

Géosciences de surface (Hydrologie–Hydrogéologie)

# Influence de l'hydrodynamique sur l'intrusion saline en aquifère karstique côtier

Bruno Arfib<sup>a,\*</sup>, Thomas Cavalera<sup>a,b</sup>, Eric Gilli<sup>c,d</sup>

<sup>a</sup> Laboratoire de chimie et environnement / laboratoire de géologie, université de Provence, case 29, 3, place Victor-Hugo, 13331 Marseille cedex 3, France

<sup>b</sup> Société des eaux de Marseille, 25, rue Édouard-Delalande, BP 80029, 13254 Marseille, France

<sup>c</sup> Département de géographie, université Paris-8, Vincennes–Saint-Denis, 2, rue de la Liberté, 93526 Saint-Denis, France

<sup>d</sup> UMR Espace 6012, 98, bd Édouard-Herriot, BP 3209, 06204 Nice, France

Reçu le 27 janvier 2006 ; accepté après révision le 26 juin 2006

Disponible sur Internet le 17 août 2006

Présenté par Ghislain de Marsily

## Résumé

Une nouvelle méthode d'interprétation des courbes d'hystérésis  $Q-C$  (débit–salinité) lors des crues est proposée à partir des données enregistrées sur les sources karstiques saumâtres côtières, à la salinité inversement proportionnelle au débit. La méthode, utilisant les hystérésis  $Q_{\text{mer}}-C_T$  (débit d'eau de mer–salinité), individualise l'effet des changements de conditions hydrodynamiques sur l'écoulement et le transport. Trois phénomènes sont caractérisés : la vidange du conduit karstique, la dilution par de l'eau douce et la régulation de l'intrusion d'eau de mer dans le conduit par l'augmentation de charge. **Pour citer cet article : B. Arfib et al., C. R. Geoscience 338 (2006).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

## Abstract

**Influence of hydrodynamics on saline intrusion in coastal karstic aquifers.** A new method of interpretation of the  $Q-C$  hysteresis (discharge–salinity) during high water is proposed using the data recorded on coastal brackish karstic springs with salinity inversely proportional to the discharge. The method, based on the  $Q_{\text{mer}}-C_T$  (seawater discharge–salinity) hysteresis, identifies the effect of the hydrodynamic changes on the flow and transport. Three phenomena are characterized: the emptying of the karstic conduit, the dilution by freshwater and the control of the seawater intrusion in the conduit by the hydraulic head variations. **To cite this article: B. Arfib et al., C. R. Geoscience 338 (2006).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

**Mots-clés :** Karst ; Intrusion saline ; Source ; Salinité ; Hystérésis ; Almyros ; Port-Miou ; France

**Keywords :** Karst; Saline intrusion; Spring; Salinity; Hysteresis; Almyros; Port-Miou; France

## Abridged English version

### 1. Introduction

Around the Mediterranean Sea, coastal karstic aquifers constitute strategic and sometimes unique ground-

\* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : [bruno.arfib@up.univ-mrs.fr](mailto:bruno.arfib@up.univ-mrs.fr) (B. Arfib).

water resources [7,28]. Their use is however often limited by saline contamination, which is difficult or even impossible to avoid, and which occurs through hydraulic mechanisms still poorly understood. The hydrodynamic functioning of these aquifers is indeed dependent on two physical processes that influence the flow and the transport [2,15]: (i) the aquifer has a heterogeneous structure schematically divided into the karst conduits and the surrounding matrix, and (ii) two kinds of water, freshwater and seawater, of different densities, flow in the aquifer due to natural seawater intrusion (Fig. 1a).

The continental karstic aquifers are usually studied by the physicochemical responses at their natural outlet, the springs [1,19,21,23,24]. As far as we know, there is no validated method to study the mechanisms of seawater intrusion in coastal karst conduits. A new method is proposed here for the study of coastal karstic brackish springs. The graphical interpretation of the hydrographs and chemographs is coupled with the discharge–concentration ( $Q$ – $C$ ) hysteresis [13,14,27] obtained during high water. To take into account the specificity of the coastal aquifers where seawater intrusion occurs [5,10,12,16,20,25], the proposed method of interpretation of the  $Q$ – $C$  curves uses the discharge of seawater at the spring ( $Q_{\text{mer}}$ ) instead of the total discharge ( $Q$ ), and the salinity for the concentration ( $C_{\text{T}}$ ). The effect of floods on saline intrusion within the karst conduits can thus be shown. The method distinguishes between two mechanisms for the salinity decrease at the coastal spring: (i) an increase in the freshwater discharge and (ii) a decrease in the seawater intrusion by the rise of the hydraulic head in the conduit. The method is first applied to the well-known case study of the coastal brackish spring of the Almyros of Heraklio (Crete, Greece), whose hydrodynamic functioning has been described by [2,4,5]. The method is then applied to a new case study: the submarine spring of Port-Miou (Cassis, France) [10,17,26].

## 2. Origin of the salinity variations at a brackish spring

A coastal karstic spring acquires its salinity in the aquifer by the mixing at depth in the karst conduit between freshwater and seawater. In this paper, we will only consider springs with a salinity variation inversely proportionate to the spring discharge. We divided the discharge in only two components: seawater and freshwater. The pre-event and event waters are not distinguished in the freshwater component, whose concentration is assumed constant compared to the high salinity of seawater. This mixing model requires the following

assumptions [13]: (i) the spring discharge is the sum of the discharge of each component of the mixture, (ii) the chemical signature of each component is specific to the water origin and constant in time.

The mass conservation equation is then:

$$Q_{\text{T}} \cdot C_{\text{T}} = Q_{\text{mer}} \cdot C_{\text{mer}} + Q_{\text{doux}} \cdot C_{\text{doux}} \quad (1)$$

where  $Q$  is the discharge,  $C$  the concentration (or the salinity, or the electrical conductivity), and where the subscripts have been kept as in the French version of the paper: ‘T’ for spring water, ‘mer’ for the seawater, and ‘doux’ for the freshwater of the aquifer.

The evolution of salinity being inversely proportional to the flow, the succession of floods, which is a characteristic of karstic springs, results in a succession of salinity drops. According to Eq. (1), the salinity drop can be caused by a variation in the two components of the mixing: (1) the dilution by an increase of the freshwater discharge (Fig. 2a: ES1 and ED1), and/or (2) the decrease of the discharge rate of the seawater entering the conduit by an increase of the head in the karst conduit (Fig. 2b: EM2).

## 3. Method

The proposed method is based on the coupled interpretation of the hydrograms and chemograms of coastal brackish karstic springs with the  $Q_{\text{mer}}$ – $C_{\text{T}}$  (seawater discharge–salinity) hysteresis during high water. Fig. 3 (a and b) illustrates the two cases of Fig. 2 (a and b), for several lengths of impervious karst conduits ( $d$ ) between the zone of seawater inflow into the conduit and the spring. The curves  $Q_{\text{mer}}$ – $C_{\text{T}}$  show a hysteresis when  $d$  is superior to  $d_1 = 0$  (Fig. 3). In this later case ( $d > d_1$ ), the beginning of the flood observed at the spring is characterized by an expelled volume of brackish water with a constant salinity, giving a flat part at the beginning of the hysteresis curve (between items 1 and 2 in Figs. 4 and 5).

