

Les sources karstiques côtières en Méditerranée : Etude des mécanismes de pollution saline de l'Almyros d'Héraklion (Crète), observations et modélisation

BRUNO ARFIB^{1,*}, GHISLAIN DE MARSILY¹ et JACQUES GANOULIS²

Mots clés. – Karst côtier, Almyros, Intrusion saline, Conduit, Modélisation

Résumé. – Les variations de salinité et de débit à la source aérienne naturellement salée de l'Almyros d'Héraklion en Crète ont été suivies pendant deux cycles hydrologiques. Le fonctionnement du système karstique côtier de l'Almyros est présenté mettant ainsi en évidence l'influence de la dualité de l'écoulement dans le karst (conduits et matrice fissurée) sur la qualité de la ressource en eau en zone côtière. Le mécanisme principal de salinisation de l'eau alimentant la source Almyros est identifié et validé par un modèle mathématique hydraulique qui rend compte de façon remarquable des observations.

Coastal karst springs in the Mediterranean basin : study of the mechanisms of saline pollution at the Almyros spring (Crete), observations and modelling

Key words. – Coastal karst, Almyros, Saline intrusion, Conduit, Modelling

Abstract. – Variations in salinity and flow rate in the aerial, naturally salty spring of Almyros of Heraklion on Crete were monitored during two hydrological cycles. We describe the functioning of the coastal karstic system of the Almyros and show the influence of the duality of the flow in the karst (conduits and fractured matrix) on the quality of the water resource in the coastal area. A mechanism of saltwater intrusion into this highly heterogeneous system is proposed and validated with a hydraulic mathematical model, which describes the observations remarkably well.

Introduction. – Fresh groundwater is a precious resource in many coastal regions, for drinking water supply, either to complement surface water resources, or when such resources are polluted or unavailable in the dry season. But coastal groundwater is fragile, and its exploitation must be made with care to prevent saltwater intrusion as a result of withdrawal, for any aquifer type, porous, fractured or karstic. In karstic zones, the problem is very complex because of the heterogeneous nature of the karst, which makes it difficult to use the concept of representative elementary volume developed for porous or densely fractured systems. The karstic conduits focus the major part of the flow in preferential paths, where the water velocity is high. In coastal systems, these conduits have also an effect on the distribution of the saline intrusion. As was shown e.g. by Moore *et al.* [1992] and Howard and Mullings [1996], both freshwater and saltwater flow along the fractures and conduits to reach the mixing zone, or the zone where these fluids are superposed in a dynamic equilibrium because of their differences in density ; but the dynamics of such a saltwater intrusion are generally unknown and not represented in models. Such coastal karstic systems are intensely studied at this moment in the Mediterranean region [Gilli, 1999], both as above sea-level or underwater springs, for potential use in areas where this resource would be of great value for economic development.

This article discusses the freshwater-saltwater exchange mechanisms in the karstic aquifer of the Almyros of Heraklion aquifer (Crete) and explains the salinity variations observed in the spring. First, the general hydrogeology of the study site is described, then the functioning of the spring : a main conduit drains the freshwater over several kilometres and passes at depth through a zone where seawater is naturally present. The matrix-conduit exchanges are the result of pressure differences between the two media. These processes are represented in a mathematical model that confirms their relevance.

General hydrogeology of the studied site. – The karstic coastal system of the Almyros of Heraklion (Crete) covers 300 km² in the Ida massif whose borders are a main detachment fault, and the Sea of Crete in the north, the Psiloritis massif (highest summit at 2,456 m) in the south and west, and the collapsed basin of Heraklion filled in by mainly neogene marl sediments in the east. The watershed basin consists of the two lower units of characteristic overthrust formations of Crete (fig. 1) : the Cretaceous Plattenkalk and the Cretaceous Tripolitza limestones. The two limestone formations are locally separated by interbedded flysch or phyllade units that form an impervious layer [Bonneau *et al.*, 1977 ; Fassoulas, 1999] and may lead to different flow behaviour within the two karstic formations. Neo-tectonic activity has dissected these formations with large faults and fractures. The present-day climate in Crete is of Mediterranean mountain type, with heavy rain storms and snow on the summits in winter. Rainfall is unevenly distributed over the year, with 80 % of the annual total between October and March and a year-to-year average of 1,370 mm. The flow

¹ Laboratoire de Géologie Appliquée, UMR-CNRS Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, case 123, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France
* email: arfib@biogeodis.jussieu.fr

² Laboratoire d'Hydraulique, Ecole Technique, Université Aristote de Thessalonique, 54006 Thessalonique, Grèce
Manuscrit déposé le 2 octobre 2001 ; accepté le 26 novembre 2001.

rate of the spring is high during the whole hydrologic cycle, with a minimum in summer on the order of $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and peak flow in winter reaching up to $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. The water is brackish during low flow, up to a chloride content of $6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, i.e. 23 % of seawater, but it is fresh during floods, when the flow rate exceeds $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. During the 1999-2000 and 2000-2001 hydrologic cycles, the water was fresh during 14 and 31 days, respectively. The water temperature is high and varies very little during the year (see table I).

In the areas of Kéri and Tilissos (fig. 1), immediately south of the spring, the city of Heraklion extracts water from the karstic system through a series of 15 wells with depth reaching 50 to 100 m below sea level. Initially, when the wells were drilled, the water was fresh, but nowadays the salinity rises progressively, but unequally from well to well (fig. 2). The relatively constant temperatures and salinities of the wells, during the hydrological cycle, contrast with the large salinity variations at the spring (fig. 2 and table I). They show that the karstic system is complex and comprises different compartments, where each aquifer unit reacts to its individual pressures (pumping, rainfall) according to its own hydrodynamic characteristics [Arfib *et al.*, 2000]. The Almyros spring seems disconnected from the surrounding aquifer and behaves differently from that which feeds the wells (upper Tripolitza limestone). It is recharged by fresh water from the mountains, which descends to depths where it probably acquires its salinity. The spring would thus be the largest resource of the area, if it was possible to prevent its pollution by seawater. A general functioning sketch is proposed (fig. 3), which includes the different geological units of interest.

Identification of the functioning of the Almyros spring through monitoring of physical and chemical parameters. – The functioning of the aquifer system of the Almyros spring was analysed by monitoring, over two hydrological cycles, the level of the spring, the discharge, the electric conductivity and the temperature recorded at a 30 min time interval. In the centre of the watershed basin, a meteorological station at an altitude of 800 m measures and records at a 30 min time interval the air temperature, rainfall, relative humidity, wind velocity and direction; moreover, an automatic rain gauge is installed in the northern part of the basin at an altitude of 500 m.

