

Les sources karstiques sous-marines de Méditerranée sont-elles des ressources non conventionnelles exploitables ?

Michel Bakalowicz⁽¹⁾ et Ahmad El-Hajj⁽¹⁾⁽²⁾

⁽¹⁾ HydroSciences Montpellier, Université Montpellier 2

⁽²⁾ CREEN, Université Saint-Joseph de Beyrouth

michel.bakalowicz@gmail.com

elhajjahmad@gmail.com

Résumé. Le littoral méditerranéen présente la majorité des sources karstiques sous-marines et littorales saumâtres connues au monde. Certaines d'entre elles ont la réputation d'être les plus importantes décharges d'eau souterraine douce en mer. Parmi celles-ci, les sources de Chekka, sur la côte septentrionale du Liban, ont été étudiées en détail dans le cadre d'une thèse et du projet européen MEDITATE. Les résultats obtenus, tant sur les débits que sur la qualité de l'eau, permettent de proposer un modèle de fonctionnement applicable à d'autres sources karstiques sous-marines. La comparaison avec d'autres sites étudiés par ailleurs en France, en Espagne, en Turquie et en Syrie conduit à présenter différents modèles de fonctionnement dérivés de celui de Chekka. La plupart du temps, ce fonctionnement est particulièrement sensible aux sollicitations de l'aquifère, qu'elles soient naturelles (variations de charge dues aux marées ou à la recharge) ou d'origine humaine (pompages à terre, modification des conditions de décharge, etc.).

Ces études montrent que les débits de ces sources annoncés par le passé sont systématiquement largement surestimés. De plus, lorsque la décharge est concentrée, l'eau est saumâtre pendant une grande partie du cycle hydrologique. Enfin, les prélèvements faits à partir de forages à terre sont susceptibles de perturber profondément le fonctionnement, donc les débits et la qualité de l'eau. Dans ces conditions, il semble illusoire de vouloir capter ces sources karstiques sous-marines directement en mer.

Mots-clés. Source sous-marine, karst, Méditerranée, eau souterraine, exploitation

Abstract. The Mediterranean coast presents most of submarine and brackish coastal karst springs known in the world. Some of them are reputed to be the most important fresh groundwater offshore discharges. Among them, the springs of Chekka, on the northern coast of Lebanon, have been studied in detail as part of a PhD and the European project MEDITATE. The results achieved both on the flows and on the quality of water, allow proposing a model of functioning applicable to other karst submarine springs. The comparison with other sites studied in France, Spain, Turkey and Syria have led to different models of functioning derived from that of Chekka. In most cases, this operation is particularly sensitive to the stresses on the aquifer, whether natural (water head variations due to tides or recharge) or human (pumping withdrawal, changing in the conditions of discharge, etc.).

This work shows that the flow rates of these sources announced in the past are systematically overestimated. In addition, when the discharge is concentrated, the water is brackish for most of the hydrological year. Finally, withdrawal from onshore boreholes is likely to deeply disturb the functioning of the aquifer, so the quantity and the quality of freshwater discharge. Under these conditions it would be unrealistic to capture this resource directly offshore.

Keywords. Submarine spring, karst, Mediterranean, groundwater exploitation

I. INTRODUCTION

Le littoral méditerranéen présente la majorité des sources karstiques sous-marines et littorales saumâtres connues au monde. Certaines d'entre elles ont la réputation d'être les plus importantes décharges d'eau souterraine douce en mer [15]. Dans les années 1960 et 1970, diverses tentatives ont été effectuées pour évaluer les débits des décharges d'eau douce d'aquifères karstiques en mer et pour éventuellement les capter [15, 16, 19, 20, 23, 24]. Mis à part de rares réalisations souvent peu probantes et portant uniquement sur des sources sous-marines littorales, comme Port-Miou en France ou Anavalos Kiveri en Grèce [26], ces ressources en eau douce des karsts littoraux n'ont pas été étudiées, ni réellement exploitées jusque dans les années 1990 [26]. L'accroissement de la demande et les perspectives de pénurie

d'eau douce du fait du réchauffement climatique ont relancé l'intérêt pour cette ressource non conventionnelle.

Un autre fait est également à l'origine de ce regain d'intérêt : la mise en évidence du rôle fondamental joué par la crise messinienne de salinité (CMS) dans la mise en place de morphologies fluviatiles et karstiques très au-dessous du niveau marin actuel [8]. Cette évolution récente des connaissances sur la géologie du bassin méditerranéen permet de poser en des termes nouveaux la question de la décharge d'eau douce souterraine en mer.