When the hysteresis curve  $Q_{\text{mer}}$ – $C_{\text{T}}$  always lies above the  $Q_{\text{mer}}$  initial value,  $Q_{\text{mer\_ini}}$  (Fig. 3a: length  $d_2$ ), the drop in salinity is caused by simple dilution through a contribution of additional freshwater. But in the same case, when  $Q_{\text{mer}}$  decreases below  $Q_{\text{mer\_ini}}$  (Fig. 3a: length  $d_3$ ), additional information is required to conclude.

In any case (Fig. 3b), when the drop in salinity is caused by the decrease of seawater inflow into the karst conduit, e.g., when the rise of the head in the karst conduit limits seawater inflow from the matrix, the hysteresis curve  $Q_{\text{mer}}$ – $C_{\text{T}}$  always decreases below  $Q_{\text{mer\_ini}}$ .

#### 4. Case study

Two sites were selected, each with a brackish spring with variable salinity function of the proportion of freshwater/seawater in the mixture inversely proportional to the discharge. The first site, the Almyros of Heraklio in Crete, was thoroughly researched [2,4,5]. Two years of measurements at 30-min intervals at the inland brackish spring are available.

The second site is Port-Miou, near Cassis, France. It was described by [10] and [26]. The data acquisition started in September 2005 at 15-min intervals, and only three floods are available. For a better legibility of the data, measurements were treated by a mobile average (24 h), thus erasing any periodic influence of the marine level on the discharging water.

By the proposed method, it is thus possible to identify zones of the karstic conduit supplying water to the spring, along which there is no seawater inflow from the matrix. This is the case both for the Almyros of Heraklio and Port-Miou, highlighted by the temporal lag between the increase in flow and the decrease in salinity, and validated by the line between items 1 and 2 on the hysteresis curves  $Q_{\text{mer}}-C_T$  (Figs. 4 and 5).

Seawater intrusion in the karstic conduit is controlled by the hydraulic head variations in the conduit, which limit the water inflow into the conduit. A fall of salinity at the brackish spring can be related to the hydrodynamics, i.e. the increase in head in the conduit during the flood. In this case, the seawater discharge taking part in the total flow decreases to a lower value than its initial value before the flood ( $Q_{\text{mer\_ini}}$ ). The example of the Almyros is for this reason very explicit (Fig. 4). The results are similar for the 18 high-water events recorded and studied. The decrease in salinity is also due to the increase in the freshwater discharge during the flood. The drops in salinity observed during the three floods recorded at the Port-Miou spring are only explained by a dilution effect. The seawater discharge did not decrease during these high-water events. The flood of Fig. 5 in Port-Miou illustrates this phenomenon.

#### 5. Conclusion

The hysteretic method was successfully used on the data of Almyros and Port-Miou. It confirms the functioning of the Almyros by the constancy of the  $Q_{\text{mer}}-C_T$  curves observed on 18 floods. However, for Port-Miou, the analysis does not integrate the palaeogeographic context and the characteristics of the karstic conduit, which is not unique, and probably connected to the nearby spring of Bestouan. Moreover, in the case of a simple

dilution by an increase in the freshwater discharge, there is still a need for further studies to define the mechanisms that cause the water to be brackish.

These observations show that the management of a coastal karstic spring as potential freshwater resources requires a good knowledge of the hydrodynamic functioning of the karstic conduits and of the surrounding matrix. The influence of the hydraulic head in the conduit on the quantity of seawater flowing at the brackish spring is of paramount importance for future freshwater exploitation. If this influence is confirmed, the construction of a dam at the spring with the aim of increasing the head in the conduit could be considered. The hysteresis curves  $Q_{\text{mer}}-C_T$  are well-suited to study this influence. The difficulty lies in the acquisition of the data, which requires the continuous recording of the discharge and salinity, which is rather difficult for submarine springs.

#### 1. Introduction

L'étude des aquifères karstiques côtiers suscite un attrait grandissant, à l'origine de nombreuses études fondamentales et appliquées. Sur le pourtour méditerranéen, ces aquifères constituent une ressource en eau souterraine stratégique et parfois unique [7,28]. Leur utilisation est cependant souvent limitée par une contamination saline, dont il est difficile, voire impossible, de s'affranchir, et dont les mécanismes restent encore mal connus. En effet, le fonctionnement hydrodynamique de ces aquifères relève d'une double particularité physique, qui influence l'écoulement et le transport [2,15] : (i) l'aquifère a une structure hétérogène divisée schématiquement entre des conduits et la matrice environnante, et (ii) deux eaux, l'eau douce et l'eau de mer, de densités très différentes, circulent du fait de l'intrusion marine naturelle. Ces originalités, qui compliquent les moyens à mettre en œuvre pour l'exploitation d'eau douce, sont par ailleurs d'excellents outils d'étude si l'on peut différencier les influences de l'une et de l'autre. Par ailleurs, ces systèmes sont toujours polyphasés, avec des héritages parfois très anciens, et l'organisation spatiale de l'aquifère obéit souvent à des logiques difficiles à appréhender, ce qui complique encore leur étude. Ainsi, le fort abaissement de la Méditerranée lors de la crise de salinité messinienne est-il souvent avancé pour expliquer l'organisation spatiale de nombreux systèmes karstiques, dans lesquels des galeries se développent nettement en dessous des niveaux de base dictés par les variations glacio-eustatiques quaternaires [6].

Les aquifères karstiques continentaux sont aujourd'hui classiquement étudiés par interprétation des données acquises au niveau de leur exutoire naturel, les

sources. Les méthodes les plus courantes portent sur l'hydrogramme et le chimiogramme, c'est-à-dire l'évolution, au cours du temps, du débit et de la concentration en éléments dissous ou particuliers dans l'eau (par exemple, [1,19,21,23,24]). Elles mettent ainsi en évidence différentes phases d'écoulement et de transport : effet piston, mélanges, échange matrice-conduit. Une méthode particulièrement intéressante utilisant les hystérésis  $T-C$  lors des crues (turbidité-conductivité électrique) a été récemment publiée par [27], et les hystérésis  $Q-C$  (débit-concentration) sont, par ailleurs, classiquement utilisées en hydrologie [13,14].

Ces méthodes s'appliquent aussi à l'étude des karsts côtiers, mais l'interprétation est fortement perturbée par la présence des deux fluides, l'eau douce et l'eau saumâtre, en quantités variables dans l'aquifère, aussi bien dans l'espace que dans le temps. La bibliographie sur les karsts côtiers, bien que relativement abondante, s'articule principalement autour de cas d'étude particuliers (par exemple, [5,10,12,16,20,25]). À notre connaissance, il n'existe pas actuellement de méthode éprouvée d'étude du mécanisme d'intrusion de l'eau de mer, dans les conduits karstiques alimentant les sources côtières saumâtres.

Il est proposé dans cet article de coupler les résultats obtenus par l'interprétation graphique du chimiogramme et de l'hydrogramme avec les courbes d'hystérésis  $Q-C$  obtenues lors des crues sur des sources karstiques côtières saumâtres. Pour tenir compte de la spécificité du milieu côtier sujet à l'intrusion saline, la méthode usuelle d'interprétation des courbes  $Q-C$  est modifiée, en utilisant, d'une part, le débit d'eau de mer  $Q_{\text{mer}}$  plutôt que le débit total  $Q$  et, d'autre part, la salinité de l'eau. Il est ainsi possible de mettre en évidence l'effet des crues sur l'intrusion saline, en distinguant les chutes de salinité liées à un apport d'eau douce, de celles dues à une diminution de l'intrusion saline par augmentation de charge dans le conduit. La méthode est appliquée sur les données de la source saumâtre Almyros d'Héraklion (Crète), dont le fonctionnement hydrodynamique a été par ailleurs étudié en détail [2,4,5]. La méthode est ensuite appliquée à un nouveau cas d'étude [10,17,26] : la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, France).