The winter floods follow the rhythm of the rainfall with strong flow-rate variations. In contrast, the summer and autumn are long periods of drought (fig. 7). The flow rate increases a few hours after each rainfall event; the water salinity decreases in inverse proportion to the flow rate a few hours to a few days later. Observations showed that the water volume discharged at the Almyros spring between the beginning of the flow rate increase and the beginning of the salinity decrease is quite constant, around $770,000 \text{ m}^3$ (fig. 4) for any value of the flow rate, of the salinity and also of the initial or final rainfall rates. To determine this constant volume was of the utmost importance when analyzing the functioning of the Almyros spring. The lag illustrates the differences between the pressure wave that moves almost instantaneously through the karst conduit and causes an immediate flow rate increase after rainfall and the movement of the water molecules (transfer of matter) that arrives with a time lag proportionate to the length of the travel distance. The variation of the salinity with the flow rate acts as a tracer and gives a direct indication of the distance between the outlet and the seawater entrance point into the conduit. In the case of the Almyros, the constant volume of expelled water indicates that sea-water intrusion occurs in a portion of the conduit situated several kilometres away from the spring (table II), probably inland, with no subsequent sideways exchange in the part of the gallery leading up to the spring.

As the lag between the flow rate and the salinity recorded at the spring is constant, one can correct the salinity value by taking, at each time step, with a given flow rate, the salinity value measured after the expulsion of $770,000 \text{ m}^3$ at the spring, which transforms the output of the system so as to put the pressure waves and the matter transfer in phase [Arfib, 2001]. After this correction, the saline flux at the spring, equal to the flow rate multiplied by the corrected salinity, indicates the amount of sea-water in the total flow. This flux varies in inverse proportion to the total flow rate in the high-flow period and the beginning of the low-flow period, thereby demonstrating that the salinity decrease in the spring is not simply a dilution effect (fig. 5). The relationship that exists between flow rate and corrected salinity provides the additional information needed to build the conceptual model of the functioning of the part of the Almyros of Heraklion aquifer that communicates with the spring. Freshwater from the Psiloritis mountains feeds the Almyros spring. It circulates through a main karst conduit that descends deep into the aquifer and crosses a zone naturally invaded by seawater several kilometers from the spring. The seawater enters the conduit and the resulting brackish water is then transported to the spring without any further change in salinity. The conduit-matrix and matrix-conduit exchanges are governed by the head differences in the two media.

Mathematical modelling of seawater intrusion into a karst conduit

Method. – The functioning pattern exposed above shows that such a system cannot be treated as an equivalent porous medium and highlights the influence of heterogeneous structures such as karst conduits on the quantity and quality of water resources. Our model is called SWIKAC (Salt Water Intrusion in Karst Conduits), written in Matlab®. It is a 1 D mixing-cell type model with an explicit finite-difference calculation. This numerical method has already been used to simulate flow and transport in porous [e.g. Bajracharya and Barry, 1994; Van Ommen, 1985] and karst media [e.g. Bauer *et al.*, 1999; Liedl and Sauter, 1998; Tezcan, 1998]. It reduces the aquifer to a single circular conduit surrounded by a matrix equivalent to a homogeneous porous medium where pressure and salinity conditions are in relation with sea-water. The conduit is fed by freshwater at its upstream end and seawater penetrates through its walls over the length L (fig. 6) at a rate given by an equation based on the Dupuit-Forchheimer solution and the method of images. The model calculates, in each mesh of the conduit and at each time step, the head in conditions of turbulent flow with the Darcy-Weisbach equation. The head loss coefficient λ is calculated by Louis' formula for turbulent flow of non-parallel liquid streams [Jeannin, 2001; Jeannin and Marechal, 1995].

The fitting of the model is intended to simulate the chloride concentration at the spring for a given matrix permeability (K), depth (P) and conduit diameter (D) while varying its length (L) and its relative roughness (k_r). The spring flow rates are the measured ones; at present, the model is not meant to predict the flow rate of the spring but only to explain its salinity variations.

Results and discussion. – The simulations of chloride concentrations were made in the period from September 1999 to May 2001. The depth of the horizontal conduit where matrix-conduit exchanges occur was tested down to 800 m below sea level. The diameter of the conduit varied between 10 and 20 m, which is larger than that observed by divers

close to the spring but plausible for the seawater intrusion zone. The average hydraulic conductivity of the equivalent continuous matrix was estimated at 10^{-4} m/s. A higher value (10^{-3} m/s) was tested and found to be possible since the fractured limestone in the intrusion zone may locally be more permeable but a smaller value (10^{-5} m/s) produces an unrealistic length (L) of the saline intrusion zone (over 15 km).

For each combination of hydraulic conductivity, diameter and depth there is one set of L (length) and k_r (relative roughness) calibration parameters. All combinations for a depth of 400 m or more produce practically equivalent results, close to the measured values. When the depth of the conduit is less than 400 m, the simulated salinity is always too high. Figure 7 shows results for a depth of 500 m, a diameter of 15 m and a hydraulic conductivity of 10^{-4} m/s. The length of the saltwater intrusion zone is then 1,320 m, 4,350 m away from the spring and the relative roughness coefficient is 1.1. All the simulations (table II) need a very high relative roughness coefficient which may be interpreted as an equivalent coefficient that takes into account the heavy head losses by friction and the variations of the conduit dimensions which, locally, cause great head losses. The model simulates very well the general shape of the salinity curve and the succession of high water levels in the Almyros spring but two periods are poorly described due to the simplicity of the model. They are (1) the period following strong freshwater floods, where the model does not account for the expulsion of freshwater outside the conduit and the return of this freshwater which dilutes the tail of the flood and (2) the end of the low-water period when the measured flux of chlorides falls unexpectedly (fig. 5), which might be explained by density stratification phenomena of freshwater-saltwater in the conduit (as observed in the karst gallery of Port-Miou near Cassis, France [Potié and Ricour, 1974]), an aspect that the model does not take into account.

Conclusions. – The good results produced by the model confirm the proposed functioning pattern of the spring. The regulation of the saline intrusion occurs over a limited area at depth, through the action of the pressure differences between the fractured limestone continuous matrix with its natural saline intrusion and a karst conduit carrying water that is first fresh then brackish up to the Almyros spring. The depth of the horizontal conduit is more than 400 m. An attempt at raising the water level at the spring, with a concrete dam, made in 1987, which was also modelled, indicates that the real depth is around 500 m but the poor quality of these data requires new tests to be made before any firm conclusions on the exact depth of the conduit can be drawn.

