

Contamination spéléologique des sources karstiques saumâtres périméditerranéennes

Eric Gilli ⁽¹⁾, Christian Mangan ⁽³⁾ Guillaume Tennevin ⁽²⁾, Alexandre Emily ⁽²⁾

⁽¹⁾ Université Paris 8 et UMR ESPACE 6012, e.gilli@wanadoo.fr

⁽²⁾ Bureau d'études H2EA, Nice, h2ea@free.fr

⁽³⁾ Cabinet Mangan, Nice, ch.mangan@free.fr

I. PROBLEMATIQUE DES SOURCES PERIMEDITERRANEENNES

Les sources littorales et sous-marines, fréquentes en Méditerranée, ont généralement une salinité qui interdit leur utilisation pour AEP. De nombreuses tentatives avortées en France [1] [2] [3] et en Italie [4] [5], ont ainsi montré l'impossibilité d'une utilisation directe de l'eau à l'exutoire. Deux hypothèses sont fréquemment avancées pour expliquer la contamination marine :

- **contamination diffuse**, le drain karstique traverse une matrice rocheuse imbibée d'eau de mer et se charge en sel à son contact comme cela a été décrit à l'Almyros d'Héraklion [3].
- **contamination concentrée**, des conduits karstiques secondaires injectent de l'eau de mer dans le drain d'eau douce principal. Une aspiration d'eau de mer par des drains isolés a été décrite dans les systèmes d'Argostoli/Sami (Grèce) [6] ou de Moraig/Toix (Italie) [5] et pourrait exister aussi à Port Miou (Marseille) [7] [8].

Cette seconde hypothèse implique de considérer que les calcaires forment un milieu imperméable dans lequel l'eau n'est présente que dans les drains karstiques. Cet article se propose d'estimer si un tel contexte peut être envisagé dans le Sud-Est de la France et la région de Marseille.

II. IMPERMEABILITE DES MASSIFS CALCAIRES

Les calcaires jurassiques ou créacés de Basse Provence peuvent être considérés comme des roches imperméables, mais du fait de la lithologie et de la tectonique, la densité de discontinuités est importante et la porosité fissurale induite par ces discontinuités y est considérée comme conséquente. Cela autorise à imaginer une contamination marine par la matrice. Cependant des exemples, plus ou moins proches du littoral, montrent une très faible conductivité hydraulique, hormis dans les zones fortement karstifiées ce qui suggère une imperméabilité de la matrice et renforce alors l'idée d'une contamination marine préférentielle par les drains.

Les résultats de plusieurs forages sont présentés ci-dessous. Il s'agit d'ouvrages pour AEP au sein d'aquifères calcaires. Ils montrent qu'une conductivité hydraulique très faible voire nulle peut être rencontrée dans les calcaires, sous le niveau piézométrique, ce qui traduit alors une porosité fissurale de la matrice quasi nulle. De même, des observations sur des systèmes karstiques littoraux et sous-marins, sont présentées et renforcent cette hypothèse.

III. EXEMPLES DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE (cf. rapports inédits listés en fin de bibliographie)

III.1. Arc subalpin de Castellane

III.1.1. Front septentrional de l'Unité du Gros Pouch, au nord immédiat du Plateau de Calern

A Gréolières et Cipières, deux forages de reconnaissance ont été réalisés sur les rives du Loup, aux cotes NGF 570 à 580 avec une pénétration de 150 m dans le Jurassique, sous sa couverture créacée, dans chacun des ouvrages.

Le massif s'est avéré non karstifié et des débits limités ont été obtenus à la faveur de passages fracturés (22 m³/h dans l'un, et 50 m³/h dans l'autre).

Cote de la nappe à 575 m NGF, et distance au littoral de 24 à 26 km.

III.1.2 Front méridional des chaînons à Gourdon et à Grasse

A Gourdon un forage de reconnaissance (cote NGF 679), avec une pénétration de 225 m dans le Jurassique a montré un calcaire non karstifié et a fourni un débit de 1 m³/h.

Cote de la nappe à 513 m NGF, et distance au littoral de 18 km.

A Grasse, 6 forages ont été réalisés aux cotes NGF 580 à 600, avec une pénétration de 130 à 200 m dans le Jurassique. Ce dernier est peu karstifié et des débits élémentaires de 1 à 5 m³/h ont été obtenus.