## 2. L'intrusion saline

### 2.1. L'intrusion saline dans l'aquifère karstique côtier

L'intrusion d'eau de mer dans les aquifères côtiers poreux a été étudiée par Ghyben et Herzberg à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle (voir [9], par exemple). L'eau de

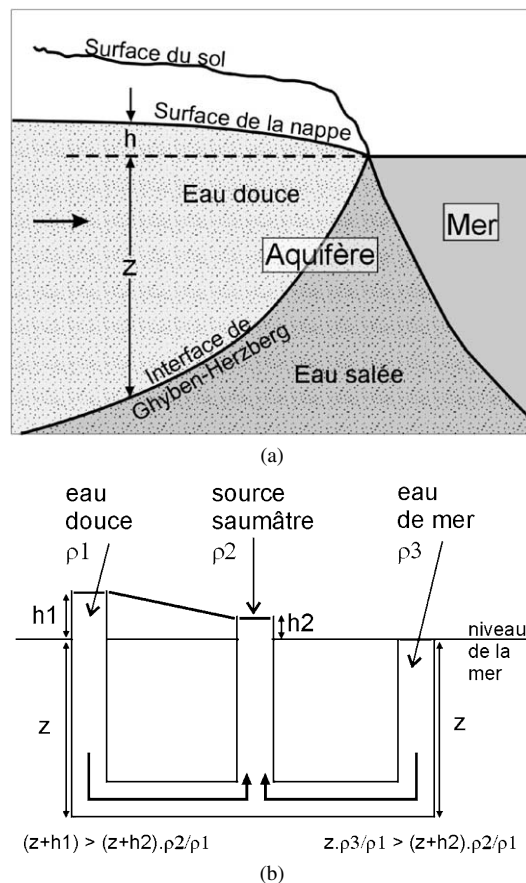


Fig. 1. (a) Coupe schématique d'un aquifère poreux contenant une nappe libre en équilibre avec l'eau de mer entrée dans l'aquifère, suivant le principe de Ghyben-Herzberg, (b) Application du principe de Ghyben-Herzberg à des conduits karstiques (modifié d'après [18],  $\rho$  : masse volumique).

Fig. 1. (a) Schematic cross-section of a porous unconfined coastal aquifer, showing the intruded seawater wedge according to the Ghyben-Herzberg principle, (b) Application of the Ghyben-Herzberg principle to karstic conduits (modified from [18],  $\rho$  : density).

mer, plus dense que l'eau douce, entre naturellement dans les aquifères côtiers jusqu'à une certaine profondeur ( $z$ ), fonction de la charge ( $h$ ) d'eau douce sus-jacente (Fig. 1a). Cette relation permet aussi d'expliquer la présence de sources karstiques saumâtres au-dessus du niveau de la mer, si on réduit le système karstique à de simples conduits étanches (Fig. 1b) [18]. Dans les aquifères karstiques côtiers où les drains se développent au sein d'une matrice fissurée, cette apparente ligne d'équilibre entre l'eau douce et l'eau de mer dans l'aquifère va être perturbée localement dans les zones de drains (conduits karstiques). En effet, la charge hydraulique dans les conduits karstiques peut être très variable, en relation avec les événements pluvieux de surface,

et un fort contraste de charge hydraulique peut exister entre les conduits et la matrice environnante.

Le débit d'échange ( $Q_e$ ) entre la matrice et une fracture a été décrit par [8] suivant la relation :

$$Q_e = \alpha AK \Delta h \quad (1)$$

avec  $\alpha$  ( $m^{-1}$ ) un facteur dépendant de la géométrie de la fracture,  $A$  ( $m^2$ ) la surface de contact entre la fracture et la matrice,  $K$  ( $m s^{-1}$ ) le coefficient de perméabilité de la matrice et  $\Delta h$  (m) la différence de charge entre la matrice et la fracture ( $\Delta h = h_{\text{matrice}} - h_{\text{fracture}}$ ,  $Q_e$  entrant dans le conduit si  $\Delta h > 0$ ). Ce schéma est appliqué au karst avec succès, en assimilant le conduit à une fracture [4,22]. De l'eau de mer va donc entrer dans le conduit à un débit variable en fonction de la profondeur du conduit karstique et de la charge y régnant. L'eau saumâtre circulant dans le conduit karstique se déverse finalement à l'exutoire, qui peut être une source sous-marine ou une source dans les terres. L'intrusion saline dans le conduit alimentant la source saumâtre a lieu en profondeur par une combinaison de deux schémas [2, 3] : (i) une intrusion « diffuse » de la matrice vers le conduit, ou (ii) une intrusion par connexion de conduits karstiques, en relation directe avec la mer [11]. Dans le cas des sources sous-marines, en plus des deux schémas précédents, lorsque le gradient hydraulique dans le conduit est faible, l'eau de mer peut également entrer directement par la galerie se jetant dans la mer sous la forme d'une « langue » d'eau de mer entrante sous l'eau douce sortante, comme cela est observé dans les estuaires.

## 2.2. Origine des variations de salinité à une source saumâtre

Dans cet article, nous nous limiterons au cas où la source côtière acquiert sa salinité dans l'aquifère par mélange en profondeur, dans le conduit karstique, entre l'eau douce de l'aquifère et l'eau de mer, sans intrusion directe d'une langue d'eau de mer à l'émergence. La salinité est alors variable, de façon proportionnelle ou inversement proportionnelle au débit. La variation de salinité proportionnelle au débit est expliquée par un phénomène d'aspiration du type Venturi ; trop anecdotique, elle ne sera pas développée ici.

Le modèle de mélange eau douce–eau de mer impose plusieurs hypothèses [13] : le débit de la source est la somme des débits de chaque composante du mélange, la signature chimique de chaque composante est spécifique à l'origine de l'eau et invariable au cours du temps. Il est couramment admis que la composition de l'eau

douce peut évoluer au cours du temps et être subdivisée en deux composantes : l'eau présente dans l'aquifère avant la crue (PEW : *pre-event water* des anglo-saxons) et l'eau infiltrée récente (EW : *event water*). L'équation de conservation de la masse du mélange s'écrit :

$$Q_T \cdot C_T = Q_{\text{mer}} \cdot C_{\text{mer}} + Q_{\text{PEW}} \cdot C_{\text{PEW}} + Q_{\text{EW}} \cdot C_{\text{EW}} \quad (2)$$

avec  $Q$  le débit,  $C$  la salinité, les indices « T » pour l'eau de la source, « mer » pour l'eau de la mer et « PEW » et « EW » définis précédemment.

Les différents types d'eau douce considérés gardent toujours une minéralisation faible, qui ne permet pas de les différencier lors des calculs basés sur la salinité (égale à zéro pour l'eau douce, Tableau 2). Toutefois, lors de faibles variations, l'Éq. (2) peut être appliquée en remplaçant la salinité par la conductivité électrique. Considérons par exemple le mélange d'eaux dans les proportions données dans le cas 1 du Tableau 1. Le remplacement de 50% de l'eau douce PEW par de l'eau douce EW (cas 2 du Tableau 1) engendre une diminution de conductivité électrique de  $100 \mu S cm^{-1}$ . Cette variation de conductivité est du même ordre que celle engendrée par une diminution de moins de 1% du débit d'eau de mer (cas 3 du Tableau 1). Il est alors impossible de distinguer l'origine de ces faibles variations de salinité.