The Almyros spring is a particularly favorable for observing the exchanges in the conduit network for which it is the direct outlet but it is not representative of the surrounding area. To sustainably manage the water in this region, it is essential to change the present working of the wells in order to limit the irreversible saline intrusion into the terrain of the upper aquifers. It seems possible to exploit the spring directly if the level of its outlet is raised. This would reduce the salinity in the spring to almost zero in all seasons by increasing the head in the conduit. In its present state of calibration, the model calculates a height on the order of 15 m for obtaining freshwater at the spring throughout the year, but real tests with the existing dam are needed to quantify any flow-rate losses or functional changes when there is continual overpressure in the system. The cause of the development of this karstic conduit at such a great depth could be the lowering of the sea level during the Messinian [Clauzon *et al.*, 1996], or recent tectonic movements.

INTRODUCTION

L'eau douce souterraine constitue pour de nombreuses régions côtières une ressource précieuse, utilisée pour l'alimentation en eau potable en complément des apports d'eau de surface ou comme ressource unique lorsque les conditions de surface sont plus défavorables (pollution des rivières, réseau hydrologique insuffisant...). Toutefois, cette ressource est fragile et l'exploitation des nappes d'eau côtières doit être menée de façon réfléchie de manière à combattre l'intrusion de l'eau de mer dans les terres sous l'effet des pompages, quel que soit le type d'aquifère, poreux, fissuré ou karstique.

Dans le cas des aquifères côtiers poreux, de multiples solutions existent pour prévoir la position de la zone d'équilibre entre les deux fluides de densités différentes, l'eau douce et l'eau de mer, de façon analytique (la plus connue reste certainement la première établie, la solution de Ghyben-Herzberg) ou numérique à l'aide des modèles mathématiques couplant les équations de l'écoulement et du transport.

En milieu karstique, le problème est plus complexe, du fait de la nature même du karst qui par son hétérogénéité rend difficilement applicable le concept de volume élémentaire représentatif utilisé en modélisation des milieux poreux. Les conduits caractéristiques du karst focalisent l'essentiel de l'écoulement et permettent la circulation pré-

férentielle de l'eau à forte vitesse. Dans les aquifères côtiers, les conduits ont également un effet sur la distribution spatiale de l'intrusion saline. Comme le montrent plusieurs auteurs [Moore *et al.*, 1992 ; Howard et Mullings, 1996] l'eau douce et l'eau salée utilisent l'une et l'autre les fractures et conduits pour rejoindre la zone de mélange ou d'équilibre des fluides de densité différente, mais les conditions d'intrusion de l'eau salée et le devenir des eaux saumâtres ne sont généralement pas connues ni modélisées. Ces milieux karstiques côtiers, dont les sources sont aériennes ou souvent sous-marines, font actuellement l'objet de travaux importants en Méditerranée [Gilli, 1999] pour tenter de récupérer cette ressource dans des zones où elle serait très utile au développement économique.

Le présent article étudie les mécanismes qui régulent les échanges eau douce – eau salée au sein de l'aquifère karstique de l'Almyros d'Héraklion (Crète) et explique les variations de la salinité observées à la source. L'hydrogéologie générale du site d'étude est tout d'abord présentée, puis le fonctionnement de la source est expliqué par la mise en évidence d'un conduit principal qui draine l'eau douce sur plusieurs kilomètres et traverse en profondeur une zone où l'eau de mer est naturellement présente. Les échanges matrice-conduit ont lieu en fonction des différences de pressions entre les deux milieux. Ce schéma est ensuite synthétisé dans un modèle mathématique qui confirme la pertinence des processus décrits.

HYDROGÉOLOGIE GÉNÉRALE DU SITE D'ÉTUDE

Présentation générale

Le système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion (Crète) se développe sur 300 km² sur le massif de l'Ida, bordé par un contact tectonique majeur et la mer de Crète au nord, la chaîne des sommets du Psiloritis (point culminant à 2 456 m) au sud et à l'ouest, et le bassin d'effondrement d'Héraklion comblé de sédiments néogènes principalement marneux à l'est. Le bassin versant est composé de l'ensemble des deux plus basses unités de l'édifice de nappes charriées, caractéristique de la Crète : les calcaires Crétacé du Plattenkalke (autochtone relatif) et les calcaires Crétacé de Tripolitza (fig. 1). Les deux nappes calcaires peuvent être localement séparées par l'intercalation de flysch ou de phyllades qui constituent un écran imperméable [Bonneau *et al.*, 1977 ; Fassoulas, 1999]. Le climat est de type méditerranéen et montagneux, avec de fortes précipitations orageuses et de la neige sur les sommets en hiver. Les précipitations sont inégalement réparties au cours de l'année, avec 80 % du total annuel précipité entre octobre et mars. La moyenne interannuelle sur le bassin versant est estimée à 1 370 mm.

L'exutoire unique connu de ce bassin est la source d'Almyros, située à 1 km de la côte et à 8 km à l'ouest de la ville d'Héraklion, l'actuelle capitale administrative et économique de l'île. Cette source sourd au contact des calcaires et des sédiments marneux qui s'étendent jusqu'à la mer. Les marnes constituent une barrière naturelle imperméable reconnue par forage jusqu'à 250 mètres de profondeur qui bloque toute communication directe avec la mer [Dietrich et Ré, 1972]. La source émerge naturellement à 3 mètres au-dessus du niveau de la mer et son niveau peut-être élevé artificiellement jusqu'à 10 mètres par un barrage. L'exutoire forme un lac qui donne accès à une galerie karstique de diamètre 3-4 m et de pente 30° sous l'horizontale dans la direction du sud, qui a été explorée par des plongeurs jusqu'à -90 m sous le niveau de la mer [Gersar/O.CAN, 1991]. La galerie continue plus bas, mais l'exploration souterraine n'a pas pu être poursuivie du fait de difficultés techniques. Le débit de la source est soutenu tout au long du cycle hydrologique, avec un minimum estival de l'ordre de 3 m³.s⁻¹ et des pics de crues hivernales pouvant atteindre 40 m³.s⁻¹. Le volume d'eau annuel écoulé est d'environ 200 millions de mètres cubes. L'eau est salée pendant l'étiage, impropre à la consommation, atteignant 6 g.l⁻¹ de chlorures (23 % d'eau de mer) mais elle est en revanche douce durant les fortes crues dépassants 15 m³.s⁻¹. Au cours des cycles hydrologiques 1999-2000 et 2000-2001, l'eau est sortie douce durant respectivement 14 et 31 jours.

