (Lastenet et al. 1995, Emblanch 1997). Cette eau doit donc provenir de la zone noyée, ce que confirme la mesure du carbone 13 (^{13}C) du CMTD dont le signal fortement enrichi durant les montées de crue (Fig. 5) indique des eaux stockées dans la zone noyée (Emblanch et al. 1998). Les variations de minéralisation observées lors de la montée de crue d'avril 1995 sont donc attribuables à un mélange où la proportion des eaux à long temps de séjour dans la zone noyée augmente.

Pour l'hiver 1995–1996 on observe le même comportement en montée de crue. En effet la température (fig. 4), si elle n'augmente pas, montre un palier significatif lors des montées de crues importantes, avec une augmentation des concentrations en Mg^{2+} (Fig. 2) et un enrichissement en ^{13}C du CMTD (Fig. 5) pour chacune de celles-ci. Ces similitudes sont confirmées par des corrélations très significatives (tab. 1) entre les différents traceurs du temps de séjour. Ces très bonnes corrélations et l'absence de points s'éloignant de celles-ci montrent que tous les traceurs utilisés subissent le même phénomène en

Tab. 1. Corrélations entre les différents traceurs utilisés.

	Nombre de points	r
$^{13}\text{C} - \text{Mg}^{2+}$	50	0.74
$^{13}\text{C} - \text{température}$	50	0.68
$\text{Mg}^{2+} - \text{température}$	120	0.95

Tab. 2. Hauteur de mise en charge mesurée dans des cavités du système de Vacluse.

Lieu	Hauteur de mise en charge (m)	référence
Aven Autran	120	Thérond & Audra 1997
Aven Souffleur	120	Thérond & Audra 1997
Perte du Calavon	263	Thérond & Audra 1997

montée de crue. Toutes ces informations sont confirmées sur la figure 6 où les montées de crues importantes se distinguent nettement du comportement général. En effet, alors que généralement nous avons une évolution quasi linéaire entre la température et le magnésium, les fortes montées de crues sont caractérisées par une rupture de cette relation. Cette rupture s'explique par le fait que le magnésium est plus sensible que la température à l'augmentation du temps de séjour.

Ce suivi journalier a donc mis en évidence des arrivées d'eaux particulières en montée de crue. L'augmentation de la teneur en magnésium montre qu'à la chasse des eaux préexistantes dans les drains terminaux s'ajoutent en montée de crue des eaux encore plus minéralisées.

IV. Discussion

La participation que nous venons d'établir concerne donc des eaux plus chaudes, plus riches en Mg^{2+} , et en ^{13}C . Ce sont donc des eaux de la zone noyée (t° , ^{13}C), à long temps de séjour (t° , ^{13}C , Mg^{2+}) qui ne sont pas sollicitées en régime hydrodynamique moyen.

Pour expliquer le phénomène observé, il faut donc situer dans la zone noyée les eaux qui viennent modifier les paramètres physico-chimiques à l'exutoire. Il semble évident que les drains majeurs dans lesquels l'eau transite rapidement vers la source ne peuvent pas contenir une eau aux caractéristiques différentes de celles qui s'écoulent immédiatement avant la crue. On est donc obligé de situer ces stocks dans des secteurs de la zone noyée où de fortes pertes de charge limitent la par-

Tab. 3. Température, magnésium et silice de quelques forages atteignant les eaux à long temps de séjour dans les calcaires de l'aquifère de la fontaine de Vaucluse.

Forages	Date prélèvement	t degC	Mg ²⁺ mg/l	SiO ₂ mg/l	référence
Salignan	17/4/68		23.5		Flandrin & Paloc, 1969
Mur	19/10/88	17.9	31	13.4	Couturaud, 1993
Boyer	19/10/88	18.1	31	12.1	Couturaud, 1993
Lapo	27/9/88	15.4	21	11.5	Couturaud, 1993
Chêne	13/11/68		15.8		Flandrin & Paloc, 1969
Mont Bouquier	23/7/86	13	28.8	12.4	Malzieu, 1987
moyennes		16.1	25.2	12.35	

Tab. 4. Participation maximale des eaux à très long temps de séjour en montée de crue.