Dans le cas étudié, nous retiendrons seulement deux composantes, aux compositions supposées constantes : l'eau de mer et l'eau douce. Cette dernière peut en effet évoluer, mais au regard de la forte salinité apportée par la mer, il paraît raisonnable de ne pas tenir compte de cette relativement faible variation et de ne pas distinguer l'eau douce infiltrée de l'eau douce présente avant la crue.

L'équation de conservation de la masse du mélange s'écrit alors :

$$Q_T \cdot C_T = Q_{\text{mer}} \cdot C_{\text{mer}} + Q_{\text{doux}} \cdot C_{\text{doux}} \quad (3)$$

avec  $Q$ ,  $C$  et les indices « T » et « mer » définis précédemment, et l'indice « doux » pour l'eau douce.

L'évolution de la salinité étant inversement proportionnelle au débit, la succession de crues caractéristiques d'une source karstique se traduit par une succession de chutes de la salinité. D'après l'Éq. (3), la chute de salinité est liée à l'augmentation relative du débit d'eau douce et/ou à la diminution relative du débit d'eau de mer participant au mélange. Dans le premier cas (Fig. 2a), la chute de salinité est due à une dilution de l'eau saumâtre par un apport d'eau douce supplémentaire dans le conduit karstique à une distance  $d$  de la source. La crue provoque donc l'augmentation du débit



Tableau 1

Cas théorique de mélanges à trois composants [ $Q$  : débit ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ), Cond : conductivité électrique ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ )]

Table 1

Theoretical cases of three-component mixing [ $Q$ : discharge ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ), Cond: electrical conductivity ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ )]

	Eau de mer		Eau douce PEW		Eau douce EW		Mélange	
	$Q_{\text{mer}}$	$\text{Cond}_{\text{mer}}$	$Q_{\text{PEW}}$	$\text{Cond}_{\text{PEW}}$	$Q_{\text{EW}}$	$\text{Cond}_{\text{EW}}$	$Q_{\text{T}}$	$\text{Cond}_{\text{T}}$
cas 1	0,2	54000	0,8	500	0	250	1	11200
cas 2	0,2	54000	0,4	500	0,4	250	1	11100
cas 3	0,1982	54000	0,8018	500	0	250	1	11104

Tableau 2

Valeurs de débit ( $Q$ ) et de salinité ( $C$ ) au démarrage des crues présentées à l'Almyros et à Port-Miou sur les Figs. 4 et 5 – les données de Port-Miou sont calculées avec une moyenne mobile sur 24 h (MM)

Table 2

Discharge ( $Q$ ) and salinity ( $C$ ) values at the beginning of the high water shown in Figs. 4 and 5 for the Almyros and Port-Miou springs – Port-Miou data are calculated with a moving 24-h average (MM)

	Almyros 16/01/2001 23 h 30	Port-Miou 01/12/2005 23 h 30
$Q_{\text{mer\_ini}}$ ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	0,764	0,250 (MM)
$Q_{\text{doux}}$ ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	5,133	0,488 (MM)
$Q_{\text{T}}$ ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	5,897	0,738 (MM)
$C_{\text{mer}}$ ( $\text{g l}^{-1}$ )	38,7	36,00
$C_{\text{doux}}$ ( $\text{g l}^{-1}$ )	0	0
$C_{\text{T}}$ ( $\text{g l}^{-1}$ )	5,01	12,20 (MM)

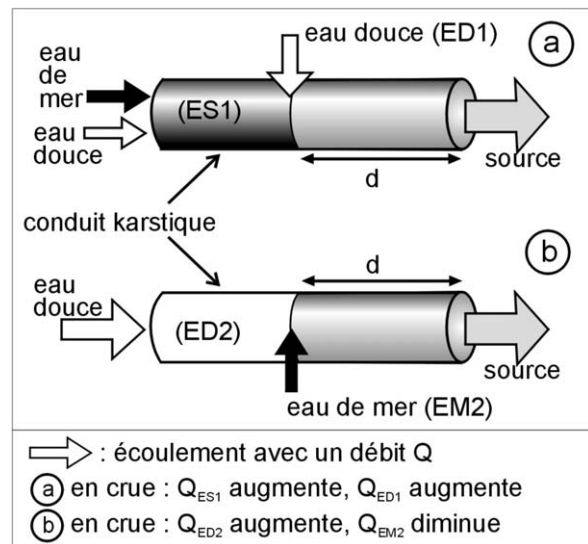


Fig. 2. Mélange d'eaux en crue dans un conduit karstique sujet à l'intrusion saline : (a) dilution par apport d'eau douce supplémentaire (ED1), (b) diminution de l'intrusion d'eau de mer (EM2) par augmentation de la charge hydraulique dans le conduit.

Fig. 2. Seawater–freshwater mixing during high water events in a coastal karstic conduit: (a) dilution by contribution of additional freshwater (ED1), (b) decrease of the seawater inflow (EM2) when the hydraulic head increases in the conduit.

d'eau saumâtre (ES1) et du débit d'eau douce supplémentaire (ED1). Dans le second cas (Fig. 2b), la chute de salinité est due à une diminution du débit d'eau de mer entrant dans le conduit karstique par suite de l'augmentation de la charge dans le conduit karstique principal lors de la crue (Éq. (1)). Le débit d'eau douce (ED2) augmente et le débit d'eau de mer (EM2) diminue.

### 3. Méthodes d'étude

L'analyse présentée dans cet article se fonde sur l'enregistrement au cours du temps de la salinité de l'eau (calculée d'après la conductivité électrique) et du débit de la source saumâtre karstique côtière.

#### 3.1. Méthodes générales

Nous ne reviendrons pas sur les méthodes générales d'étude du karst, énoncées dans l'introduction. Nous traitons ici spécifiquement le cas de l'interprétation des variations de salinité à l'émergence, quand elles sont inversement proportionnelles au débit.

Lors de la succession des crues à l'émergence, les variations de débit et de salinité, bien que corrélées, ne sont pas obligatoirement en phase (Figs. 4 et 5). Ce décalage temporel illustre la différence entre le transfert de pression (quasi instantané) de l'onde de crue dans le conduit karstique et le transport de matière (eau plus douce), qui s'effectue à la vitesse de déplacement de l'eau, avec une dispersion plus ou moins importante. Ce décalage apporte une information quantitative importante, mais n'indique pas quel phénomène provoque la baisse de salinité.

Par l'Éq. (3), les chroniques de débit et de salinité de la source sont aisément transformées en chronique de débit d'eau de mer et de débit d'eau douce, pour des valeurs de salinité de l'eau de mer et de l'eau douce mesurées (Tableau 2).

Le rapport  $Q_{\text{mer}}/Q_{\text{T}}$  est également calculé, indiquant la proportion d'eau de mer participant à l'écoulement à la source. Ce rapport est lié à la salinité par la

relation (tirée de l'Éq. (3)) :

$$C_T = \frac{Q_{\text{mer}}}{Q_T} (C_{\text{mer}} - C_{\text{doux}}) + C_{\text{doux}} \quad (4)$$

D'après l'Éq. (4), au cours d'une crue provoquant une chute de salinité, le rapport  $Q_{\text{mer}}/Q_T$  diminue. Cette évolution ne permet pas d'identifier si l'origine de la baisse de salinité est due à la baisse de  $Q_{\text{mer}}$  ou à l'augmentation de  $Q_{\text{doux}}$ . Cette distinction est pourtant primordiale pour établir l'influence des crues sur l'intrusion d'eau de mer dans le conduit karstique alimentant la source.