Un système aquifère compartimenté

A première vue, le bassin d'alimentation de l'Almyros d'Héraklion est assez simple, composé par deux unités calcaires qui communiquent entre elles. Toutefois deux éléments perturbent la structure et ont une importance non négligeable sur les circulations souterraines : ce sont (1) la présence des phyllades imperméables qui peut créer localement un plancher à la nappe supérieure ou un toit à la nappe inférieure, (2) la néo-tectonique très active de cette zone de l'arc hellénique qui a découpé le bâti calcaire.

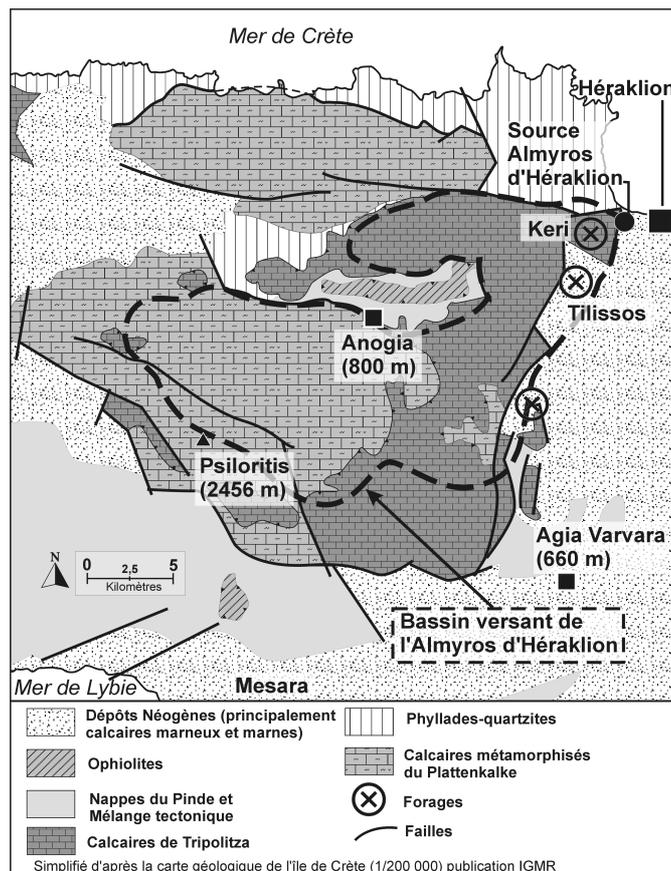


FIG. 1. – Schéma structural régional du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion (Crète centrale).

FIG. 1. – Regional structural sketch of the catchment area of the Almyros of Heraklio (Central Crete).

Le fonctionnement hydrogéologique général de ce système karstique a été approché par des mesures en continu de la conductivité électrique, de la température et du débit à la source d'Almyros et par des mesures périodiques dans une vingtaine de forages répartis autour de la source jusqu'à 10 kilomètres au sud dans les terres le long de la bordure Est du bassin versant. Ces forages destinés à l'alimentation en eau potable de la ville d'Héraklion captent tous une nappe d'eau souterraine dans les calcaires supérieurs de Tripolitza, avec chacun un débit de l'ordre de 50 à 60 m³.h⁻¹ et sont descendus jusqu'à -50 à -100 m sous le niveau de la mer.

Initialement, lors de leur mise en exploitation dans les années 80, l'eau pompée était douce, mais aujourd'hui plus des deux tiers des forages de Keri (K) et Tilissos (T) (fig. 1) pompent de l'eau saumâtre due à une intrusion marine. L'augmentation de la salinité de l'eau pompée a été très progressive, très inégale suivant les forages et reste stable à l'échelle d'un cycle hydrologique (fig. 2). Les températures sont fortes, peu variables au cours de l'année (tabl. I). A la source d'Almyros, les phénomènes sont tout autre, la salinité (30 à 6 000 mg.l⁻¹) et la température (14,3 à 16,1°C) présentent de fortes variations au cours du cycle sans relation avec celles des forages (fig. 2, tabl. I).

L'aquifère ne peut pas être considéré comme une entité ayant un fonctionnement unique. Il est en fait compartimenté, chaque bloc aquifère réagissant aux pressions qui s'exer-

TABL. I. – Températures de l'eau dans le bassin versant de l'Almyros sur le cycle 1999-2000.

TABLE I. – Water temperatures in the catchment area of the Almyros spring during the cycle 1999-2000 (K7, T21, K9 = boreholes, source Almyros = Almyros spring)

Température	Forage K7	Forage T21	Forage K9	Source Almyros
Minimum	19,5	19,3	19,4	14,3
Maximum	20,0	19,7	20,1	16,1

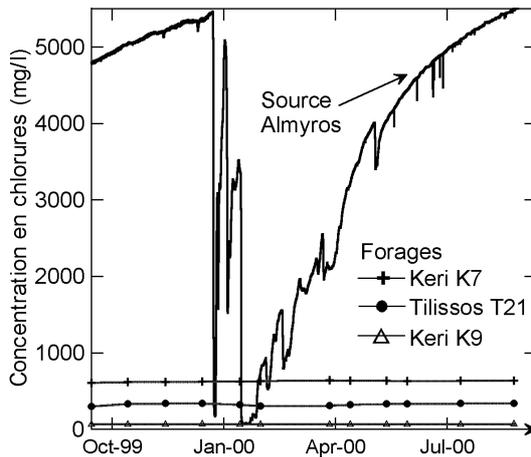


FIG. 2. – Concentration en chlorures sur le cycle 1999-2000 en différents points d'eau représentatifs du bassin versant.

FIG. 2. – Chloride concentrations during the cycle 1999-2000 in several water sampling points representative of the catchment area.

cent sur lui (pompage, précipitations) en fonction de ses caractéristiques hydrodynamiques [Arfib *et al.*, 2000]. La source d'Almyros apparaît comme déconnectée de l'aquifère qui l'entoure et elle s'individualise de l'aquifère supérieur des calcaires du Tripolitza l'environnant dans lequel pompent les forages. Elle est alimentée par l'eau fraîche des montagnes qui transite ensuite en profondeur où elle doit acquérir sa salinité. Elle constituerait finalement la ressource potentielle la plus importante pour cette région si l'on pouvait rendre l'eau douce. Les données géologiques trop peu précises sur la zone d'étude ne permettent pas d'établir une coupe géologique détaillée, mais leur interprétation nous permet de définir un schéma de fonctionnement général du système karstique côtier, sur la figure 3, où sont replacées les formations géologiques.