Cote de la nappe à 460 m NGF, et distance au littoral de 15 km.

III.2. Arc subalpin de Nice

III.2.1. Revers nord de l'écaille du Mont Camps-de-l'Allée (La Trinité et La Turbie)

Des forages réalisés entre les cotes 340 et 360, avec des pénétrations de 150 à 280 m dans le Jurassique ont révélé un milieu peu karstifié avec débits élémentaires inférieurs à 1 m³/h à la faveur de fractures.

Cote de la nappe de 200 à 260 m NGF, et distance au littoral de 2,5 km.

III.2.2. Plongement occidental de l'écaille du Plateau Tercier (Drap et Cantaron)

Les forages d'exploitation de la Sagna (SILCEN), des Vernes (Drap) et de Cantaron (Cantaron), ont été implantés aux cotes NGF 102 à 115, avec une pénétration de 30 à 160 m dans le Jurassique sous sa couverture cénomaniennne : karstification réelle, mais variable, et débits notables (de 100 à 300 m³/h par ouvrage) mais limités dans un des ouvrages qui n'a traversé que du calcaire massif (15 m³/h).

Nappe artésienne aux cotes 137 à 149 m NGF, et distance au littoral de 5 km.

III.2.3. Plongement occidental de l'écaille du Mont Camps-de-l'Allée (La Trinité)

Deux forages de reconnaissance aux cotes NGF 120 à 140, avec des pénétrations de 20 à 60 m dans le Jurassique ont montré une karstification réelle, mais très variable, avec des débits de 20 m³/h dans l'ouvrage court et de 250 m³/h dans l'ouvrage le plus profond.

Nappe aux cotes 100 à 120 m NGF, et distance au littoral de 3 km.

III.3. Plateforme autochtone provençale

III.3.1. Forages du Lauron (Tourrettes-sur-Loup)

Deux forages d'exploitation à la cote NGF 45, pénétrant de 120 m dans le Jurassique ont rencontré un terrain très fracturé et karstifié, avec des débits de 200 à 300 m³/h par ouvrage.

Nappe à la cote 40 m NGF, et distance au littoral de 8 km.

III.3.2. Forages des Ferrayonnes et du Loubet (Villeneuve-Loubet), ainsi que de la Louve et de la Sambuque (Antibes)

Forages d'exploitation établis aux cotes NGF 10 à 4, avec une pénétration de 50 à 80 m dans le Jurassique : karstification réelle du massif, et débits de 200 à 300 m³/h par ouvrage.

Nappe localement artésienne à la cote 7 à 8 m NGF, et distance au littoral de 1 à 2 km.

III.4. Observations

Ces différents exemples mettent en évidence plusieurs points :

- Les forages ont traversé de fortes épaisseurs de calcaire étanche, l'eau n'arrivant que lors du recoupement d'une zone très fracturée ou karstifiée, parfois très en dessous du niveau piézométrique théorique, l'eau remontant ensuite jusqu'à ce niveau.
- Les débits semblent plus élevés lorsque l'on se rapproche de la zone littorale.
- Des forages très proches peuvent avoir des caractéristiques très différentes.

III.5. Interprétation

Les débits sont élevés lorsque la karstification est importante. Cette dernière est maximale dans les massifs décapés de longue date de leur couverture imperméable, soumis à des phases de karstification multiples, et ayant bénéficié d'une suite discontinue de phases de creusement corrélables avec les épisodes successifs d'émersion et avec les régressions.

Ce cas est typiquement représenté par la plateforme provençale (émersions au Bajocien supérieur, à la fin du Crétacé, à l'Oligo-Miocène, et au Plio-Quaternaire + régressions messinienne et quaternaires). Tous les forages de ce secteur ont en effet traversé des terrains très fracturés et karstifiés et fournissent un débit conséquent (200 à 300 m³/h).

Dans les chaînes subalpines, le décapage du Jurassique est par contre plus récent, et seules les régressions plio-quaternaires y ont favorisé la karstification des massifs.

Celle-ci est alors très variable en profondeur, en fonction de l'influence relative de ces régressions sur leur évolution. Elle dépend très étroitement de l'altitude de la nappe et de l'éloignement du littoral.

Cela nous conduit à penser que, pour ces exemples, les réserves en eau sont majoritairement contenues dans des drains ou paléodraines karstiques, plutôt que dans les discontinuités lithologiques ou fissurales de la matrice non élargies par dissolution. L'arrivée d'eau dans le forage ne se fait que lorsqu'un de ces paléodraines est recoupé.