Date	Élément utilisé	Concentration avant crue	Concentration maximale en crue	Concentration de l'eau à long temps de séjour	% eau à long temps de séjour
21/04/95	Mg ²⁺ en mg/l	5,8	7,4	25,2	12,1
	Température en °C	12,4	12,7	16,1	12,3
27/09/81	SiO ₂ en mg/l	7,5 - 8	8,5	12,35	4,8 - 8,7

participation à l'écoulement lorsque le gradient hydraulique est faible.

Des évènements pluviométriques comme celui d'avril 1995 amenant des lames d'eau importantes en peu de temps sur une partie du bassin d'alimentation provoquent de fortes mises en charge locales (tabl. 2) du fait de l'engorgement des réseaux (Lismonde et al. 1996, Audra 1998). Ces mises en charge localisées sont provoquées par l'impossibilité des drains majeurs d'évacuer les arrivées massives d'eau d'infiltration.

Dans ces conditions, des circuits participant peu ou pas à l'écoulement en temps normal par suite de conditions d'écoulement moins bonnes que les drains principaux peuvent se trouver activés sous l'effet des fortes pressions hydrostatiques qui s'exercent. L'eau à temps de séjour prolongé qui y stagne peut être chassée vers les drains principaux à l'aval des zones à fortes pertes de charge, en proportion suffisante pour modifier les caractéristiques physico-chimiques du mélange.

Comment peut-on se représenter physiquement ces parties de la zone noyée qui doivent être capacitives et peu transmissives en conditions normales d'écoulement?

On peut trouver des eaux à long temps de séjour dans les fines fissures et diaclases de la zone noyée, mais aussi dans des chenaux qui peuvent être d'anciens drains devenus caducs avec l'évolution du niveau de base.

En effet, on peut expliquer la profondeur du conduit terminal de la Fontaine de Vaucluse avec dans le passé un abaissement du niveau de base. Julian & Nicod (1984) et Puig (1987) ont mis en relation ce creusement profond avec la régression messinienne, responsable d'un surcreusement considérable du Rhône, de la Durance et de leurs affluents.

Les réajustements postérieurs à la transgression pliocène ont pu défavoriser ces chenaux profonds au profit de galeries creusées à la limite supérieure de la zone noyée. Dans ces anciens drains, la précipitation de carbonates crée des étranglements responsables de pertes de charges, favorisant d'autant plus les nouveaux conduits dans des conditions d'écoulements à faible gradient. Au contraire, lors de brutales mise en charge, les fortes pressions peuvent être transmises très à l'aval et chasser vers les drains actifs des eaux anciennes et chaudes des fissures et des anciens drains.

Essai de quantification des volumes d'eau à très long temps de séjour

Si on considère, que pendant les montées de crues, il se produit un simple mélange entre l'eau qui s'écoulait avant la crue et l'eau à très long temps de séjour. On peut alors écrire l'équation de mélange suivante:

$$\alpha A + \beta B = C \quad (1)$$

où α et β sont les proportions du mélange, d'où: $\alpha + \beta = 1$ (2)

A est la concentration de l'élément suivi dans les eaux qui s'écoulent avant la crue

B est la concentration maximale de l'élément dans notre aquifère (celle du réseau capacitif).

A et C sont les mesures faites à l'exutoire. Il nous manque, les proportions du mélange (α et β) ou B. Il existe un certain

nombre de données de forages situés sur le bassin d'alimentation de la Fontaine de Vaucluse ou dans les mêmes calcaires que ceux constituant cet aquifère. Ces forages sont très peu productifs et ont donc des eaux difficilement mobilisables. Ces eaux de la zone noyée sont par conséquent à long temps de séjour (tab. 3). En considérant ces valeurs comme représentatives des eaux à long temps de séjour de l'aquifère de la Fontaine de Vaucluse, on peut recalculer les proportions attribuables à ces eaux particulières qui s'écoulent lors des mises en charge du système.