APPROCHE DU FONCTIONNEMENT DE LA SOURCE D'ALMYROS PAR SUIVI DE PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES

Matériels et méthodes

L'analyse du fonctionnement du système aquifère de la source d'Almyros repose sur le suivi en continu, sur deux cycles hydrologiques, du niveau de la source, de la conductivité électrique (à 25°C) et de la température de l'eau de l'Almyros enregistrés au pas de temps de 30 minutes par une station d'acquisition automatique "Hydrosens" OTT, complété par une analyse hebdomadaire des éléments chimiques majeurs. Une mesure de vérification hebdomadaire à l'aide d'un thermo-conductimètre portable WTW permet

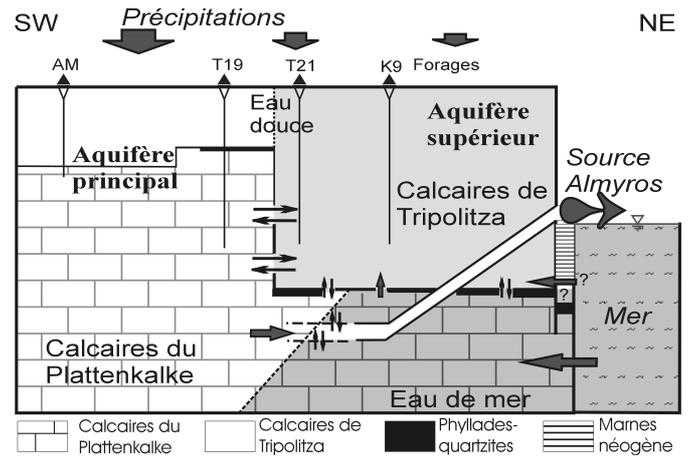


FIG. 3. – Schéma interprétatif du fonctionnement du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion (vue en coupe SW-NE, sans échelle).
FIG. 3. – Schematic cross-section SW-NE explaining the functioning of the coastal karst system of the Almyros of Heraklion (not to scale).

de certifier la précision et l'absence totale de dérive des appareils de mesure malgré l'environnement salé. Le niveau de la source est converti en débit par une courbe de tarage établie par sept mesures au moulinet entre février et août 2000. Au cœur du bassin versant, une station météorologique implantée à l'altitude 800 m (au village d'Anogia, fig. 1) mesure et enregistre au même pas de temps qu'à la source la température de l'air, les précipitations, l'humidité relative et la vitesse et direction du vent, complétée par un pluviomètre automatique autonome installé au nord du bassin à 500 m d'altitude.

Fonctionnement hydrodynamique

Au cours du cycle hydrologique, les crues hivernales suivent le rythme des pluies, en se succédant avec de fortes variations de débit, puis sont suivies par un long tarissement estival et automnal (fig. 7). Chaque crue est caractérisée par une augmentation du débit quelques heures après la pluie, suivie d'une diminution de la salinité de l'eau inversement proportionnelle au débit quelques heures à quelques jours après. Nous avons observé que le volume d'eau écoulé entre le début de l'augmentation du débit et le début de la chute de la salinité est très constant, égal à environ 770 000 m³ (fig. 4) quelles que soient les conditions de débit, de salinité ou de pluviométrie initiales et finales. Quelques exceptions mineures existent cependant, montrant une légère influence des blocs aquifères où pompent les forages lors des crues extrêmes, mais elles ne seront pas développées dans cet article qui s'intéresse au fonctionnement général du système. La détermination de ce volume constant a été primordiale pour l'analyse du fonctionnement de la source d'Almyros. En effet, ce déphasage illustre les différences entre l'onde de pression qui se déplace pratiquement instantanément dans le conduit karstique, engendrant une augmentation immédiate de débit sous l'action de l'eau précipitée, et le déplacement des molécules d'eau (transfert de matière) qui arrivent avec un temps de retard proportionnel à la longueur du trajet effectué. Considérant un modèle de transit de l'eau par un conduit karstique, ce volume d'eau expulsé correspond à de l'eau contenue dans le conduit alimentant la source, ayant déjà acquis sa salinité, et sur le-

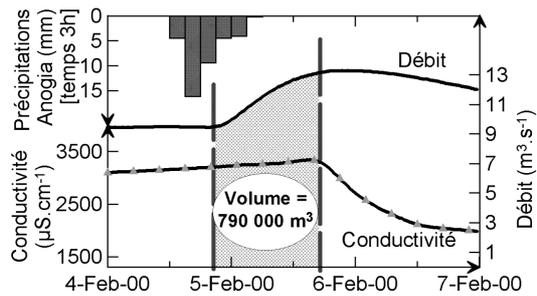


FIG. 4. – Décalage de 790 000 m³ entre l'augmentation de débit et la chute de salinité lors de la crue du 4 février 2000 à la source d'Almyros.

FIG. 4. – Lag of 790 000 m³ between the increase of discharge and the decrease of salinity at the Almyros spring during the flood of the 4th of february 2000.

quel l'augmentation de débit n'a aucun effet sur sa salinité. La variation de salinité avec le débit joue le rôle d'un traceur renseignant donc directement sur l'éloignement de la zone d'entrée de l'eau de mer dans le conduit par rapport à l'exutoire. Dans le cas de l'Almyros, le volume expulsé indique une intrusion d'eau de mer dans une portion du conduit karstique située à plusieurs kilomètres de la source, vraisemblablement à l'intérieur des terres (cette distance dépend du diamètre du conduit), puis un écoulement sans échange à travers les parois de la dernière portion de la galerie jusqu'à la source (tabl. II).

Le décalage entre le débit et la salinité enregistrés à la source étant constant, il est possible de corriger la valeur de la salinité en prenant à chaque pas de temps avec un débit donné la valeur de salinité que l'on mesure après l'expulsion de 770 000 m³ d'eau à la source. Ceci revient à transformer la sortie du système pour que les ondes de pression et de transfert de matière soient en phase. Cette correction étant faite, le flux de sel à la source, égal au débit multiplié par la salinité corrigée, renseigne sur le débit d'eau de mer participant au débit total. Ce flux varie de façon inversement proportionnelle au débit total en période de hautes-eaux et en début d'étiage, montrant ainsi que la chute de salinité à la source n'est pas simplement le fait d'une dilution (fig. 5). La relation entre le débit et la salinité corrigée apporte le complément d'information nécessaire pour établir le modèle conceptuel de fonctionnement de la partie du système aquifère de l'Almyros d'Héraklion en liaison avec la source. Cette relation existe, montrant que la salinité de l'eau dépend du débit quelle que soit la période du cycle considérée, que l'on soit en montée ou en descente de crue [Arfib, 2001]. Lorsque le débit est plus élevé que 15 m³s⁻¹, il n'y a plus d'intrusion d'eau salée, mais il est probable qu'il y ait au contraire expulsion d'eau douce à l'extérieur du conduit dans sa partie en communication avec l'eau de mer, cette eau douce revient ensuite dans le conduit lors de la décrue, diminuant ainsi pour quelques temps la salinité par dilution.