IV. EXEMPLES LITTORAUX ET SOUS-MARINS

IV.1. Argostoli (Grèce)



Figure 2 – Talweg parallèle à la cote, menant l'eau de mer à un des embuts d'Argostoli (Grèce).
(À gauche embut actif, à droite talweg bloqué par des embûcles).

Plusieurs embuts (katavothres) peuvent être observés le long du littoral [9], ils absorbent de l'eau de mer et le niveau statique des pertes dans les embuts est situé à environ 70 cm sous le niveau de la mer. Bien que placés dans un environnement à forte densité de discontinuités, les talwegs empruntés par la mer

parallèlement à la côte, pour atteindre les embuts ne laissent pas apparaître d'infiltrations d'eau de mer sur leurs berges, bien qu'ils n'en soient séparés que par une dizaine de mètres.

Les deux photos ci-dessous montrent l'un de ces talwegs à deux périodes différentes. A droite, le flux d'eau de mer bloqué par des embâcles à l'entrée du talweg n'est pas compensé par des arrivées fissurales par les berges ce qui traduit bien leur imperméabilité.

IV.2. Mortola (Italie)

Cette source est située à la frontière franco-italienne, au large de Menton. Le griffon principal qui débite environ 100 L/s est situé à 36 m de profondeur et à 800 m du littoral, pourtant la salinité de la source à l'exutoire n'est que d'1g/L environ. Entre le littoral et la source, à des profondeurs variant entre 10 et 40 m, le fond présente un modelé karstique caractéristique avec des dépressions et des pitons calcaires. Malgré une longue distance sous la mer, le conduit karstique qui l'alimente ne montre qu'une faible contamination. La matrice apparaît donc relativement imperméable malgré une pression d'eau de mer qui, à l'exutoire, est supérieure à 3 bars [10].

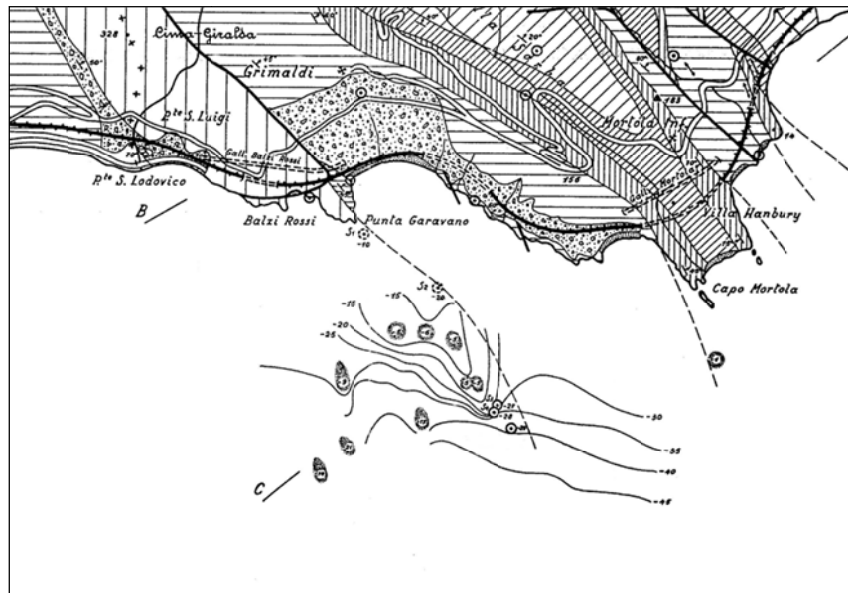


Figure 3 - Localisation de la source de la Mortola (Italie). Les griffons (S1 à S5) sont placés dans les calcaires jurassiques, à l'ouest de la limite avec le Crétacé imperméable (pointillés).

IV.3. Calanques de Cassis

Une campagne de mesure de la salinité de surface a été réalisée pour préciser la répartition des venues d'eau karstique le long des littoraux calcaires des Calanques et de la Baie de la Ciotat [11]. Elle n'a pas révélé de venues d'eau fissurales entre les griffons connus (Port Miou, Bestouan, Sugiton) ce qui traduit l'imperméabilité du calcaire.