Depuis une douzaine d'années, des travaux aussi bien académiques qu'appliqués sur les aquifères karstiques littoraux méditerranéens [2, 4, 7, 9, 10, 11, 12, 13] ont permis d'étudier ces sources qu'il paraît tentant de vouloir exploiter dans des régions où la demande d'eau va croissant avec le développement de toutes les activités humaines. Bien qu'il y ait encore de très nombreuses zones d'ombre concernant le fonctionnement des aquifères karstiques littoraux, notamment sur la profondeur de la karstification, le rôle des remplissages sédimentaires, la genèse d'une karstification particulière due au mélange eau douce – eau salée [22], nous disposons dès à présent de données qui permettent de poser clairement la question de la faisabilité du captage en mer de ces ressources. Pour ce faire, nous nous appuyons plus spécialement sur les résultats obtenus sur les sources de Chekka, Liban [9], tout en nous référant également aux autres travaux.

II. LA CRISE MESSINIENNE DE SALINITÉ ET SES CONSÉQUENCES SUR LE KARST

Un rapide aperçu de la CMS et de ses conséquences géomorphologiques est présenté ici. Entre 5.96 et 5.33 Ma, le détroit des Bétiques reliant la Méditerranée à l'Atlantique se ferme presque totalement [8]. L'évaporation sur le bassin méditerranéen n'étant plus suffisamment compensée par les apports atlantiques, le niveau de la mer baisse en même temps que se déposent de grandes quantités d'évaporites dans les bassins résiduels. La chute du niveau, de 1500 à 2500 m en quelques dizaines de millénaires, a été partiellement compensée par la surrection. Un seuil s'est mis en place entre l'Italie et la Tunisie, séparant le bassin occidental, recevant encore un peu d'eau de l'Atlantique, du bassin oriental. De ce fait les quantités de sels déposés dans le bassin occidental sont très importantes (environ 300 km³), alors qu'elles sont réduites le bassin oriental (1 km³)

Les conséquences géomorphologiques ont été considérables, car tous les écoulements de surface ont dû gagner un niveau de base extrêmement bas. Les rivières se sont enfoncées de plusieurs centaines de mètres en creusant des canyons très profonds. Toutes les vallées principales du pourtour méditerranéen sont concernées par le phénomène ; elles sont maintenant enfouies sous plusieurs centaines de mètres d'épaisseur de sédiments marins et continentaux du Plio-Quaternaire. C'est ainsi que la vallée du Rhône a été creusée jusqu'aux environs de Lyon et celle du Nil jusqu'à Assouan.

L'ouverture brutale du détroit de Gibraltar marque la fin du Messinien avec le début de la transgression du Zancéen (5.33 Ma). Tout le bassin fut inondé en quelques dizaines d'années [5], provoquant la chute du niveau de l'océan mondial d'environ 15 m. Les principales vallées furent complètement inondées, puis remplies par les argiles bleues marines, surmontées par des cônes alluviaux deltaïques (Gilbert deltas). La plaine du Roussillon, bien étudiée, en est le meilleur exemple connu.

Cependant, ce phénomène d'érosion de surface n'a pas été général, du fait de l'abondance des massifs carbonatés soumis aux écoulements souterrains karstiques. Les aquifères karstiques ont subi également une chute importante de leur niveau de base, en fonction des conditions géologiques régionales. Les drainages karstiques ont ainsi pu se mettre en place à quelques centaines de mètres sous la surface marine actuelle, en rejoignant soit le fond des vallées majeures, soit le mur des formations carbonatées, créant alors des vallées à l'aval des émergences.

En 1979, dans des rapports restés confidentiels, deux pionniers de l'hydrogéologie karstique, J.V. Avias et B. Gèze, ont attribué les conduits profonds respectivement de la source du Lez et de la Fontaine de Vaucluse à la CMS, alors tout juste soupçonnée. Les études réalisées sur la source de la Vise et son bassin d'alimentation [17, 18] conduisirent à considérer le rôle majeur de la CMS sur le développement du karst languedocien en profondeur. Par la suite, les travaux de thèse [2, 7, 9, 10, 21], et les projets européens consacrés aux aquifères karstiques littoraux et aux sources sous-marines de Méditerranée [4, 26] ont fait

considérablement avancer les connaissances sur la question de la décharge d'eau souterraine karstique directement en mer et sur l'intrusion marine dans ces aquifères littoraux.

Parmi les principaux résultats obtenus, il faut retenir que:

- Certains aquifères ont été complètement isolés de la mer grâce aux argiles bleues pliocènes, et ne présentent donc ni décharge sous-marine, ni intrusion marine (cas du système de Fontaine de Vaucluse).
- D'autres aquifères sont partiellement recouverts par des formations peu perméables, comme des basaltes (karst littoral de Bassieh, Syrie [1]), créant un aquifère semi-captif présentant une décharge diffuse en mer et sans intrusion marine naturelle notable.
- Mais le plus souvent les aquifères carbonatés karstiques littoraux ne sont pas protégés par une couverture, du fait de l'érosion ou de l'absence de dépôt sédimentaire ; des formes karstiques de surface se trouvent maintenant noyées en mer et fonctionnent soit en émergence d'eau douce, soit en point d'absorption naturelle d'eau de mer. L'aquifère littoral de Chekka (Liban) est un excellent exemple de cette situation.