En résumé, l'eau fraîche et douce des montagnes du Psiloritis alimente la source d'Almyros. Elle circule au sein d'un conduit karstique principal qui s'enfonce en profondeur dans l'aquifère et traverse une zone naturellement envahie par l'eau de mer à plusieurs kilomètres de la source. L'eau saumâtre résultant de l'entrée de l'eau de mer dans le conduit est ensuite transportée sans modification de salinité jusqu'à la source.

Bull. Soc. géol. Fr., 2002, n° 3

TABLE II. – Paramètres d'ajustement pour la simulation de la concentration en chlorure à la source d'Almyros d'Héraklion (P : profondeur, D : diamètre, K : coefficient de perméabilité, X : distance de la source à la zone d'intrusion saline, L : longueur de la zone d'intrusion saline, kr : coefficient de rugosité relative).

TABLE II. – Adjustment parameters for the chloride concentration simulation at the Almyros spring of Heraklion (P : depth, D : diameter, K : hydraulic conductivity, X : length from the spring to the saline intrusion zone, L : length of the saline intrusion zone, kr : relative roughness).

P (m)	D (m)	K (m.s ⁻¹)	X(m)	L (m)	kr
500	10	10 ⁻³	9800	160	0,85
500	10	10 ⁻⁴	9800	1540	0,85
500	15	10 ⁻³	4350	130	1,1
500	15	10 ⁻⁴	4350	1320	1,1
500	20	10 ⁻³	2450	120	1,1
500	20	10 ⁻⁴	2450	1200	1,1

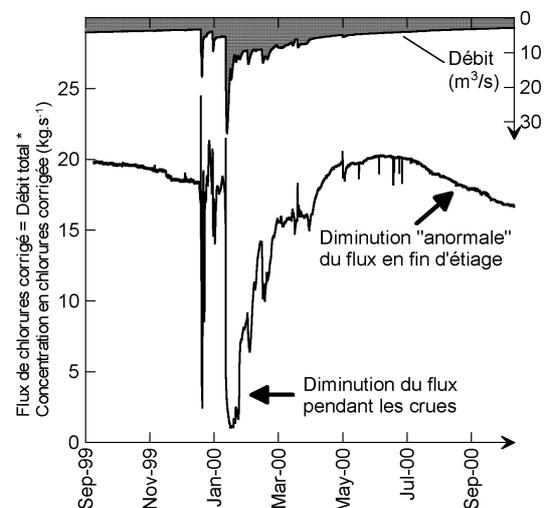


FIG. 5. – Evolution du flux de chlorures corrigé (correction pour un volume constant égal à 770 000 m³ entre les variations de débit et de salinité à la source Almyros).

FIG. 5. – Evolution of the corrected chlorides flux (correction for a constant volume equal to 770,000 m³ between the discharge and salinity variations at the Almyros spring).

La combinaison d'un volume d'eau saumâtre constant expulsé à chaque crue, d'un flux salé variable à la source et d'une relation entre la salinité et le débit de la source montre la stabilité des conditions de pression et de salinité dans la partie de l'aquifère en relation directe avec la source, quelle que soit la période du cycle hydrologique considérée. L'échange conduit-matrice et matrice-conduit est régulé par les différences de charge entre ces deux milieux.

MODÉLISATION MATHÉMATIQUE DE L'INTRUSION D'EAU DE MER DANS UN CONDUIT KARSTIQUE

Méthode

Le schéma de fonctionnement établi précédemment montre l'inadaptation, pour un tel système, d'un modèle considérant un milieu poreux équivalent et met en avant l'importance des structures hétérogènes telles que les conduits karstiques sur la quantité et la qualité de la ressource en

eau. Le modèle numérique développé, à une dimension, se nomme SWIKAC, pour Salt-Water Intrusion in KARst Conduits. Il s'attache à simuler les observations faites à la source d'Almyros en réduisant l'aquifère à un conduit unique circulaire entouré d'une matrice équivalente à un milieu poreux homogène dans laquelle les conditions de pression et de salinité sont constantes. Le conduit est alimenté par de l'eau douce à son extrémité amont et de l'eau de mer pénètre à travers ses parois à un débit qui est fonction de la pression régnant dans le conduit à la hauteur où celui-ci communique avec le milieu poreux équivalent salé. Le modèle calcule la charge dans chacune des cellules en condition d'écoulement turbulent (équation de Darcy-Weisbach) à chaque pas de temps en tenant compte des variations de débit et de niveau d'eau à la source, puis le transport de l'eau saumâtre jusqu'à la source.

Le modèle est du type "cellule de mélange" ("mixing cell"), avec un calcul par différences finies explicites. Cette méthode numérique a déjà été appliquée pour simuler l'écoulement et le transport en milieu poreux [Bajracharya et Barry, 1994 ; Van Ommen, 1985] et karstique [Bauer *et al.*, 1999 ; Liedl et Sauter, 1998 ; Tezcan, 1998]. Elle est stable à condition de limiter la valeur du nombre de Courant N_{co} pour la définition des mailles (ou cellules) :

$$N_{co} = \frac{v\Delta t}{z} \leq 1$$

avec : v : la vitesse dans les mailles, Δt : le pas de temps et z : la longueur de chaque maille.

Les conditions aux limites sont représentées sur la figure 6. Sur les parois du tube elles sont de deux type :

- flux d'entrée d'eau de mer nul sur une longueur x équivalent à un volume de 770 000 m³ à partir du point A représentant la sortie du système à la source d'Almyros et en direction du point E ;

- pression constante à une distance finie (limite mer) dans la matrice salée entourant le tube, dépendant de la profondeur P du tube sous le niveau de la mer :

$$h_{sw} = P \frac{\rho_{sw}}{\rho_{fw}}$$

avec h_{sw} : la charge de l'eau de mer en équivalent eau douce, ρ_{sw} : la masse volumique de l'eau de mer, ρ_{fw} : la masse volumique de l'eau douce.

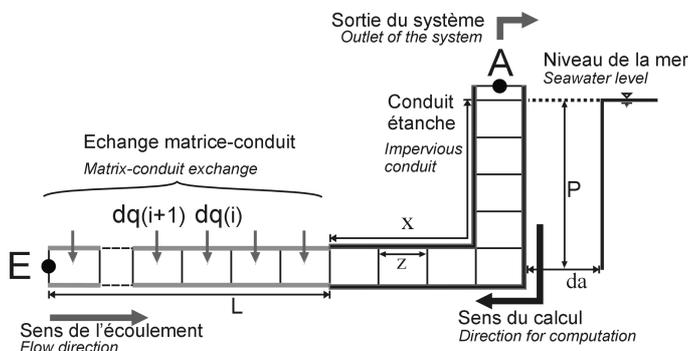


FIG. 6. – Schéma conceptuel utilisé pour le fondement du modèle mathématique SWIKAC.