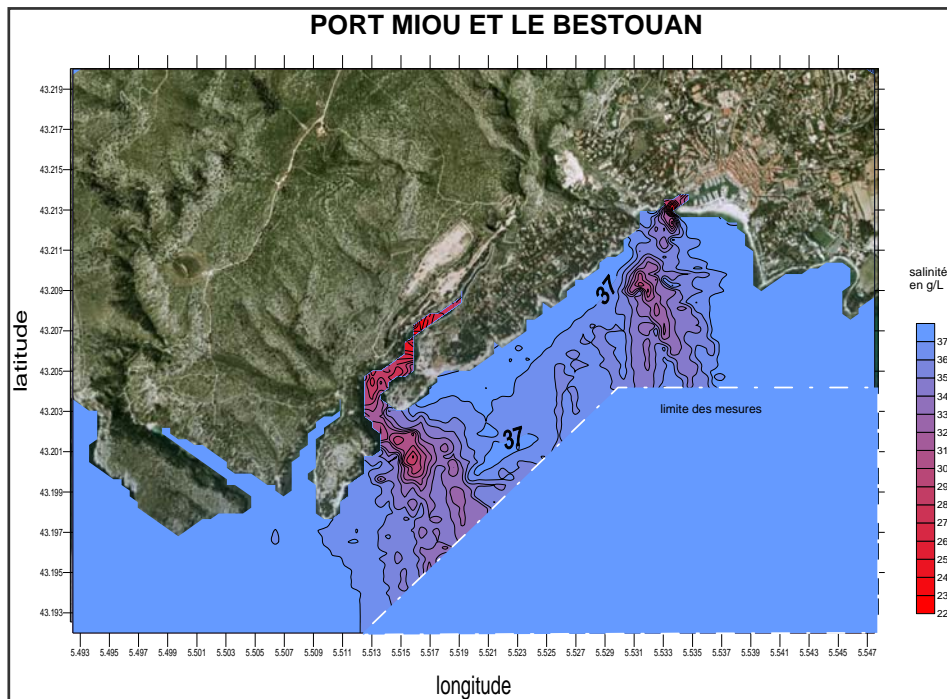


Figure 4 - Salinité de surface entre Cassis et Port Pin. Seuls les griffons de Port Miou et du Bestouan sont perceptibles. Entre les deux sources, le calcaire est imperméable.

V. APPORT DE LA TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE

Plusieurs profils ERT (electrical resistivity tomography) ont été réalisés à Cassis sur le plancher de la carrière Solvay [12], à 40 m d'altitude, au dessus de zones où des drains karstiques alimentent des griffons d'eau saumâtre bien visibles dans la calanque de Port Miou. En milieu littoral la tomographie électrique permet de visualiser le biseau salé, normalement caractérisé, dans les aquifères poreux, par des valeurs proches d' $1 \Omega\text{m}$.

La figure suivante (Fig.5) montre de haut en bas :

- une faible épaisseur avec des résistivités comprises entre 500 et 2000 Ωm qui correspondent aux produits d'altération anthropique de surface,
- une couche très résistante (5000 à 15000 Ωm) qui correspond aux calcaires massifs secs jusqu'à la cote 0 et atteignant parfois -20 m.
- une couche moins résistante (2000 à 5000 Ωm) interprétée jusqu'alors comme la matrice calcaire salée,
- deux zones ponctuelles à faible résistivité (100 à 500 Ωm) interprétées comme des drains d'eau saumâtre. La rivière souterraine de Port Miou qui les alimente est déjà saumâtre dans cette zone. On notera que le centre de ces drains se situerait vers 80 m de profondeur, or les drains qui alimentent les sources sont entre 20 m et 8 m de profondeur.

Ces valeurs sont très élevées avec 10000 à 15000 Ωm pour les calcaires, ce qui pourrait traduire une très faible fracturation avec absence totale de terra rosa et d'eau.

On notera toutefois qu'au centre du schéma et sur ses bordures, les calcaires apparaissent très résistants jusqu'à 30 ou 40 m sous le niveau 0 et qu'une zone à 2000 Ωm est présente au centre, jusqu'à 80 m de profondeur.