III. L'AQUIFERE LITTORAL DE CHEKKA ET SES SOURCES SOUS-MARINES

La baie de Chekka, au Liban Nord (Fig. 1), est réputée pour ses sources sous-marines d'eau douce, étudiées dès les années soixante [15]. Leur débit moyen avait alors été estimé à $6 \text{ m}^3/\text{s}$. A la suite de ces études, des forages avaient été réalisés à terre dans une dépression karstique près d'une source temporaire, à 500 m de la côte, pour l'AEP. Des essais de pompage avaient montré un début de salinisation pour un débit pompé de l'ordre de $180 \text{ m}^3/\text{h}$. Dans les années quatre-vingt-dix, l'accroissement des besoins en eau pour l'irrigation, l'industrie et l'eau potable de cette région conduisit les autorités à s'intéresser aux sources sous-marines et à envisager leur captage. C'est pourquoi l'étude de l'aquifère littoral de Chekka et de ses exutoires sous-marins a été incluse dans le programme de recherches du projet MEDITATE en 2004, dans le cadre d'une thèse [9].



Figure 1 – Localisation de Chekka et positionnement des différentes sources sous-marines.

III. 1 Cadre hydrogéologique général

L'aquifère de Chekka est constitué par le terme supérieur calcaire du Cénomano-Turonien (C4c-C5), épais d'environ 250 m. Le Cénomaniens moyen de calcaires marneux (C4b) forme le mur imperméable, les marnes blanches du Sénonien – Paléocène (C6), le toit, totalement éliminé à l'intérieur des terres, mais seulement partiellement érodé près de la côte. Le bassin d'alimentation est constitué par les affleurements calcaires et localement par des ruissellements de surface se perdant au contact des calcaires. Le grand décrochement E-W de Batroun, suivi par la vallée du Nahr el Jaouz, fixe la limite au sud ; la vallée du Nahr Abou Ali et ses vastes épandages alluviaux constituent la limite au nord. La structure géologique est un

vaste monoclinale ondulé, plongeant vers l'ouest, donc vers la mer. La pente générale des reliefs est sensiblement conforme au pendage des couches.

Les vallées entaillent profondément ce « plateau » calcaire. Le centre du bassin est parcouru par le Nahr el Asfour, petite rivière au fonctionnement discontinu, alimentée par la source de Dalleh, issue des calcaires du Jurassique, et par des ruissellements sur les marnes du C6 ; perdant progressivement ses eaux dans la traversée des calcaires C4c-C5, elle s'assèche en été. Le Nahr el Jaouz, au bassin versant plus étendu, présente un fonctionnement comparable. Les pertes de ces deux rivières alimentent l'aquifère de Chekka.

L'aquifère se décharge par des sources temporaires à terre, deux petites sources littorales saumâtres et des sources pérennes et temporaires sous-marines. Toutes les sources sous-marines sont localisées au fond de la vallée submergée du Nahr el Asfour (Fig. 1). La principale source pérenne S2 émerge à -22 m au fond d'une petite dépression à 200 m de la côte. La principale source temporaire S12 correspond à un gouffre s'ouvrant à 800 m de S2, à -60 m, descendant à -110 m et donnant accès à un conduit sub-horizontale de 4 m de diamètre, dans lequel les plongeurs ont perçu un net courant remontant en direction de S2.

Le bassin d'alimentation couvre environ 155 km², recevant annuellement environ 70 hm³ par infiltration efficace et 38 hm³ en recharge concentrée. Compte tenu des prélèvements (AEP et irrigation) de l'ordre de 15 hm³, la décharge totale moyenne est de l'ordre de 93 hm³, dont 5 aux seules sources à terre. Le débit moyen annuel de l'ensemble des sources sous-marines peut donc être estimé à 2,7 m³/s, ce qui représente une ressource très intéressante dans cette région à vocation touristique, soumise à une forte pression démographique, industrielle et agricole.

L'objectif de l'étude était de comprendre le fonctionnement des exutoires sous-marins, en vue de leur captage éventuel. Dans ce but, la source S2 a été captée pour mesurer en continu la température, la pression, la conductivité et le débit. Tous les écoulements du bassin ont également été suivis pour leurs caractéristiques physiques et chimiques. Les deux cours d'eau ont fait l'objet d'un suivi hydrologique.