FIG. 6. – Conceptual model used for the elaboration of the mathematical SWIKAC model.

Le débit entrant d'eau de mer par maille sur la longueur L est donné par une relation basée sur la relation de Dupuit-Forchheimer et le principe des images, du type : $dq_i = 2\pi K z \Delta h_i / \ln(2.dm_i/r)$ avec z : longueur de la maille, K : le coefficient de perméabilité de la matrice entourant le conduit nommé ici perméabilité, $\Delta h_i = h_{sw} - h_{conduit}$ dans la maille i : la différence de charge en eau douce entre la matrice à la distance dm_i et le conduit dans la maille i , r : le rayon du conduit, dm_i : la distance à la limite mer de la maille i .

Le calcul est initialisé durant la période d'étiage à partir de la valeur du débit observé, du niveau d'eau et de la salinité à la source lorsque leurs variations sont très faibles. Le calcul d'une cellule à l'autre de la charge, du débit, du niveau d'eau et de la salinité est effectué pour chaque pas de temps t à partir de la cellule A jusqu'à la cellule E.

La perte de charge (h_f) dans le conduit karstique est calculée par l'équation de Darcy-Weisbach (en régime turbulent) qui s'écrit :

$$h_f = \frac{\lambda l v^2}{2gd_h}$$

avec λ : le coefficient de perte de charge, l : la longueur du conduit considérée, v : la vitesse moyenne d'écoulement, g : l'accélération de la pesanteur, d_h : le diamètre hydraulique.

Le coefficient de perte de charge λ est calculé par la formule de Louis [Jeannin, 2001 ; Jeannin et Marechal, 1995] pour un écoulement turbulent à filets liquides non parallèles :

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \left(\frac{kr}{1,9} \right)$$

avec la rugosité relative des parois $kr = \varepsilon/d_h$ où ε : la hauteur des aspérités des parois et d_h : le diamètre hydraulique du conduit.

Le modèle est écrit sous Matlab® (distribué par The MathWorks Company) qui allie de bonnes performances de calcul, à une simplicité d'utilisation et une sortie numérique et graphique des résultats immédiate.

L'ajustement du modèle vise à simuler la concentration en chlorures à la source pour une perméabilité de la matrice (K), une profondeur (P) et un diamètre de conduit (D) donnés en faisant varier sa longueur (L) et sa rugosité relative (kr). Les débits de la source sont ceux mesurés, le modèle ne vise pour l'instant pas à prédire le débit de la source, mais seulement à expliquer ses variations de salinité.

Résultats et discussions

Les simulations de la concentration en chlorures sont réalisées sur la période allant de septembre 1999 à mai 2001. La profondeur du conduit horizontal où se font les échanges entre la matrice et le conduit a été testée jusqu'à une valeur de 800 mètres sous le niveau de la mer, une profondeur plus élevée n'étant a priori pas justifiable. Le diamètre du conduit a varié entre 10 et 20 mètres, ce qui correspond à une valeur supérieure aux observations en plongée près de la source, mais à une valeur plausible pour une distance de la zone d'intrusion saline pas trop lointaine, entre 2,5 et 10 km (tabl. II). La perméabilité moyenne de la matrice est estimée à 10⁻⁴ m/s. Une valeur plus grande (10⁻³ m/s) a également été testée et est aussi possible, car le calcaire fracturé au niveau de la zone d'intrusion peut être locale-

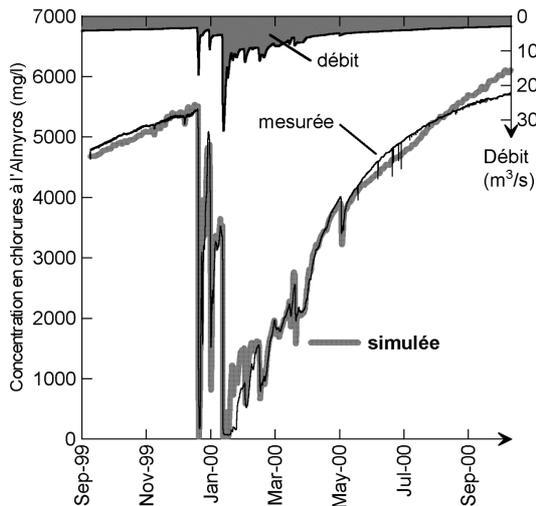


FIG. 7. – Débit et concentration en chlorures observés à la source d'Almyros, et concentration en chlorures simulée avec le modèle SWIKAC sur le cycle 1999-2000.

FIG. 7. – Discharge and chloride concentrations recorded at the Almyros spring, and chloride concentrations predicted with the SWIKAC model for the cycle 1999-2000.

ment plus perméable, mais une valeur plus petite (10^{-5} m/s) engendre une longueur (L) de la zone d'intrusion saline irréaliste (supérieur à 15 km).

Pour chaque combinaison de perméabilité, diamètre et profondeur, il existe un seul jeu de paramètres de calage L (longueur) et kr (rugosité relative). L'ensemble des combinaisons pour une profondeur supérieure ou égale à 400 m donne des résultats pratiquement équivalents, proches des valeurs mesurées. Pour les profondeurs du conduit inférieures à 400 m, la salinité simulée reste toujours trop forte. La figure 7 illustre le résultat obtenu avec une profondeur de 500 m, un diamètre de 15 m et une perméabilité de 10^{-4} m/s. La longueur de la zone d'intrusion d'eau de mer est alors égale à 1320 m, située à 4350 m de la source, et le coefficient de rugosité relative est égal à 1,1. L'ensemble des simulations (tabl. II) nécessite un très fort coefficient de rugosité relative qui peut être interprété comme un coefficient équivalent prenant en compte les pertes de charge par frottement et les variations de dimension du conduit qui engendrent de fortes pertes de charge locales. Le modèle simule très bien l'allure générale de la courbe et la succession de crues de l'Almyros ; cependant deux périodes sont mal reproduites due à la simplicité du modèle. Ce sont (1) la période succédant aux fortes crues d'eau douce, pour laquelle le modèle ne prend pas en compte l'expulsion d'eau douce à l'extérieur du conduit et le retour de cette eau venant diluer la fin de la crue, et (2) la fin de la période d'étiage pendant laquelle le flux de chlorures mesuré chute de manière inattendue (fig. 5), ce qui peut être probable-

ment expliqué par des phénomènes de stratification densitaire eau douce-eau salée dans le conduit, tel que cela a été observé par exemple dans la galerie karstique sous-marine de Port-Miou, près de Cassis, [Potié et Ricour, 1974], que le modèle ne prend pas en compte.