Pour cela nous allons utiliser les résultats de magnésium et de température de la crue d'avril 1995, ainsi que les données de silice issues d'un suivi réalisé en 1981 par Mudry (1986). Nous avons pris la moyenne des concentrations obtenues dans le tableau 3 pour l'eau à long temps de séjour dans la zone noyée.

Bien qu'il existe de très nombreux forages dans ce secteur, nous n'en avons reporté que 6. En effet, dans de nombreux cas, nous avons des doutes sur la nature exacte de l'eau (présence de nitrates ou de très fortes concentrations en sulfates). De plus, il est nécessaire de posséder des échantillons provenant de forages peu ou pas productifs, non utilisés, ou encore qui viennent juste d'être réalisés et n'ont pas encore été mis en exploitation. Dans ce dernier cas, on peut citer l'exemple du forage de Mont Bouquier qui depuis sa mise en service a vu sa minéralisation en magnésium et en silice chuter de manière importante du fait de la participation d'eaux récentes (SiO_2 : 12,4 mg/l en 1987, 9,7 en 1988; Mg^{2+} : 28,8 mg/l en 1987, 11 en 1988). Nous prendrons donc comme valeur de l'eau à très long temps de séjour, 16,1 °C pour la température, 25,2 mg/l pour le Mg^{2+} et 12,35 mg/l pour SiO_2 .

L'équation (2) conduit à:

$$\alpha = 1 - \beta \quad (3)$$

En introduisant (3) dans (1), on obtient:

$$\beta = (C - A) / (B - A)$$

Les résultats reportés dans le tableau 4 convergent vers une participation maximale de 5 à 10% de l'eau à très long temps de séjour dans la zone noyée. Les différences obtenues entre 1995 et 1981 ne sont pas significatives du fait des approximations aux différentes étapes de notre calcul. De plus, nous avons déjà indiqué que la nature de la mise en charge joue un grand rôle dans le phénomène observé. Quantitativement, chaque crue pourra donc avoir une réponse différente. L'ordre de grandeur d'une participation maximale de 10% est tout à fait cohérent avec le mécanisme mis en jeu. En effet, pour avoir un très long temps de séjour dans la zone noyée (plusieurs années voire plusieurs dizaines d'années), il est indispensable que ces eaux soient difficilement mobilisables. On ne peut donc pas faire parvenir à l'exutoire des volumes très importants de ce type d'eau.

V. Conclusion

Cette étude nous a permis de mettre en évidence la nécessité d'adapter le pas d'échantillonnage à l'objectif, mais aussi la nécessité de prendre en compte les conditions hydrologiques de la période d'étude. En effet si les augmentations de minéralisation ont été observées de façon systématique lors de notre suivi, cela est dû au fait que nous avons eu des conditions hydrologiques particulières avec une succession d'épisodes pluvieux exceptionnels.

Nous avons également pu montrer la nécessité de prendre en compte l'existence de réserves difficilement mobilisables situées sous l'exutoire. Celles-ci se caractérisent par un long temps de séjour et donc par une concentration importante des marqueurs du temps de séjour. Il apparaît que de faibles proportions (inférieures ou égales à 10%) de ce type d'eau suffisent à faire varier nettement le signal à l'exutoire, ce qui permet une fois de plus de mettre en évidence la difficulté de dissocier les différents types d'écoulements existant au sein des aquifères karstiques.