III. 2 Principaux résultats

Parmi les résultats obtenus, il faut insister sur les points suivants :

- La géologie a été précisée. Les études anciennes [15] considéraient que tout l'aquifère était captif sous le C6. En réalité, les marnes du C6, parfois recouvertes sur la côte par les calcaires marins miocènes, ont été complètement érodées dans la vallée du Nahr el Asfour, dès l'amont de Chekka, et au-delà du gouffre de S12. L'aquifère de Chekka n'est pas captif, au moins le long de la vallée du Nahr el Asfour et dans son prolongement en mer.
- Toutes les émergences, pérennes ou temporaires, à terre comme en mer, sont associées à des phénomènes karstiques, dépressions ou gouffres, dans les calcaires, et non à des fractures dans la couverture des marnes sénoniennes [15].
- Toute la côte est remontée d'au moins 300 m depuis le début du Quaternaire [25]. Ainsi les phénomènes karstiques submergés peuvent être hérités du Messinien, d'autant plus qu'aucune ria attribuable au Messinien n'apparaît sur les cartes des fonds marins de cette région.
- Le débit d'étiage de la principale source S2 en novembre 2005 était 60 L/s, ainsi que d'août à octobre 2007. Il avait été estimé à 2 m³/s en étiage 1968 [15] dans les mêmes conditions, par mesures de vitesse au micromoulinet au-dessus du fond marin, puis à partir d'une méthode d'interprétation d'images dans le proche infrarouge [14].
- En crue, la charge hydraulique dans les conduits est nettement supérieure à celle de la mer : toutes les émergences fonctionnent et déchargent de l'eau douce.
- Toutes les sources pérennes, sous-marines et littorales, déchargent en basses eaux de l'eau saumâtre.
- En étiage, alors que le débit de la source S2 reste sensiblement constant, la salinité augmente progressivement pour atteindre en moyenne environ 60% du mélange.
- La salinité à la source S2 est fonction des variations de charge de la mer en relation avec les marées, pourtant d'une faible amplitude de l'ordre de 0,20 m, et avec les tempêtes, d'une amplitude de l'ordre de 1 m. Le taux d'eau de mer du mélange varie entre 50 et 80% au cours du cycle de marée (Fig. 2).
- À la source pérenne S2, le passage du régime « hautes eaux », caractérisé par de l'eau douce, au régime « basses eaux » à décharge d'eau saumâtre est brutal, s'effectuant en environ 3 h (Fig. 2).

- Un pompage effectué dans un forage à terre a provoqué à plusieurs reprises une inversion de l'écoulement à S2 et l'entrée massive d'eau de mer (Fig. 2).
- En basses eaux, le gouffre S12 absorbe de l'eau de mer, alors qu'en forte crue il décharge de l'eau douce.

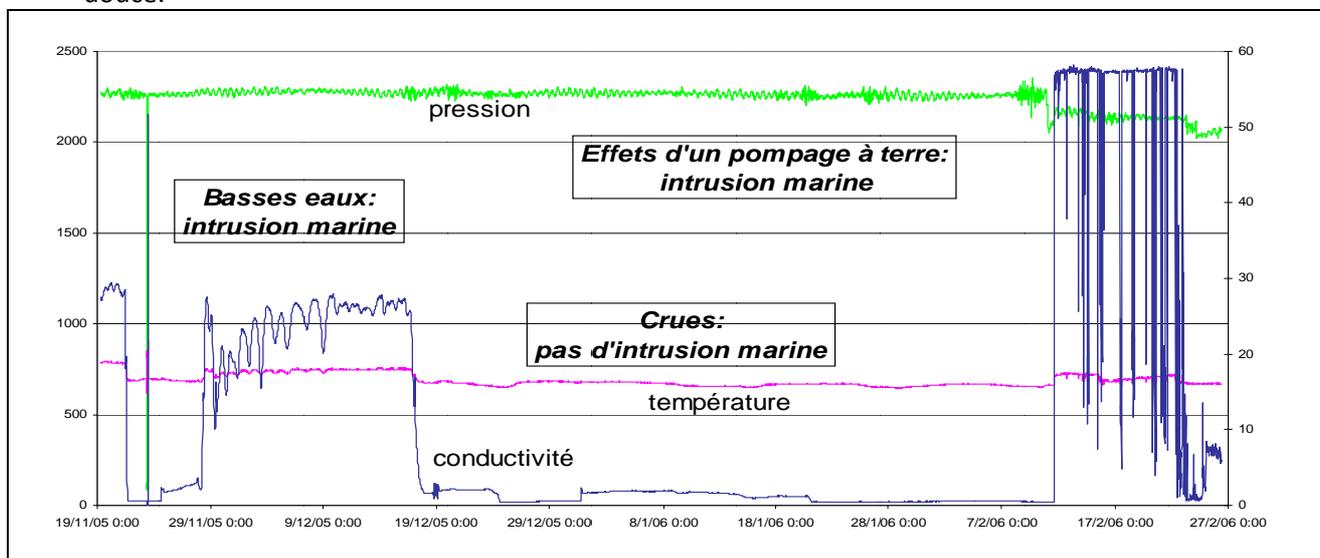


Figure 2 – Variations de charge, température et conductivité de l'eau de la source sous-marine S2 en basses eaux, crues et sous l'effet d'un pompage à terre.