CONCLUSIONS

Les très bons résultats du modèle permettent de confirmer le schéma de fonctionnement proposé. La régulation de l'intrusion saline dans le conduit se fait bien sur une zone limitée, en profondeur, par le jeu des différences de pressions entre la matrice calcaire fracturée, siège d'une intrusion saline naturelle, et un conduit karstique qui véhicule de l'eau douce puis saumâtre jusqu'à la source d'Almyros. La profondeur du conduit horizontal est supérieure à 400 m. Un essai de relèvement du niveau d'eau à la source effectué en 1987, que nous avons aussi modélisé, laisse à penser que la profondeur réelle serait de l'ordre de 500 mètres, mais la très mauvaise qualité de ces données nécessite de faire de nouveaux essais avant de pouvoir l'affirmer sans risque d'erreur.

La source d'Almyros est le lieu d'observation privilégié des échanges du réseau de conduit dont elle est l'exutoire direct mais elle n'est pas représentative de la zone qui l'entoure. Pour une gestion de l'eau durable dans cette région, il s'avère important de changer le mode d'exploitation actuel des forages afin de limiter une intrusion saline irréversible trop en avant dans les terres des aquifères supérieurs. Une exploitation directe à la source semble envisageable en surélevant le niveau de sortie d'eau à la source, ce qui aurait pour effet de réduire pratiquement à zéro la salinité à la source en toute saison par l'augmentation de la charge dans le conduit. Le modèle, dans l'état actuel du calage, permet de calculer une hauteur de l'ordre de 15 mètres pour obtenir de l'eau douce à la source, mais des essais réels à l'aide du barrage existant sont nécessaires pour quantifier d'éventuelles pertes de débit (risque de débordement) ou un fonctionnement différent lorsque le système est constamment en surcharge.

Une question qui reste en suspens est la raison de la présence d'un conduit karstique à une profondeur aussi grande (500 m) sous le niveau actuel de la mer. La transgression flandrienne en Méditerranée n'a pas dépassé la centaine de mètres. Nous sommes donc amenés à proposer que ce niveau de karstification aussi bas serait à rapprocher de la crise Messinienne, qui a asséché le bassin méditerranéen il y a 5,60 Ma pendant 300 000 ans environ [Clauzon *et al.*, 1996]. Une autre hypothèse pourrait être émise liée à l'importance des mouvements tectoniques verticaux actuels dans cette région.

Remerciements. – Les auteurs souhaitent remercier la Commission Européenne qui a financé en partie ce travail par une bourse TMR Marie Curie, ainsi que l'OANAK (Organisme de Développement de la Crète de l'Est) pour le financement des appareils de mesure.

Références

- ARFIB B. (2001). – Ecoulements préférentiels en aquifères karstiques côtiers : impacts sur la salinité de l'eau dans le système de l'Almyros d'Heraklion, Crète, Grèce. In : J. MUDRY & F. ZWAHLEN, Eds., Actes du 7^e Colloque d'Hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré, Besançon – France, 2001, 13-16.
- ARFIB B., de MARSILY G. & GANOULIS J. (2000). – Pollution by seawater intrusion into a karst system : New research in the case of the Almyros source (Heraklio, Crete, Greece). – *Acta Carsologica*, Ljubljana, **29**(1,1) 15-31.
- BAJRACHARYA K. & BARRY D.A. (1994). – Note on common mixing-cell models. – *J. Hydrology*, **153**, 189-214.
- BAUER S., BIRK S., LIEDL R. & SAUTER M. (1999). – Solutionally enhanced leakage rates of dams in karst regions. In : A.N. VIRGINIA, PALMER, M.V. PALMER & I.D. SASOWSKY Eds., Karst modeling. – *Karst Waters Institute Spec. Pub. 5*, Proc. Symp., 1999, 158-162.
- BONNEAU M., ANGELIER J., EPTING M. & AUBOIN J. (1977). – Réunion de la Société géologique de France en Crète. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**(1), **XIX**, 87-102.
- CLAUZON G., SUC J-P., GAUTIER F., BERGER A. & LOUTRE M-F. (1996). – Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis : Controversy resolved ? – *Geology*, **24**(4), 363-366.
- DIETRICH G. & RE R. (1972). – Study of the Almyros spring of Iraklion. – Technical report n°3, UNDP – FAO – GRE/31, 103p.
- FASSOULAS C. (1999). – The structural evolution of the central Crete : insight into the tectonic evolution of the south Aegean (Greece). – *J. Geodyn.*, **27**, 23-43.
- GERSAR/O.CAN (1991). – Reconnaissance dans le karst alimentant l'Almyros d'Heraklion. – Compte rendu de mission Oct. 1991 – Société du Canal de Provence, le Tholonet 13.
- GILLI E. (1999). – 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), 109-116.
- HOWARD K.W.F. & MULLINGS E. (1996). – Hydrochemical analysis of groundwater flow and saline incursion in the Clarendon basin, Jamaica. – *Groundwater*, **34**(5), 801-810.
- JEANNIN P-Y. (2001). – Modeling flow in phreatic and epiphreatic karst conduits in the Hölloch cave (Muotatal, Switzerland). – *Water Resour. Res.*, **37**(2), 191-200.
- JEANNIN P-Y. & MARECHAL J-C. (1995). – Lois de perte de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations. – *Bull. Hydrogéologie* **14**, Num. Spécial Action Européenne COST 65 – rapport suisse, 149-176.
- LIEDL R. & SAUTER M. (1998). – Modelling of aquifer genesis and heat transport in karst systems. – *Bull. Hydrogéologie* **16**, 185-200.
- MOORE Y.H., STOESSELL R.K. & EASLEY D.H. (1992). – Freshwater/seawater relationship within a groundwater flow system, northeastern coast of the Yucatan Peninsula. – *Groundwater*, **30**(3), 343-350.
- POTIÉ L. & RICOUR J. (1974). – Etudes et captage de ressurgences d'eau douce sous-marines. Ressources en eau, 5-26.
- TEZCAN L. (1998). – Distributed modeling of flow and transport dynamics in large scale karst aquifer system by environmental isotopes. – IAEA document, 23p.
- VAN OMMEN H.C. (1985). – The "mixing-cell" concept applied to transport of non-reactive and reactive components in soils and groundwater. – *J. Hydrology*, **78**, 201-213.