### 3.2. Les courbes d'hystérésis $Q-C$ (débit-concentration)

L'analyse des chroniques de débit et concentration au cours du temps ne permet pas de comparer simplement les paramètres entre eux. Les crues, par les variations de salinité qu'elles induisent, constituent un objet d'étude essentiel. Les courbes d'hystérésis  $Q-C$  lors des crues sont alors appropriées pour faire l'analyse de l'influence du débit sur la salinité.

En hydrologie, Chanat et Hornberger [13] et Evans et Davies [14] montrent que la forme de la courbe  $Q-C$  lors d'un événement pluvieux renseigne sur l'ordre d'arrivée des eaux d'origines différentes. Valdes et al. [27] appliquent avec succès ce type d'analyse pour étudier le fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique, en utilisant les hystérésis de turbidité-conductivité électrique.

Cette méthode est reprise ici et adaptée à l'étude du fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques côtiers. Il s'agit d'individualiser les mécanismes engendrant la diminution de la salinité à la source karstique, par augmentation de la charge dans le conduit karstique qui diminue l'entrée d'eau de mer, ou par dilution. Cela revient à comparer l'évolution du débit d'eau de mer ( $Q_{\text{mer}}$ ) à la source à la proportion d'eau de mer participant à l'écoulement ( $Q_{\text{mer}}/Q_T$ ). L'Éq. (4) montre que la salinité de l'eau à la source ( $C_T$ ) est corrélée à  $Q_{\text{mer}}/Q_T$ . Il est donc proposé d'analyser les courbes d'hystérésis  $Q_{\text{mer}}-C_T$ .

La Fig. 3 montre l'évolution du débit et de la salinité lors d'une crue théorique pour les deux cas a et b présentés précédemment sur la Fig. 2, à différentes distances ( $d$ ) entre la zone de mélange et la source. Sur la distance  $d$ , le conduit est supposé étanche, sans échange avec la matrice. La courbe  $Q_{\text{mer}}$  en fonction de  $C_T$  présente une hystérésis lorsque la distance  $d$  est supérieure à  $d_1 = 0$  (Fig. 3). Dans ce cas ( $d > d_1$ ), la crue observée à la distance  $d$  va tout d'abord pousser un volume

d'eau de salinité constante, ce qui se traduit par un segment de droite de pente nulle (Fig. 3, et entre les points 1 et 2 sur les Figs. 4 et 5). Ce tronçon de courbe horizontale dépend du volume expulsé en début de crue, avant l'arrivée de l'eau plus douce à la source.

Dans le cas d'une dilution par apport d'eau douce supplémentaire (Fig. 3a), la crue provoque l'augmentation du débit d'eau de mer et du débit d'eau douce. À la distance  $d_1 = 0$ , la courbe présente une pente négative, avec des valeurs de  $Q_{\text{mer}}$  toujours supérieures à  $Q_{\text{mer\_ini}}$  ( $Q_{\text{mer}}$  au départ de la crue en  $t_0$ ). En fonction de la distance  $d$ , l'analyse va être plus ou moins évidente. Lorsque la courbe d'hystérésis  $Q_{\text{mer}}-C_T$  reste supérieure à  $Q_{\text{mer\_ini}}$  (pour la distance  $d_2$  sur la Fig. 3a), la dilution est le seul phénomène impliqué. Dans le cas où  $Q_{\text{mer}}$  passe à une valeur inférieure à  $Q_{\text{mer\_ini}}$  (distance  $d_3$  sur la Fig. 3a), il est difficile, sans informations complémentaires, de savoir s'il s'agit d'une dilution ou d'une diminution de l'entrée d'eau de mer dans le conduit.

Dans le cas d'une diminution de l'entrée d'eau de mer (Fig. 3b), le débit d'eau douce augmente et le débit d'eau de mer diminue en crue. À la distance  $d_1 = 0$ , la courbe présente une pente positive. Contrairement au cas précédent (Fig. 3a), la courbe d'hystérésis ( $d > d_1$ ) passe toujours à une valeur inférieure à  $Q_{\text{mer\_ini}}$  (Fig. 3b, quel que soit  $d$ ).

Deux cas d'étude proches de ces cas théoriques sont donnés dans la partie suivante.

## 4. Application à deux aquifères karstiques côtiers

### 4.1. Sites d'étude

Deux sites d'étude ont été choisis, chacun avec une source saumâtre dont la salinité varie en fonction de la proportion du mélange eau douce-eau de mer, de manière inversement proportionnelle au débit. Le premier, l'Almyros d'Héraklion en Crète, a fait l'objet de recherches approfondies [2]. Deux ans de mesures au pas de temps d'une demi-heure sont disponibles, soit un total de 18 crues. C'est un aquifère karstique côtier, dont le bassin est estimé à 305 km<sup>2</sup>, drainé par une source située dans les terres à environ 1 km de la côte. Son fonctionnement hydrodynamique a été décrit et modélisé suivant le principe d'échange entre la matrice remplie d'eau de mer et le conduit principal alimentant la source [4,5]. Chaque crue est précédée de l'expulsion d'un volume d'environ 770 000 m<sup>3</sup> d'eau saumâtre à la salinité constante, puis la salinité chute par dilution et diminution de la quantité d'eau de mer participant à l'écoulement. Lors des fortes crues hivernales, la source