IV- INTERPRETATION ET DISCUSSION

Par conséquent le fonctionnement des sources et la salinité de leur eau sont essentiellement déterminés par les relations de charge entre l'eau douce de l'aquifère karstique et la mer. Les variations sont rapides, avec peu d'inertie et de grande amplitude. De plus de très faibles variations du niveau marin (0,20 m) induisent en étiage des variations de la proportion d'eau de mer entre 50 à 80% sans changement détectable du débit.

Cela signifie que les écoulements s'effectuent pour l'essentiel en conduits bien ouverts, avec de faibles pertes de charge. De ce fait, la décharge naturelle littorale et sous-marine de l'aquifère est d'une grande sensibilité aux variations relatives de charge entre l'aquifère et la mer. Tant que l'alimentation de l'aquifère est soutenue, en particulier à partir des pertes des rivières apparemment bien connectées au réseau de conduits, la charge d'eau douce est suffisante pour empêcher l'intrusion d'eau de mer par les conduits inférieurs dont ceux associés au gouffre sous-marin S12 (Fig. 3).

En revanche, dès que la charge dans l'aquifère, et particulièrement dans les conduits aboutissant aux émergences devient faible, l'eau de mer pénètre par les ouvertures bien connectées aux conduits (Fig. 3). Les faibles pertes de charge font que le passage d'un régime à l'autre est presque immédiat et que les variations du niveau marin déterminent des variations du débit entrant d'eau de mer, et donc de la salinité aux émergences.

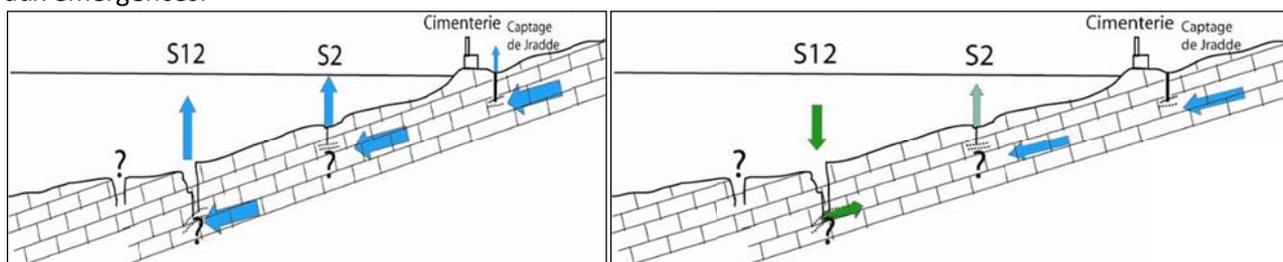


Figure 3 – Schéma montrant le fonctionnement des sources karstiques sous-marines de Chekka en crue (à gauche) et en basses eaux (à droite), avec intrusion marine en S12 et décharge d'eau saumâtre en S2.

Ce système de décharge et son fonctionnement caractérisent la plupart des sources karstiques sous-marines et littorales du pourtour méditerranéen déchargeant des eaux saumâtres ou même salées pendant une partie au moins du cycle hydrologique. Ils sont la conséquence, au moins en partie, du développement de la karstification à des niveaux très inférieurs au niveau marin actuel. Dans le cas de Chekka, en tenant compte de la surrection minimale de 300 m au cours du Quaternaire, il s'agit de conduits karstiques qui se sont mis en place à plus de 400 m sous le niveau marin actuel. Cette valeur est du même ordre de grandeur que celle estimée par Arfib [3] à 600 m pour l'intrusion marine dans l'aquifère de l'almyros d'Héraklion, en Crète. Ce système permet à l'eau salée non seulement d'entrer naturellement dans les aquifères karstiques littoraux, mais aussi de pénétrer par les conduits, en se mélangeant plus ou moins à l'eau douce, à l'intérieur des terres parfois loin de la côte.

Dans leur fonctionnement naturel, les aquifères karstiques se déchargeant en mer par leurs conduits sont donc particulièrement sensibles aux variations du niveau marin, comme le montrent les variations de salinité induites par celles dues à la marée. Par conséquent, il est clair que la remontée du niveau général des mers sous l'effet du réchauffement climatique va induire au moins une augmentation de la salinité des sources d'eau saumâtre, sinon l'arrêt ou même l'inversion de leur fonctionnement, comme c'est le cas actuellement de S12 à Chekka.