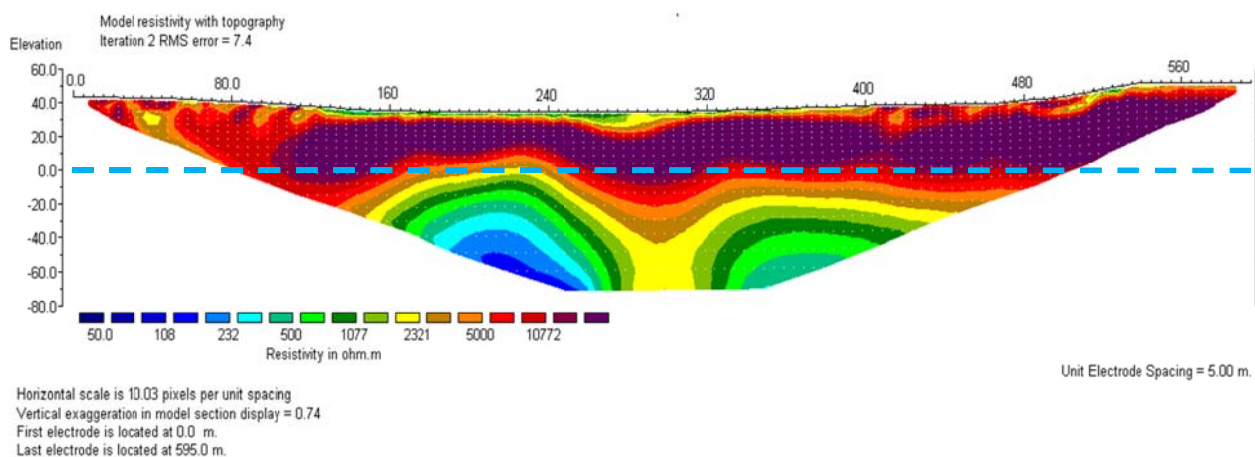


Figure 5 – Tomographie électrique parallèle à la cote dans le secteur de Solvay (d'après [14]).

La taille des drains est de quelques mètres au maximum. Si l'on admet que le signal observé correspond à deux drains recoupés, les deux zones de faible résistivité devraient donc, à l'échelle de cette tomographie, être ponctuelles. La moyenne avec les résistivités de l'encaissant calcaire se traduit alors théoriquement par une série d'auréoles concentriques, ce qui apparaît bien sur cette tomographie. Cela signifierait donc qu'il existe entre ces deux drains des calcaires à forte résistivité, avec des valeurs supérieures à 2000 Ωm .

La résistivité de l'eau de mer est normalement de 0,1 Ωm et celle de l'eau saumâtre à 10 g/L est d'environ 0,5 Ωm , la différence est très faible. Si la matrice calcaire était gorgée d'eau de mer, les drains n'indueraient probablement aucun signal, et l'on devrait observer, sous la cote 0, une couche relativement homogène de faible résistivité.

Cela nous laisse donc penser que dans ce secteur les calcaires sont imperméables malgré la densité de discontinuités observée en surface.

VI. APPLICATION A L'AQUIFERE DE PORT MIOU

L'analyse des courbes d'hystérésis débit/salinité [13] [14] montre qu'à Port Miou la salinité diminue par dilution ce qui ne permet pas de retenir une contamination diffuse par la matrice. Un modèle de contamination du système par un paléodrain profond aspirant l'eau de mer, au niveau du canyon de Cassidaigne, a été proposé [7] [15]. Cette hypothèse est renforcée par l'observation d'une similitude des teneurs en métaux lourds des sédiments superficiels de Port Miou et de ceux de la Cassidaigne contaminés par les déversements des « boues rouges », résidus de traitement de la bauxite [16]. Le schéma suivant présente un modèle conceptuel « spéléologique » [17]. Il est simple à concevoir à partir d'un système de 3 tubes respectivement remplis d'eau douce d'eau de mer et d'eau saumâtre [18]. Ce modèle a été reconstitué en laboratoire. Le moteur du système d'aspiration réside dans la dynamique des écoulements d'eau douce et dans celui de l'ascension de l'eau douce peu dense dans la colonne d'eau saumâtre plus dense. Le déséquilibre permanent de la colonne d'eau saumâtre diluée par l'arrivée de l'eau douce induit un déséquilibre et donc une diminution de la hauteur de la colonne d'eau de mer. Cela provoque une intrusion marine dans la colonne d'eau saumâtre. Il faut cependant des drains de grande taille pour que l'augmentation des débits soit possible sans une augmentation importante de la charge hydraulique qui aurait pour conséquence de bloquer l'arrivée de l'eau de mer par le drain profond.