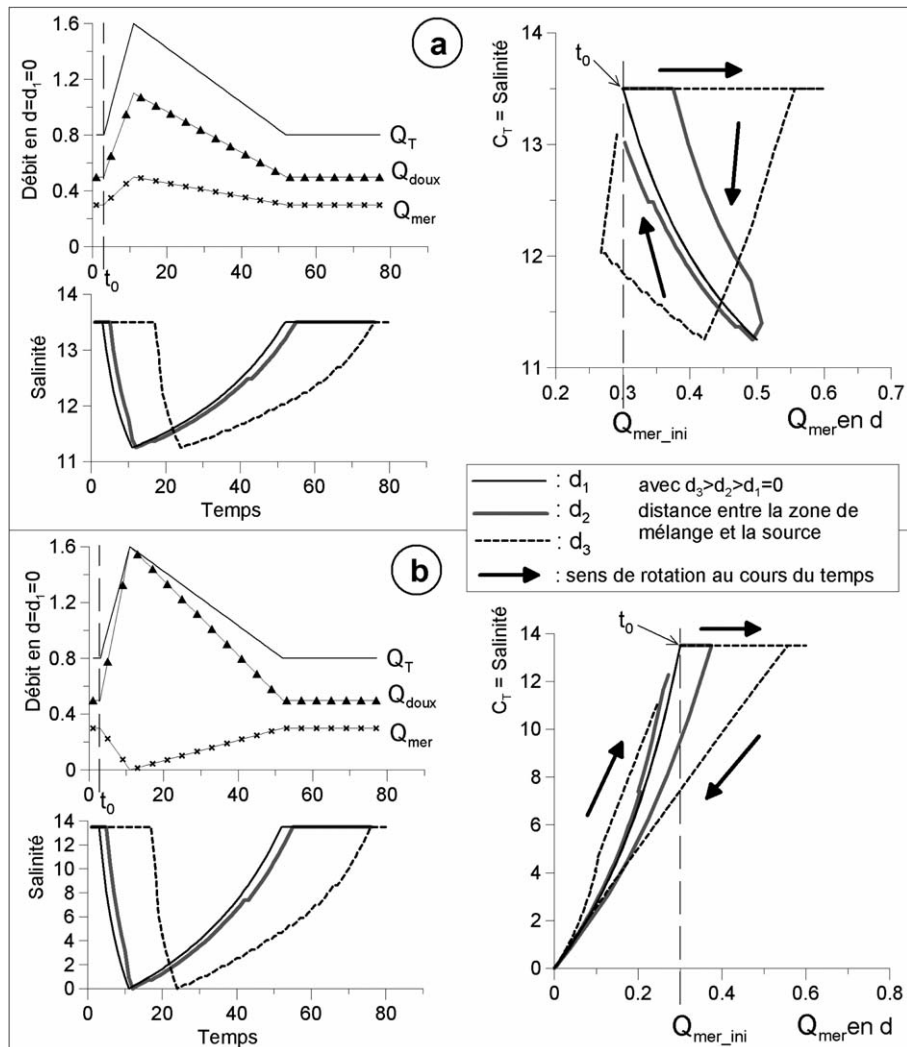


Fig. 3. Courbes théoriques  $Q_{\text{mer}}-C_T$  (débit d'eau de mer–salinité) lors d'une crue observée dans un conduit karstique, pour différentes distances  $d$  entre la zone de mélange et la source : (a) dilution par de l'eau douce, (b) diminution de l'entrée d'eau de mer – les axes ont des unités arbitraires,  $Q$  : débit d'eau à la distance  $d$  ( $Q_T$  : débit total,  $Q_{\text{doux}}$  : débit d'eau douce,  $Q_{\text{mer}}$  : débit d'eau de mer).

Fig. 3. Theoretical curves  $Q_{\text{mer}}-C_T$  (Seawater discharge–Salinity) during a high-water event observed in a karst conduit, for several distance  $d$  between the mixing zone and the spring : (a) dilution by additional freshwater, (b) decrease of the seawater intrusion – axis with arbitrary units,  $Q$  : discharge at distance  $d$  ( $Q_T$  : total discharge,  $Q_{\text{doux}}$  : freshwater discharge,  $Q_{\text{mer}}$  : seawater discharge).

est douce, indiquant incontestablement que  $Q_{\text{mer}}$  varie jusqu'à s'annuler. Le deuxième site est celui de Port-Miou en France, à proximité de Cassis. Il a été décrit par [10,26]. Les limites du bassin versant de l'aquifère sont encore mal définies, sa superficie est probablement supérieure à 500 km<sup>2</sup> [17]. Il est drainé principalement par une source sous-marine sortant à quelques mètres sous le niveau de la mer, qui est l'exutoire d'une galerie karstique de diamètre souvent supérieur à 20 m, explorée par les spéléo-plongeurs sur environ 2 km de développement horizontal dans les terres et se terminant par un puits quasi-vertical dépassant la profondeur de

–170 m NGF. La source est sujette à l'intrusion saline directe à son orifice, noyé par une « langue » d'eau de mer intrusive. Les mesures au pas de temps de 15 min sont faites à l'amont d'un barrage obstruant totalement la galerie à 500 m de la source, donnant ainsi accès à des mesures a priori peu perturbées par la langue d'eau de mer intrusive. Le débit est toutefois influencé par les variations du niveau de la mer du fait des marées et des tempêtes. Pour une meilleure lisibilité des données, les mesures ont été traitées en moyenne mobile (24 h), effaçant ainsi toute influence périodique du niveau marin à l'exutoire. L'acquisition des données a commencé



en septembre 2005, et trois crues clairement identifiées sont actuellement disponibles.

#### 4.2. Résultats et interprétation

Pour chaque site, une crue représentative est présentée. Les valeurs mesurées au début de la crue sont données dans le Tableau 2. La Fig. 4 représente les données de la source Almyros d'Héraklion : le diagramme  $Q_{\text{mer}}-C_T$ , ainsi que l'hydrogramme de la crue (débit total  $Q_T$ , débit d'eau de mer  $Q_{\text{mer}}$ , débit d'eau douce  $Q_{\text{doux}}$ ), la proportion d'eau de mer  $Q_{\text{mer}}/Q_T$  et le chimiogramme utilisant la salinité ( $C_T$ ) sur la période du 16 au 27 janvier 2001. La crue débute au point 1 (Fig. 4) par une augmentation de débit. Jusqu'au temps n° 2, la salinité n'est pas influencée par l'augmentation du débit. La courbe d'hystérésis  $Q_{\text{mer}}-C_T$  entre 1 et 2 a l'allure caractéristique présentée sur la Fig. 3b, correspondant à l'expulsion d'un volume d'eau saumâtre situé dans le conduit karstique entre la source et la zone de variation de la proportion du mélange eau douce–eau salée. Ce paquet d'eau poussée a acquis sa salinité antérieurement au passage de l'onde de crue. Du point 2 au point 3, la salinité chute à sa valeur minimale (Fig. 4). La courbe d'hystérésis  $Q_{\text{mer}}-C_T$  décroît et passe à une valeur de  $Q_{\text{mer}}$  inférieure à  $Q_{\text{mer\_ini}}$ . Dans cet exemple, l'eau est douce pendant la crue, indiquant que l'on est bien dans le cas où l'entrée d'eau de mer dans le conduit est limitée par l'augmentation de la charge, comme sur l'exemple théorique de la Fig. 3b. Ce résultat est semblable sur toutes les crues observées à l'Almyros d'Héraklion.

Sur le second site, la source sous-marine de Port-Miou, le diagramme  $Q_{\text{mer}}-C_T$ , les hydrogrammes de crue et le chimiogramme sont représentés sur la Fig. 5, pour la crue du 1<sup>er</sup> au 22 décembre 2005. La crue débute au point 1 par une augmentation de débit. La salinité commence à chuter au point 2 et atteint sa valeur minimale au point 3 (Fig. 5). Sur la courbe d'hystérésis  $Q_{\text{mer}}-C_T$ , entre les points 1 et 2, l'allure de la courbe est comparable à celle de l'Almyros et de la Fig. 3a, caractéristique de la chasse d'un volume d'eau du conduit. Puis, entre les points 2 et 3, la courbe d'hystérésis décroît, mais ne passe pas à une valeur inférieure à  $Q_{\text{mer\_ini}}$ . Ensuite, la salinité croît en direction du point 1 de départ. Contrairement à l'Almyros, sur cette crue à Port-Miou, du fait que la courbe d'hystérésis reste toujours supérieure à  $Q_{\text{mer\_ini}}$ , la chute de salinité est expliquée par une simple dilution par augmentation du débit d'eau douce participant à l'écoulement. Cette interprétation s'applique pour l'instant aux trois premières crues disponibles, observées après une longue période