La mise en exploitation de ces aquifères est de toute évidence extrêmement délicate à envisager, quelle que soit la solution choisie, exploitation off-shore ou à terre. En effet, dans tous les cas, les prélèvements réduiront la charge d'eau douce dans le réseau de conduits, ce qui facilitera l'intrusion marine. Le captage d'exutoires sous-marins est très certainement le plus problématique. En effet, il doit être étanche pour éviter l'intrusion d'eau de mer dans le dispositif de captage, mais il doit aussi pouvoir résister à la forte charge d'eau douce des périodes de crues et évacuer des débits d'eau douce très importants, puisque ces sources sous-marines ont un fonctionnement typiquement karstique avec de grandes variations de débit. Il doit surtout modifier le moins possible les relations de charge entre l'eau douce et la mer, tout en permettant de conduire l'eau captée jusqu'à la côte. Enfin, l'ensemble, placé près de la côte, doit pouvoir résister aux fortes houles et aux tempêtes.

Nous savons que toutes ces conditions peuvent être techniquement satisfaites. Mais cela aura un coût élevé, qui ne peut valoir la peine que si la ressource captée est importante. Or les données recueillies sur plusieurs sources sous-marines [10, 12] montrent que les débits réels, en particulier ceux d'étiage, sont largement inférieurs à ceux qui avaient été estimés lors des premières investigations. Ainsi, le débit d'étiage de la source S2 de Chekka n'est que de 60 L/s, alors qu'il était de 2 m³/s selon les premières estimations, qui ont été reprises systématiquement depuis comme un fait établi. De plus, le fait que l'eau soit saumâtre en étiage, donc pendant la saison de plus forte demande en eau, rend l'opération de captage de sources sous-marines encore moins attrayante, s'il faut envisager un dessalement.

Le dessalement de l'eau saumâtre de ces sources sous-marines et littorales peut apparaître comme une solution économiquement intéressante [6], l'eau saumâtre nécessitant moins d'énergie que l'eau de mer. Cependant, là encore quelques difficultés se présentent. À l'image de Chekka, certaines de ces sources subissent des variations notables de leur salinité sous l'effet des variations du niveau marin. Une telle condition rend délicate, sinon impossible, une opération automatique de dessalement. Enfin, le dessalement nécessite une énergie électrique importante souvent insuffisante dans la plupart des pays du pourtour méditerranéen.

C'est pourquoi l'exploitation à terre à partir de forages doit être l'objectif privilégié pour la mise en valeur de ces eaux souterraines littorales. Avec les avancées remarquables faites aussi bien dans la connaissance du karst que dans les méthodes d'investigations géophysiques, les études géologiques et géomorphologiques détaillées doivent permettre de positionner et de développer des forages pour capter ces eaux souterraines à terre. Dans tous les cas, un réseau permanent de surveillance de la piézométrie et de la salinité dans l'aquifère est indispensable. Les principaux exutoires sous-marins doivent être intégrés dans ce réseau, afin d'alerter l'exploitant en cas d'inversion, comme celles observées à Chekka. Certaines sources sous-marines doivent alors être l'objet de captages d'instrumentation, plus rustiques que le captage pour l'eau douce.

V. CONCLUSION

Les besoins en eau des régions littorales, qui sont actuellement celles soumises aux plus fortes pressions anthropiques, sont actuellement en forte croissance. Les sources sous-marines issues d'aquifères karstiques, particulièrement nombreuses autour de la Méditerranée, sont apparues aux décideurs et à un certain nombre d'entrepreneurs comme l'une des solutions d'avenir pour satisfaire cette demande croissante. Cette voie a semblé évidente à la lecture des divers rapports suggérant que le débit d'étiage de ces sources peut être considérable. Aussi le captage de sources sous-marines est un objectif d'autant plus tentant que des progrès considérables dans les travaux off-shore ont été réalisés grâce aux recherches pétrolières.

Les recherches effectuées depuis une quinzaine d'années sur les aquifères karstiques littoraux ont bénéficié des progrès dans la connaissance du karst et des conséquences de la Crise Messinienne de Salinité, comme de ceux sur l'instrumentation, l'acquisition et le traitement des données. Bien que tout soit loin d'être bien compris et maîtrisé dans les aquifères karstiques littoraux, il est clair qu'il vaut mieux chercher à exploiter leur eau douce à partir de forages à terre en association avec un réseau de surveillance approprié, incluant certains des exutoires sous-marins. Toute tentative de captage direct de sources sous-marines nous paraît être une entreprise risquée et, dans tous les cas, coûteuse, surtout si elle n'est pas associée à des études hydrogéologiques détaillées et à une évaluation complète des coûts et des risques.