Nous pouvons proposer deux origines pour ces eaux. Tout d'abord dans une fracturation à très forte perte de charge et donc principalement capacitive que l'on opposera à une fracturation à caractère essentiellement transmissif. Par analogie avec le milieu poreux et la double porosité nous les avons qualifiées de fracturation primaire et de fracturation secondaire. Mais aussi par la mise en service de conduits profonds dont la position ne permet leur participation que lors de mises en charge importantes et/ou localisées. Ces deux hypothèses ne s'opposent pas mais au contraire sont complémentaires, les anciens conduits mal connectés participant au drainage des fissures à forte perte de charge.

BIBLIOGRAPHIE

- AIGROT, M. 1967: L'écoulement de la Fontaine de Vaucluse (étude hydrogéologique). Thèse de 3^e cycle, Trav. Lab. Hydrogéol. Géochim. Bordeaux, 15, 1-106.
- AUDRA, Ph. 1998: Mise en charge exceptionnelle dans le gouffre du Calernaüm (Alpes-Maritimes). Origine et conséquences du phénomène sur l'organisation des circulations profondes. Travaux de l'URA 903 du CNRS, supplément au N° XXVII, 93-100.
- BLAVOUX, B. & MUDRY, J. 1983: Séparation des composantes de l'écoulements d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques. Hydrogéologie, Géol. de l'ing. 4, 269-278.
- COUTURAUD, A. 1993: Hydrogéologie de la partie occidentale du système karstique de Vaucluse. Thèse de doctorat de l'université d'Avignon, 159 p.
- EMBLANCH, C. 1997: Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques: étude en région méditerranéenne de montagne. Thèse de doctorat de l'université d'Avignon, 197 p.
- EMBLANCH, C., BLAVOUX, B., PUIG, J.M., COUREN, M. 1998: Le marquage de la zone non saturée du karst à l'aide du carbone 13. C. R. Acad. Sci. (Paris), II a, 326, n° 5 mars 1998, 327-332.
- FLANDRIN, J. & PALOC, H. 1969: Etude d'une source du karst: la Fontaine de Vaucluse (France). Méthodes et résultats. Actes du 5^e congrès int. spéléo. Stuttgart.
- JULIAN, M. & NICOD, J. 1984: Paléokarst et paléomorphologie néogène des Alpes Occidentales et régions adjacentes. Karstologia n° 4, 2^e semestre 84, 11-18.

- LASTENNET, R., PUIG, J.M., EMBLANCH, C. & BLAVOUX, B. 1995: Influence de la zone non saturée sur le fonctionnement des systèmes karstiques. Mise en évidence dans les sources du Nord Vaucluse. *Hydrogéologie*, 1995 n°4, 57–66.
- LISMONDE, B. et les SGCAF 1995: La crue du 18 mai 1994 au trou qui souffle (Vercors). *Karstologia* n° 25, 1–12.
- MALZIEU, E. 1987: Ressource en eau entre Rhône et Ventoux. Thèse de doctorat de l'université d'Avignon, 246 p., 2 pl. h. t.
- MUDRY, J. 1983: Hydrogéologie de la Fontaine de Vaucluse et de son bassin d'alimentation. *Etudes Vauclusiennes*.
- MUDRY, J., BLAVOUX B. 1987: Le tarissement des aquifères karstiques: période non influencée? *Bull. Centre Hydrogéol. Univ Neuchâtel*, n° 7, 1987, 193–204.
- PLAGNES, V. 1997: Le transport de matière dans les aquifères karstiques. 6th conference on limestone hydrology and fissured media, La Chaux de Fonds, Suisse, 14–18 août 1997, 179–183.
- PUIG, J.M. 1987: Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Thèse Hydrogéol., Univ. Avignon (doc. BRGM, 180, 1990) 208 p.
- THÉRON, R. & AUDRA, Ph. 1997: Aspect des mises en charge dans les réseaux karstiques. *Actes des 7^e Rencontres d'Octobre, La Sainte Baume*, 104–111.

Manuscrit reçu le 1er février 1999

Révision acceptée le 27 juillet 1999