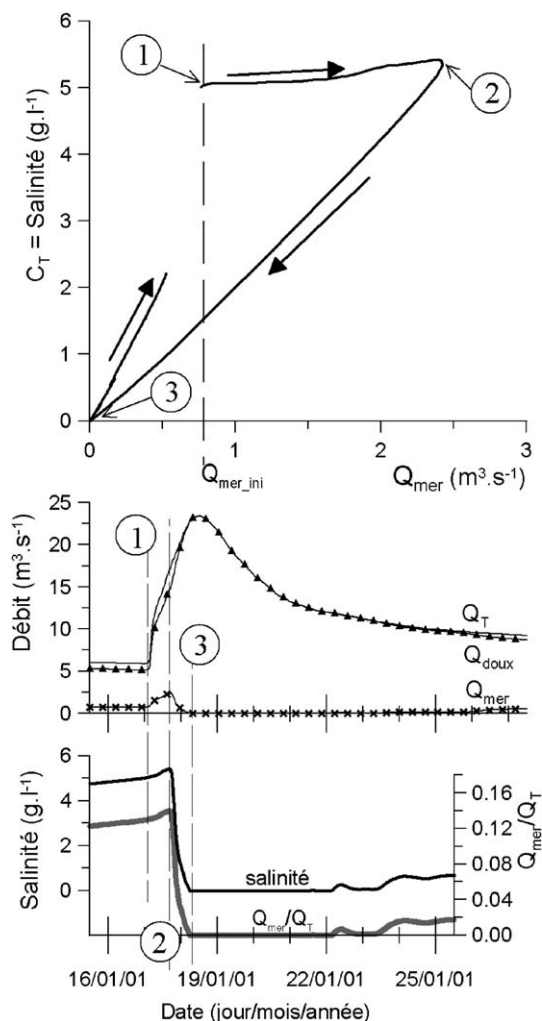


Fig. 4. Courbe d'hystérésis  $Q_{\text{mer}}-C_T$  de la crue du 16 au 27 janvier 2001 à la source Almyros d'Héraklion, et évolution au cours du temps du débit total ( $Q_T$ ), débit d'eau de mer ( $Q_{\text{mer}}$ ), débit d'eau douce ( $Q_{\text{doux}}$ ), proportion d'eau de mer ( $Q_{\text{mer}}/Q_T$ ) et salinité ( $C_T$ ).

Fig. 4. Hysteresis curve  $Q_{\text{mer}}-C_T$  of a high water event from 16 January to 27 January 2001 at the Almyros of Heraklio spring, and evolution with time of the total discharge ( $Q_T$ ), discharge of seawater ( $Q_{\text{mer}}$ ), discharge of freshwater ( $Q_{\text{doux}}$ ), proportion of seawater ( $Q_{\text{mer}}/Q_T$ ) and salinity ( $C_T$ ).

d'étiage, dans un contexte climatique peu habituel de succession d'années sèches (2003, 2004, 2005).

## 5. Discussion et conclusion

La méthode d'étude proposée consiste à coupler l'interprétation des hydrogrammes et chimiogrammes des sources karstiques côtières saumâtres avec les courbes d'hystérésis  $Q_{\text{mer}}-C_T$  lors des crues. L'allure de la courbe d'hystérésis  $Q_{\text{mer}}-C_T$  (Fig. 3) est

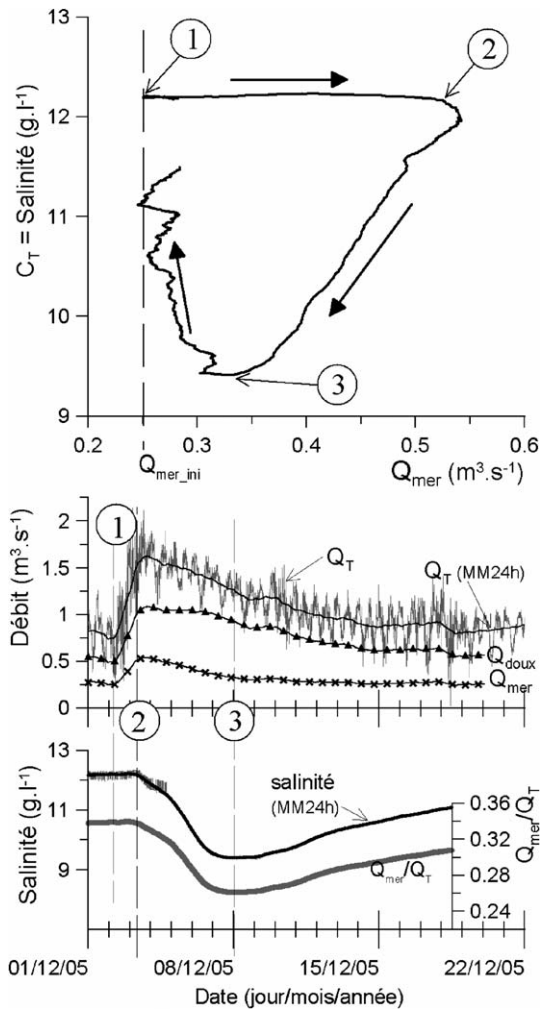


Fig. 5. Courbe d'hystérésis  $Q_{mer}-C_T$  de la crue du 1<sup>er</sup> au 22 décembre 2005 à la source Port-Miou, et évolution au cours du temps du débit total ( $Q_T$ ), débit d'eau de mer ( $Q_{mer}$ ), débit d'eau douce ( $Q_{doux}$ ), proportion d'eau de mer ( $Q_{mer}/Q_T$ ) et salinité ( $C_T$ ) [MM24h = moyenne mobile].

Fig. 5. Hysteresis curve  $Q_{mer}-C_T$  of a high-water event from 1 to 22 December 2005 at the Port-Miou spring, and evolution with time of the total discharge ( $Q_T$ ), discharge of seawater ( $Q_{mer}$ ), discharge of freshwater ( $Q_{doux}$ ), proportion of seawater ( $Q_{mer}/Q_T$ ) and salinity ( $C_T$ ) [MM24h = mobile average].

caractéristique des conditions hydrodynamiques qui régissent l'écoulement et le transport dans le conduit karstique et ses échanges avec la matrice ou les conduits annexes environnants. Il est ainsi possible de distinguer des zones de conduit karstique alimentant la source le long desquelles il n'y a pas d'entrée d'eau de mer venant de la matrice. C'est le cas aussi bien à l'Almyros qu'à Port-Miou : ceci est mis en évidence par le décalage temporel entre l'augmentation de débit et la diminution

de salinité, et validé par la droite entre les points 1 et 2 sur les courbes d'hystérésis  $Q_{mer}-C_T$  des Figs. 4 et 5.

L'intrusion d'eau de mer dans le conduit karstique est régulée par l'augmentation de la charge dans le conduit. Une chute de salinité à la source saumâtre peut être liée à l'hydrodynamique, c'est-à-dire à l'augmentation de charge dans le conduit en crue (par augmentation quadratique des pertes de charge avec le débit, en régime turbulent). Dans ce cas, le débit d'eau de mer participant à l'écoulement décroît à une valeur inférieure à sa valeur initiale avant la crue ( $Q_{mer\_ini}$ ). L'exemple de l'Almyros est à ce titre très explicite (Fig. 4). La diminution de salinité peut également être due uniquement à l'augmentation du débit d'eau douce pendant la crue. La première crue étudiée à Port-Miou (Fig. 5) illustre ce phénomène. Toutefois, une attention particulière doit être portée, lors d'un fort déphasage débit-salinité, à la source, qui altère l'interprétation des courbes d'hystérésis. Dans ce cas, la courbe passe à une valeur inférieure à  $Q_{mer\_ini}$ , quelle que soit l'origine de la chute de salinité en crue (Fig. 3 : distance  $d_3$ ).