Références bibliographiques :

- [1] Al Charideh A.R. 2007. Environmental isotopic and hydrochemical study of water in the karst aquifer and submarine springs of the Syrian coast. *Hydrogeology Journal*, 15: 351–364.
- [2] Arfib B. 2001. Étude des circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier: observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce). Thèse, Paris VI - Pierre et Marie Curie, Paris, 343 p.
- [3] Arfib B., de Marsily G. 2004. Modeling the salinity of an inland coastal brackish karstic spring with a conduit-matrix model. *Water Resources Research*, 40 (doi:10.1029/2004WR003147).
- [4] Bakalowicz M., El-Hajj A., El Hakim M., Al Charideh A.R., Al-Fares W., Kattaa B., Fleury P., Brunet P., Dörfli N., Seidel J.L., Najem W. 2007. Hydrogeological settings of karst submarine springs and aquifers of the Levantine coast (Syria, Lebanon). Towards their sustainable exploitation. In: A. Pulido Bosch, J.A. Lopez Geta and G. Ramos Gonzalez (Editors), TIAC'07. Coastal aquifers: challenges and solutions. *Hidrogeologia y aguas subterranas* (n°23). IGME, Almeria, Spain, p. 721-732.
- [5] Blanc P.L. 2002. The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*, 15(5-6): 303-317.
- [6] Breznik M., Steinman F. 2011. Desalination of coastal karst springs by hydro-geologic, hydrotechnical and adaptable methods. In: M. Schorr (Editor), *Desalination, trends and technology*. InTech, 334 p.
- [7] Cavallera T., 2007. Contribution à la connaissance de l'alimentation du bassin versant des sources sous-marines karstiques de Port-Miou. Rôle du Messinien dans la mise en place des aquifères karstiques profonds en Basse Provence. Thèse, Université de Provence, Marseille.
- [8] Clauzon G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated-deep model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24(7): 597-610.
- [9] El-Hajj A., 2008. L'aquifère carbonaté karstique de Chekka (Liban) et ses exutoires sous-marins. Caractéristiques hydrogéologiques, fonctionnement et modélisation. Thèse Montpellier 2, Montpellier, 261 p.
- [10] Fleury P., 2005. Sources sous-marines et aquifères côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation. Thèse, Université Paris 6, Paris, 286 p.
- [11] Fleury P., Bakalowicz M., Becker P., 2007. Caractérisation d'un système karstique à exutoire sous-marin, exemple de la Mortola (Italie). *Comptes Rendus Geosciences*, 339: 407-417.
- [12] Fleury P., Bakalowicz M., de Marsily G., 2007. Submarine springs and coastal karst aquifers: a review. *Journal of Hydrology*, 339: 79-92.
- [13] Fleury P., Bakalowicz M., de Marsily G., Cortes J.M., 2008. Functioning of a coastal karstic system with a submarine outlet, in southern Spain. *Hydrogeology Journal*, 16(1): 75-85.
- [14] Hakim B., 1974. Contribution à la détection des sources sous-marines et littorales de la côte libanaise par thermoradiométrie infrarouge (secteur Beyrouth-Enfé). DES, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 30 p.

- [15] Karih R., 1967. Les sources sous-marines de Chekka (Liban). Thèse 3ème cycle, Université de Montpellier, Montpellier, 51 p.
- [16] Kuscer I., Kuscer D., 1964. Observations on brackish karst sources and sea swallow-holes on the Yugoslav coast. Mémoires A.I.H., Réunion d'Athènes, Athènes, p. 344-353.
- [17] Ladouche B., Bakalowicz M., Courtois N., Doerfliger N., Pinault J.L., Chemin P., Anus S., 2001. Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II. Fonctionnement hydrologique du bassin karstique de Thau (Volume 2). Rapport BRGM RP-50787-FR, BRGM, Orléans.
- [18] Ladouche B., Doerfliger N., Bakalowicz M., 2001. Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II. Caractérisation hydrochimique des réservoirs souterrains karstiques et thermaux (Volume 3). Rapport BRGM RP-50788-FR, BRGM, Orléans.
- [19] Mijatovic B., 1962. Contribution a la solution qualitative du problème de l'équilibre hydraulique de l'eau douce et salée dans les collecteurs du karst littoral. In: AIH Ed., Réunion d'Athènes. Greek Institute for Geology and Subsurface Research, Athènes, p. 184-193.
- [20] Mijatovic B., 2007. The groundwater discharge in the Mediterranean karst coastal zones and freshwater tapping: set problems and adopted solutions. Case studies. *Environmental Geology*, 51: 737-742.
- [21] Mocochain L. 2007. Les manifestations géodynamiques -externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plateforme carbonatée péri-méditerranéenne : le karst de la Basse Ardèche (moyenne vallée du Rhône, France). Thèse Université de Provence, Marseille, 221 p.
- [22] Plummer L.N. 1975. Mixing of seawater with CaCO₃ groundwater. *Geological Society of America, Memoires*, 142: 219-236.
- [23] Potié L., Ricour J. 1973. Études et captage de résurgences d'eau douce sous-marines. *Bulletin du B.R.G.M.* (deuxième série): 1-18.
- [24] Potié L., Tardieu B., 2002. Port Miou - Bestouan, Historique et bilan des recherches effectuées sur les résurgences de 1964 à 1978. Rapport non publié.
- [25] Sanlaville P. 1977. Étude géomorphologique de la région littorale du Liban. Thèse, in : Études géographiques. Université Libanaise, Beyrouth, 859 p.
- [26] Tulipano L., Fidelibus D., Panagopoulos A. (Editors) 2004. Groundwater management of coastal karstic aquifers. COST Action 621 Final report. European Union, Luxembourg, 363 p.