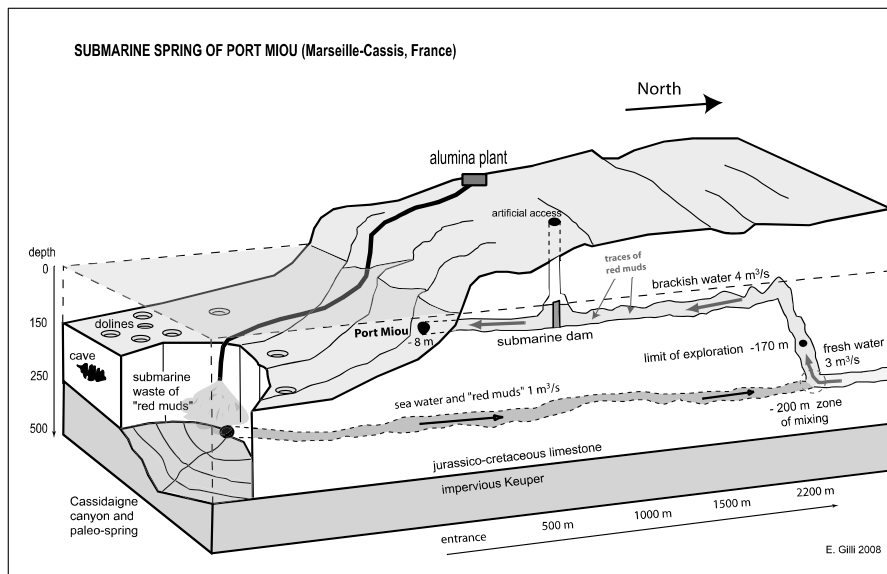


Figure 2 – Modèle d'aspiration d'eau de mer et de contaminants d'origine anthropique par un paléodrain messinien à Port Miou (d'après [17]).

VII. CONCLUSION

Ces différents exemples suggèrent que, pour la circulation et le stockage de l'eau, le rôle des discontinuités non élargies par la dissolution karstique pourrait être minimisé par rapport à celui des conduits karstiques. La perméabilité globale des calcaires serait alors en grande partie liée au polyphasage du karst. Son intensité est donc dépendante de la paléogéographie. La karstification des calcaires de Provence a pu débiter au Crétacé supérieur et induire une paléokarstification intense. De plus, les oscillations glacio-eustatiques, l'hydro-isostasie ou l'hyper eustatisme messinien sont des facteurs favorables à un polyphasage plus récent, varié et parfois intense qui renforce l'hétérogénéité spatiale des systèmes karstiques littoraux.

L'analyse des forages côtiers, la réalisation de nouveaux forages de reconnaissance et de campagnes de tomographie électrique pourraient, en précisant la géométrie des intrusions salines dans les littoraux calcaires, permettre d'estimer les rôles respectifs de la matrice et des drains.

Références bibliographiques :

- [1] Potié L., 1974 – Captage des résurgences sous marines d'eau douce : un barrage expérimental à Port-Miou. *Rapport international SRPM. Société des Eaux de Marseille*, 74 RT 2001PM.
- [2] 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. Sciences, Paris, IIa*, 329.
- [3] Arfib B., 2001 – *Etude des circulations d'eau souterraines en aquifère karstique côtier : observations et modélisations de la source de l'Almyros d'Heraklion, Crète (Grèce)*. Thèse de doct. Univ. Paris VI, 343 p.
- [4] Stefanon A., 1972 – Capture and exploitation of submarine springs". *Proc. Oceanology International Conference*. Brighton (UK), 427-734.
- [5] Fleury, P., 2005 – *Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation*, Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6. 286 p.
- [6] Breznik M., 1998 - *Storage reservoirs and deep wells in karst regions*. A.A. Balkema edit, Rotterdam, Brookfield, 251 p.
- [7] Gilli E., 2001 – Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Provence. 7^e coll. hydrogéol. en pays calcaire et milieu fissuré. Besançon, 20-22 sept. 2000, 157-160
- [8] Cavallera Th., 2007 – *Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône)*. Approche multicritères. Thèse doct. Sci. de la Terre, Univ. Marseille I, 403 p.