La méthode a été utilisée avec succès sur les données de l'Almyros et de Port-Miou. Elle permet de confirmer le fonctionnement de l'Almyros par la constance des courbes  $Q_{mer}-C_T$  observées sur les 18 crues. Toutefois, dans le cas de Port-Miou, l'analyse n'intègre pas encore le contexte paléogéographique et la particularité du conduit karstique qui n'est pas unique, avec par exemple sa relation avec la source proche du Bestouan. Les données de Port-Miou ont donc permis d'appliquer la méthode à un nouveau cas d'étude, mais une analyse future devra porter sur une plus longue chronique, avec des crues supplémentaires, pour établir si le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère est constant. De plus, dans le cas d'une simple dilution par une augmentation du débit d'eau douce, il reste nécessaire de pousser plus avant l'étude pour définir par quel mécanisme l'eau saumâtre acquiert sa salinité ; une meilleure connaissance de l'organisation spatiale du système karstique est aussi indispensable.

Ces observations montrent que la gestion d'une source karstique côtière comme ressource potentielle en eau douce passe par une bonne connaissance de la géométrie des conduits karstiques, de leur fonctionnement hydrodynamique et des caractéristiques de la matrice environnante alimentant la source. L'influence de la charge hydraulique dans le conduit sur la quantité d'eau de mer contenue dans l'eau de la source est d'une importance primordiale pour une future exploitation d'eau douce. Par exemple, si cette influence était confirmée, la construction d'un barrage à l'émergence, dans le but d'augmenter la charge dans le conduit, pourrait

théoriquement être envisagée. Les courbes d'hystérésis  $Q_{\text{mer}}\text{-salinité}$  sont tout à fait appropriées pour étudier cette influence. La difficulté majeure réside dans l'acquisition en continu des données de débit et de salinité, ce qui s'avère être souvent complexe dans le cas des sources sous-marines.

## Remerciements

Les données de l'Almyros ont été acquises grâce au soutien financier de la Commission européenne (bourse TMR Marie-Curie) et de l'OANAK (Crète). Les données de Port-Miou sont acquises grâce au soutien financier de la Société des eaux de Marseille dans le cadre d'une thèse Cifre et avec le concours du Conservatoire du littoral. Merci également aux remarques des rapporteurs : un anonyme et le Dr Nathalie Doerfliger, ainsi que le Prof. Ghislain de Marsily.

## Références

- [1] H. Amit, V. Lyakhovskiy, A. Katz, A. Starinsky, A. Burg, Interpretation of spring recession curve, *Ground Water* 40 (5) (2002) 543–551.
- [2] B. Arfib, Étude des circulations d'eaux souterraines en aquifères karstiques côtiers : observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce), thèse, université Paris-6, 2001 (343 p.).
- [3] B. Arfib, Ressources en eau en aquifère côtier : exemple d'un karst de Crète, *Géologie* 146 (2005) 24–30.
- [4] B. Arfib, G. de Marsily, Modeling the salinity of an inland coastal brackish karstic spring with a conduit-matrix model, *Water Resour. Res.* 40 (2004) W11506, doi:10.1029/2004WR003147.
- [5] B. Arfib, G. de Marsily, J. Ganoulis, Les sources karstiques côtières en Méditerranée : étude des mécanismes de pollution saline de l'Almyros d'Héraklion (Crète), observations et modélisation, *Bull. Soc. géol. France* 173 (3) (2002) 245–253.
- [6] P. Audra, J.-Y. Bigot, H. Camus, G. Clauzon, E. Gilli, L. Moco-chain, The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the French Mediterranean Sea, *Geodin. Acta* 17 (6) (2005) 389–400.
- [7] M. Bakalowicz, P. Fleury, N. Doerfliger, J.-L. Seidel, Coastal karst aquifers in Mediterranean regions: A valuable groundwater in complex aquifers, in: *Tecnologia de la Intrusion de Agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos (TIAC)*, Instituto Geológico y Minero de España, 2003, pp. 125–128.
- [8] G.E. Barenblatt, I.P. Zheltov, I.N. Kochina, Basic concepts in the theory of homogeneous liquids in fractured rocks, *J. Appl. Math. Mech.* 24 (1960) 1286–1303.
- [9] J. Bear, A.H.-D. Cheng, S. Sorek, I. Herrera, D. Ouazar (Eds.), *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers*, Kluwer Academic Publishers, 1999 (625 p.).
- [10] B. Blavoux, E. Gilli, C. Rousset, Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille–Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien, *C. R. Geoscience* 336 (6) (2004) 523–533.
- [11] M. Breznik, *Storage Reservoirs and Deep Wells in Karst Regions*, Balkema, Rotterdam & Brookfield, 1998 (251 p.).
- [12] M.L. Calvache, A. Pulido-Bosch, Modeling the effects of salt-water intrusion dynamics for a coastal karstified block connected to a detrital aquifer, *Ground Water* 32 (5) (1994) 767–777.
- [13] J. Chanut, G. Hornberger, Consistency of patterns in concentration-discharge plots, *Water Resour. Res.* 38 (8) (2002), doi:10.1029/2001WR000971.
- [14] C. Evans, T. Davies, Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry, *Water Resour. Res.* 34 (1) (1998) 129–137.
- [15] P. Fleury, Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation, thèse, université Paris-6, 2005 (286 p.).
- [16] É. Gilli, Détection de sources sous-marines et précision de l'impluvium par mesure des variations de salinité. L'exemple de la source de Cabbé-Massolins (Roquebrune-Cap-Martin, France), *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 329 (2) (1999) 109–116.
- [17] É. Gilli, Compilation d'anciennes mesures de débit à Port-Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Provence, in: 7<sup>e</sup> colloque "Hydrogéologie en pays calcaire et milieu fissuré", Besançon, 20–22 septembre 2001, pp. 157–160.
- [18] É. Gilli, C. Mangan, J. Mudry, Hydrogéologie, objets, méthodes, applications, Dunod, 2005 (303 p.).
- [19] A. Grasso, P.-Y. Jeannin, A global experimental system approach of karst springs' hydrographs and chemographs, *Ground Water* 40 (6) (2002) 608–617.
- [20] K.W.F. Howard, E. Mullings, Hydrochemical analysis of ground water flow and saline incursion in the Clarendon basin, Jamaica, *Ground Water* 34 (5) (1996) 801–810.
- [21] A. Kovacs, P. Perrochet, L. Kiraly, P.-Y. Jeannin, A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis, *J. Hydrol.* 303 (2005) 152–164.
- [22] R. Liedl, M. Sauter, D. Hückinghaus, T. Clemens, G. Teutsch, Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe flow model, *Water Resour. Res.* 39 (3) (2003) 1057.
- [23] A. Mangin, Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 293 (1981) 401–404.
- [24] A. Padilla Benitez, A. Pulido Bosch, A. Mangin, Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring, *Ground Water* 32 (2) (1994) 267–277.
- [25] J.-L. Pinault, N. Doerfliger, B. Ladouche, M. Bakalowicz, Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach: The saline springs of Thau, southern France, *Water Resour. Res.* 40 (2004) W08501, doi:10.1029/2003WR002553.
- [26] L. Potié, J. Ricour, Études et captage de résurgences d'eau douce sous-marines, in: *Ressources en eau*, 1974, pp. 5–26.
- [27] D. Valdes, J.-P. Dupont, N. Massei, B. Laignel, J. Rodet, Analysis of karst hydrodynamics through comparison of dissolved and suspended solids' transport, *C. R. Geoscience* 337 (2005) 1365–1374.
- [28] L. Tulipano, D. Fidelibus, A. Panagopoulos (Eds.), COST 621, European Commission, Groundwater management of karstic coastal aquifers, n° EUR 21366, <http://www.bookshop.eu.int> search by word: COST 621, 2005 (365 p.).