Géomorphologie terrestre et sous-marine en réponse à l'évènement messinien sur la marge provençale (SE France)

Tassy⁽¹⁾, Fournier⁽¹⁾, Arfib⁽¹⁾, Borgomano⁽¹⁾, Gilli⁽²⁾, Munch⁽¹⁾, Thion⁽³⁾, Rabineau⁽⁴⁾

⁽¹⁾Aix–Marseille Univ, CEREGE Centre Saint-Charles,
3, Place Victor Hugo (Case 67), 13331 Marseille cedex 3, France
auretassy@gmail.com; Francois.Fournier@univ-provence.fr; Jean.Borgomano@univ-provence.fr ; Bruno.Arfib@univ-provence.fr ; Philippe.Munch@univ-provence.fr;

⁽²⁾UMR 6012 "ESPACE" Université de Nice Sophia-Antipolis, 98 boulevard Édouard Herriot, BP
209, 06204 NICE cedex, France e.gilli@wanadoo.fr

⁽³⁾BRGM, GEO-GBS, 3 avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45 060 Orléans Cedex 02, France
thion@brgm.fr

⁽⁴⁾Université de Brest, CNRS, IUEM, Domaines Océaniques—UMR 6538, Place N. Copernic, F-29280
Plouzané, France marina.rabineau@univ-brest.fr

I. INTRODUCTION

I. 1 Contexte géodynamique

La crise de salinité qui a affecté la Méditerranée au Messinien est considérée comme l'un des évènements environnementaux les plus spectaculaires depuis le Néogène. L'apport réduit d'eau venant de l'Atlantique à travers les détroits bétique et rifain (Benson et al., 1991; Krijgsman *et al.*, 1999; Jolivet *et al.*, 2008) combiné à un fort taux d'évaporation provoquent à 5,96 Ma une diminution du plan d'eau méditerranéen de plus de 1500 m (Hsü *et al.*, 1973; Clauzon, 1973) entraînant l'incision du réseau de drainage à terre (Clauzon, 1982), l'exposition subaérienne des marges continentales (Ryan, 1976), et un épais dépôt d'évaporites dans les bassins (Hsü *et al.*, 1973, Clauzon, 1973; Cita and Ryan, 1978). A 5,32 Ma, la transgression Zancléenne marque la fin de la crise de salinité et le début de la sédimentation pliocène sur la marge érodée. De nombreuses questions intéressent la communauté scientifique, parmi elles l'extension de la surface d'érosion messinienne (SEM) interprétée comme le produit de l'érosion subaérienne (Clauzon, 1973, Clauzon, 1982 ; Gorini *et al.*, 1993 ; Guennoc *et al.*, 2000; Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2003, 2005 ; Gorini *et al.*, 2005, Lofi and Berné 2008, Bache *et al.*, 2009), et la structuration des réseaux karstiques profonds reliés aux variations du niveau de base (Audra *et al.*, 2004, Mocochain *et al.*, 2006).

I. 2 Contexte géomorphologique

Sans contrôle structural, l'étagement de niveaux de grottes dans le karst est perçu dans la littérature comme une conséquence de l'évolution du niveau de base. Cette évolution du niveau de base est elle-même soumise à un contrôle eustatique et/ou tectonique. Classiquement, les auteurs interprétaient l'étagement de ces niveaux de grotte comme une conséquence de l'enfoncement des vallées. Ainsi, à chaque stage d'incision d'une vallée, un niveau de grotte se trouvait perché et abandonné alors que se formaient de nouveaux réseaux au contact du niveau de base. Cependant, dans le cas des systèmes karstiques influencés par les remontées du niveau de base au Pliocène, l'étagement des grottes se fait du bas vers le haut (Mocochain et al., 2006). Au cours de remontées du niveau de base, une partie de l'aquifère est ennoyée et d'anciens drains profonds sont réintégrés dans la zone phréatique et réactivés, influençant l'hydrologie du système. Audra et al (2004) ont montré que 75% des systèmes phréatiques profonds en France étaient localisés près des canyons messiniens ou de leurs tributaires et donc liés à l'évènement messino-pliocène.

I. 3 Objectifs

L'objectif de la présente étude est de caractériser la géométrie de la SEM en mer et ses relations avec les réseaux de drainage à terre dans la région de Cassis à partir des données de géologie de terrain et de géophysique marine acquises entre 2007 et 2011.