- [9] Maurin V. & Zoetl J., 1965 – Salt water encroachment in the low altitude karst water horizons of the Island of Kephallini. *Actes Coll. Dubrovnik, AISH-UNESCO Vol 2*, 423-438.
- [10] Mangan Ch., Gilli E., Emily A., & Tennevin G. 2007 – Recherche de ressources d'eau nouvelles sur le territoire du SIECL (Alpes-Maritimes). *Dossier de synthèse inédit (S.I.E.C.L.)*.
- [11] Gilli E. 2009 – *Localisation des émergences karstiques des calanques de Cassis et de la baie de la Ciotat*. Rapport CEK & Université de Provence. Projet Karsteau.
- [12] Tassy A., Maxwell M., Borgomano J., Arfib B., Fournier F., Gilli E. & Guglielmi Y., 2011 – Electrical resistivity tomography (ERT) of a coastal carbonate aquifer (Port-Miou, SE France). 9th Conference on Limestone Hydrogeology. *9^{ème} Colloque d'Hydrogéologie en Pays Calcaire. Besançon*.
- [13] Arfib B., Cavalera T. & Gilli E., 2006 – Influence de l'hydrodynamique sur l'intrusion saline en aquifère karstique côtier. *C.R. Geosciences*, 338, 757-767.
- [14] Tassy A., Arfib B., & Gilli E., 2010 – Better understanding of coastal water resources through a salinity study during an exceptional high-water event: the case of Port-Miou (Cassis, SE France). *4th International Symposium on Karst (Malaga), Springer edit.*, 2010
- [15] Blavoux B., Gilli E., Rousset C., 2004 – Alimentation et origine de la salinité de l'émergence karstique sous-marine de Port Miou (Marseille - Cassis – Bouches du Rhône). *C.R. Geosciences Elsevier, Paris*, 336, 523-533,
- [16] Cavalera Th., Gilli E., Mamindy-Pajany Y., & Marmier N., 2010 – Mechanism of salt contamination of karstic springs related to the Messinian deep stage. The speleological model of Port Miou (France). *EGU General Assembly 2009, Vienna, spec. issue. Geodinamica Acta 23 /1-3*, 15-28.
- [17] Gilli E., Mangan Ch. et Mudry J., 2004 – *Hydrogéologie. Objets, méthodes, application*, Dunod édit, 258 p
- [18] Drogue C. et Soulios G. , 1988 – Absorption massive d'eau de mer et rejet d'eau saumâtre dans l'île karstique de Céphalonie (Grèce), nouvelle interprétation du phénomène. *C.R. Acad. Sc. Paris, vol. 307, série II, p. 1833-1836*.

Rapports inédits :

- Ch. Mangan (1989) - Commune de La Trinité (06). Recherche d'eau dans le vallon des Vignasses. Dossier de synthèse (forage de la Fuon Santa). Rapport inédit du CETE Méditerranée (commune).
- Ch. Mangan (1990) - Recherche d'une ressource pour A.E.P. au profit du SILCEN dans le bassin du Paillon. Résultats des forages de la Sagna (06, Cantaron). Rapport inédit du Cabinet Mangan (C.G.E.).
- Ch. Mangan (1991) - Autoroute A8. Secteur de la Borne Romaine (06). Exécution d'une ligne de puits drainants. Dossier de synthèse. Rapport inédit du CETE Méditerranée (ESCOTA).
- Ch. Mangan (1992) - Commune de Drap (06). Résultats du forage d'eau du Plan de Rimont (forage des Vernes). Rapport inédit du Cabinet Mangan (commune).
- Ch. Mangan (2006 et 2008) - Commune de Cantaron (06). Exploitation pour A.E.P. de la nappe jurassique profonde. Rapports inédits du Cabinet Mangan (commune).
- Ch. Mangan (2007) - Synthèse hydrogéologique de la partie sud-ouest du département des Alpes-Maritimes. Dossier inédit de BRL Ingénierie et du Cabinet Mangan (Conseil Général des A-M).
- Ch. Mangan, E. Gilli, A. Emily et G. Tennevin (2006) - Synthèse structurale et hydrogéologique du réservoir aquifère du Jurassique provençal. Dossier inédit du Cabinet Mangan et de la Société H2EA (SILRDV).
- Ch. Mangan et G. Tennevin (2007) - Recherches sur les aquifères karstiques d'âge jurassique de la haute vallée du Loup (06). Résultats des forages de reconnaissance. Rapport inédit du Cabinet Mangan et de la Société H2EA (Lyonnaise des Eaux).